ISSN 0024-497X
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

3
1984

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

3
МАЙ — ИЮНЬ
1984

СОДЕРЖАНИЕ

Богданов Ю. А., Лисицына Н. А., Хворова И. В. К литологии некоторых подводных гор Восточной Атлантики 3

Морозов А. А., Розанов А. Г. Восстановленная сера в донных осадках юго-западной части Мозамбикского пролива 20

Петровский А. Д. Тектонические и геоморфологические условия формирования терригенных гумидных формаций платформ СССР и связанных с ними полезных ископаемых 37

Кацнельсон Ю. Я., Нырков А. А., Якушев В. В. Эоценовые бентониты на северо-восточной окраине Донбасса 49

Кикнадзе З. Р. Закономерности формирования конкреций в рудовмещающих отложениях колчеданных месторождений юго-восточного Кавказа . . . 58

Домбровская Ж. В., Аракелянц М. М., Волков В. Н. О радиологическом возрасте эпигенетически измененных, серицитизированных и алунитизированных пород байкальской серии Западного Прибайкалья 69

Лисицин А. К., Киреев А. М., Солодов И. Н., Токарев Н. И. Использование керна скважин для детального изучения состава и свойств подземных водных растворов 74

Флоренский П. В., Котельников Д. Д. Глинистые минералы и нефтегазоносность триасовых отложений Южного Мангышлака 88

Тихомиров В. Н. Изучение поглощения металлов из океанской воды осадками методом меченых атомов 99

Краткие сообщения

Михайлов Б. М., Николаев В. А. Оловоносные гидроокислы железа в коре выветривания гранитов (Южные Кызылкумы) 107

Кореневский С. М. Рудоносность галогенных формаций и вмещающих их толщ 109

Сорокин В. М., Соколов В. Н., Шлыков В. Г. Хемогенное карбонатонакопление во внутриконтинентальных морях 113

Шарданова Т. А. Глыбовые горизонты во флише Селетинского синклинория (Центральный Казахстан) 116

Бескровная О. В., Геращенко И. Л., Гроссгейм В. А., Рожков Г. Ф. Новые данные о палеодинамических условиях формирования среднедевонских отложений Ярегского нефтяного месторождения (Тимано-Печорская провинция) 121

Методика

Прокопчук Б. И., Заири Н. М., Гущин В. Н., Левин В. И., Метелкина М. П., Шофман И. Л. Опыт применения изотопного анализа при определении разновозрастных карбонатных обломков в терригенных отложениях 128

Критика и дискуссии

Станкевич Е. Ф. О некоторых вопросах гидрогеохимии (в связи с выходом книги «Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия») 131

Хроника

Ильин А. В., Яншин А. Л. VI Международная конференция по фосфоритам 134

Тимофеев П. П., Копорулин В. И. XI Международный литологический конгресс 136

© Издательство «Наука»,
«Литология и полезные ископаемые», 1984 г.

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

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

3

MAY — JUNE

1984

CONTENTS

Bogranov Yu. A., Lisitsyna N. A., Khvorova I. V. On lithology of some underwater mountains in the Eastern Atlantic 3

Morozov A. A., Rozanov A. G. Reduction sulphur in bottom sediments of the Mozambique Channel southwest part 20

Petrovsky A. D. Tectonic and geomorphologic conditions of terrigenous humid formations origin within USSR platforms and associated mineral resources . . 37

Katsnelson Yu. Ya., Nyrkov A. A., Yakushev V. V. Eocene bentonites on the Donbass northeast margin 49

Kiknadze Z. R. The formation of nodules in ore-bearing sediments of the pyrite deposits in southeast Caucasus 58

Dombrovskaya Zh. V., Arakelyants M. M., Volkov V. N. On radiological age of epigenetically metamorphosed, sericitized, and albitized rocks of the Baikalian series in western Baikal region 69

Lisitsin A. K., Kireev A. M., Solodov I. N., Tokarev N. I. Utilization of drill cores for detailed investigation of the properties and composition of underground water solutions 74

Florensky P. V., Kotel'nikov D. D. Clay minerals and oil and gas content in Triassic deposits of South Mangyshlak 88

Tikhomirov V. N. The investigation of metal absorbtion from ocean water by sediments using the tracer method 99

Brief communications

Mikhailov B. M., Nikolaev V. A. Stanniferous ferric hydrates in granite crust of weathering (South Kyzyl Kum) 107

Korenevsky S. M. Ore presence in halogenic formations and their enclosing beds 109

Sorokin V. M., Sokolov V. N., Shlykov V. G. Homogenic carbonate accumulation in inland seas 113

Shardanova T. A. Block horizons in the Seletinsk synclinorium (Central Kazakhstan) 116

Beskrovnaya O. V., Gerashchenko I. L., Grossgeim V. A., Rozhkov G. F. New data on the paleodynamic setting of the origin of Mid-Devonian deposits in the Yareg oil field (Timan — Pechora province) 121

Methods of investigations

Prokopchuk B. I., Zairi N. M., Gushchin V. N., Levin V. I., Metelkina M. P., Shofman I. L. The application of the isotope analysis for determination of carbonate fragments, different in age, within terrigenous deposits 128

Critical analysis and discussion

Stankevich E. F. Some points of hydrogeochemistry (connected with the publication of the book «The fundamentals of hydrogeology. Hydrogeochemistry») 131

Chronicle

Ilyin A. V., Yanshin A. L. VI International Conference of Phosphorites 134

Timofeev P. P., Koporulin V. I. XI International Lithological Congress 136

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 3, 1984

УДК 552.5/551.462.64 (261/264)

К ЛИТОЛОГИИ НЕКОТОРЫХ ПОДВОДНЫХ ГОР ВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКИ

БОГДАНОВ Ю. А., ЛИСИЦЫНА Н. А., ХВОРОВА И. В.

По данным исследований, проведенных в 4-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» с применением подводных обитаемых аппаратов «Пайсис», выявлены особенности строения разреза и состава вулканогенно-осадочных пород, слагающих подводные горы Атлантис, Жозефин и Ампер, относящиеся к Азорско-Гибралтарской тектонической зоне.

Характерной особенностью этих пород является присутствие железистых гидротермально-осадочных образований с высоким Fe—Mn—Ti-модулем в разрезе горы Ампер. Исследование фаунистических остатков и вещественного состава пород позволило выделить в развитии горы Атлантис периоды погружения и относительного поднятия, совпадающего с усилением вулканической активности. Проведено сопоставление этапов развития гор Атлантис, Жозефин и Ампер с развитием Азорских островов.

В 4-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» были изучены три подводные горы: Атлантис, Жозефин и Ампер. Основные работы были сосредоточены на первой из них. Гора Атлантис относится к группе подводных гор Грейт Метеор, расположенной на восточном фланге Срединно-Атлантического хребта южнее Азорского архипелага. Гора Жозефин принадлежит к числу подводных гор, расположенных восточнее Азорских островов, у северного окончания Канарской котловины. Гора Ампер находится в 200 км юго-восточнее г. Жозефин (фиг. 1).

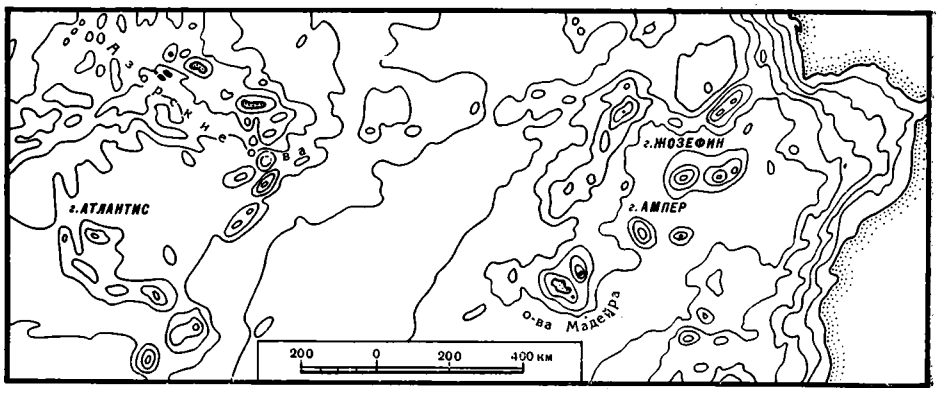
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ РАЗРЕЗОВ ПОДВОДНЫХ ГОР

Гора Атлантис. Это крупное и сложное сооружение, вытянутое в северо-западном направлении, обладающее плоской вершиной с двумя уровнями: на северо-западе глубина ее 260—300 м, на юго-востоке — 600—650 м. В соответствии с данными о положении линейных магнитных аномалий возраст коры в регионе в целом оценивается в 65—70 млн. лет. По данным нанофоссилиевого анализа (определения М. Г. Ушаковой), самые древние из встреченных осадочных пород относятся к верхам олигоцена — низам миоцена.

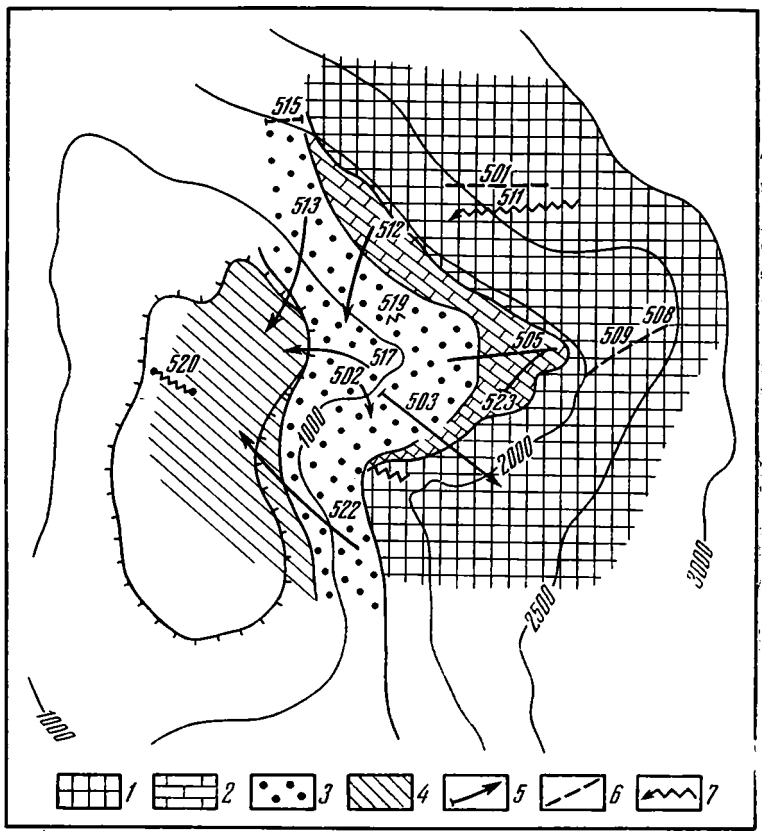
Работа проводилась на северо-восточном склоне юго-восточной части горы. Вершина горы здесь обрисовывается 700-метровой изобатой и имеет около 5,5 миль в длину и 2,2 мили в ширину. Постройка расположена на относительно пологом цоколе, плавно поднимающемся от абиссальных глубин до 3 км. Исследованный склон представляет собой чередование крутых и пологих участков; наибольшая крутизна отмечена на глубинах 2300—2000 и 1300—1000 м. Здесь обрывистые (80—90°) выступы коренных пород разделены пологими террасовидными площадками. Прямолинейные (в плане) очертания отдельных участков горы обусловлены наличием крупных сбросов.

Драгирование и особенно наблюдения с обитаемых аппаратов («Пайсис»), проведенные в северо-восточной части горы (фиг. 2), позволяют составить представление о ее строении.

Нижний участок склона (интервал глубин 2150—2740 м) изучен с помощью драгирования. Подняты гальки и валуны (от 2 до 23 см в поперечнике) преимущественно миндалекаменных цеолитизированных базальтов; в меньшем количестве присутствуют фораминиферово-кокколитовые известняки, обычно иссверленные ходами илоедов. Из двух обломков определены кокколитофориды, относящиеся к верхам олигоце-



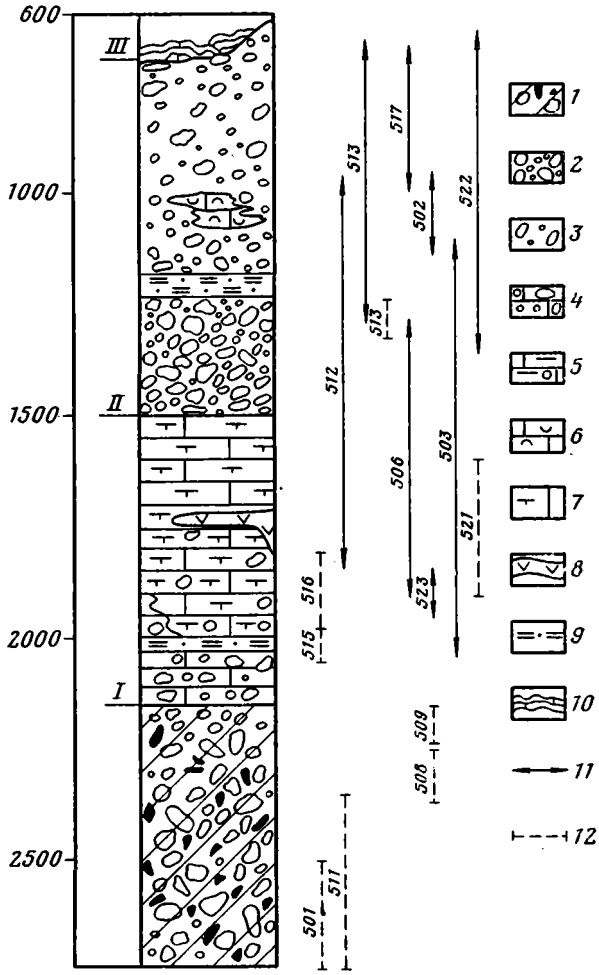
Фиг. 1. Расположение изученных подводных гор



Фиг. 2. Схематическая карта состава коренных пород в изученной части горы Атлантис *1* — валунно-галечные накопления (осыпи?); *2* — известняковые толщи; *3* — конгломератовые толщи; *4* — железисто-карбонатно-терригенная толща; *5* — маршруты подводных аппаратов; *6* — драгированные склоны; *7* — траление. Цифры — номера станций

на — низам миоцена. Обломки, в разной степени окатанные, сохраняют угловатые очертания. Поверхность их часто покрыта черным и красным налетом окислов железа и марганца, проникающим и внутрь ходов. На многих базальтовых гальках и валунах сохранились марганцевые корки толщиной от 2 мм до 2 см. Характерно обилие мелких и крупных обломков рудных корок.

Нигде не был зафиксирован отрыв породы от коренного выхода. Возможно, нижняя часть склона представляет собой осыпь, образованную валунно-галечным материалом, накопившимся у основания горы. Косвенно о том же свидетельствует обилие обломков рудных корок, кото-



Фиг. 3. Сводный разрез отложений, слагающих восточный склон горы Атлантис
1 — вулканно-галечные осадки (осыпи?); *2* — конгломераты без связующей массы; *3* — конгломераты со связующей массой; *4* — известковые конгломераты; *5* — известняки с обломочной примесью; *6* — известняки органогенно-детритовые; *7* — известняки фораминиферо-кокколитовые; *8* — силл долерита; *9* — гиалокластиты; *10* — железисто-карбонатно-обломочная толща; *11* — интервалы, обследованные «Пайсисами»; *12* — драгированные интервалы. Цифры слева — глубины, м; цифры справа — номера станций; I, II, III — номера толщ

рыми в более высокой части склона покрыты выступы коренных пород. Однако присутствие здесь известняков, датированных наиболее древними формами, указывает, что в осыпи встречается материал и из самой нижней части склона.

Выше появляются выходы коренных пород, образующих скальные выступы высотой до 10 м, разделенные пологими площадками, припорошенными осадком. Мелкие нависающие карнизы пород иногда покрыты рудными корками.

На изученном участке горы выделяются три толщи (фиг. 3).

Первая толща образована известняками. В подчиненных количествах в ее составе присутствуют обломочные породы. Глубина распространения толщи приблизительно от 1500 до 2050 м. Склон в этом интервале имеет ступенчатый рельеф, что указывает на стратифицированное строение отложений.

В одном из маршрутов «Пайсисов» (ст. 506, глубина 1750 м) встречен силл долерита толщиной около 1 м.

Известняки, слагающие толщу, фораминиферово-кокколитовые, почти всегда с примесью алеврита и песка базальтового состава.

Обломочные породы сосредоточены преимущественно в нижней части толщи и испытывают латеральные изменения. Наиболее грубые разности встречены на ст. 512 (см. фиг. 2), где в интервале глубин 1850—1790 м присутствуют валунно-галечные базальтовые конгломераты с известняковым цементом. И к северу и к югу они переходят в менее грубые отложения. На ст. 515, в самой северной части исследованного района, с глубины 2050—1980 м драгой подняты слоистые обломочные породы: мелкообломочные брекчии, песчаники, гиалокласты, иногда с прослоями известняков. Юго-восточнее конгломератового выхода (ст. 506) грубые отложения исчезают, но на глубине 1920 м обнажена известковая мелкообломочная брекчия. Еще южнее (ст. 503) на глубине 2040 м в известняке отмечается очень обильная примесь песка и алеврита, а выше прослеживается пласт мелкообломочной гиалокластитовой брекчии. Таким образом, на всем обследованном участке горы в интервале глубин 1790—2040 м встречены обломочные породы, относящиеся к низам известняковой толщи. Мощность ее можно оценить в 300 м. В двух образцах из нижней части разреза определены кокколитофориды среднего миоцена.

Вторая толща — конгломератовая. Слагающие ее породы встречены в семи маршрутах «Пайсисов» (см. фиг. 3) на глубинах от 1530 до 700 м. Сводный разрез можно представить в следующем виде.

1. Базальтовые конгломераты. В одних обнажениях преобладают гальки миндалекаменных, в других — плотных базальтов. Материал не сортирован и вместе с мелкой галькой присутствуют отдельные валуны до 20 см. Несмотря на отсутствие сортировки, разные слои имеют разный гранулометрический состав: в одних максимальный размер галек составляет 1 см, в других — 5 или 10 см. В отдельных пачках наблюдался постепенный переход снизу вверх по разрезу менее грубого конгломерата в более грубый. Цементирующая масса в отличие от конгломератов нижней толщи скудная, образованная известняком. Иногда поверхность конгломератового слоя сверху и сбоку покрыта рудным налетом или корочкой, которые отсутствуют в местах отрыва образца. Это показывает, что пласты обнажались на подводном склоне горы в виде уступов и «козырьков». Сверху они часто обрастают губками и кораллами, а в западинках между гальками отмечалось скопление фораминиферового и птероподового песка. В верхней части разреза на глубине 1180 и 1230 м (ст. 512—513) среди конгломератов появляются пласты охристо-желтых гиалокластогенных песчаников и алевролитов, иногда с карбонатной примесью (кокколиты, фораминиферы).

2. Известняки кавернозные, органогенно-детритовые, состоящие из остатков разнообразных морских беспозвоночных и водорослей. Встречены на глубинах 1000—1100 м (ст. 517, 502). Вероятно, они образуют крупную линзу, так как в соседних маршрутах (512, 513, 522) не встречены. В одном из образцов (ст. 502, глубина 1120 м) обнаружены кокколиты среднего плейстоцена. Мощность известняков около 50 м.

3. Конгломераты из обломков эффузивных пород, обычно миндалекаменных.

Цемент обильный известняковый.

Мощность всей второй толщи около 800 м.

К третьей толще отнесены породы, встреченные на вершине горы (ст. 513, 517, 522). Они образуют небольшие выходы и скопления обломков среди тонкого покрова рыхлых осадков. Несмотря на фрагментарность материала можно составить общее представление о составе и строении верхней толщи. Очевидно, в основном она образована полимиктовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами с линзами органогенно-детритовых известняков. При формировании кластики большое значение имел разрыв местных пород (известняки, песчаники, гравелиты) и окатывание раковинного материала. Главной же особенностью толщи является присутствие в ней своеобразных красновато-коричневых плойчатых железистых образований, залегающих в виде изогнутых корок на поверхности галек и обломочных слоев. Все породы покрыты чер-

ными выделениями гидроокислов марганца. Мощность толщи определить трудно. Если учесть, что на ст. 517 слагающие ее породы встречены в интервале глубин 710—680 м, то можно оценить видимую мощность приблизительно в 30 м.

Гора Жозефин. Основание горы находится на глубине 3—3,5 км, а плоская вершина — на глубине 200 м. Гора обследована менее подробно, чем Атлантис. Здесь пройдено два маршрута на подводном аппарате «Пайсис», взято несколько проб дночерпателями, одной трубкой и проведено траление. По этим материалам можно составить схематичное представление о породах, слагающих гору.

Внизу, на глубине 1750—1755 м, наблюдались небольшие скальные выступы базальта, сплошь покрытые черной рудной коркой (1—10 мм), на которой сохранились остатки отмерших полихет, баланусов и мелких одиночных кораллов. На свежем сколе (отрыв) порода буровато-серая, а вблизи поверхности выхода становится охристо-бурой. Базальт мелкопузыристый; структура его гиалоофитовая: в массе бурого разложенного стекла заключены многочисленные довольно крупные (длина 0,075—0,8 мм) лейсты плагиоклаза, частично цеолитизированного; фенокристы представлены преимущественно измененным оливином, но есть также отдельные пироксеновые и плагиоклазовые вкрапленники. Некоторые образцы обладают шлировой текстурой; шлиры образованы сильно пористой стекловатой массой, почти без микролитов и фенокристов.

Выше залегает базальтовая брекчия. Поверхность многих обломков покрыта палагонитизированной стекловатой корочкой; палагонитизация по трещинам проникает и в глубь обломков, где отмечается также интенсивная цеолитизация. Связующая масса в брекчии — белый детритовый — микритовый известняк.

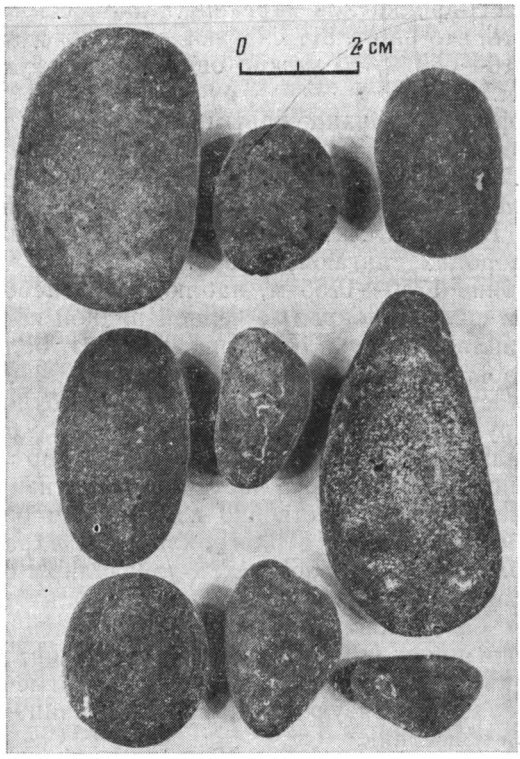
С глубины 1690 и до 950 м развита известняковая толща. В ней выделяются следующие пачки.

1. Известняки белые, крепкие, фораминиферово-кокколитовые и кокколитово-фораминиферовые (смесь планктонных и бентосных форм) с примесью разнообразного раковинного детрита и небольшим количеством базальтового песка и алеврита. Текстура беспорядочная (биотурбации). Много тонких (*d* 1—2 мм) и более крупных (*d* до 8 мм) ходов бентосных организмов — полых или заполненных известковым илом. Стенки ходов часто покрыты черным или охристым налетом окислов железа и марганца. Порода рассечена системой тончайших пересекающихся трещинок, «залеченных» черными окислами марганца. Возраст отложений миоценовый. Глубина выходов 1690—1610 м.

2. Известняки грязно-серые, желтовато-бурые и светло-коричневые, крепкие, неравномерно и в разной степени окрашенные гидроокислами железа. Известняки фораминиферово-кокколитовые с незначительным количеством других органогенных остатков (детрит). Постоянна примесь мелкого базальтового песка и известняковых зерен. Текстура беспорядочная, но толща в целом стратифицирована; отдельные слои отличаются и окраской, и количеством терригенной примеси, и соотношением кокколитового микрита и других органогенных компонентов. Верхняя часть слоев неровная, взрыхленная, с ветвящимися валиками-ходами, уходящими на несколько сантиметров в глубь пластов. В одних образцах ходов немного, в других они обильны и порода имеет вид брекчии. Глубина выхода пачки 1590—1320 м; в образце с глубины 1320 м обнаружены формы кокколитофорид, похожие на миоцен-плиоценовые.

3. Валунный конгломерат. Обломки (до 20 см) представлены известняками, сходными с нижележащими. Связующая масса — светло-серый песчанистый известняк. Глубина выхода 1300 м.

4. Известняки светло-серые, слоистые, фораминиферово-кокколитовые и кокколитово-детритовые. Среди фораминифер преобладают планктонные формы, но много и бентосных. Органогенный детрит разнообразный. Соотношение детрита и фораминиферово-микритового компонента от слоя к слою меняется. В разных, но небольших (от долей до 7%) количествах присутствует мелкий базальтовый песок и алеврит. Во многих



Фиг. 4. Базальтовые гальки (гора Ампер, ст. 535, глубина 1100—1300 м)

образцах отмечаются ходы (5 мм), заполненные мелким фораминиферовым песком или плотным микритовым известняком с фораминиферами.

Кроме литифицированных пород, слагающих гору, на ее склоне и вершине трубкой и дночерпателем подняты осадки плейстоцена. На глубине 2920 м это фораминиферово-кокколитовые илы с неравномерным распределением компонентов (биотурбации), а на вершине (глубина 250—176 м) — желтовато-серые органогенно-детритовые, местами песчанистые осадки; в них много раковинок пелеципод, гастропод, попадаются обломки рудных корок.

Гора Ампер. В пределах восточного склона (2300—2400 м) преобладают обломки (10—40 см) белого мелоподобного известняка фораминиферово-кокколитового, иногда тонкослоистого, но чаще с беспорядочной текстурой (биотурбации). С поверхности обломки покрыты сплошными налетами черных окислов марганца. Возраст известняков — ранний миоцен. Очень редко здесь же попадаются мелкие (3 см) гальки базальта.

Выше (глубина 1400—1500 м) состав кластики меняется: преобладают базальтовые обломки с примесью известняковых (фораминиферово-микритовые с разнообразным детритом); попадаются и окатанные кусочки рудных корок. Материал, по-видимому, плохо сортирован — много валунов (10—22 см) и мелких галек; окатанность средняя и хорошая. Некоторые гальки сплошь покрыты черными рудными корками. Связующая масса мелкообломочная, в ней кроме базальтового песка и гравия много бурой везикулярной, в разной степени палагонитизированной гиалокластики; размер фрагментов от долей миллиметра до 1 см. Цементируется связующая масса цеолитом, образующим крустификационные корочки на обломках, и кальцитом.

Еще выше (1100—1300 м) развита толща, состоящая (судя по материалу, принесенному драгой) из галечников и карбонатных пород.

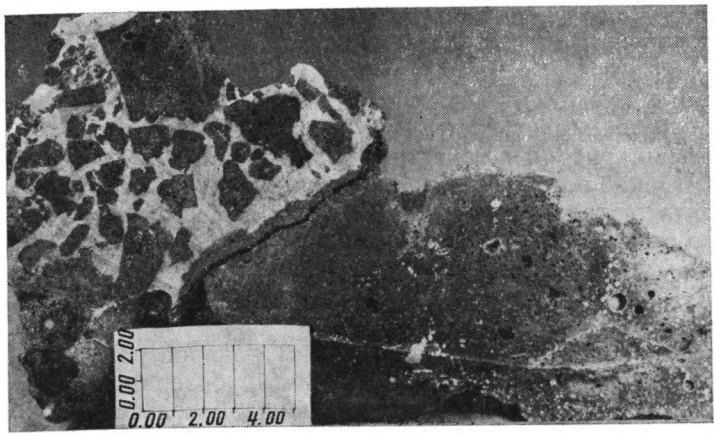


Рис. 5. Базальтовый конгломерат — валун и участок связующей массы (гора Атлантис, ст. 519, глубина 1240—1320 м)

Галечники базальтовые с небольшой примесью известняков. Размер галек разный: от 2 до 15 см; хорошо окатаны (фиг. 4). Многие гальки обросли карбонатной корочкой, состоящей из караллиновых водорослей и полихет. Базальты часто миндалекаменные, в разной степени раскристаллизованные и измененные; различаются свежие вкрапленники пироксена и полностью измененные оливины; иногда много магнетита; основная масса обычно сильно разложена. Все это вулкано-терригенный материал, испытавший интенсивную обработку в мелководных условиях.

Известняки разнообразны; различаются микритовые разности, фораминиферово-микритовые, органогенно-детритовые и обломочные (скелетные пески); в последних есть примесь базальтовой кластики, а также обломков мелкокристаллического известняка.

Вулкано-терригенные галечники и известняки подняты драгой с глубины, отвечающей 200-метровому интервалу. Судить об их взаимоотношениях нельзя, но очевидно, что это единый комплекс мелководных отложений.

ПОРОДЫ И УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

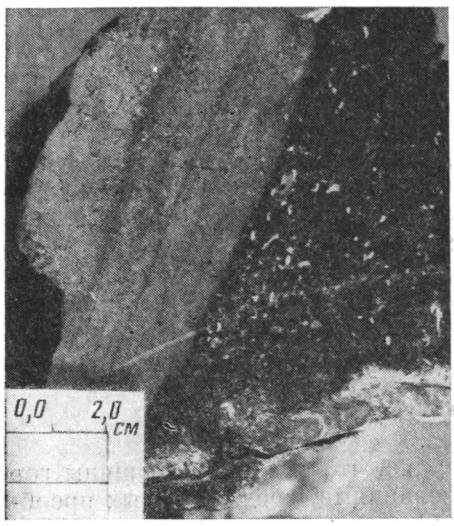
Из приведенного выше материала видно, что склоны и вершины гор сложены в основном осадочными образованиями, среди которых преобладают в разной степени литифицированные породы. Рыхлые осадки развиты сравнительно слабо. Состав пород специфичен. Это в основном обломочные отложения и известняки; кроме них встречены необычные железистые (гидротермально-осадочные) образования.

Обломочные породы. Слагающая их кластика представлена базальтами, осадочными породами и гиалотефрой. Каждый из этих компонентов образует как самостоятельные накопления, так и встречается совместно с другими (полимиктовые образования). Особенностью обломочных пород является обилие конгломератов, бóльшая часть которых относится к вулкано-терригенным.

Вулкано-терригенные конгломераты почти целиком состоят из обломков базальтов — миндалекаменных и плотных, среди которых лишь локально в верху разреза появляются обломки средних пород. Изредка отмечается небольшая примесь известняковых фрагментов и еще реже — кусочки рудных корок. Окатанность обломков от средней до хорошей (см. фиг. 4). Характерна очень слабая сортировка: вместе с мелкой галькой обычно присутствует крупная и даже валуны, в отдельных случаях достигающие 50 см. По преобладанию той или иной фракции различаются мелко-, средне- и крупногалечные отложения. Обломки сгружены беспорядочно.

Количество связующей массы в разных пачках различно. В одних пачках ее очень мало, и представлена она мелкообломочным базальтовым материалом (0,1—1 см), среди которого преобладают фрагменты желто-бурого пузыристого гиалобазальта с сидеромелановым, часто палагонитизированным стеклом. В других — связующая масса обильна и образована микритовым известняком, в котором рассеяны раковинки преимущественно планктонных фораминифер и немного другого раковинного детрита, а также мелкие (0,1—0,2 мм) фрагменты базальта и базальтового стекла. Присутствуют и более крупные (0,5—1,5 см) осколки охристо-желтого и коричневого пузыристого гиалобазальта (фиг. 5). Соотношение мелкой кластики и карбонатного материала варьирует в больших пределах.

Песчаники характеризуются меньшим распространением среди вулкано-терригенных накоплений. Они среднегрубозернистые, иногда с примесью мелкого гравия. Преобладают зерна базальтов, большая часть которых имеет одинаковую структуру; довольно много везикулярной гиалокластики; попадаются пироксены и измененный оливин; в разных количествах присутствует раковинный детрит. Окатанность материала от средней до хорошей. Связующая масса карбонатная, необильная, но базальная; на некоторых участках она замещена тонкокристаллическим цеолитом. Песчаники чередуются с песчаными известняками; границы между ними резкие, горизонтальные и слегка неровные (фиг. 6). Местами песчаные и карбонатные осадки беспорядочно перемешаны (биотурбации).



Фиг. 6. Контакт известняка (внизу) и вулкано-терригенного песчаника (гора Атлантис, ст. 515, глубина 1980—2050 м)

Происхождение вулканогенного материала очевидно: это продукты размыва вулканической постройки. Петрографическое однообразие обломков в каждом обнажении позволяет предположить, что главным агентом формирования кластики была абразия. Хорошая и средняя окатанность обломков, даже крупных, указывает на обработку материала в мелководных условиях. О том же свидетельствует и постоянная примесь пористой гиалотефры, формирующейся, как правило, на мелководье при сильных, преимущественно гидромагматических эксплозиях. Вершины подводных гор, по крайней мере периодически, выходили из-под уровня моря и размывались водами океана.

Вместе с тем обращают на себя внимание следующие обстоятельства: исключительно плохая сортировка материала, преобладание грубых накоплений и тесная связь их с пелагическими известняками. Фораминиферово-кокколитовый осадок часто образует обильную связующую массу, а галька и песок — обычная примесь в известняках. Все это можно объяснить выносом обработанного вулкано-терригенного материала из прибрежной полосы на подводный склон вулкана и к его подножию, где отлагались биогенные карбонатные илы. Механизм переноса скорее всего был связан с обвалами и оползнями, стимулируемыми вулканическими и тектоническими явлениями.

Полимиктовые обломочные отложения имеют ограниченное развитие; они были встречены лишь на вершине горы Атлантис. Это конгломераты и гравийные песчаники. Конгломераты мелкообломочные с песком и гравием, но в них попадаются и валуны (15—25 см). Преобладают обломки эффузивных пород — разных по структуре и измененности; ча-

сто они миндалекаменные, нередко ожелезненные, особенно с поверхности. Крупная фракция почти целиком образована эффузивами, но встречаются и обломки (2—3 см) полимиктовых песчаников (местный материал). Окатанность фрагментов разная, часто хорошая. Мелкая гравийно-песчаная фракция более разнообразна: кроме эффузивов (и пироксенов) много известняков — микритовых, микритово-фораминиферовых, встречаются и перекристаллизованные; обилен раковинный детрит (мшанки, кораллы, иглокожие, крупные бентосные фораминиферы, губки и др.); характерны следы сверления на раковинах и обрастание их известковыми водорослями. Кроме того, местами встречаются обломки микрослоистых железистых пород. Окатанность песчаного материала разная, чаще хорошая. Связующая масса карбонатная, скудная, поэтому широко развиты комфорные структуры. Окислы железа густо окрашивают отдельные известняковые фрагменты, развиваются по связующей массе и образуют в ней колломорфные выделения с концентрическим строением.

Обращает на себя внимание отсутствие фрагментов пузыристых гиалобазальтов и сидеромелановой гиалокластики, столь характерных для рассмотренных выше вулкано-терригенных пород.

Полимиктовые обломочные отложения формировались в очень мелководных условиях и при прекращении активной вулканической деятельности. Вместе с тем время их образования совпало с интенсивно проявленным гидротермальным процессом.

Известняковые конгломераты встречаются лишь эпизодически, хотя примесь известняковых обломков обычна в рассмотренных выше типах пород. Конгломераты состоят из мелких и крупных (до 40 см) угловато-окатанных, иногда плоских обломков песчаных кокколитово-фораминиферовых, иногда песчанистых, слоистых известняков. Поверхность обломков часто покрыта черным или красноватым, блестящим рудным налетом, проникающим по ходам и внутрь породы. Связующая масса известняковая. В одном случае (гора Жозефин) было установлено, что такой конгломерат состоит из обломков нижележащего известняка, т. е. это внутриформационное образование, связанное с местным размывом.

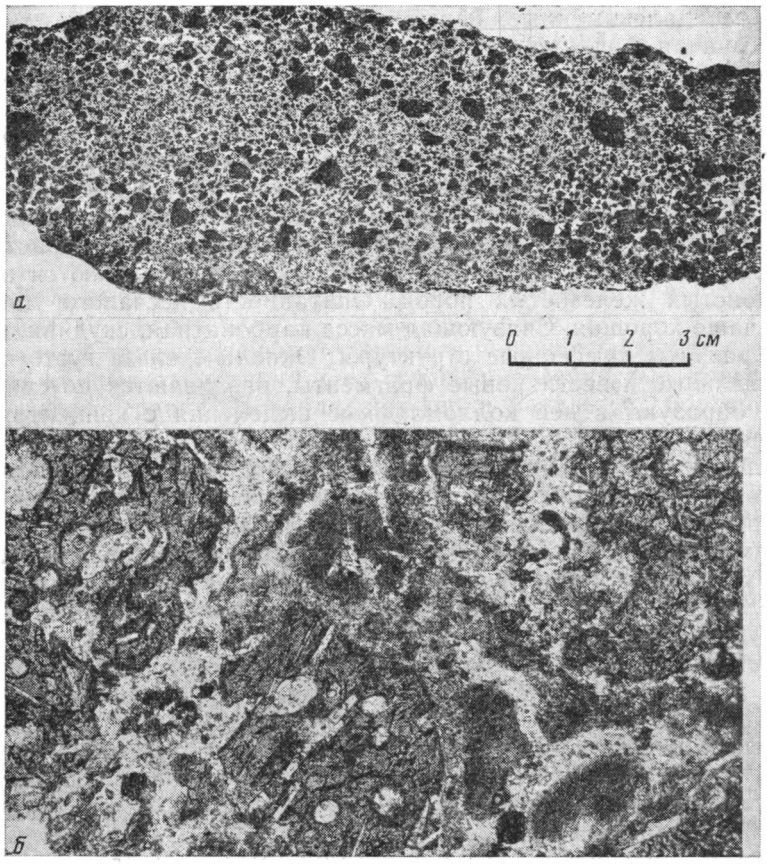
Гиалокластиты. Обломки гиалобазальтов и сидеромелана не только присутствуют как примесь в вулкано-терригенных породах, но образуют и самостоятельные отложения.

Внешне это красновато-коричневые или желто-бурые разных оттенков хрупкие легкие гигроскопичные породы. Они представлены разными гранулометрическими типами.

Более грубые (фиг. 7, *а*) имеют гравийно-песчаную размерность и состоят из угловатых и угловато-обтекаемых обломков желто- и оранжево-бурого палагонитизированного изотропного пористого стекла (сидеромелана); поверхность неровная, с ямками от срезанных пузырей. Некоторые обломки частично или полностью «импрегнированы» тонким агрегатом магнетита (черные участки). Попадаются кристаллы почти полностью измененного оливина. Связующая масса скудная (см. фиг. 7, *б*), образованная цеолитом с небольшой примесью глины, известкового микрита и «стеклянной пыли».

Тонкомелкозернистые гиалокластиты состоят из осколков стекла, размер которых в одних слоях составляет 0,05—0,25 мм, а других — 0,75 мм. Стекло неравномерно палагонитизировано. Встречаются обломки пироксенов, редкие фораминиферы и другой детрит (фиг. 8, *а*). Связующая масса очень скудная, на одних участках почти целиком цеолитовая, на других — образованная тонким агрегатом глинистых минералов. В некоторых образцах отмечается кальцитизация (фиг. 8, *б*).

Кроме гиалокластогенных пород встречаются и смешанные, карбонатно-гиалокластитовые. Мелкая (алеврит) палагонитизированная гиалокластика здесь заключена в кокколитовом материале, где рассеяны отдельные раковины фораминифер (планктонные, бентосные). В такой породе наблюдаются ходы, выполненные фораминиферово-кокколитовым известняком, без вулканогенного материала.

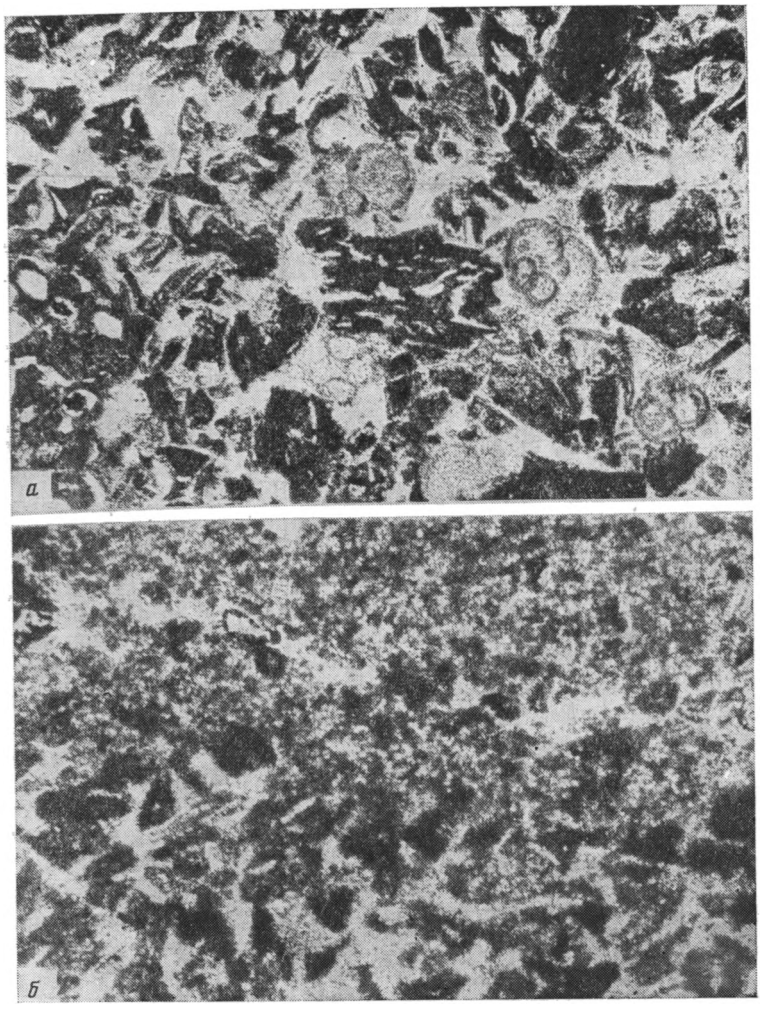


Фиг. 7. Гиалокластит крупнопесчаной размерности
а — образец, *б* — шлиф; светлые прожилки — цеолит, увел. 40, без анализатора (гора Атлантис, ст. 503, глубина 2020 м)

Для гиалокластитов характерна слоистая текстура. В более грубых разностях относительно крупные фрагменты концентрируются в неправильных, нечетко оформленных линзочках (см. фиг. 7, *а*), а в мелкообломочных — наблюдалось тонкое чередование (2—20 мм) слойков песчаной и алевритовой размерности (см. фиг. 8); границы их резкие и слегка неровные; тонкие прослои выклиниваются в пределах небольшого образца. Текстурные черты указывают на отложение осадков в гидродинамически довольно активной среде, скорее всего в зоне придонных течений (гиалокластитовые контуриты).

О составе гиалокластитов дают представление химические анализы (табл. 1). Для сравнения приведен и анализ палагонита [2]. Последний, как известно, отличается от неизмененного стекла главным образом высоким содержанием воды и сильной окисленностью железа. Исходя из этого очевидно, что существенным компонентом изученных гиалокластитов является именно палагонит, и породу можно определять как палагонитовый гиалокластит.

Везикулярная сильно фрагментированная гиалокластика (или, точнее, гиалотефра) характерна для эрупций суртсейского типа [7], принадлежащих к категории гидромагматических; они возникают там, где поднимающийся магматический расплав приходит в соприкосновение с водой (морской или грунтовой), вызывая парообразование, сопровождаемое выбросом больших масс обломочного материала. Этот тип эрупций и его продукты хорошо изучены на примере недавней активности вулкана Суртсей. Эксплозии здесь были довольно сильными и многократными. Тейфа выбрасывалась в виде вертикальных колонн, давших пеплопады, и парово-тейфовых туч, спускавшихся по склону вулкана и



Фиг. 8. Гиалокластиты разной структуры (*а* — присутствуют обломки пироксена, фораминиферы и другой детрит, *б* — связующая масса, участками цеолитовая, шлифы, увел. 40, без анализатора (гора Атлантис, ст. 515, глубина 1980—2050 м)

формировавших вокруг него тефровые кольцевые валы. Среди продуктов эксплозий резко преобладает мелкопузыристое сидеромелановое стекло. Такой же материал характерен для вулкана Капельюшин (Азоры) и для многих подводных гор и гайотов. Гиалокластика изученных гор (и прежде всего горы Атлантис) отвечает именно этому типу эрупций. Так как вулканы имели островной (или периодически островной) характер, первично гиалотефровые накопления в основном отлагались в периферической (прибрежной и мелководной) обстановке. Затем разными агентами обломочный материал переносится отсюда на склон и к подножию вулкана, формируя гиалокластитовые осадки разного гранулометрического состава. Мелкая тефра пеплопадов могла поступать на значительные глубины и непосредственно, минуя мелководье.

Известняки. Все их разнообразие можно свести к двум фациальным группам: пелагической и мелководной. Породы и той, и другой присутствуют как в нормальном залегании, так и в обломках.

Известняки первой группы белые, иногда с серым оттенком; одни из них мелоподобные, другие твердые. Как и в современных пелагических карбонатных илах основным компонентом являются кокколиты (микрит) и фораминиферы; количественные соотношения их варьируют в больших пределах: одни породы образованы микритом, в котором рассеяны рако-

Таблица 1

Химический состав гиалокластитов, %

Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^-	CO_2	C	P_2O_5	Сумма	Порода
515/3	31,93	5,52	15,65	16,44	3,87	4,71	2,73	0,38	3,93	2,44	4,28	5,59	0,35	0	1,75	99,57	Гиалокластиты
515/4	32,07	3,22	14,06	15,88	0,05	4,21	2,73	0,35	3,20	2,74	9,77	7,01	1,75	0,23	1,02	99,73	»
513/3	28,9	3,48	17,84	15,22	0,11	2,60	6,85	0,18	2,28	1,46	9,92	9,80	0	0,10	0,77	99,51	»
512/3	36,86	2,12	11,89	14,73	0	6,69	3,80	0,38	2,40	2,44	8,28	5,90	4,35	0	0,25	99,99	Известковистый гиалокластит
417-А-26-4	46,39	0,72	14,84	9,95	0,65	0,90	5,34	0,15	1,52	3,44	16,29	Не обн.	0,18	Не опр.		99,73	Палагонит [2]

Таблица 2

Химический состав железистых образований, %

Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	CO_2	C	P_2O_5	Сумма	$CaCO_3$
513/7	1,2	0,26	2,54	49,07	0	14,66	2,54	2,38	0,68	0,14	10,11	2,79	6,35	0	6,93	99,65	14,41
513/9	3,90	0.66	3,98	25,12	0,16	29,89	2,61	0,27	1,01	0,22	6,20	1,34	14,80	0	9,36	99,52	33,59
522/5	1,14	0,21	Не опр.	31,5	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	6,08	38,48	19,18

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ГИН АН СССР.

винки преимущественно планктонных фораминифер и их детрит, в других — преобладают фораминиферы. По размеру они, как правило, не сортированы (от 0,05 до 0,5 мм). Спорадически в небольшом количестве отмечается другой детрит. В «чистых» разностях содержание $CaCO_3 > 90\%$, однако иногда оно снижается до 75% из-за примеси базальтового алеврита и песка. В отдельных образцах обнаружено повышенное содержание P_2O_5 (10—11%). Фосфат распределен в породе неравномерно, пятнисто, прорастая в виде тонкокристаллического агрегата отдельные участки.

Хотя известняки слагают стратифицированные толщи, текстура самих пород обычно беспорядочная, лишь изредка улавливается в них слойчатость, связанная с неравномерным распределением обломочной примеси. Беспорядочное соотношение разных компонентов определяется главным образом биотурбациями, очень характерными для данных отложений; это настоящие «ихнитовые фации», так характерные вообще для наноилов. Следы жизнедеятельности илоедов проявляются в микритовой массе в виде гнезд и ходов (1—2 мм), выполненных фораминиферами; чаще однако биотурбации превращают осадок в неравномерную смесь микрита и фораминифер.

Сходство рассмотренных известняков с современными пелагическими карбонатными осадками, а также обилие биотурбаций указывают на относительно глубокие и спокойные условия седиментации.

К той же группе отнесены известняки, сходные с рассмотренными, но обогащенные алевритом и песком, содержание которых достигает 20 и даже 40%. Обломочный материал представлен базальтом, палагонитизированным стеклом, плагиоклазами, довольно много обломков цеолитовых агрегатов, иногда в виде кусочков крустификационных корок; таким образом, разрушались уже цеолитизированные породы. Вместе с базальтовой кластикой увеличивается и количество раковинного детрита («бентосного»). Песчаные известняки отличаются и цветом: грязно-серым и желтовато-коричневым (гидроокислы железа).

Местами такие породы переслаиваются с обычными фораминиферово-кокколитовыми известняками, что указывает на формирование их в одной обстановке, но там, куда периодически приносился обломочный материал.

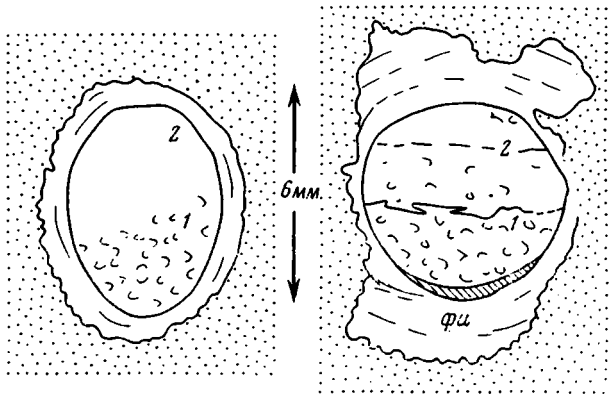
Песчаные известняки особенно распространены на горе Жозефин, где присутствуют почти во всем осадочном разрезе. Для них характерны крупные (0,5—1 см) ходы роющих организмов. Они приурочены к очень неровным поверхностям пластов, где образуют валики и уходят отсюда в глубь породы. Такие поверхности в местах выхода коренных пород покрыты рудными корками. Ходы бывают полыми, с рудным налетом на стенках, или «забитыми» рыхлым осадком, но чаще они выполнены твердым белым или розоватым известняком — микритовым или фораминиферово-микритовым; иногда часть хода заполнена первым, а часть — вторым, и граница между ними горизонтальная (фиг. 9). В отличие от вмещающей породы эти известняковые «слепки-ходы» лишены песчаной примеси. По периферии их часто наблюдается концентрически-слоеватая «оболочка» (2—4 мм), состоящая из смеси фосфатно-карбонатного (микрит) вещества[1], в массе которого рассеяны фораминиферы и другой детрит, но нет песка; попадаются единичные фосфатные оолиты ($d = 0{,}08$ мм). На внутренней поверхности оболочек иногда отмечаются пленки глауконита и окислов железа, а внешняя их поверхность часто корродирована.

Формирование рассмотренных отложений происходило, очевидно, на участках развития обычных пелагических карбонатных илов, но в периоды усиления выноса из мелководной зоны вулкано-терригенной кластики. В промежутках между такими периодами отлагались «чистые» карбонатные илы. Скорость их накопления, по-видимому, была небольшой и

---

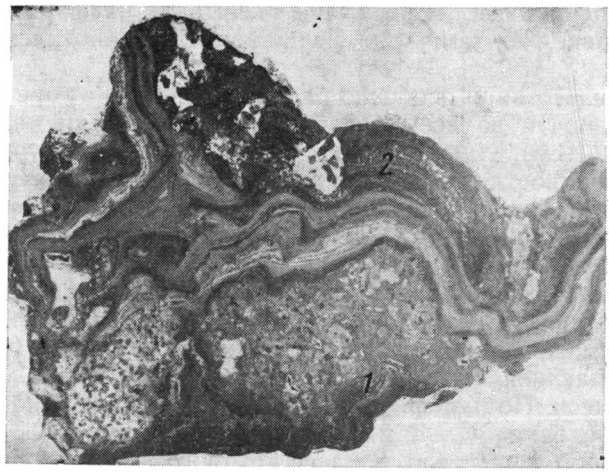
[1] Химический анализ образца с такими ходами показал содержание $CaCO_3$ 48,4 и P_2O_5 13,2%.

на дне обитало много довольно крупных роющих животных, норки и ходы которых уходили в глубь песчано-карбонатных грунтов. Поступление новых порций песчаного материала часто сопровождалось полным смывом илов, остатки которых сохранились только в ходах. Размыв мог захватывать и ранее сформированные песчано-карбонатные слои, при этом абрадировалась и поверхность уже литифицированных «слепков-ходов». Свидетельством размыва является и присутствие в разрезе конгломератов, состоящих из галек песчаного известняка.



Фиг. 9. Поперечный разрез трубковидных включений (ходы) в песчанистом известняке

1 — фораминиферово-микритовый известняк; *2* — микритовый (кокколитовый) известняк; фи — фосфатизованный известняк; косая штриховка — пленки глауконитоподобного минерала. Рисунок с шлифа. (гора Жозефин, ст. 525, глубина 1735 м)



Фиг. 10. Обломки (*1*), обросшие плойчатыми рудными корками (*2*): железистыми и железомарганцевыми (гора Атлантис, ст. 517, глубина 680 м; натур. велич.)

Известняки второй группы представлены двумя типами: первый образован неокатанным органогенным детритом, второй — скелетным песком.

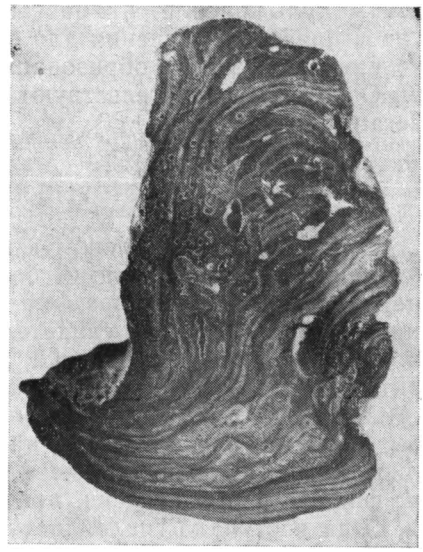
Органогенно-детритовые известняки светлые, пористые и мелкокавернозные; основной их компонент — остатки разнообразных морских организмов (моллюски, иглокожие, мшанки, кораллы, птероподы и др.); они встречаются в виде обломков и целых раковин; $CaCO_3$ составляют 90—95%. На раковинах обычны следы сверления; сортировка отсутст-

вует; связующая масса скудная, распределена неравномерно и представлена обычным фораминиферово-кокколитовым материалом.

Реже встречаются породы с менее разнообразным детритом и обилием кораллиновых желвачков. Связующая масса в них — тонкокристаллический (0,0075—0,045 мм) кальцит, причем большая часть его имеет призматическую форму; $CaCO_3$ здесь составляет 98,8%.

Другой тип известняка образован теми же по составу скелетными остатками, но хорошо окатанными; размер их от 0,5 до 1,2 мм, редко крупнее. Здесь же присутствует небольшая примесь той же величины зерен базальта, пироксена, цеолитовых сростков и мелкокристаллической карбонатной породы. Попадаются цельные раковинки моллюсков. Многие обломки покрыты корочкой тонкокристаллического кальцита. Связующая масса отсутствует, но порода довольно крепкая (контактный тип цементации).

Известняки второй группы резко отличаются от пелагических и представляют собой мелководные образования. Иногда они возникали прямо на галечниках, где местами появлялось богатое население морских беспозвоночных и водорослей. Их остатки слагали линзы и слои органогенного детрита. На участках с активной гидродинамикой скелетный материал окатывался, «очищался» от тонкого ила, и появлялись сортированные скелетные гравий и песок.



Фиг. 11. Поперечный разрез через фрагмент железистой «корки» (гора Атлантис, ст. 513, глубина 690 м; натур. величина)

На обследованной части гор отсутствуют биогермы и тем более рифы, характерные для многих внутриокеанских поднятий. Вероятно, это связано с режимом погружения. Не были обнаружены также оолитовые накопления, известные на подводных банках (Багамских). Возможно, здесь неблагоприятно сказывается расположение гор в зоне холодного Канарского течения.

Железистые образования. Это твердая, афанитовая красновато-коричневая порода с характерной слоевато-плойчатой и колломорфно(сгустково)-плойчатой текстурой. Встречена она на вершине горы Атлантис, где в виде прерывающегося «слоя-панциря» и изогнутых «корок» облекает неровную поверхность подстилающих кластических осадков. Обломки иногда целиком заключены в такой породе (фиг. 10). Толщина корок от 3 мм до нескольких сантиметров. Подошва их неровная, с затеками в нижележащий слой, кровля волнистая, но довольно гладкая. В целом для породы характерны текстуры течения вязкого вещества в виде натековидных поверхностей, крутых и опрокинутых складочек, выжимания и расщепления слойков (фиг. 11). Нередко встречаются каверны и поры. В одном из поднятых образцов наблюдалось овальное отверстие (2,5×5 см), окруженное концентрическими валиками: возможно, что оно связано с выходом газовой струи, вокруг которого растекался полужидкий материал.

О составе рудного вещества дают представление химические анализы, из которых видно, что породообразующими компонентами являются рудное вещество и $CaCO_3$. Последний представлен органогенным материалом (фораминиферы, кокколитовый микрит, другой скелетный детрит) и новообразованным кальцитом. Органогенные остатки иногда рассеяны в породе, но чаще концентрируются в виде прослоек в рудном веществе. Новообразованный кальцит развивается как по микриту и фо-

раминиферовым прослойкам (перекристаллизация) , так и выполняет поры и каверны; иногда он образует крупнокристаллические крустификационные корки на их стенках.

Основной рудный компонент — железо, находится почти целиком в окисной форме (табл. 2). Содержание Fe_2O_3 в изученных образцах колеблется от 25 до 49% при значительно более низких количествах FeO (доли процента). Характерны также низкие концентрации марганца (доли процента). Локальные их повышения (3—4%) связаны с налетами и корочками на поверхности пород. Обращает на себя внимание высокое содержание P_2O_5. Вместе с тем для пород характерны низкие концентрации кремнезема, алюминия и титана. Железомарганцевотитановый модуль колеблется в разных образцах от 45 до 230, что значительно превышает его значения для осадочных руд [1] и позволяет отнести изученные железистые образования к категории гидротермально-осадочных. О том же свидетельствуют их текстурные особенности и условия залегания.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ГОР

Все три горы принадлежат к категории вулканических, «ядра» которых образованы продуктами базальтовых излияний. Хотя базальты обнаружены только на горе Ампер (в нижней части разреза), но о вулканической природе гор свидетельствует обилие вулкано-терригенных конгломератов и гиалокластики, а также встреченный на Атлантисе долеритовый силл.

В миоцене (возможно, и в конце олигоцена) периферические участки горы Атлантис располагались на значительных глубинах, где накапливались обычные пелагические карбонатные илы, слагающие толщу I (см. фиг. 3). Периодически, преимущественно в начале ее формирования, сюда поступала гиалокластика и вулкано-терригенный материал — свидетели синхронных мелководных эрупций и размывов постройки, выступавшей из-под уровня моря. Одновременное существование столь контрастных условий указывает на крутой подводный склон. Затем произошли поднятия и новая вспышка вулканизма. Пелагическое карбонатообразование сменилось накоплением грубых базальтовых галечников с прослоями гиалокластитов (нижняя часть толщи II). С последующим погружением связано и накопление мощной толщи морских вулкано-терригенных осадков с линзами мелководных известняков. С уходом горы под поверхность океана ее вершина подверглась абразионному выравниванию вершины горы, на которой был сформирован небольшой «чехол» очень мелководных полимиктовых обломочных и органогенных отложений (толща III). Для этого момента характерно проявление гидротермальной активности и формирование специфических железистых образований. Сейчас вершина горы находится на глубине около 650 м и покрыта тонким, прерывистым покровом кокколитово-фораминиферовых илов. Таким образом, последний этап истории горы знаменуется существенными опусканиями.

На современную морфологию Атлантиса первостепенное влияние оказали молодые сбросы, определившие крутое, ступенчатое строение склонов. Такие сбросовые эскарпы вообще характерны для Приазорского региона [4]. Современные осадки на них, как и на Атлантисе, присутствуют лишь локально. Для склона последнего характерно развитие марганцовистых корок, покрывающих выступы коренных пород.

Сравнивая строение Атлантиса и Азор, мы видим черты и сходства и отличия. На Азорских островах осадочных пород мало. В самых общих чертах здесь намечается следующая последовательность [3, 6]: 1) нижние вулканиты; 2) известняки — органогенно-детритовые, мелководные (глубина до 100 м), часто с примесью и прослоями вулканокластического базальтового материала; возраст миоценовый, возможно, до раннего плиоцена; 3) сложный вулканический комплекс, породы которого слагают основную часть островов. Залегает он на выровненной абразией и

эрозией поверхности двух нижних толщ. Присутствие известняков на высоте 130 и даже 400 м — показатель больших постнеогеновых поднятий. В обоих случаях карбонатонакопление тяготеет к миоцену, особенно среднему. Это отмечается и на восточных островах. Во всех случаях появление в разрезе известняков совпадает с опусканиями, причем если на островах преобладают мелководные известняки, то на Атлантисе — пелагические (толща I). Региональное миоценовое погружение иногда связывают с увеличением скорости спрединга [5].

Литература

1. *Страхов Н. М.* Об эксгаляциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3, с. 20—37.
2. *Juteau T., Noack Y., Whitechurch H., Courtois Ch.* Minerology and geochemistry of alteration products in holes 417A and 417D basement samples.— In: Init. Rep. DSDP, 1980, v. 51, 52, 53, pt 2, p. 1273—1298.
3. *Mitchell-Thome R. C.* Geology of the Middle Atlantic Islands. Berlin: Gebrüder Borntraeger. 1976. 382 p.
4. *Robertson A. H., Bernelli D.* Stratigraphy, facies and significance of late Mezozoic and early Tertiary sedimentary rocks of Euerteventura (Canary Islands).— In: Geology of the Northwest African continental margin. Berlin, 1982, v. XII. 703 p.
5. *Searle R.* Geophysical studies of the Atlantic sea floor near 40° N, 24° W, and its relation to King's trough and the Azores.— Mag. Geol., 1979, v. 25, № 4, p. 299—320.
6. *Stillman C. T., Furnas H., Le Bas M. T. e. a.* The geological history of Maio, Cape Verde Islands. — J. Geol. Soc. London, 1982, v. 139, p. 347—361.
7. *Walker G. P. L.* Explosive volcanic eruptions — a new classification scheme.— Geol. Rundschau, 1973, Bd 62, Hft 2, p. 431—436.
8. *Wendt I., Kreuzer H., Muller P. e. al.* K-Ar age of basalts from Great Meteor and Josephine seamounts (eastern North Atlantic).— Deep-Sea Res., 1976, v. 23, № 9, p. 849—862.

Институт океанологии АН СССР
Геологический институт АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
17.XI.1983

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 3, 1984

УДК 550.42

ВОССТАНОВЛЕННАЯ СЕРА В ДОННЫХ ОСАДКАХ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МОЗАМБИКСКОГО ПРОЛИВА

МОРОЗОВ А. А., РОЗАНОВ А. Г.

По результатам химико-аналитических определений форм восстановленной серы ($S_{пирит}$, $S_{сульфид}$, $S_{орг}$, $S_{элемент}$) дана общая характеристика развития сульфатредукционного процесса в осадках региона. Отмечены преимущественная локализация сульфатредукции в районах континентального склона, а также некоторые особенности вертикального распределения восстановленной серы, интерпретированные как отражение зависимости характера накопления $\sum S_{H_2S}$ и отдельных форм серы в верхних восстановленных горизонтах осадка от изменяющихся условий осадконакопления.

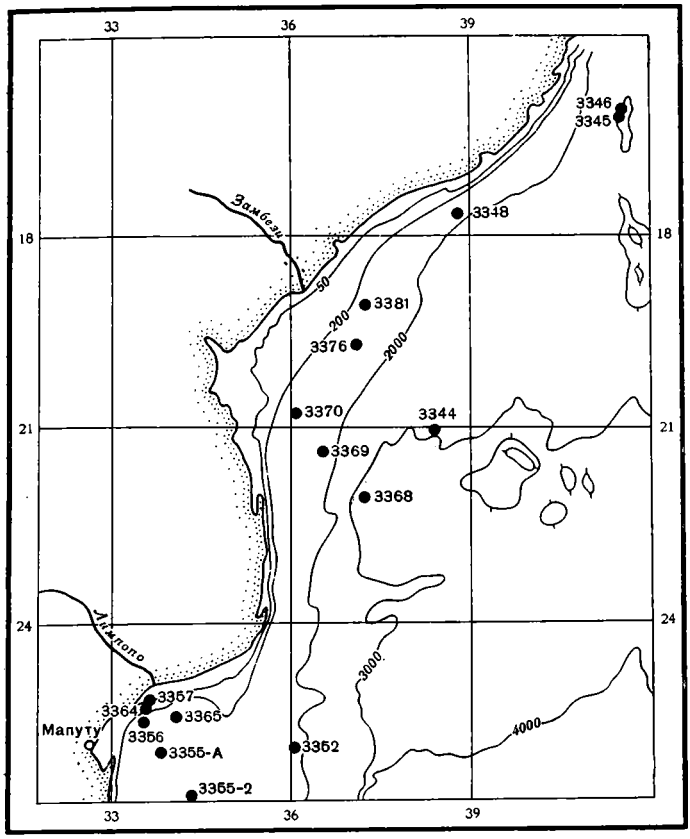
Настоящая работа посвящена изучению закономерностей образования и распределения восстановленных форм серы в донных отложениях Индийского океана по результатам химических анализов, выполненных в 32-м рейсе НИС «Академик Курчатов» (1981 г.), и является продолжением аналогичных исследований, проведенных в 1976 г. для осадков Сомалийской котловины [6] и Аравийского моря [5].

Условия осадконакопления в юго-западной части Мозамбикского пролива характеризуются сочетанием высокой биологической продуктивности прибрежных вод и бентали [8] и интенсивного терригенного стока, обусловленного реками Замбези и Лимпопо. Это обеспечивает поступление в донные отложения значительных количеств органического вещества (как планктоногенного, так и наземного растительного происхождения) и соответственно развитие в осадках восстановительных процессов, в частности сульфатредукции. Поэтому изучение восстановленных форм серы в осадках данного региона представляет большой интерес и наряду с имеющимся материалом составит необходимую основу для понимания геохимии восстановительного диагенеза осадков Индийского океана в целом.

Район работ экспедиции в Мозамбикском проливе располагался вдоль восточного побережья Африки в направлении с юго-запада на северо-восток от 27 до 16° ю. ш. и включал главным образом участки континентального склона и его подножия (фиг. 1). Были исследованы осадки десяти колонок различной мощности (от 100 до 685 см), отобранных прямоточной геологической трубкой (d=127 мм), а также поверхностные осадки (до 25 см) шести проб, поднятых дночерпателем «Океан-50».

Определение содержания восстановленных форм серы (пиритной, сульфидной, элементной и органической), а также общей сульфатной серы (суммы серы сульфатов иловой воды и растворимых в горячей разбавленной HCl сульфатов твердой фазы) производились из одной навески осадка натуральной влажности в соответствии с методикой фазового химического анализа [4]. Элементная и органическая сера определялись выборочно, в пробах с повышенным содержанием общей восстановленной серы.

Отбор проб для определения форм серы осуществлялся с учетом предварительно измеренной величины потенциала платинового электрода (E_{Pt}, мВ), дающей общую оценку окислительно-восстановительных условий в осадке, а также с учетом внешнего вида осадков (темноцветные илы различных оттенков, наличие черных вкраплений, линз, прослоев и др.). Результаты определений представлены в табл. 1. В работе использованы также данные по содержанию в осадках карбоната каль-



Фиг. 1. Схема расположения станций

ция и углерода органического вещества[1]. Краткая литологическая характеристика осадков дается по полевому описанию, выполненному геологическим отрядом экспедиции под руководством Э. Тримониса.

Группа станций, расположенных в устье р. Лимпопо, охватывает относительно пологий континентальный склон (ст. 3364, 3356, 3365, 3355-А, 3355-2, 3352) и участок шельфа. Поверхностные отложения шельфа представлены в основном песками, однако встречены также бескарбонатные глинистые илы (ст. 3357). С увеличением глубины в южном и юго-восточном направлениях терригенные пески шельфа сменяются на поверхности отложений слабокарбонатно-глинистыми (на юго-восток, ст. 3365) и глинисто-карбонатными (на юг, ст. 3356) илами склона. Толща этих осадков (1,7 м ст. 3356, 2 м ст. 3365) сложена карбонатно-глинистыми алеврито-пелитовыми илами. Далее появляется пояс карбонатных (раковинных) песков (ст. 3355-А), которые переходят в глинисто-карбонатные илы, сменяющиеся слабокарбонатно-глинистыми илами (ст. 3355-2, 3352). На поверхности осадков этого района, в частности на ст. 3352 (1650 м), обнаружены скопления железомарганцевых конкреций.

В районе устья р. Замбези в пределах изученной площади дна карбонатсодержащие прибрежные пески в восточном направлении сменяются глинистыми (<10% $CaCO_3$) илами (ст. 3381), а в направлении на юго-восток содержание $CaCO_3$ в поверхностных отложениях растет, достигая 65% в осадках подножия склона (ст. 3368). Строение осадочной толщи склона характеризуется наличием захороненных под верхним карбонатсодержащим (>30% $CaCO_3$) слоем бескарбонатных терригенных серых однородных илов большой мощности (до 6 м, ст. 3381). Осадки ст. 3348,

[1] Определение $CaCO_3$ производилось О. А. Фатеевой (ИОАН) по методике экспрессного анализа [12]; $C_{орг}$ определяли методом сжигания в токе кислорода при t 900° С под руководством С. В. Люцарева.

Формы соединений серы в осадках *Таблица 1*

Горизонт, см	Краткая характеристика пробы	Влажность, %	pH	E_{Pt}, мВ	$S_{сульфат}$, % на влагу	Восстановленная сера, %				$\sum S_{H_2S}$, %	$C_{орг}$, %	$CaCO_3$, %
						сульфидная	элементная	пиритная	органическая			
	Станция 3344, глубина 2980 м (21°06'0 ю. ш., 38°24'2 в. д.)											
0—5	Ил карбонатно-глинистый, пелитовый, светло-коричневый, слабая пятнистость	64,1	7,6	+460	Не опр.	Не обн.	Не опр.	<0,001	Не опр.	0,001	0,48	35,7
15—20	То же, увеличена пятнистость палево-серого цвета	50,6	7,6	+340	»	»	»	<0,001	»	0,001	0,44	38,9
25—30	То же	50,2	7,9	+80	»	»	»	<0,001	»	0,001	0,39	32,4
35—40	Ил карбонатно-глинистый, серый, более плотный, слабопятнистый	43,5	8,1	—20	»	»	»	0,026	»	0,026	0,35	18,9
40—43	Прослой (~1 см) крупного алеврита	36,7	8,1	—20	0,160	»	0,0003	0,054	»	0,054	0,32	10,5
45—50	Ил, более светлый, постепенно темнеет, черные пятна и примазки	53,7	7,9	+50	0,119	»	0,0003	0,050	»	0,050	0,40	38,9
60—70	То же	52,4	7,9	+60	0,184	»	0,0006	0,001	»	0,001	0,46	37,8
90—100	»	50,6	7,9	—70	0,146	»	0,0007	0,001	»	0,001	0,49	34,7
	Станция 3345, глубина 2790 м (15°57'0 ю. ш., 41°26'5 в. д.)											
0—3	Ил глинистый, мягкий, однородный, буровато-серый	56,7	7,5	+360	0,127	Не обн.	Не опр.	0,044	0,0054	0,049	1,26	4,4
5—10	То же, темно-серый	58,3	7,7	—120	0,129	»	»	0,355	0,0211	0,376	1,73	10,5
30—40	Ил глинистый, серый, однородный, мягкий	62,5	7,8	—60	0,119	»	»	0,163	0,0279	0,191	1,19	4,8
110—120	То же	50,3	7,8	—120	0,157	»	»	0,206	0,0116	0,217	0,90	9,3
130—140	Ил терригенный, мелкоалевритовый, мягкий, серый, слоистый (чередование глинистых и алевритовых прослоев) (0,3—0,5 см)	35,2	7,8	—20	0,142	»	0,0028	0,236	0,0046	0,243	0,44	16,8
185—193	Ил глинистый, серый, мягкий, однородный	55,6	7,7	+200	0,142	»	0,0013	0,135	0,0135	0,150	0,98	11,8
220—230	Ил карбонатно(фораминиферовый)-глинистый, алеврито-пелитовый, светло-бурый, плотный	39,8	7,7	+330	0,179	»	0,0006	<0,001	Не опр.	≤0,001	0,26	48,3
240—250	Ил глинистый, серый, однородный, мягкий, пятна карбонатного материала	49,5	7,8	+360	0,143	»	<0,0001	<0,001	Не опр.	<0,001	0,86	22,1
250—260	То же	53,6	7,9	—10	0,115	»	Не опр.	0,336	0,0105	0,346	1,74	15,8
280—290	То же, пятнистость исчезает	46,5	8,0	—20	0,115	»	»	0,221	0,0054	0,226	1,55	11,6

Станция 3346, глубина 2820 м (15°01'0 ю. ш., 41°33'4 в. д.)												
10—20	Ил глинистый, серый, однородный, мягкий	59,9	7,7	+100	0,128	Не обн.	Не опр.	0,373	0,0131	0,386	1,88	9,7
30—40	То же	60,2	7,7	+120	0,123	»	»	0,061	0,0228	0,084	0,90	8,2
120—130	»	58,5	7,8	+20	0,137	»	»	0,286	Не опр.	0,286	1,04	6,2
260—270	»	52,9	7,9	+50	0,137	»	»	0,255	»	0,255	0,98	9,3
Станция 3348, глубина 1820 м (17°42'0 ю. ш., 38°51'0 в. д.)												
0—4	Ил глинистый, коричневый, очень мягкий	59,4	7,5	+590	0,125	Не обн.	Не опр.	0,032	0,0059	0,038	0,83	2,3
5—15	Ил глинистый, терригенный, внизу плотный, имеет буроватые включения алеврито-пелитового материала	47,8	7,8	+200	0,146	»	»	0,028	0,0058	0,034	0,93	2,1
40—50	Ил глинистый, серый, неоднородный по цвету и составу (брекчированная текстура оползневого типа)	39,9	7,8	+20	0,081	0,018	0,0050	0,155	0,0023	0,180	0,62	14,4
120—130	То же	39,5	7,9	+80	0,105	0,016	0,0053	0,319	0,0103	0,351	0,73	9,3
130—140	Ил тот же с черными пятнами (3—5 см)	39,4	8,1	0	0,138	0,036	0,0059	0,189	0,0125	0,243	0,87	8,2
140—150	То же	39,2	8,1	+50	0,140	0,020	0,0086	0,227	0,0058	0,261	0,72	18,5
170—180	»	38,2	7,9	+100	0,119	0,011	Не опр.	0,330	0,0059	0,347	0,71	10,3
Станция 3352, глубина 1650 м (25°49'2 ю. ш., 35°59'9 в. д.)												
0—3	Ил карбонатно-глинистый, алеврито-пелитовый, светлый, желтовато-серый, неоднородный, содержит плотные красновато-коричневые сгустки. Большое количество черных крупных конкреций (от 3 до 11 см) и плоских корок (черных и красно-бурых)	52,6	7,7	+500	0,119	Не обн.	Не опр.	0,0050	Не опр.	0,005	0,68	29,1
Станция 3355-2, глубина 960 м (26°40'7 ю. ш., 34°15'7 в. д.)												
0—5	Ил карбонатно-глинистый, алеврито-пелитовый, буровато-серый, мягкий, содержит раковинный детрит, организмы трубчатой формы, нити	58,1	7,7	+520	0,117	Не обн.	Не опр.	0,006	Не опр.	0,006	1,18	28,3
5—15	Ил карбонатно-глинистый, пелитовый, серый, мягкий	47,4	7,7	+140	0,156	»	»	0,007	»	0,007	0,98	33,3

Таблица 1 (продолжение)

Горизонт, см	Краткая характеристика пробы	Влажность, %	pH	E_{Pt}, мВ	$S_{сульфат}$, % на влагу	Восстановленная сера, %				$\sum S_{H_2S}$, %	$C_{орг}$, %	$CaCO_3$, %
						сульфидная	элементная	пиритная	органическая			
	Станция 3355-А, глубина 532 м (26°00'2 ю. ш., 33°44'6 в. д.)											
0—5	Мелкозернистый, карбонатный, серый песок	42,9	7,9	+220	0,178	Не обн.	Не опр.	0,003	Не опр.	0,003	0,49	64,3
	Станция 3356, глубина 450 м (25°31'04 ю. ш., 33°30'7 в. д.)											
0—5	Ил карбонатный, крупноалевритовый, буровато-серый, мягкий, с примесью раковинного детрита	51,3	7,7	+490	Не опр.	Не обн.	Не опр.	0,013	Не опр.	0,013	0,79	58,2
10—15	Ил карбонатно-глинистый, алеврито-пелитовый, серый, однородный	47,7	7,8	+250	»	»	»	0,035	»	0,035	1,02	38,5
35—45	То же, более плотный с большим содержанием раковинного детрита	44,9	7,7	+80	0,158	»	»	0,053	0,0049	0,058	0,78	44,7
70—80	Ил глинистый, темно-серый	42,3	7,8	+170	0,117	»	»	0,253	0,0039	0,257	0,90	23,9
110—120	То же	44,8	7,8	+330	0,156	»	»	0,515	0,0051	0,520	1,03	20,8
157—167	»	45,0	7,8	+100	0,148	0,001	»	0,193	0,0282	0,221	1,12	26,0
	Станция 3357, глубина 35 м (25°16' ю. ш., 33°31' в. д.)											
0—5	Ил глинистый, буровато-серый, полужидкий, однородный	71,6	7,5	+50	Не опр.	Не обн.	Не опр.	0,023	Не опр.	0,023	1,65	Не обн.
5—8	Песок мелкозернистый, желтовато-серый с раковинным детритом	23,2	7,7	+220	»	»	»	0,008	»	0,008	0,25	9,4
12—18	Ил глинистый, серый, мягкий с линзами песка и раковинного детрита	45,0	7,8	+80	»	0,012	»	0,121	»	0,133	1,05	Не обн.
	Станция 3364, глубина 237 м (25°22'2 ю. ш., 33°29'1 в. д.)											
0—10	Ил карбонатно-глинистый, алеврито-пелитовый, мягкий, с примесью раковинного детрита (верхний слой 0—2 см с буроватым оттенком)	58,0	7,6	+120	Не опр	Не обн.	Не опр.	0,002	Не опр.	0,002	1,31	37,1
10—20 (ДЧ)	То же, более плотный	49,6	7,7	+60	»	»	»	0,079	»	0,079	1,08	38,1
10—20 (ГБД)	Ил тот же, серый, мягкий	42,3	7,8	+30	»	»	»	0,176	»	0,176	0,82	43,3
45—50	Ил глинисто-карбонатный, мелкоалевритовый, серый, плотный, с раковинным детритом	37,7	8,0	+110	»	»	»	0,191	»	0,191	0,54	53,6

Станция 3365, глубина 416 м (25°30'0 ю. ш., 34°00'0 в. д.)												
0—3	Ил карбонатно-глинистый, алеврито-пелитовый, буровато-серый, полужидкий	66,3	7,5	+450	0,128	Не обн.	Не опр.	0,008	0,0092	0,017	1,48	26,8
3—10	То же, серый, плотный	55,9	7,6	+380	0,122	<0,001	»	0,009	0,0057	0,015	1,42	25,8
20—30	Ил карбонатно-глинистый, мелкоалевритовый, серый, плотный, неоднородный	44,0	7,7	+60	0,138	<0,001	»	0,074	0,0055	0,080	0,85	49,4
56—60	То же, алеврито-пелитовый	41,5	7,8	+70	0,136	Не обн.	0,0030	0,237	0,0059	0,246	0,92	23,7
110—120	»	39,7	7,7	+20	0,137	»	0,0054	0,207	0,0060	0,218	0,78	31,9
150—160	»	41,8	7,9	+100	0,124	»	0,0040	0,301	0,0292	0,334	0,79	26,8
190—200	»	46,6	8,0	+220	0,117	0,001	0,0034	0,436	0,0224	0,463	0,98	20,2
Станция 3368, глубина 3190 м (22°06'5 ю. ш., 37°14'2 в. д.)												
0—5	Ил глинисто-карбонатный (кокколито-фораминиферовый), мелкоалевритовый, светло-коричневый	54,6	7,6	+510	Не опр.	Не обн.	Не опр.	0,031	Не опр.	0,031	0,60	52,5
15—20	То же	50,2	7,5	+510	»	»	»	0,018	»	0,018	0,34	65,9
210—220	Ил тот же, коричневый, более плотный, слабая темная пятнистость	46,0	7,5	+400	0,093	»	Не обн.	0,001	»	0,001	0,35	31,9
305—315	Ил тот же, светло-коричневый	44,0	7,6	+360	0,113	»	»	0,001	»	0,001	0,30	48,4
315—325	Ил глинисто-карбонатный, пелитовый, палево-серый, плотный с темными пятнами и линзами	42,4	7,5	+320	0,124	»	»	0,001	»	0,001	0,36	40,6
415—425	То же, светло-серый	40,5	7,5	+300	0,128	»	»	0,001	»	0,001	0,30	53,0
470—480	Ил карбонатно(кокколитовый)-глинистый, светло-коричневый с темными пятнами	39,4	7,4	+320	0,119	»	»	0,008	»	0,008	0,79	49,9
528	Ил глинисто-карбонатный, алеврито-пелитовый, пятнистый книзу	35,0	7,5	+350	0,132	»	»	0,007	»	0,007	0,18	60,3
Станция 3369, глубина 1580 м (21°23'5 ю. ш., 36°34'8 в. д.)												
0—10	Ил карбонатно-глинистый, пелитовый, светло-коричневый, однородный, мягкий	51,7	7,5	+540	0,120	Не обн.	Не опр.	0,005	Не опр.	0,005	0,65	35,4
10—20	Ил карбонатно-глинистый, алеврито-пелитовый, мягкий, неясновыраженная пятнистость (от буроватого до зеленого оттенка)	45,5	8,0	+90	0,157	»	»	0,007	»	0,007	0,47	31,2
50—60	То же	44,6	7,8	+80	0,136	»	»	0,006	»	0,006	0,50	32,2

Таблица 1 (продолжение)

Горизонт, см	Краткая характеристика проб	Влажность, %	pH	E_{Pt}, мВ	$S_{сульфат}$, % на влагу	Восстановленная сера, %				$\sum S_{H_2S}$, %	$C_{орг}$, %	$CaCO_3$, %
						сульфидная	элементная	пиритная	органическая			
	Станция 3369, глубина 1580 м (21°23'5 ю. ш., 36°34'8 в. д.)											
75—85	Ил тот же, более плотный, неоднородный	51,3	7,8	+60	0,100	Не обн.	Не опр.	0,003	Не опр.	0,003	0,83	35,4
170—180	Ил более темный, неоднородный по цвету и гранулометрии	45,2	7,9	+140	0,080	»	»	0,018	»	0,018	0,67	21,8
240—250	То же	47,6	8,0	+60	0,082	»	»	0,013	»	0,013	0,65	14,6
	Станция 3370, глубина 1110 м (20°56'0 ю. ш., 36°01'0 в. д.)											
0—3	Ил глинистый, бурый, очень мягкий	63,2	7,7	+490	0,104	Не обн.	Не обн.	0,111	Не опр.	0,011	1,03	16,6
7—10	То же, серый, с зеленоватым оттенком, мягкий с примесью песка	57,7	8,1	+210	0,074	»	»	0,018	»	0,018	1,04	20,6
45—55	Ил глинистый, серый, плотный, примесь раковинного детрита	30,2	7,8	+150	0,159	»	Не опр.	0,028	»	0,028	0,71	6,0
	Станция 3376, глубина 1420 м (19°48'4 ю. ш., 36°59'5 в. д.)											
0—5	Ил глинистый, коричневый, светлый, мягкий, содержит стебельки, по которым развиваются конкреции	63,3	7,6	+490	0,092	Не обн.	0,0009	0,012	Не опр.	0,013	1,01	14,6
10—20	Ил глинистый, зеленовато-серый, однородный, мягкий	53,1	8,1	+90	0,080	»	Не обн.	0,013	»	0,013	1,02	12,5
25—30	Ил глинистый, серый с кавернами (0,3—0,5 см), заполненными полужидким илом того же цвета	47,9	7,9	+90	0,087	»	»	0,022	»	0,022	0,65	10,4
50—60	То же, слабая пятнистость и полосчатость зелено-серого и темно-серого цвета	44,0	8,1	+110	0,096	»	»	0,019	»	0,019	0,72	9,4
85—90	Ил, более темный, со светло-серыми пятнами	31,3	8,1	+150	0,145	0,002	Не опр.	0,065	»	0,67	0,80	5,8
140—150	Ил глинистый, темно-серый, пятна, каверны более светлого ила, обломки раковин	43,3	8,0	+150	0,136	0,010	»	0,200	»	0,210	1,23	Не обн.
190—200	То же	40,9	8,1	+60	0,127	0,001	»	0,608	»	0,608	1,22	»

Таблица 1 (окончание)

Горизонт, см	Краткая характеристика проб	Влажность, %	pH	E_{Pt}, мВ	$S_{сульфат}$, % на влагу	Восстановленная сера, %				$\sum S_{H_2S}$, %	$C_{орг}$, %	$CaCO_3$, %
						сульфидная	элементная	пиритная	органическая			
	Станция 3381, глубина 937 м (19°08'5 ю. ш., 37°16'1 в. д.)											
0—3	Ил глинистый, алеврито-пелитовый, коричневато-серого цвета, полужидкий	61,8	7,6	+540	0,105	Не обн.	Не обн.	0,116	Не опр.	0,116	0,98	11,3
5—10	Ил пелитовый, серый, пятнистый, мягкий, примесь раковинного детрита	48,4	7,6	+300	0,117	»	»	0,101	»	0,101	0,97	8,9
10—20	То же, однородный	44,2	7,7	+320	0,105	»	0,0025	0,036	»	0,038	0,76	3,3
35—42	Ил глинистый, зеленовато-серый, с темно-серыми пятнами, мягкий, содержит раковинный детрит	42,7	7,7	+200	0,111	»	0,0044	0,161	»	0,165	0,79	6,0
90—100	То же	43,9	7,8	+30	0,111	0,009	0,0024	0,086	0,0073	0,105	0,83	6,0
110—120	»	44,1	7,8	+100	0,114	0,001	0,0064	0,022	0,0034	0,033	0,83	3,6
140—150	Ил глинистый, серый, темные примазки, обломки раковин песчаной размерности	44,3	7,8	+50	0,110	0,001	0,0043	0,047	0,0056	0,058	0,78	Не обн.
190—195	То же	42,3	7,7	+50	0,102	Не обн.	0,0075	0,022	0,0047	0,034	0,91	»
255—260	»	49,2	7,8	+140	0,077	»	0,0041	0,076	Не опр.	0,080	0,87	»
340—345	»	41,5	7,8	+240	0,078	»	0,0060	0,064	»	0,070	0,85	»
445—450	Ил тот же, примазок нет	44,6	7,8	+40	0,090	0,001	0,0044	0,070	0,0089	0,083	0,97	»
528—533	То же, примазок нет	45,8	7,8	+60	0,087	0,001	0,0029	0,432	0,0088	0,444	1,10	»
680—685	Ил тот же, с темными примазками	45,7	7,8	0	0,092	Не обн.	0,0035	0,303	0,0023	0,309	1,13	»

выполненной на крутом склоне, глинистые, терригенные с признаками оползневых процессов. Самые северные станции региона (3345, 3346) расположены у подножия поднятия Дэви. Эти отложения в верхних горизонтах представлены тонкими глинистыми илами с прослоями крупного алеврита. На горизонте 194—237 см обнаружен алеврито-пелитовый глинисто-карбонатный (фораминиферовый) ил, переходящий в глинистые однородные осадки.

Рассматривая приведенные данные (см. табл. 1), следует отметить, что присутствие восстановленной серы, свидетельствующее о протекающем (или протекавшем) сульфатредукционном процессе, обнаружено во всех исследованных илах от самой поверхности на всю изученную глубину отложений. Восстановленная сера представлена практически полностью серой пирита, за исключением ст. 3348, в осадках которой другие формы (главным образом кислоторастворимая сульфидная) составляют около 10% от $\sum S_{H_2S}$. В других осадках сульфидная сера почти не обнаружена или содержится в количествах менее 0,001%. Отдельные редкие горизонты содержат до 0,01% сульфидной серы.

Содержание органической серы обычно не превышает 0,02%. Максимумы ее содержания, как правило, соответствуют высоким содержаниям органического углерода (см. табл. 1, ст. 3345). Количество элементной серы в осадках варьирует от следов (<0,0001%) до 0,008%. Корреляции ее содержания с другими формами серы не наблюдается. Свободный сероводород не обнаружен ни в одной из проб изученного района, что говорит о постоянном присутствии в осадках избытка реакционноспособного железа, немедленно связывающего образующийся H_2S.

Содержание суммы восстановленных форм серы ($\sum S_{H_2S}$, %), характеризующее общий уровень развития сульфатредукции, чрезвычайно изменчиво как по вертикали осадочной толщи в отдельных колонках, так и по площади исследованных илов в зависимости от их принадлежности к различным морфологическим зонам океанского дна. Для изученных осадков эта величина колеблется от следов до 0,61% (ст. 3376, гор. 190—200 см).

Наиболее слабое развитие сульфатредукционного процесса по всей толще отложений характерно для осадков нижней части континентального склона (ст. 3369, $\sum S_{H_2S}$ 0,003—0,018%) и его подножия (ст. 3368, $\sum S_{H_2S}$ 0,001—0,031%; ст. 3344 $\sum S_{H_2S}$ 0,001—0,054%). Осадки верхней и средней частей континентального склона практически всех колонок содержат значительные количества восстановленной серы (ст. 3356, 3365, 3376, 3348, 3381), причем вертикальное распределение ее в толще отложений (до 2 м) в целом отвечает постепенному увеличению $\sum S_{H_2S}$ от 0,01—0,04% в поверхностных горизонтах до 0,35—0,61% в нижних горизонтах колонок.

Распределение $\sum S_{H_2S}$ в осадках ст. 3381 отличается тем, что уже поверхностный горизонт (0—3 см) содержит восстановленную (пиритную) серу в количестве 0,116%, близком к среднему ее содержанию по всей колонке (фиг. 2, ст. 3381). В колонке ст. 3368 (бедной восстановленной серой) максимальное для нее содержание $\sum S_{H_2S}$=0,031% обнаружено также в поверхностном горизонте (0—5 см, табл. 1). Подобный же характер распределения $\sum S_{H_2S}$ наблюдается в осадках, отобранных у поднятия Дэви (ст. 3345, 3346). В этом случае максимальные для колонок значения $\sum S_{H_2S}$ отвечают ближайшим подповерхностным горизонтам: 5—10 см — 0,376% и 10—20 см — 0,386% соответственно.

Фиг. 2. Распределение $C_{орг}$ и различных форм серы по вертикали отложений ряда станций

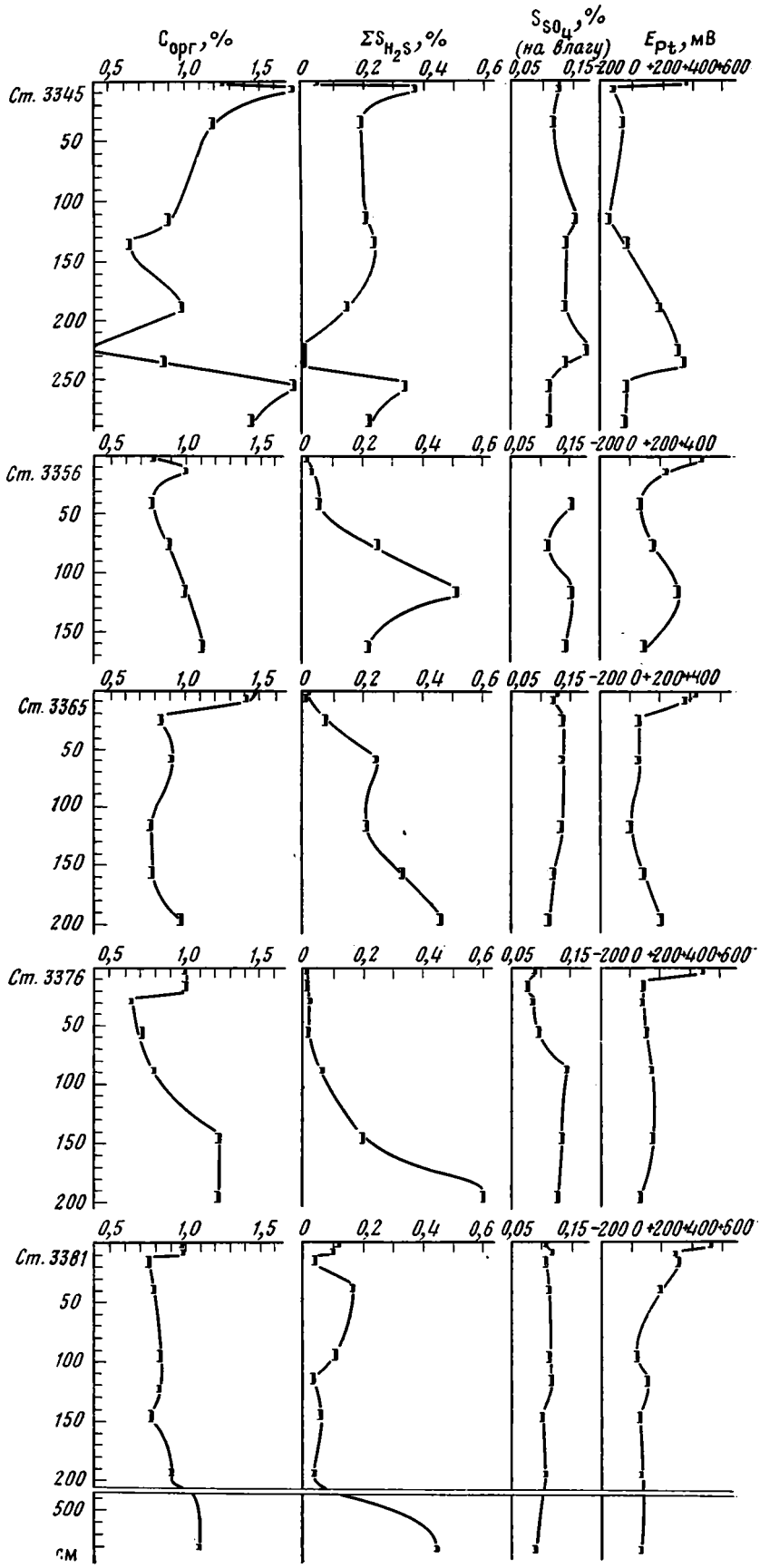

$C_{орг}$, %
ΣS_{H_2S}, %
S_{SO_4}, % (на влагу)
E_{Pt}, мВ
Ст. 3345
Ст. 3356
Ст. 3365
Ст. 3376
Ст. 3381
см

Таблица 2

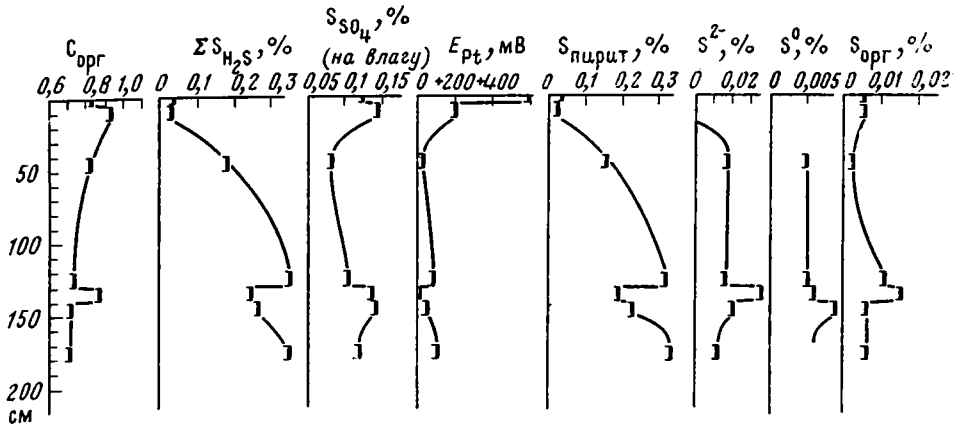
Содержание восстановленной серы (ΣS_{H_2S}) в поверхностных осадках

Номер станции	Горизонт, см	Характеристика осадка	E_{Pt}, мВ	ΣS_{H_2S}	$C_{орг}$, %
3344	0—5	Карбонатно-глинистый, светло-коричневый	+460	0,001	0,48
3345	0—3	Глинистый, буровато-серый	+360	0,049	1,26
3348	0—4	Глинистый, коричневый	+590	0,038	0,83
3352	0—3	Карбонатно-глинистый, желтовато-серый (ЖМК)	+500	0,005	0,68
3352-2	0—5	Карбонатно-глинистый, буровато-серый	+520	0,006	1,18
3355-А	0—5	Карбонатный, серый	+220	0,003	0,49
3356	0—5	Карбонатный, буровато-серый	+490	0,013	0,79
3357	0—5	Глинистый, буровато-серый	+50	0,023	1,65
3364	0—10	Карбонатно-глинистый, бурый	+120	0,002	1,31
3365	0—3	Карбонатно-глинистый, буровато-серый	+450	0,017	1,48
3368	0—5	Глинисто-карбонатный, светло-коричневый	+510	0,031	0,60
3369	0—10	Карбонатно-глинистый, светло-коричневый	+540	0,005	0,65
3370	0—3	Глинистый, бурый	+490	0,011	1,03
3376	0—5	Глинистый, коричневый	+490	0,013	1,01
3381	0—3	Глинистый, коричневато-серый	+540	0,116	0,98

Таким образом, в исследованном регионе для осадков с высоким развитием сульфатредукционного процесса можно выделить два крайних явно выраженных случая распределения восстановленной серы по вертикали отложений: постепенное нарастание $\sum S_{H_2S}$ до 2-метровой глубины (см. фиг. 2, ст. 3356, 3365, 3376) и резкое возрастание $\sum S_{H_2S}$ в верхних горизонтах до средних, а иногда и максимальных содержаний для всей колонки (см. фиг. 2, ст. 3345, 3381). Рассмотрение этих двух случаев распределения $\sum S_{H_2S}$ представляет интерес для выяснения следующих вопросов: насколько характер вертикального распределения $\sum S_{H_2S}$ отражает кинетические параметры сульфатредукционного процесса, происходящего в каждом горизонте, какова начальная стадия развития сульфатредукции и какие факторы контролируют окончание процесса при наличии органического вещества и ионов сульфата.

Практически для всех поверхностных слоев исследованных осадков, в том числе имеющих высокие значения потенциала платинового электрода (+490—+540 мВ) и внешне явно окисленных (светлые илы желтовато-коричневых оттенков), установлено присутствие восстановленной серы. Ее содержание колеблется от следов (0,001%, ст. 3344) до значительных величин (0,116%, ст. 3381), составляет обычно тысячные и сотые доли процента. Сера пирита (0,005%) содержится и в илах, вмещающих железомарганцевые конкреции (ст. 3352, гор. 0—3 см, E_{Pt} = +500 мВ). Содержание $\sum S_{H_2S}$ в поверхностных горизонтах осадков приведено в табл. 2.

Определенных закономерных связей между величинами E_{Pt}, $\sum S_{H_2S}$, $C_{орг}$ не наблюдается, однако сам факт наличия восстановленной серы в окисленных осадках, который отмечался и ранее [2], весьма информативен для понимания начальной стадии развития сульфатредукционного процесса. Он подтверждает представление о первоначальном возникновении локальных микрообластей (ниш) сульфатредукции в массе окисленного осадка вокруг отдельных захороненных органических частиц [3]. Возможности миграции подвижных продуктов восстановительных процессов (например, Fe^{2+}, HS^-, S_n^{2-}, $S_2O_3^{2-}$ и др.) в иловой воде окисленного осадка ограничены присутствием растворенного кислорода и ряда окисленных форм, например Mn(IV). В частности, ограничен их доступ



Фиг. 3. Распределение $C_{орг}$ и различных форм серы по вертикали отложений ст. 3348

к поверхности платинового электрода, потенциал которого в таких условиях определяется адсорбционными процессами на платине с участием растворенного кислорода и составляет +400—+650 мВ [1]. С развитием сульфатредукции расширяющиеся микрообласти восстановительных процессов объединяются между собой, создавая участки, соизмеримые с поверхностью электрода, и подвижные восстановленные формы элементов взаимодействуют с адсорбированным на платине кислородом. Этот момент соответствует понижению (или резкому скачку) потенциала E_{Pt} по вертикали отложений (см. фиг. 2, 3). Ранее нами были сделаны попытки оценить при помощи величины E_{Pt} верхнюю границу возможности протекания сульфатредукционного процесса, которая принималась равной +200 мВ [3, 13], а потом +300—+350 мВ [6]. Но в силу того что величина E_{Pt}, измеренная в условиях начальной стадии развития восстановительных процессов в осадке, не отражает истинной окислительно-восстановительной обстановки в изолированных микрозонах, такая оценка не представляется целесообразной.

При достаточно высоком содержании органического вещества (0,5—1,5%, см. табл. 2) развитие сульфатредукционного процесса обеспечивает сравнительно быстрое расширение и объединение изолированных восстановлённых микрозон и формирование стратифицированных слоев, в которых с углублением в толще отложений происходит накопление восстановленных форм серы (см. фиг. 2, ст. 3356, 3365, 3376). При малых содержаниях $C_{орг}$ (0,2—0,5%) восстановительный процесс остается локализованным в микро- и макрообластях и характеризуется низкими величинами $\sum S_{H_2S}$ (~0,05%). Примерами такого протекания процесса являются осадки ст. 3368 и 3344 подножия континентального склона (см. табл. 1).

Рассматривая два различающихся варианта накопления $\sum S_{H_2S}$ (см. фиг. 2), необходимо отметить, что в целом для обоих случаев величины содержаний остаточного $C_{орг}$ в восстановленных горизонтах довольно близки. Это свидетельствует о том, что скорость накопления $\sum S_{H_2S}$ в верхних горизонтах определяется в первую очередь качественным составом органического вещества, т. е. содержанием его усвояемой сульфатредуцирующими микроорганизмами части. Фактором, противодействующим накоплению $\sum S_{H_2S}$, является диффузионное проникновение растворенного кислорода наддонной воды, приводящее к окислению (химическому и биологическому) продуцируемых восстановленных форм серы. В поверхностных осадках ст. 3345, 3346, 3381 сульфатредукция явно преобладает над процессами окисления, однако количественно оценить ее интенсивность по имеющимся аналитическим данным не представляется

возможным. Учитывая, что содержание $\sum S_{H_2S}$ отражает соотношение двух противодействующих процессов (влияние кислорода, с одной стороны, и восстановление сульфатов — с другой) и что в каждом выделенном объеме осадка интенсивность изменяется во времени по мере потребления усвояемого органического вещества, можно получить лишь усредненную скорость накопления $\sum S_{H_2S}$.

Такая оценка, весьма приблизительная по своей сути, наиболее близка к истине, по-видимому, для верхних горизонтов осадков, непосредственно подстилающих окисленный слой и отвечающих уменьшению (или резкому скачку) потенциала E_{Pt}, где не вызывает сомнений наличие протекающего в данный момент либо недавно закончившегося сульфатредукционного процесса. Средняя скорость накопления $\sum S_{H_2S}$ для осадков ст. 3345, гор. 5—10 см (см. фиг. 2) равна 1,64 мг/кг сырого ила в год (при ориентировочной скорости осадконакопления 50 мм/1000 лет[2], а для ст. 3365 гор. 20—30 см — 0,08 мг/кг сырого ила в год. Как видно, скорость накопления $\sum S_{H_2S}$ в верхних восстановленных горизонтах варьирует весьма широко, а интенсивность сульфатредукции может изменяться соответственно в гораздо бо́льших пределах. Пример осадков ст. 3345, 3346, 3381 показывает, что основная (или значительная) часть реакционноспособного органического вещества может быть израсходована в сульфатредукционном процессе уже в первых 10 см осадочной толщи. Поэтому подобная оценка скорости накопления $\sum S_{H_2S}$ для более глубоких горизонтов нецелесообразна.

При высоком содержании органического вещества в осадках ($\geqslant$1,5%) мощность зоны активной сульфатредукции была ориентировочно оценена в 1—1,5 м [3]. Экспериментами с радиоактивной меткой ^{35}S на натуральных тихоокеанских осадках было показано, что процесс сульфатредукции может протекать и в более глубоких горизонтах с высокой интенсивностью, например 401 см — 272 мкг S/кг сырого ила в месяц (3,3 мг S/кг·год), ст. 671; 568 см — 160 мкг S/кг сырого ила в месяц (1,9 мг S/кг·год) ст. 672 и т. д. [7].

Однако если для осадков ст. 3365, 3376 (см. фиг. 2), в которых содержание $\sum S_{H_2S}$ достаточно равномерно увеличивается до глубины 2 м, предположить протекание сульфатредукции за все время накопления толщи восстановленного осадка, то средняя скорость накопления $\sum S_{H_2S}$ за это время составит 0,06 (ст. 3365, гор. 190—200 см) и 0,08 мг/кг сырого ила в год (ст. 3376, гор. 190—200 см). Исходя из предположения, что максимум интенсивности связан с наибольшим количеством реакционноспособного органического вещества, которое расходуется в первую очередь, реальная интенсивность процесса в горизонтах 190—200 см в настоящий момент должна быть гораздо меньше указанных величин.

Таким образом, несмотря на отсутствие надежного критерия, позволяющего оценивать момент окончания сульфатредукционного процесса в каждом интересующем нас горизонте отложений, следует, по-видимому, принять, что при имеющихся содержаниях $C_{орг}$ (0,5—1,5%) и скоростях осадконакопления порядка 50—100 мм в 1000 лет, процесс, обеспечивающий накопление основной массы $\sum S_{H_2S}$, начинает затухать в том горизонте осадочной толщи, который отвечает замедлению (или прекращению) расходования органического вещества. Для исследованных колонок мощность такого слоя не превышает 50 см (см. фиг. 2). Очевидно, сульфатредукция может продолжаться и в самых глубоких горизон-

---

[2] Так как данные по скоростям осадконакопления в Мозамбикском проливе отсутствуют, используют данные, полученные для смежных областей (севернее пролива) [9].

тах отложений, пока присутствуют сульфат-ионы и органическое вещество, однако интенсивность ее в этом случае будет лимитироваться чрезвычайно медленными процессами анаэробной деструкции инертной составляющей органического вещества.

Сказанное выше позволяет рассматривать изменения распределения $\sum S_{H_2S}$ по вертикали исследованных отложений главным образом как результат изменений условий осадконакопления, определяющих протекание сульфатредукции в верхних слоях восстановленного осадка. К изменениям условий нужно отнести прежде всего изменение содержания легкоусвояемой части органического вещества и его абсолютного количества, изменение скорости роста осадочной толщи и гранулометрических характеристик осадочного материала, влияющих на скорость диффузионных процессов как в наддонной (O_2, SO_4^{2-}), так и в иловой (Fe^{2+}, HS^-, $S_2O_3^{2-}$) воде и т. д.

Например, резкое отличие величин $\sum S_{H_2S}$ при равном содержании остаточного $C_{орг}$ (ст. 3376, гор. 140—150 и 190—200 см, см. фиг. 2), а также обратные соотношения величин $\sum S_{H_2S}$ и $C_{орг}$ (ст. 3356, гор. 110—120 и 157—167) можно объяснить различным содержанием легкоусвояемой (лабильной) составляющей органического вещества при близких его общих количествах. Совпадение характера изменений величин $\sum S_{H_2S}$ и $C_{орг}$ (коллинеарность кривых) может служить свидетельством постоянства содержания легкоусвояемой части в составе общего органического вещества (ст. 3345, гор. 0—100 и 185—290 см) и достаточно полного расхода этой части в сульфатредукционном процессе. В колонке ст. 3345 (см. фиг. 2) четко фиксируется изменение условий осадкообразования в период формирования слоя 220—250 см, когда резко уменьшилось поступление в осадок органического вещества с одновременным увеличением поступления карбоната кальция (см. табл. 1), что привело к практически полному прекращению сульфатредукции и, вероятно, сопровождалось частичным окислением восстановленной серы нижележащего горизонта. Максимум общей сульфатной серы в гор. 220—230 см можно рассматривать как свидетельство этого окисления, но вероятно, он связан также с избытком карбонатного материала [6].

Разбавление глинистого осадка карбонатом кальция замедляет накопление $\sum S_{H_2S}$ в верхних горизонтах отложений, увеличивая, по-видимому, начальный период сульфатредукции в изолированных микрозонах, т. е. делая их более пространственно разобщенными. В то же время карбонатные осадки (алевриты) более проницаемы, что улучшает условия диффузии кислорода из наддонной воды и способствует подавлению сульфатредукционного процесса. Это иллюстрируется сравнением близких по расположению и условиям формирования осадков ст. 3356 и 3365 (верхняя часть континентального склона, район устья р. Лимпопо). Верхние горизонты ст. 3356 отличаются повышенным содержанием $CaCO_3$ (крупные алевриты) относительно тех же горизонтов ст. 3365 при близких содержаниях $C_{орг}$. Это отражается в скорости накопления $\sum S_{H_2S}$, которая для карбонатных осадков ст. 3356 в верхних 40 см в 3 раза ниже, чем для осадков ст. 3365 (см. фиг. 2).

Изменение условий осадкообразования, зафиксированное в распределении восстановленных форм серы, имеется также в осадках ст. 3348, где в гор. 130—140 см наблюдается довольно резкое уменьшение содержания серы пирита, сопровождающееся увеличением содержания сульфидной и органической форм, а в подстилающем горизонте (140—150 см) — элементной серы (см. фиг. 3). Нужно отметить, что это единственная колонка в регионе, в которой обнаружены все формы серы в количествах, достаточных, чтобы уверенно судить об изменении их содержаний (S^{2-}, S^0, $S_{орг}$). Весьма существенно также, что эти изменения соответствуют повышенному содержанию органического вещества, близ-

кому к его содержанию в поверхностном горизонте осадков. Попытаемся объяснить перечисленные факты.

Для осадков ст. 3348, расположенной на крутом склоне (см. фиг. 1), отмечены следы оползневых процессов (см. табл. 1). Возможно, что слой 130—140 см, будучи поверхностным, был перекрыт более или менее мощной толщей осадка того же типа, в результате чего был нарушен его контакт с кислородсодержащей морской водой. Процесс сульфатредукции, находясь в начальной стадии, для которой было характерно распределение форм серы, подобное теперешнему в гор. 0—10 см, получил дальнейшее развитие в быстро создавшихся анаэробных условиях. Отсутствие кислорода обусловило, с одной стороны, накопление моносульфида железа, в обычных условиях успевающего окислиться, а с другой — замедление образования пирита, поскольку растворенный кислород в условиях начальной стадии сульфатредукции выполняет роль необходимого для формирования FeS_2 окислителя сульфидной серы: $2S^{2-} - 2\bar{e} \rightarrow S_2^{2-}$ [14]. В анаэробных условиях в роли окислителя может выступать Fe (III) [10], которое, однако, в силу меньшей подвижности менее реакционноспособно, чем O_2. Элементная сера, обогащавшая подстилающие горизонты (140—150 см) в результате окисления S^{2-} при контакте с кислородом, была захоронена и могла расходоваться на взаимодействие с органическим веществом с образованием $S_{орг}$, а также, возможно, с моносульфидом железа [11].

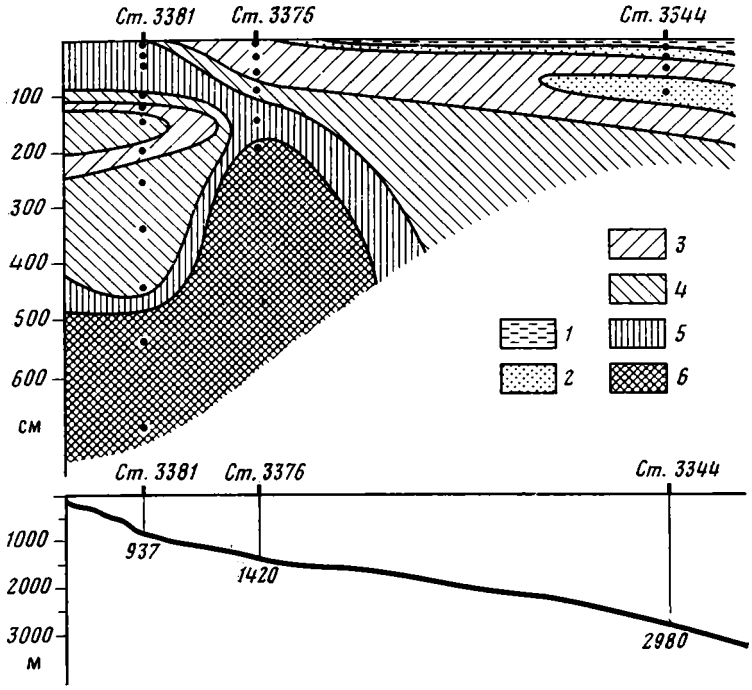
Увеличение содержания органической серы в слое 130—140 см можно, по-видимому, связать с тем, что в создавшихся анаэробных условиях захороненного поверхностного горизонта реакционноспособное («свежее») органическое вещество получило возможность взаимодействия с элементной серой, не успевшей израсходоваться в процессах дальнейшего окисления до сульфата, а также мигрировать в составе иона $S_2O_3^{2-}$.

Природа максимума общей сульфатной серы в рассматриваемом горизонте, вероятно, та же, что и максимума в верхней части колонки; они являются следствием совокупности активной сульфатредукции и активного окисления восстановленных форм серы.

Содержание элементной и органической форм серы для ст. 3348 находится на уровне, обычном для осадков с развитым процессом сульфатредукции. Сульфидная сера, на наш взгляд, сохраняется в значительных количествах ($\geqslant 0{,}01\%$) при условии сочетания высокой скорости осадконакопления и высокой интенсивности сульфатредукции, что способствует более быстрому созданию анаэробных условий. Механизм формирования таких условий иллюстрируется также примером поверхностных осадков ст. 3357 (шельф, близ устья р. Лимпопо, см. фиг. 1). Здесь глинистый осадок с высоким содержанием органического вещества (12—18 см) был перекрыт песчаным слоем (5—8 см), а затем вновь стал отлагаться глинистый осадок, богатый органикой (1,65 $C_{орг}$) (см. табл. 1). Очевидно, верхний восстановленный ил является экраном для проникновения кислорода из наддонной воды, поэтому интенсивная сульфатредукция в контакте с кислородом (0—5 см) приводит к образованию только пирита, а в строго анаэробной обстановке нижнего слоя (12—18 см) наряду с пиритом накапливается и моносульфид железа (0,012% S^{2-}).

* * *

Сравнивая полученные данные с результатами определений восстановленных форм серы в других регионах Индийского океана (Сомалийская котловина, Аравийское море), можно отметить, что в осадках Мозамбикского пролива общий уровень развития сульфатредукционного процесса один из наиболее высоких и связан преимущественно с районами континентального склона. Характер распределения $\sum S_{H_2S}$ с удалением от берега сохраняет основные отмеченные ранее особенности [5], а именно: увеличение мощности верхнего окисленного слоя, увеличение



Фиг. 4. Распределение $\sum S_{H_2S}$ в осадках Мозамбикского пролива в направлении от берега к пелагиали (район устья р. Замбези):
1 — окисленные осадки; *2—6* — содержание восстановленной серы, %: *2* — 0—0,001; *3* — <0,05; *4* — 0,05—0,1; *5* — 0,1—0,3; *6* — >0,3

$\sum S_{H_2S}$ с углублением в толщу отложений и уменьшение ее с удалением от берега. Эти закономерности хорошо отражены на условном профиле (ст. 3381, 3376, 3344, фиг. 4), несмотря на довольно узкую локализацию исследованных осадков у побережья Африки.

Особенности протекания сульфатредукционного процесса в исследованных океанских осадках таковы, что в подавляющем большинстве случаев позволяют оперировать лишь величиной $\sum S_{H_2S}$ или весьма близкой к ней $S_{пирит}$, однако даже минимальные величины содержаний «малых» восстановленных форм серы (S^{2-}, $S_{орг}$, S^0) весьма информативны для изучения условий осадкообразования и раннего диагенеза (см. фиг. 3). Особенно это касается верхних восстановленных горизонтов осадков, контактных с окисленными, в которых происходит, по-видимому, накопление существенного (если не основного) количества $\sum S_{H_2S}$. Поэтому, на наш взгляд, весьма полезным является объяснение вертикального распределения $\sum S_{H_2S}$ и каждой отдельной формы серы с позиций динамического окислительно-восстановительного равновесия (восстановленные формы серы — растворенный диффундирующий кислород), позволяющего рассматривать указанное распределение (при невысоком уровне развития сульфатредукции) главным образом как результат изменений условий осадкообразования.

Литература

1. *Вершинин А. В., Петрий О. А., Розанов А. Г.* О природе потенциала платинового электрода в кислородсодержащих морских средах.— Океанология, 1981, т. 21, № 6, с. 1018—1022.
2. *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. 171—178.

3. *Волков И. И., Розанов А. Г., Жабина Н. Н.* Соединения серы в диагенезе осадков трансокеанского профиля. — В кн.: Геохимия диагенеза осадков Тихого океана. М.: Наука, 1980, с. 51—64.
4. *Волков И. И., Жабина Н. Н.* Методы определения различных соединений серы в морских осадках. — В кн.: Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1980, с. 5—27.
5 *Волков И. И., Жабина Н. Н., Соколов В. С. и др.* Соединения серы в осадках Аравийской части Индийского океана. — Геохимия, 1981 № 10, с. 1569—1590.
6. *Жабина Н. Н., Демидова Т. П., Морозов А. А.* Соединения серы в Сомалийской котловине Индийского океана.— Геохимия, 1979, № 12, с. 1868—1882.
7. *Иванов М. В., Леин А. Ю., Кашпарова Е. В.* Интенсивность образования и диагенетического преобразования восстановленных соединений серы в осадках Тихого океана. — В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976, с. 171—178.
8. *Лисицын А. П.* Процессы современного осадкообразования в южной и центральной частях Индийского океана. — В кн.: Современные осадки морей и океанов (Труды совещания 24—27 мая 1969 г.). М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 124—174.
9. *Лисицын А. П.* Осадкообразование в океанах. Количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974. 574 с.
10. *Морозов А. А., Розанов А. Г.* О взаимодействии гидроокиси железа с сульфидной серой. — Журн. неорг. химии, 1979, т. 24, № 12, с. 3202—3207.
11. *Остроумов Э. А.* О формах соединений серы в отложениях Черного моря. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1953, т. 7, с. 70—90.
12. *Соколов В. С., Соколова Е. Г.* Простой газометрический метод определения $CaCO_3$ в экспедиционных условиях. — В кн.: Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1980, с. 42—45.
13. *Розанов А. Г.* К вопросу определения величины окислительно-восстановительного потенциала в морских осадках. — В кн.: Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1975, с. 5—16.
14. *Розанов А. Г., Морозов А. А.* О диагенетических сульфидах железа. — Литол. и полезн. ископ., 1983, № 5, с. 89—101.

Институт океанологии АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
6.XII.1983

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 3, 1984

УДК 551.243 : 551.4 + 553.2.068

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ГУМИДНЫХ ФОРМАЦИЙ ПЛАТФОРМ СССР И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ПЕТРОВСКИЙ А. Д.

В статье рассматривается роль тектонического фактора, обуславливающего возникновение в гумидных условиях платформ структурно-геоморфологических обстановок формирования и размещения различных терригенных формаций и связанных с ними полезных ископаемых. Дается краткий сравнительный анализ развития кор выветривания и терригенных гумидных формаций древних и молодых платформ.

Рассматриваются различные методы выявления благоприятных тектонических обстановок рудонакопления. Выделяются шесть геоморфологических зон и уровней, приводится их краткая характеристика и рассматриваются закономерности размещения в пределах этих зон различных полезных ископаемых.

Гумидный тип литогенеза объединяет осадконакопление в морях и озерах гумидных зон, а также на водосборных площадях — в долинах рек и конусах выносов временных потоков [22]. Для этого типа литогенеза характерна высокая влажность и повышенная среднегодовая температура (12° С и выше). По представлениям Н. М. Страхова [23], гумидное осадконакопление за последние 500 млн. лет не претерпело существенных изменений. Поэтому, применяя актуалистический метод, можно использовать выявленные закономерности и при изучении древних фанерозойских осадков.

Платформенные терригенные гумидные формации объединяют разнообразный комплекс преимущественно обломочных отложений — от галечников и конгломератов до глин и аргиллитов. В подчиненном количестве могут присутствовать известняки и мергели, силициты, пепловые туфы, туффиты, а также различные полезные ископаемые — железные и марганцевые руды, фосфориты, бокситы, угли, горючие сланцы и торфы, кварцевые пески, каолины и др. Эти второстепенные (по количеству) составляющие не определяют, а лишь дополняют вещественную характеристику той или иной формации, но представляют очень важную в промышленном отношении ее часть.

Породы гумидных терригенных формаций в отличие от терригенных красноцветов аридных областей окрашены в различные оттенки бурых, зеленых, желтых и особенно серых цветов с подчиненным количеством красных и черных окрасок. По преобладающему цвету эти формации принято называть сероцветными, хотя, строго говоря, к сероцветным следует относить осадочные породы, где величина окислительно-восстановительного потенциала — Fe^{3+}/Fe^{2+} менее 1,6 [11], а содержание $C_{орг} > 0{,}2\%$ [26].

Формация как один из наиболее общих уровней организации вещества является региональным понятием, а основные ее свойства — главные парагенетические ассоциации и характер их стратификации обусловливаются также наиболее региональными обстановками седиментогенеза, каковыми являются характер тектонических движений и климат. Они же являются основными факторами рельефообразования и, следовательно, определяют наиболее общие закономерности размещения на площади региона тех или иных формаций. В пределах этих региональных обстановок могут выделяться более мелкие, частные условия, определяющие

второстепенные, но также очень важные особенности формаций. К этим условиям, в значительной мере обусловленным влиянием первых двух факторов, можно отнести фациальную обстановку, характер и степень развития органической жизни, особенности пород субстрата, элементы палеорельефа, характер гидрогеологического режима и т. д. То или иное сочетание этих, более частных на фоне тектоники и климата обстановок седиментогенеза и обусловливает появление деталей общих формационных парагенезов, т. е. специфических и дополняющих их вещественных характеристик.

В настоящей статье мы ограничились обобщением роли лишь тектонического фактора как первоосновы всех остальных обстановок формирования рассматриваемых формаций, а также рассмотрением зависящих от него геоморфологических уровней, на которых они располагаются.

Распределение на площади платформ различных типов терригенных формаций определяется, в рамках соответствующих климатических обстановок, характером тектонического развития всего региона в целом и той или иной его территории в частности.

Континентальные и морские представители сероцветных формаций нередко образуют закономерные латеральные ряды, члены которых объединяются в генетически родственные элювиально-осадочные комплексы [20]. Строение этих рядов полностью контролируется тектоническими и, зависящими от них, геоморфологическими обстановками седиментогенеза.

Площади морского осадконакопления на платформах обычно невелики. Даже в моменты максимальных трансгрессий море занимало не более $^1/_4$—$^1/_3$ территории платформы [22]. При режиме медленных эпейрогенических движений, свойственных древним платформам, формируются плавные, пологие формы рельефа, при которых небольшой подъем или же погружение территории приводило к существенному изменению контуров морских бассейнов. Их глубины достигали, обычно, первых десятков, реже сотен метров, где формировались сравнительно маломощные отложения. Молодые же платформы отличаются присутствием линейных зон прогибаний, окаймленных поднятиями. В этих зонах накапливаются уже более мощные осадки, достигающие сотен метров.

Тектоно-седиментационные циклы платформ протекают в четыре стадии [24]: 1) трансгрессивную, когда континентальный режим, при котором сформировались поверхности выравнивания, почти на всей территории платформы сменяется трансгрессией, охватывающей вначале преимущественно окраинные, а затем и более широкие участки платформы; 2) инундационную — стадию максимального общего погружения территории; 3) регрессивную, которая характеризуется началом медленных, устойчивых по времени, поднятий, сокращением и обмелением моря и обособлением внутриконтинентальных морских бассейнов и 4) эмерсивную — стадию продолжающегося общего поднятия территории, когда море покидает платформу, сохраняясь только лишь на незначительных участках в пределах передовых прогибов — вновь начинаются активные денудационные процессы, пенепленизация рельефа и корообразование. Отмеченное трансгрессивно-регрессивное развитие территории обусловливает формирование цикличности (ритмичности) самых высоких порядков в накапливающихся формационных парагенезах [6, 10 и др.].

Наиболее благоприятные условия для накопления формаций рассматриваемого типа возникают в конце первой и начале второй стадии, когда в озерно-болотных и прибрежно-морских условиях могут формироваться продукты переотложения кор выветривания, а в западинах рельефа — смешанные полигенные континентальные образования (элювий, пролювий, коллювий, делювий). В эпоху максимального развития трансгрессий терригенные формации могут сменяться терригенно-карбонатными и карбонатными комплексами. В начальное время регрессивной стадии опять наблюдается более активная эрозионная деятельность рек и потоков с аккумуляцией обломочных продуктов у границ базисов эрозии в континентальных и морских условиях.

Таким образом, основная часть гумидных терригенных формаций платформ непосредственно связана с размывом и переотложением продуктов кор выветривания и, следовательно, формируется непосредственно после эпох тектонической стабилизации, когда создаются наиболее благоприятные условия для пенепленизации рельефа и образования мощных коровых покровов.

На древних платформах, где формирование платформенного чехла началось еще в дофанерозойское время и происходило в несколько тектоно-седиментационных циклов (Сибирская и Русская плиты), сероцветные формации гумидных зон, как и предшествующие их формированию древние поверхности выравнивания, широко развиты на площади и неоднократно повторяются в разрезе. Однако ввиду постоянных размывов многие существовавшие ранее формации не сохранились до наших дней, или же сохранились в сильно редуцированном виде, что и объясняет выпадение некоторых формаций (или их частей) в латеральных рядах и вертикальных разрезах древних платформ. Сказанное в полной мере относится и к формациям кор выветривания.

На молодых платформах формирование чехла началось в мезозойское время (Скифско-Туранская, Западно-Сибирская плиты). До четвертичного времени они успели пройти всего один тектоно-седиментационный цикл развития. Поэтому сероцветные гумидные формации развиты здесь в сравнении с древними платформами значительно меньше как по площади, так и в вертикальном разрезе. Однако коры выветривания и продукты их переотложения сохраняются на этих платформах в большей степени, поскольку значительно реже и в более короткие отрезки времени подвергались размыву и уничтожению. Именно это обстоятельство способствует и более полному сохранению здесь многих полезных ископаемых, связанных с сероцветными формациями.

Таким образом, в вертикальном разрезе квазиплатформ легче восстановить ряды формаций, закономерно и направленно сменяющихся при проявлении различных стадий тектоно-магматического цикла. Эти закономерности (с внесением необходимых поправок на необратимо поступательное развитие любых явлений) можно перенести и на закономерности образования рядов формаций древних платформ, чтобы иметь суждение о несохранившихся, выпавших из рядов некоторых формаций. Знание всех этих закономерностей необходимо также и для научного обоснования прогноза полезных ископамых, связанных с рассматриваемыми формациями.

Кроме общих, характерных для всех платформенных областей закономерностей, имеются также и определенные различия в размещении и степени развития типов формаций. Это обусловлено спецификой развития каждой конкретной платформы и объясняется временем формирования и характером структур складчатого фундамента, а также различным влиянием окружающих подвижных областей. Известно, например, что структуры чехла молодых платформ в значительной степени унаследуют структуры фундамента, в то время как у плит древнего заложения чаще отмечаются наложенные структуры [16, 25 и др.]. Так, на Русской плите герцинский этап развития затронул преимущественно восточные ее области, связанные пространственно с уральскими герцинидами. Мезозойские же структуры свойственны преимущественно западной части плиты, где они обусловлены активной жизнью Карпатской и Крымско-Кавказской геосинклинальных систем в мезозое.

На отмеченные выше общие закономерности развития формационных рядов платформ вообще и сероцветных формаций в частности накладываются усложняющие их процессы, связанные с постоянными малоамплитудными эпейрогеническими движениями и эвстатическими колебаниями уровня морских водоемов, свойственные всем стадиям геотектонических циклов. Эти движения более низкого порядка формируют среди формационных парагенезов и соответствующих же порядков циклы (ритмы). Характер строения последних в большей степени определяется спецификой тектонического развития какой-либо конкретной части платформен-

ного региона, а также тем, во время какой стадии геотектонического цикла формируются эти циклы. Нам представляется, что циклы осадков, формирующиеся на регрессивных и эмерсивных стадиях, в целом сложены более грубозернистыми осадками и имеют большие мощности, чем аналогичные циклы трансгрессивных и инундационных стадий. Это связано с тем, что при регрессивном развитии с понижением базиса эрозии увеличивается эрозионная деятельность рек и водотоков, а на трансгрессивной стадии континентальные воды подпираются морскими, поэтому транспортирующая (а тем более эрозионная) возможность их резко сокращается.

Разница между этими двумя вариантами частично компенсируется абразионной деятельностью трансгрессирующего моря с отложением грубозернистых осадков. Однако в целом общий характер распределения масс осадков в обоих примерах вряд ли заметно изменится, так как при трансгрессии сокращаются и площади денудируемой суши.

Следовательно, тектонический режим является основным, определяющим общие и некоторые частные закономерности образования и размещения описываемых формаций во времени и пространстве. Он же определяет и закономерности формирования и приуроченности к той или иной части формаций рудоносных парагенезов.

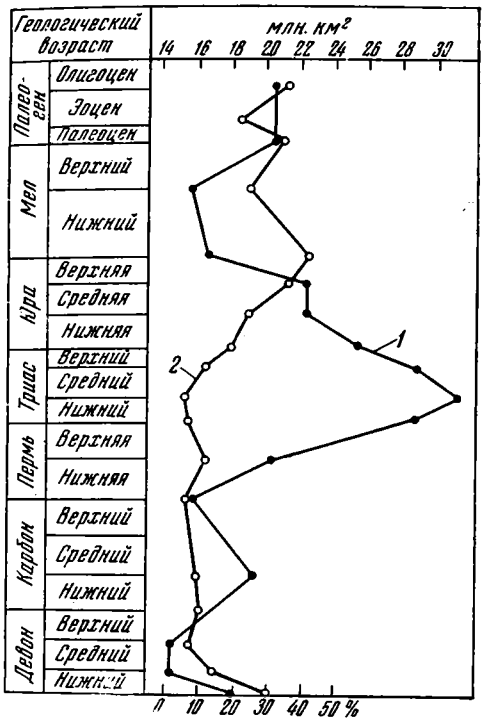
Наиболее благоприятным в платформенной обстановке для формирования кор выветривания, при размыве и переотложении продуктов которых образуются многие сероцветные формации и полезные ископаемые, является режим вялых тектонических движений с очень медленными и спокойными поднятиями, которые затем сменяются такими же медленными опусканиями территории. При таком режиме в благоприятных климатических условиях (обычно это влажный субтропический климат и его палеоаналоги) наиболее интенсивно протекают гипергенные процессы, химическое выветривание с образованием широких пенепленов, кор выветривания и остаточных рудных накоплений. В результате плоскостного смыва уже на этом этапе формируются некоторые континентальные сероцветные комплексы. При постепенном развитии трансгрессии наряду с континентальными широко развиваются также прибрежно-морские терригенные формации и многие связанные с ними полезные ископаемые.

Резкие поднятия, предшествующие времени корообразования, неблагоприятны для рудонакопления, так как при этом образуется достаточно расчлененный рельеф со слабым площадным развитием кор. В этом случае значительную роль играет физическое выветривание горных пород, что приводит к накоплению значительных масс обломочного материала, разбавляющего возможные рудные концентрации. Аналогичный режим движений после эпох корообразования также неблагоприятен, поскольку опять способствует накоплению обломочного материала и быстрому размыву ранее сформированных остаточных или осадочных месторождений.

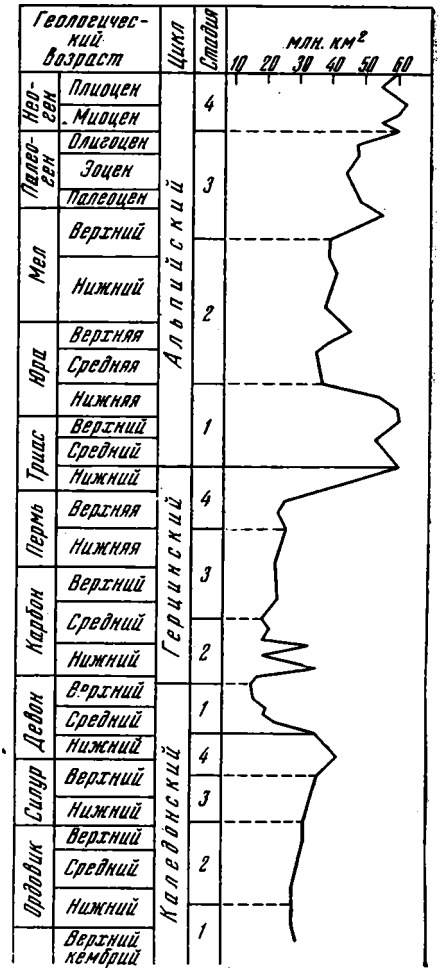
Таким образом, наиболее подходящим для рудонакопления является режим устойчивой и медленной трансгрессии моря, наступившей после эпохи длительных и медленных восходящих движений, когда успевали сформироваться мощные коры выветривания. При этом основная масса рудных накоплений обосабливается в основании трансгрессивных серий осадков. Менее типичны, но все же имеют место, вторичные осадочные месторождения, возникающие на начальных этапах восходящих движений при размыве и ближнем переотложении в западинах рельефа рудных накоплений, сформировавшихся в трансгрессивную эпоху.

Закономерности тектонического развития территорий выявляются при изучении всех особенностей вещественного состава формирующихся осадков и их изменений во времени и пространстве. На принципах изучения вещества основаны все методические приемы составления различных литолого-фациальных, палеотектонических, палеогеоморфологических карт и схем. Для установления самых общих закономерностей развития того или иного региона удобно с нашей точки зрения пользо-

ваться методикой А. Б. Ронова [18, 19], которая позволяет давать количественную характеристику распространенности различных типов пород и палеогеографических условий седиментации в разные геологические эпохи. Так, например, сравнивая площади размыва, сосчитанные с палеогеографических карт разных геологических времен, можно проследить направленность изменений тектонических движений во времени и выявить геологические эпохи, наиболее благоприятные для формирования поверхностей выравнивания, а также терригенных формаций и связанных с ними полезных ископаемых. Осно-



Фиг. 1



Фиг. 2

Фиг. 1. Кривые изменения площадей развития областей размыва (*1*) и морских обломочных формаций (*2*) в фанерозое на платформах Евразии (по данным А. Б. Ронова и др.)

Фиг. 2. Изменение областей размыва по площади в фанерозое на Русской платформе (по данным А. Б. Ронова и др.)

Стадии геотектонических циклов: *1* — трансгрессивная; *2* — инундационная; *3* — регрессивная; *4* — эмерсивная

вываясь на данных, которые содержатся в работах А. Б. Ронова с соавторами, мы составили графики изменения состава пород и достоверных областей размыва для платформенных областей фанерозоя всей Евразии и Русской платформы (фиг. 1 и 2).

Наиболее благоприятный тектонический режим для формирования поверхностей выравнивания в целом для всего Евразиатского материка наблюдался в среднем девоне, палеогене и в меньшей мере в средней—верхней юре и нижнем — верхнем мелу. В эти промежутки времени достоверные площади денудации практически не изменялись или изменялись в сравнительно небольшой степени, что свидетельствует о спокойном тектоническом режиме региона. На графике (см. фиг. 1) этим эпохам соответствуют вертикальные или крутонаклоненные участки кривой рас-

пределения площадей размыва. Из трех вертикальных участков кривой наименее благоприятен тот, который соответствует времени средней — верхней юры, так как именно тогда происходил наиболее интенсивный размыв герцинских сооружений, что способствовало накоплению больших масс обломочного вещества, подавляющих процессы корообразования; времени формирования герцинских сооружений, проявившихся на платформе резким увеличением областей размыва, соответствует самый крупный изгиб кривой вправо. Следует отметить достаточно благоприятный тектонический режим в раннепозднемеловое время, когда наблюдается медленное трансгрессивное развитие региона (площади денудации сокращаются).

Таким образом, для Евразии в целом наиболее благоприятными эпохами пенепленизации, корообразования и формирования остаточных руд следует считать среднепозднедевонское, раннепозднемеловое и палеогеновое время, а наиболее благоприятными для формирования осадочных руд, связанных с размывом и переотложением продуктов кор — более поздние отрезки указанных временных интервалов и сразу следующие за ними периоды, т. е. верхний девон — ранний карбон, поздний мел — палеоцен и олигоцен — миоцен.

Анализ аналогичного графика (см. фиг. 2), построенного для Русской платформы, наиболее изученной платформенной территории Советского Союза, приводит к следующим выводам.

Эпохи относительной тектонической стабилизации приурочены к отрезкам геологического времени — O_1—S_2, D_2e_2—D_2fm, I_2b_j—I_3cl, K_1h+b—K_2st, P_1^1—P_2^3, P_3^{1-2}. Наиболее благоприятные же условия формирования полезных ископаемых, связанных с продуктами переотложения кор выветривания могли иметь место в позднем силуре—раннем девоне, в позднем девоне — раннем карбоне, в позднем мелу (сантон—кампан) и в верхах эоцена—олигоцене. Келловей-оксфордское время, несмотря на предшествующий режим тектонической стабилизации, менее благоприятен для рудонакопления из-за больших масс обломочного материала, подавляющих рудонакопление.

Таким образом, методика А. Б. Ронова может применяться для выяснения характера тектонического режима крупных территорий и для выявления эпох, наиболее благоприятных для формирования остаточных и осадочных полезных ископаемых, в том числе содержащихся в сероцветных гумидных формациях.

Аналогичные цели преследует и давно разрабатываемый группой сибирских геологов [7, 9 и др.] так называемый *литолого-формационный метод*. Он основан на выделении осадочных серий, представляющих собой комплекс осадков, соответствующих какой-либо фазе тектогенеза. Осадочная серия подразделяется также на трансгрессивную и регрессивную части, формируясь в отрезки времени между двумя минимумами тектонической активности. В разрезе изучаемых отложений эти минимумы отражаются появлением осадочных пород максимальной степени зрелости, т. е. в составе песчано-алевролитовых фракций которых резко преобладают устойчивые к химическому выветриванию минералы, а в составе глинистой фракции — каолинит. Осадки же низкой степени зрелости образуются при резком преобладании физического выветривания, когда имеет место сравнительно высокая тектоническая активность, расчлененный рельеф питающих провинций и, как правило, регрессия морского бассейна. Наиболее зрелые осадки образуются в процессе пенепленизации рельефа при формировании мощных кор выветривания и переотложении их продуктов. Именно с этими осадками ассоциируют многие полезные ископаемые — кварцевые пески, каолины, железные и марганцевые руды, бокситы и др.

Для выделения осадочных серий авторы литолого-формационного метода предложили несколько способов. Степень зрелости осадков определяется коэффициентом мономинеральности $K_м$, который выражается отношением сумм устойчивых и неустойчивых терригенных компонентов. Эти количества подсчитываются в шлифах или иммерсионных препара-

тах проб, отобранных по разрезу осадочной толщи через 5—20 м [9]. Осадочная серия охватывает толщу, заключенную между местами отбора проб, с максимальными значениями $K_м$. Авторами метода при этом установлено, что соотношения устойчивых и неустойчивых компонентов осадков несколько изменяются по мере удаления от областей питающих провинций. Однако это не отражается на общей конфигурации кривой значений $K_м$ — ее перелом все равно происходит на одном стратиграфическом уровне. Таким образом, применимость этого метода не зависит от фациальной природы осадка.

Приближенные значения $K_м$ и изменение его в разрезе осадочной толщи можно получить и путем вычисления отношения кварца к полевым шпатам. Величина этого отношения также является показателем зрелости осадков и дает представление об эффективности химических и механических процессов [8, 17, 21, 26].

Кроме $K_м$ может быть высчитан и коэффициент выветрелости $K_в$, изменение которого на графике аналогично $K_м$ [9]; $K_в$ представляет собой частное от деления кремнезема и глинозема, определенных химическим путем в песчано-алевритовой фракции породы (в глинистых фракциях в низах и верхах серий заметно возрастает количество глинозема, поэтому валовой химический состав породы не может быть использован). При выделении осадочных серий можно учитывать также коэффициент устойчивости $K_у$, представляющий собой величину отношения устойчивых минералов к неустойчивым в тяжелой фракции. Этот коэффициент существенно отражает и фациальную природу осадков, так как распределение многих тяжелых минералов контролируется законами механической дифференциации.

В качестве показателя степени зрелости осадка Ф. Петтиджон [29] предложил также соответствующий коэффициент, выраженный отношением Al_2O_3/Na_2O. Тот же коэффициент, но лишь для глинистой фракции использует Н. П. Акульшина [1] для выражения степени химического выветривания.

При установлении границ осадочных серий, по данным Н. П. Акульшиной, существенная роль принадлежит составу глинистой фракции пород. В нижних и верхних горизонтах серии существенную долю глинистого вещества составляет каолинит, а в средних горизонтах — монтмориллонит.

Максимальные значения коэффициента упорядоченности $K_{уп}$ также соответствуют осадкам верхних и нижних частей серии. $K_{уп}$ определяется отношением числа элементов с упорядоченным профилем распределения в ряду: песчаные→алевритистые→глинистые породы к числу элементов с неупорядоченным профилем [23]. Таким образом, используя определенные характеристики вещества осадочных отложений и их изменение во времени, можно выделить так называемые осадочные серии и выявлять среди них горизонты, или части, наиболее благоприятные для накопления многих осадочных руд.

Сочетание нескольких осадочных серий (комплекс) составляет их генетический ряд, который соответствует геотектоническому циклу. Для Западной Сибири В. П. Казаринов и В. И. Бгатов [9] выделили пять таких комплексов, формировавшихся в следующие отрывки времени: 1) кембрий—ордовик; 2) силур—турнэ; 3) визе—триас; 4) верхний триас—палеоген; 5) современное время. При этом границы между регрессивными и трансгрессивными комплексами, которые являются наиболее благоприятными уровнями для накопления полезных ископаемых, приурочены к позднему кембрию, раннему девону, позднему карбону — ранней перми и раннему мелу (готериву — баррему).

На основании выделения и изучения последовательности формирования формаций Н. С. Малич и др. [14] установили в истории развития чехла Сибирской платформы следующие тектонические этапы: неопротозойский (среднепалеозойский) с интервалом времени 1600—900 млн. лет; 2) вендско-раннепалеозойский — 620—400 млн. лет, 3) среднепалеозойский — 400—330 млн. лет, 4) позднепалеозойский—раннемезозой-

ский — 330—180 млн. лет; 5) среднепозднемезозойский — 180—70 млн. лет и 6) кайнозойский — 70—0 млн. лет. Все этапы характеризуются эпохами образования кор выветривания. При этом Н. С. Малич и В. С. Певзнер [13] выделяют в докембрийское время пять эпох корообразования, образовавшихся в течение 1500 млн. лет, семь эпох — в палеозое (за 400 млн. лет) и шесть эпох в мезозое—кайнозое (около 200 млн. лет).

Суммируя сказанное можно заключить, что стратиграфические уровни, благоприятные по тектоническому режиму для формирования рудоносных формаций кор и связанных с ними терригенных формаций, в пределах крупных регионов могут быть установлены различными путями — эмпирическим, по данным общегеологического анализа природных объектов [14], литолого-формационным методом [8] и методом количественного подсчета древних площадей размыва и осадконакопления [19].

Тектонический режим наряду с климатом определяют и формы мегарельефа, от характера которого также зависят состав и закономерности расположения сероцветных формаций.

Благоприятный для рудонакопления замедленный темп тектонических движений и малые амплитуды поднятий на платформах определяют преимущественно плоский, равнинный рельеф этих территорий как в наземной, так и в затопленной морем частях.

По данным Г. В. Вахрушева и др. [3], на платформах, не достигших стадии активизации, присутствуют только поверхности выравнивания различных порядков и разной степени экзогенного расчленения и разделяющие их возвышенные участки также с достаточно сглаженными, плавными формами. В процессе постоянных частых регрессий и трансгрессий эпиконтинентальных морей неоднократно возникали условия для уничтожения более древних поверхностей выравнивания и замены их более молодыми с возможным частичным сохранением в рельефе их древних реликтов. При этом эрозионное расчленение, наиболее активное в регрессивные эпохи, не уничтожало равнинности территории, а лишь усложняло ее. Поэтому крупные и длительно развивающиеся поверхности выравнивания (п. в.) всегда полигенетичны и представляют собой по существу ряд поверхностей — дно моря (шельфовая аккумулятивная п. в.) — побережье (абразионно-аккумулятивная, частично эрозионно-аккумулятивная п. в.) — прилегающая к побережью суша, выравненная процессами денудации (денудационная, частично эрозионно-аккумулятивная п. в.). Основную роль в корообразовании и формировании остаточных и осадочных рудных накоплений играет тектонический (и климатический) режим именно этой последней поверхности. Морское дно и побережье играют более пассивную роль как область аккумуляции размываемых продуктов кор выветривания.

Для денудационных равнин А. П. Дедков и др. [5] выделили шесть климато-геоморфологических зон, среди которых имеются и гумидные их представители — умеренная (лес, лесостепь и степь), семигумидная тропическая (саванна) и гумидная тропическая (экваториальный лес). Каждой из этих зон «отвечает не только свой тип рельефа, но и своя континентальная осадочная формация» [5, с. 97]. Согласно этим авторам, названные зоны характеризуются следующими особенностями.

Гумидная умеренная зона обладает переменной влажностью (осадки от 1000 до 300 мм/год), достаточной для образования сомкнутого лесного или травяного покрова и формирования речной сети. Гидротермические условия носят сезонный характер. В этой зоне химические и химико-биологические процессы преобладают над физическими. Верхняя часть коры выветривания таежной зоны находится на кислой стадии, что способствует выносу многих компонентов, в том числе и алюминия. В степной подзоне отмечается щелочная среда, которая препятствует выносу гидролизатов и малоподвижных элементов.

Физические эрозионные процессы в гумидной умеренной зоне развиваются только на крутых, лишенных растительности склонах. Слабая механическая денудация на склонах и водоразделах препятствует обще-

му выравниванию рельефа, что благоприятно для сохранения на водоразделах реликтов древних поверхностей выравнивания и кор выветривания.

В условиях лесного, лесостепного и даже степного ландшафтов эрозионная и рельефообразующая деятельность временных потоков очень невелика. Напротив, деятельность рек — наиболее действенный фактор данного типа морфогенеза. Характерны значительные боковые смещения русел рек с интенсивным подмывом берегов и аккумуляцией аллювия. Последний накапливается в хорошо выраженных эрозионных врезах, имеет пестрый петрографический состав, отражающий геологическое строение речного бассейна и представлен всеми гранулометрическими типами осадков (от илов до галечников), равномерно разделенных в русловой, пойменной и старичной фациях. В озерно-болотных отложениях, широко представленных в этой зоне, преобладают терригенные и органогенные осадки. Таким образом, в уверенной гумидной зоне резко преобладает линейная (а не площадная) денудация и основными осадками являются глины, пески и галечники аллювиального генезиса.

Семигумидная тропическая зона отличается высокими среднемесячными температурами (18—32° С) и сезонным распределением осадков (от 300 до 1500 мм/год). Основной тип ландшафтов — саванны. В сухой сезон густая травянистая растительность высыхает и выгорает. Наряду с интенсивным химическим выветриванием и корообразованием, протекающими в основном в сезон дождей, очень большую роль играют и механические процессы плоскостного смыва, сносящие в реки большие количества взвешенного, преимущественно глинистого материала. В сухие сезоны имеет место и ветровая эрозия. Реки обычно лишены долинных врезов и протекают среди обширных слабовогнутых поверхностей, разделенных крутосклонными островными горами, на которых могут встречаться реликты более древнего рельефа и кор выветривания. На разновозрастных слабонаклоненных и ровных поверхностях эти реликты защищены железистыми корками (панцирями) — кирасой.

В состав континентальных формаций сезонно-влажных тропиков входят красноцветные коры выветривания, а также делювиальные, пролювиальные и оползневые продукты их переотложения, в основном также красноцветные. Кроме того, присутствуют озерные и аллювиальные, преимущественно глинистые тонкодисперсные отложения. Все осадки обогащены окислами железа и алюминия. Таким образом, характерной особенностью рассматриваемой зоны является интенсивное развитие поверхностей выравнивания, обусловленное сильной площадной денудацией при слабой линейной эрозии. Эти поверхности нередко формируются на значительной (800—1000 м) абсолютной высоте, что наблюдается на высоких платформах Африканского континента и в Индостане [28]. Сероцветные формации, связанные с рассматриваемой зоной, формируются только в морских условиях.

Гумидная тропическая зона характеризуется обилием тепла (среднемесячная температура 24—28° С), влаги (1500—2000 мм/год) и вечнозеленой древесной растительностью. Все это способствует весьма быстрому протеканию процессов химического и биохимического выветривания с образованием мощных латеритных кор выветривания полного профиля, развитых не только на поверхностях выравнивания, но и на склонах. Механическая денудация и плоскостной смыв ничтожны ввиду густой растительности. Ведущим же процессом склоновых перемещений является сглаживающая их солифлюкция, обусловленная обилием влаги и глинистых продуктов выветривания. Полноводные реки несут мало взвешенного материала, полученного в основном за счет подмыва глинистых берегов. Галечники исключительно редки и имеют кварцевый состав. Ввиду мощных процессов корообразования преобладают плавные сглаженные формы рельефа. Продукты переотложения кор весьма невелики. Характерной чертой всех обломочных толщ является преимущественно олигомиктовый их состав [22], а среди остаточных продуктов кор выветривания — преобладание железистых накоплений и бокситов.

Не выделенные в самостоятельный тип семигумидные и гумидные субтропики характеризуются особенностями, промежуточными между умеренной и тропической зонами. Химическое выветривание здесь также преобладает над механическим, хотя на склонах под влиянием инсоляционных процессов накапливаются большие массы песчано-щебневого материала. Аллювиальные продукты имеют чаще полимиктовый состав. Развиты одновременно плоскостная и линейная эрозии. Преобладание той или другой обусловливается типом и количеством растительного покрова. Рельеф характеризуется большой неоднородностью, что позволило Ю. Бюделю [27] выделить его в климато-геоморфологическую зону смешанного рельефообразования.

Из сказанного можно заключить, что несмотря на значительную роль климата это «не может поколебать ведущей роли тектонического фактора в образовании равнин как элементов геоструктуры и в создании их главных неровностей, именуемых морфоструктурами» [5, с. 202].

Выявленные закономерности формирования поверхностей выравнивания и кор выветривания имеют не только теоретическое, но и прикладное значение, так как позволяют одновременно познавать как осадочные процессы в целом, так и связанное с ним осадочное рудообразование. Поэтому при металлогенических исследованиях экзогенных полезных ископаемых необходимо знать и использовать эти закономерности. Для территории СССР основные из них отражены на карте поверхностей выравнивания и кор выветривания [4].

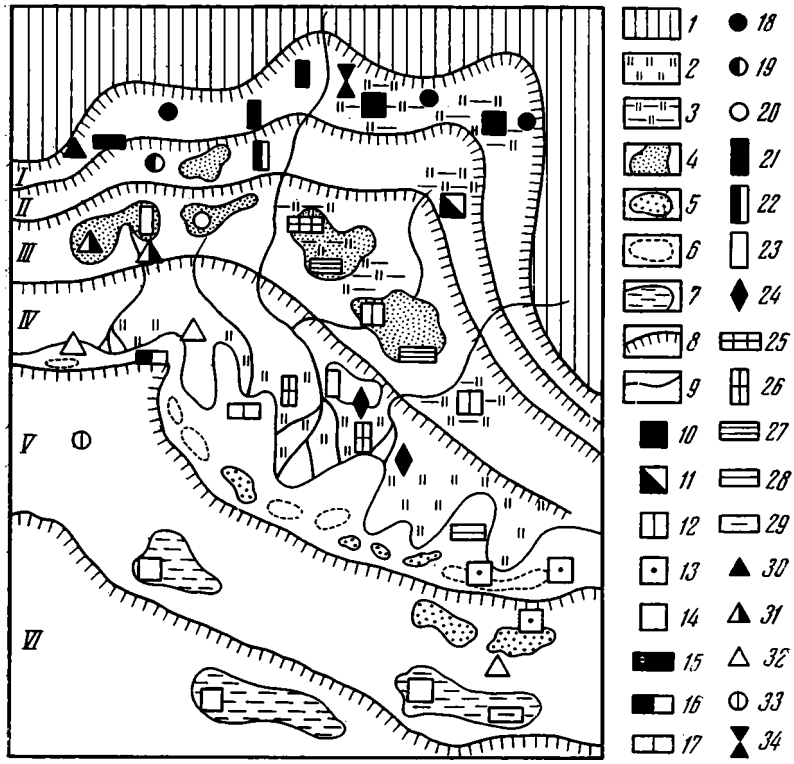
Как уже упоминалось, Д. Г. Сапожников [20] выделял так называемые элювиально-осадочные комплексы терригенных отложений, расположенных на различных геоморфологических уровнях и характеризующихся определенным набором полезных ископаемых.

На закономерную зональность в размещении рудоносных гумидных формаций платформ указывали также Н. М. Страхов [22], [2] и др. В качестве последующих разработок этих идей А. В. Македоновым и автором предложена более дробная и более детальная схема зональности распределения платформенных терригенных формаций и связанных с ними полезных ископаемых (фиг. 3). На этой схеме выделяются шесть геоморфологических зон (вместо трех у Д. Г. Сапожникова). Из них наиболее важной представляется паралическая зона с преобладанием терригенных осадков лагунных и дельтовых фаций при подчиненном участии (в ходе миграции береговых линий) прибрежно-континентальных и прибрежно-морских отложений. С этой зоной связан наиболее разнообразный набор полезных ископаемых и основные месторождения железа, марганца, углей и торфов.

В дополнение к схеме Д. Г. Сапожникова показано также размещение месторождений огнеупорных глин и строительных песков.

Выделенные на нашей схеме геоморфологические зоны имеют определенные гипсометрические уровни, близкие современной зональности геоморфологических ступеней. Так, по представлениям А. В. Македонова, хинтерланд соответствует платообразной области размыва с превышением над уровнем моря обычно не менее 400—600 м (иногда и больше). Первая зона — высокие плато с превышениями в 200—400 м, иногда 400—600 м; вторая — склоны и подножия плато с появлением озерно-болотных и озерно-речных фаций; третья зона — холмистая равнина с преобладающим развитием тех же фаций и превышениями от первых десятков до 200 м, редко больше; четвертая зона — береговая низменность, а также примыкающие к ней лагуны, дельты, баровые отмели и их мористые склоны (расположена в сравнительно узком диапазоне высот от +20 до —50 м); пятая зона — внутренний шельф глубиной от первых метров до десятков, реже первых сотен метров; шестая зона — внешний шельф с глубинами до 200—400 м.

Несмотря на некоторую условность приведенных отметок, их относительный порядок представляется близким к истине. Ширина и конфигурация зон, естественно, могли меняться в разных регионах и в различные геологические эпохи. Поэтому предлагаемая схема также имеет



Фиг. 3. Схема зонального размещения платформенных терригенных гумидных формаций и полезных ископаемых (составлена А. В. Македоновым и А. Д. Петровским с учетом схемы Д. Г. Сапожникова [20]).

1 — область размыва и сноса; *2—3* — болота: (*2* — сплошные, *3* — прерывистые и локальные); *4* — озера; *5* — песчаные острова и гряды; *6* — подводные гряды и бары; *7* — иловые впадины; *8* — границы зон; *9* — линия берега; рудные залежи: *10—14* — железа (*10* — остаточные, *11* — остаточно-осадочные, *12* — озерно-болотные, *13* — лагунно-морские, *14* — морские); *15—17* — марганца (*15* — остаточные — выветривания и инфильтрационные, *16* — подводно-дельтовые и лагунно-озерные, *17* — лагунно-заливные и прибрежно-морские); *18—20* — бокситы (*18* — элювиальные-латеритные, *19* — элювиально-осадочные, *20* — осадочные); *21—23* — каолиновые глины (*21* — остаточные, *22* — остаточно-осадочные, *23* — осадочные); *24* — кварцевые пески и песчаники; *25—26* — угли (*25* — лимнические, *26* — паралические); *27—29* — горючие сланцы (*27* — озерные, *28* — лагунные, *29* — иловых впадин); *30—32* — россыпи тяжелых металлов (*30* — элювиальные, *31* — аллювиальные и озерные, *32* — пляжей и баров); *33* — фосфориты; *34* — силикатного никеля. I—IV — номера зон

достаточно условный, чисто теоретический характер, хотя в целом и отражает существующие в реальности, но вариантные обстановки.

Формирование терригенных накоплений и связанных с ними полезных ископаемых в разных зонах элювиально-осадочного комплекса не вполне синхронно и смещается во времени от I к VI зоне (хотя могут существовать и отклонения от этого правила). Поэтому максимумы бокситообразования обычно несколько опережают максимумы железонакопления, а последние близки или же опережают максимумы марганценакопления. Несовпадение пиков максимумов разных руд достигает, как правило, интервала до эпохи, редко больше [12].

Отмеченные закономерности зонального распределения терригенных гумидных формаций, предопределенные, как было показано, главным образом тектоническими причинами, могут быть использованы при качественном и даже приближенно-количественном прогнозе на различные полезные ископаемые, парагенетически или генетически связанные с этими формациями. Использование ряда содержащихся здесь положений показано автором для целей прогноза марганцевых месторождений [15].

Литература

1. *Акульшина Е. П.* Интерпретация условий осадконакопления по глинистой части пород. — В кн. Палеогеографические и литолого-фациальные исследования в СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1969, с. 33—34.
2. *Бушинский Г. И.* Общие черты и особенности накопления осадочных руд алюминия, железа, марганца и фосфора. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970, с. 5—17.
3. *Вахрушев Г. В., Варламов И. П., Олли А. И., Рождественский А. П.* О генезисе, возрасте и классификации поверхностей выравнивания платформенных областей. — В кн.: Проблемы поверхностей выравнивания. М.: Наука, 1964.
4. *Горелов С. К., Дренов Н. В.* Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР масштаба 1 : 2500000. Объяснительная записка. М.: Недра, 1972.
5. *Дедков А. П., Мозжерин В. И., Ступинин А. В., Трофимов А. М.* Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1977.
6. *Иванов Г. А., Македонов А. В.* Ритмичность (цикличность) осадконакопления и закономерности размещения углей и горючих сланцев. Новосибирск: Изд. ИИГ. СО АН СССР, 1975.
7. *Казаринов В. П.* Осадочные серии и тектонические фазы мезозоя и палеогена Сибири. — Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, 1963, вып. 23, с. 5—14.
8. *Казаринов В. П.* Теория и практика литолого-формационного метода. — Сов. геология, 1965, № 8, с. 54—68.
9. *Казаринов В. П., Бгатов В. И.* Осадочные серии и полезные ископаемые Западной Сибири. — В кн.: Доклады советских геологов Международн. геол. конгр., 22 сессия, пробл. 16). М.: 1965, с. 182—192.
10. *Карагодин Ю. А.* Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность. М.: Недра, 1974.
11 *Кленова М. В.* Геология моря. М.: Учпедгиз, 1948.
12. *Македонов А. В., Петровский А. Д., Кривулина Ю. А.* Эволюция и зональность гумидного литогенеза и рудогенеза. — В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Новосибирск: Наука, 1981.
13. *Малич Н. С., Певзнер В. С.* Корообразование в свете полициклического развития платформенного чехла Сибири. — В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: 1977, с. 32—35.
14. Карта геологических формаций чехла Сибирской платформы масштаба 1 : 500000. Объяснительная записка/Под ред. Малича Н. С. Л.: ВСЕГЕИ, 1976.
15. *Петровский А. Д.* Тектонические, палеогеографические и формационные критерии формирования осадочных месторождений марганца.— В кн.: Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982, с. 29—32.
16. *Петрушевский Б. А.* О мезозойско-кайнозойской истории развития и структуре Урало-Сибирской эпигерцинской платформы и Тянь-Шаня.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1955, т. 60(3), вып. 3, с. 17—38.
17. *Предтеченский Н. Н., Янов Э. Н.* Методы анализа цикличности осадконакопления и осадочные серии девона Саяно-Алтайской области. — Геол. и геофизика, 1963, № 10, с. 93—105.
18. *Ронов А. Б.* История осадконакопления и колебательных движений европейской части СССР (по данным объемного метода). М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1949.
19. *Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Барская Н. В.* Закономерности развития осадочных пород и палеогеографических условий седиментации на Русской платформе.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 6, с. 3—36.
20. *Сапожников Д. Г.* Основы прогноза осадочных рудных месторождений. М.: Недра, 1972.
21. *Сидоренко А. В., Лунева О. И.* К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1961.
22. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. 1—3. М.: Изд-во АН СССР, 1960—1962.
23. *Страхов Н. М.* Развитие литогенетических идей в России и СССР. — Тр. ГИН, 1971, вып. 228. 609 с.
24. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. Изд. 2-е. М.: Недра, 1973.
25. *Шейнманн Ю. М.* Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. — Тр. ВНИИГ, 1959, вып. 49, с. 225—287.
26. *Янов Э. Н.* К вопросу о происхождении красноцветных и сероцветных окрасок осадочных пород.— Докл. АН СССР, 1956, т. 111, № 6, с. 1330—1331.
27. *Bödel J.* Morphogenes des Festlandes in Abhangigkeit oon den Kimaz nen.— Naturwiss., 1961, Hft 9.
28. *Louis H.* Allgemein geomorpfologie. Berlin: Gruyter, 1961.
29. *Pettjohn F.* Sedimentary rocks. 2-nd ed. N. Y.: Harper, 1957.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Поступила в редакцию
1.VI.1983

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 3, 1984

УДК 552.52/551.781.4(477)

ЭОЦЕНОВЫЕ БЕНТОНИТЫ НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ ДОНБАССА

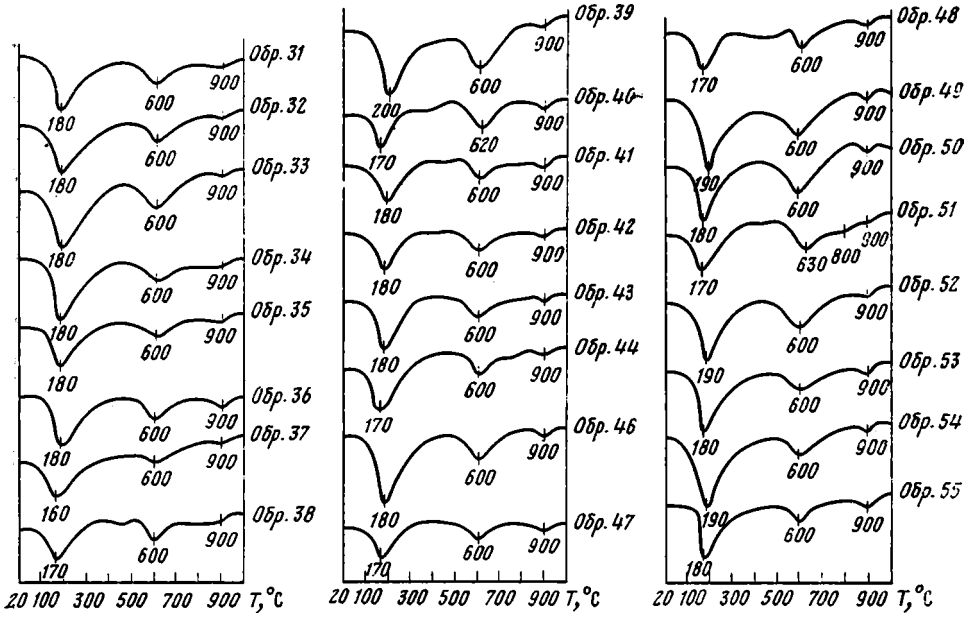
КАЦНЕЛЬСОН Ю. Я., НЫРКОВ А. А., ЯКУШЕВ В. В.

На основе теоретических представлений и выполненной прогнозной оценки на бентониты территории Ростовской области впервые в регионе выявлено Тарасовское месторождение щелочноземельных бентонитовых глин терригенно- и коллоидно-осадочного генетического типа. Залежь приурочена к верхнему горизонту киевской свиты верхнего эоцена. Дана предварительная химико-минералогическая и технологическая оценка обнаруженного бентонитового сырья, приведено обоснование его генезиса.

Бентонитовые глины принадлежат к полезным ископаемым с исключительно широким диапазоном применения в народном хозяйстве. В порядке решения задачи расширения сырьевой базы и улучшения географического размещения в стране ресурсов бентонитового сырья проведена прогнозная оценка на бентониты территории Ростовской области. Основой такой оценки послужили теоретические представления и генетическая классификация бентонитов Н. В. Кирсанова и других исследователей [2—4, 12—22, 24—27, 29], собственные материалы авторов, фондовые и литературные данные.

На базе развиваемых теоретических представлений и выполненной прогнозной оценки территории объединением Южгеология в 1981 г. выявлено месторождение бентонитовых глин, расположенное в Тарасовском и Миллеровском районах Ростовской области, в 6—7 км к северо-западу от пос. Тарасовского. Залежь приурочена к верхнему горизонту киевской свиты верхнего эоцена. Глины являются вскрышными на участке «18-й Западный» Тарасовского месторождения кварцитов, опробованы и исследованы по четырем скважинам. Расстояние между этими скважинами составило 200—450 м. Мощность опробованной толщи глин находится в пределах 17—26 м, мощность вскрыши 0,5—6 м. Вскрышные породы представлены почвенно-растительным слоем, четвертичными суглинками и местами красно-бурыми скифскими глинами. Глины полезной толщи, подстилаемые как правило, бучакскими песками с линзами кварцитовидных песчаников (кварцитов), зеленовато-серые с желтым оттенком, желтовато-зеленые, жирные на ощупь, мылкие, пластичные, обычно бескарбонатные, плотные, вязкие, тонкодисперсные, микрослоистые, сильно разбухающие в воде, на выветрелой поверхности образуют чешуйчатые гармошки. Минеральный состав их определялся комплексом методов (исследованиями в иммерсионных препаратах под микроскопом, термическим и рентгенодифрактометрическим анализами[1]) и является преимущественно монтмориллонитовым. Содержание монтмориллонита в образцах глин (фракция <0,001 мм) 40—90, в основном 60—80%. Показатели преломления минералов группы монтмориллонита в исследуемых глинах находятся в пределах 1,503—1,525, преимущественно 1,517—1,522, что соответствует литературным материалам и данным о монтмориллонитах из глин других месторождений осадочного генезиса [15 и др.]. Дифференциальные кривые нагревания образцов (фиг. 1) показывают все термические эффекты, характерные для бентонитов. Первый эндотермический эффект (160—200° С) соответствует выделению слабосвязанной межпакетной воды; второй (600—630° С) отвечает уда-

[1] Рентгеновская дифрактометрия выполнена в Новочеркасском политехническом институте, остальные исследования — в Центральной лаборатории ПГО Южгеология.



Фиг. 1. Термограммы бентонитов (Ростовская обл.)

лению гидроксила, а третий (~900° С) — окончательному разложению безводного монтмориллонита. Определенное смещение температур второго эндотермического эффекта изучаемых бентонитов в меньшую сторону по сравнению с бентонитами некоторых других залежей можно объяснить [6] несколько повышенным (1,46—4,74%) содержанием в первых окислов железа, что вообще характерно для бентонитов из месторождений терригенно- и коллоидно-осадочного типа мелового, палеогенового и неогенового возраста [4, 11, 15, 20, 29 и др.].

Монтмориллонит как главный породообразующий глинистый минерал бентонитов Тарасовского месторождения диагностируется наличием на дифрактограммах (фиг. 2, табл. 1) серии рефлексов, типичных для этого минерала. На дифрактограммах образцов, обработанных этиленгликолем, базальное расстояние (001) возрастает до 17,2—18 Å. Меняются также значения производных базальных рефлексов и их интенсивности. Резкое преобладание в глинах разбухающей фазы монтмориллонита (обр. 32 ~95%, обр. 34 ~80%, обр. 36 ~60—70%), по данным рентгеновской дифрактометрии, согласуется с результатами оптических исследований и термографии. Другие минералы представлены каолинитом, гидрослюдой, хлоритом, смешанослойной фазой (ряда гидрослюда—монтмориллонит) с разбухающими слоями, отмечены также опал, кварц, спикулы губок, органогенный детрит. Песчано-алевритовую фракцию составляют обычно кварц, полевые шпаты, глауконит, спикулы губок, иногда гипс.

Химический состав глин, определенный по 29 пробам, характеризуется следующим содержанием компонентов (% на воздушно-сухую навеску): п. п. п. 4,35—8,5; SiO_2 57,42—77,59; Al_2O_3 8,56—13,59; Fe_2O_3 1,46—4,74; FeO 0,14—0,58; CaO 0,75—2,3; MgO 1,06—2,16; SO_3 (общ.) 0,01—1,36; TiO_2 0,56—0,9; P_2O_5 0,09—0,24 MnO<0,03—0,11; K_2O 1,56—2,36; Na_2O 0,33—1,06.

Емкость катионного обмена изучаемых глин, определенная методом вытеснения обменных катионов аммонийным ионом хлористого аммония [1], невысокая и составляет (мг·экв/100 г) 22,01—80,69, преимущественно 25,11—47,39, что отвечает имеющимся в литературе данным, или несколько ниже соответствующих значений для эоценовых (киевских) бентонитов КМА (35—90) и Воронежской антеклизы (51—54), а также для палеоценовых бентонитов Белогорского месторождения (42—49) в Вол-

Таблица 1

Межплоскостные расстояния первого базального рефлекса монтмориллонита для образцов бентонитовых глин (фракция <0,001 мм) до (I) и после (II) их насыщения этиленгликолем

Номер образца	Номер скважины	Величина межплоскостного расстояния, Å		Номер образца	Номер скважины	Величина межплоскостного расстояния, Å	
		I	II			I	II
32	76	15,7	17,7	44	57	13,8	17,3
34	76	15,8	17,7	46	64	14,7	17,7
36	76	15,84	18,0	49	64	14,5	17,2
38	76	14,9	17,7	51	64	14,4	17,5
39	76	14,9	17,7	56	73	14,7	Не опр.
41	57	13,8	17,3	57	73	15,24	17,7

гоградской области [4, 11, 20]. В поглощенном основании глин содержатся ионы кальция, магния, калия и натрия, причем обычно кальций и в меньшей степени натрий преобладают над магнием и калием. По характеру обменных катионов изучаемые бентониты относятся преимущественно к категории щелочноземельных кальциевых, по некоторым единичным пробам — к категории магниево-кальциевых, а также смешанных и даже щелочных натриевых. Содержание щелочных обменных катионов обычно колеблется от 6 до 19 мг·экв/100 г.

Содержание в глинах большинства микроэлементов, определенных приближенно-количественным спектральным анализом, находится в пределах кларкового, за исключением хрома, ванадия, цинка, концентрации которых по некоторым пробам несколько превышают кларковые.

Глины являются в основном высокопластичным сырьем (влажность на границах текучести и раскатывания составляет соответственно 56—70 и 31—40%, число пластичности 25—29, плотность 2,53—2,59 г/см^3).

В связи с тем что изучаемые глины характеризуются в основном преобладанием ионов щелочноземельных элементов, было проведено исследование возможности их активации электролитами, содержащими натриевые соли. Такое облагораживание глин, направленное изменение их свойств достигается обработкой этого полезного ископаемого кремневокислым, углекислым, а также пирофосфорным натрием. Тарасовские бентонитовые глины сравнительно легко активируются указанными реагентами. Как известно, подобное модифицирование широко применяется для щелочноземельных бентонитов [4, 9, 10, 20 и др.].

При оценке бентонитовых глин нередко возникают серьезные трудности, вызванные отсутствием надежных качественных показателей и стандартных методик их определения [5, 9]. Так, в настоящее время действуют Временные технические условия Министерства черной металлургии на глины бентонитовые для окомковательных фабрик (ЧМТУ 9-36-69). Ими жестко регламентируется величина набухания (не менее 12), однако некоторые бентонитовые глины с меньшей величиной набухания являются вполне кондиционным сырьем. Подобные примеры, а также многоцелевой характер назначения свидетельствуют о необходимости дальнейшего совершенствования требований к качеству бентонитов, дифференцированного и комплексного подхода к их оценке на каждом месторождении с целью максимально возможного использования этого сырья и выявления рациональных путей его применения в народном хозяйстве [5, 9, 23, 33, 35 и др.].

Бентонитовые глины Тарасовского месторождения изучались для определения возможности их использования как связующего железорудных окатышей. Исследования выполнены Центральной лабораторией ПГО Южгеология по методике НИИКМА. Оценка качества бентонитового сырья проведена по ЧМТУ 9-36-69. Изучаемые глины в естественном виде не пригодны для указанных целей.

Для установления возможности использования облагороженных глин в производстве железорудных окатышей глины были подвергнуты акти-

Таблица 2

Результаты определения набухания глин и предела нагревания без изменения физических свойств

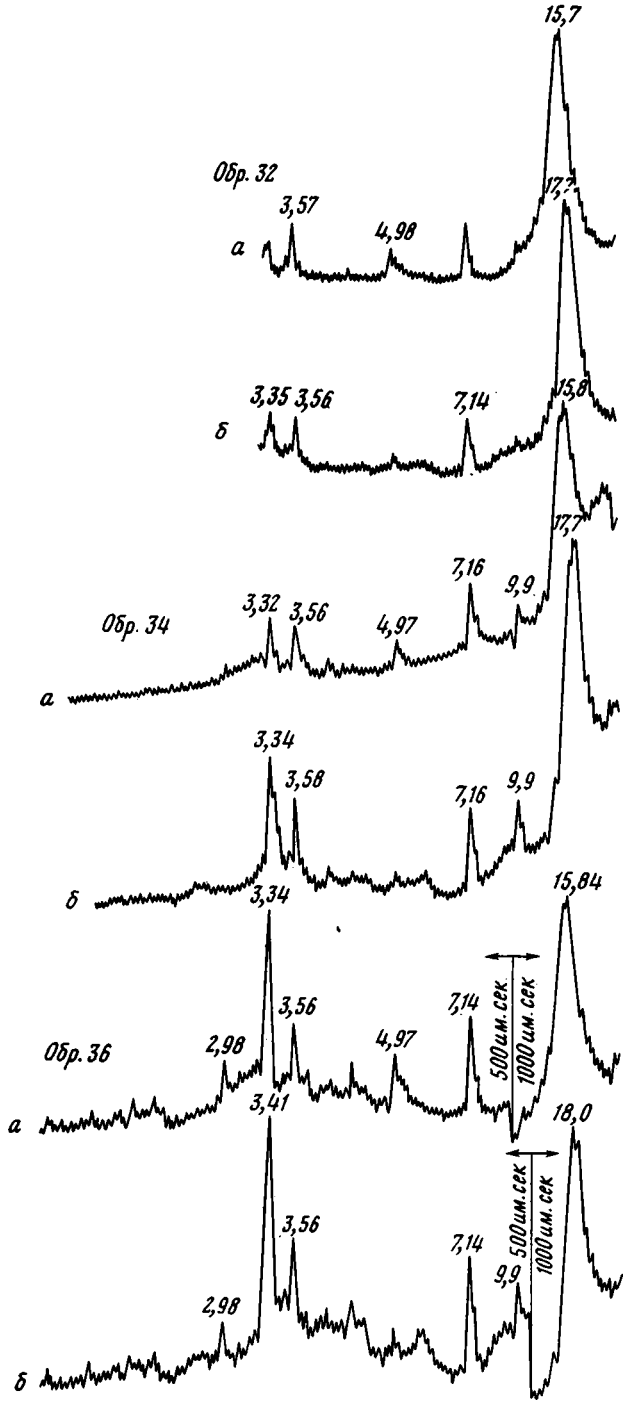
Номер пробы	Номер скважины	Показатели набухания глин		
		в естественном виде	после активации	после нагревания активированных глин до 200° С
31+32	76	2,2	12,6	12 2
33+34	76	3,0	13,4	14,0
35+36	76	2,0	12,5	13,1
37	76	1,8	12,0	12,0
38	76	3,1	13,4	13,0
39	76	1,9	12,0	12,0
41	57	2,2	12,6	12,8
44	57	3,2	13,8	12,1
46	64	2,0	12,0	12,4
49	64	2,6	12,2	12,1
51	64	2,8	13,0	13,2
56	73	4,0	15,0	14,3
57	73	1,8	12,0	12,0

вации, которая производилась «мокрым» способом [20]. При этом был использован 5%-ный раствор пирофосфата натрия, глины выстаивали в течение 3 сут, а затем определяли их набухание по методике НИИКМА. Результаты исследований приведены в табл. 2. В естественном виде бентониты характеризуются числом набухания в пределах 2—4, после активации это число возрастает до 12—15. Оптимальное количество пирофосфата натрия, по данным исследований бентонитовых глин КМА, составляет 10—15 мл на 5 см^3, или около 2,6% от массы воздушно-сухой глины [20]. Число набухания активированных глин после их нагревания до 200° С практически не изменилось (12—14,3). Образцы активированных бентонитов Тарасовского месторождения по числу набухания и пределу нагревания без изменения физических свойств соответствуют техническим требованиям к бентонитам, используемым в производстве железорудных окатышей.

Установленная экспериментально [7] прямолинейная зависимость прочности окатышей от набухания выражается формулой: $П=1,17+$ $+0,029$ Н (где П — прочность на раздавливание, кг/окатыш; Н — число набухания). На основании этой зависимости можно считать, что прочность сырых окатышей при использовании активированных глин Тарасовского месторождения находится в пределах 1,5—1,6 кг/окатыш, что удовлетворяет техническим условиям.

Требования литейного производства к качеству бентонитовых глин сводятся к установлению основных показателей, определяющих технологические свойства сырья [10]: связующей способности во влажном и высушенном состоянии; содержания вредных примесей (сульфидная сера, закисное железо, окислы щелочных и щелочноземельных металлов, карбонаты); глинистой составляющей; долговечности; коллоидальности; емкости и состава обменных катионов; пластичности. Связующая способность бентонитовых глин во влажном и высушенном состоянии оценивается по величине прочности при сжатии стандартных образцов, изготовленных из смесей, содержащих испытуемый бентонит. Технологические показатели бентонитов, используемых в литейном производстве, определяются требованиями ГОСТ 3226-77. Исследования глин Тарасовского месторождения как формовочного сырья проведены по единичным пробам Центральной лабораторией ПГО Южгеология согласно ГОСТам 35940-77; 35946-77; 35947-77; 3594.10-77. Определялись основные технологические показатели глин, характеризующие их формовочные свойства: связующая способность во влажном состоянии и коллоидальность.

Коллоидальность глин колеблется от 25 до 32%, предел прочности при сжатии во влажном состоянии составляет 0,9—1,3 кгс/см^2, что отвечает предъявляемым требованиям, а также соответствует значениям



Фиг. 2. Дифрактограммы образцов бентонитов до (*а*) и после (*б*) их насыщения этиленгликолем

этих показателей для бентонитов осадочных месторождений, используемых промышленностью [10]. По содержанию окиси железа, окислов щелочных и щелочноземельных металлов (в зависимости от марки соответственно не более 4, 5 и 8, 3 и 5, 5 и 8%) они также удовлетворяют существующим требованиям. Можно предположить, что эти глины, так же как и осадочные бентониты Воронежской антеклизы и Поволжья,

будут обладать необходимыми долговечностью и связующей способностью в высушенном состоянии.

Водородный показатель pH суспензии глин составляет 8,3—8,7, что в сочетании с их зеленовато-серой окраской позволяет, как и для плиоценовых бентонитов Молдавии [29], сделать вывод о вероятных восстановительных условиях среды в слабощелочном бассейне, где происходило отложение изучаемых глин.

Температура плавления глин в основном колеблется между 1200 и 1300° С, что определяет их как легкоплавкое сырье.

На Тарасовском месторождении глины верхнего горизонта киевской свиты, представленные монтмориллонитовыми разностями, обычно занимают относительно высокие водораздельные пространства и вскрываются скважинами на абсолютных отметках преимущественно 130—155 м. На участках с абсолютными отметками рельефа ниже 120—125 м эти глины, как правило, отсутствуют.

В контуре четырех скважин, по которым исследовались глины, запасы бентонитов (по категории C_2) при явно заниженной средней мощности, равной 10 м, превышают 1,7 млн. т. Прогнозные же ресурсы бентонитов на месторождении при также сильно заниженной средней мощности глин, равной 5 м, можно оценить величиной порядка 15 млн. т. Выявленное месторождение, по-видимому, лишь часть более крупной бентонитовой залежи, которая, исходя из поддерживаемых теоретических представлений и судя по особенностям минерального состава глин палеогена [28, 30, 31, 34], вероятно, не является единственной в районе.

Верхнеэоценовый этап геологической истории региона характеризуется резким расширением и углублением бассейна [8, 30]. В киевское время трансгрессия усиливается. Морской бассейн перекрывает в максимальные стадии своего развития почти всю территорию Воронежской антеклизы и соседних районов, в пределах которых в верхнем эоцене достоверно известен только один участок суши — центральная часть Донецкого выступа. Во второй половине киевского времени морской бассейн еще более расширяется и углубляется, а процесс накопления глауконит-фосфатной фации сменяется накоплением карбонатных и глинистых илов. По тем же данным [8, 30], бассейн был теплым, характеризовался нормальной соленостью, хорошей аэрацией и относительно спокойным гидродинамическим режимом. Суша, к которой он примыкал, характеризовалась влажным теплым климатом, была, по-видимому, сильно выположена и покрыта богатой теплолюбивой растительностью. На выровненность водосборных территорий указывает формирование тонких карбонатных и глинистых илов на больших площадях.

Монтмориллонитовые глины, являясь, очевидно, полигенетичными, могли формироваться в прибрежных частях существовавшего в киевское время морского бассейна, в частности в заливах, бухтах и, возможно, лагунах. Здесь приносимый из размываемых пород равнинной суши монтмориллонит попадал в восстановительные условия, благоприятные для его сохранения. Стабильный тектонический режим региона, приуроченного к платформенной области, обеспечивал медленное захоронение осадка, а щелочная среда залива (бухты, лагуны) способствовала трансформации гидрослюдистых продуктов выветривания и раскристаллизации гелей в монтмориллонит, т. е. создавались предпосылки для обогащения обломочного монтмориллонитоносного глинистого осадка диагенетическим и хемогенным монтмориллонитом [17]. Определенное значение имели и гидродинамические условия водоема, спокойный характер которых в период максимума верхнеэоценовой трансгрессии позволял осаждаться наиболее тонкому обломочному материалу, поступавшему с низинной суши, и коагулирующим коллоидным соединениям [8].

Н. В. Кирсановым с сотр. [19] выявлен комплекс характерных признаков, определяющих принадлежность бентонитов к тому или иному генетическому типу. Сравнение основных особенностей бентонитовых глин из Тарасовского месторождения и месторождений терригенно- и

коллоидно-осадочного типа [17, 19] подтверждает правомерность отнесения первых к указанному типу: изучаемые бентониты являются типичными глинами, представлены преимущественно щелочноземельными разностями, характеризуются сравнительно невысокой емкостью катионного обмена, глинистая фракция сложена обычно на 60—80% Ca^{2+}-монтмориллонитом низкой степени кристаллического совершенства, в силу чего второй эндотермический эффект на термограммах отмечается при температуре около 600° С, межплоскостное расстояние в решетке составляет около 14—15 Å, из минералов-примесей присутствуют гидрослюда, каолинит, хлорит, смешанослойная фаза с разбухающими слоями. Изучаемые монтмориллонитовые глины отличаются относительно невысоким качеством, значительной мощностью, крупными размерами залежи, постепенным переходом во вмещающие породы (алевриты, известковистые глины). По данным рентгеновского анализа, в глинистой фракции (<0,001 мм) отдельных образцов преобладает не типичный монтмориллонит, а смешанослойный минерал с доминирующим содержанием разбухающих слоев, подобно плиоценовым бентонитам Молдавии [29].

Для выяснения природы монтмориллонита из глин Тарасовского месторождения применялась методика Ч. Е. Уивера с «фиксацией» калия [4, 6, 32]. Дифрактограммы препаратов, обработанных КОН, обнаруживают сжатие кристаллической решетки монтмориллонита до 10—10,8 Å. Поэтому можно предположить, что формирование монтмориллонита было связано с переотложением обломочного и коллоидно-дисперсного материала с размываемой суши в бассейн седиментации и шло в значительной мере за счет слюдистых минералов, а не за счет продуктов вулканической деятельности. У монтмориллонитов пеплового происхождения при аналогичной обработке подобного сжатия решетки не наблюдается. Следует заметить, что реликты вулканического пепла в изучаемых глинах не установлены и оптическими исследованиями. Вместе с тем полностью не исключается возможность частичного участия в формировании бентонитовых глин рассматриваемой территории и гальмиролитических процессов. Второстепенными источниками поставляемого в водоем исходного материала могли служить вулканические пыль и пепел, подобно тому, как это предполагается Н. В. Кирсановым для бентонитовых глин Поволжья [14—16].

Авторам представляется целесообразным проведение поисковых работ на бентониты и комплексное изучение глин верхнего горизонта киевской свиты на площадях, приуроченных к южному склону Воронежской антеклизы и к северо-восточным окраинам Донбасса, в первую очередь в районе Тарасовского месторождения кварцитов.

* * *

На основании изложенного можно сделать следующие выводы:

в пределах южного склона Воронежской антеклизы и северо-восточных окраин Донбасса могут быть выявлены месторождения бентонитовых глин терригенно- и коллоидно-осадочного генетического типа; возникновение таких залежей связывается с переотложением и диагенетическим изменением сносимого с суши материнского для монтмориллонита материала, монтмориллонитизацией гидрослюд через серию смешанослойных образований, раскристаллизацией коллоидно-дисперсных продуктов разрушения осадочных пород [2—4, 12—22, 24—27, 29];

впервые обнаруженное Тарасовское месторождение бентонитовых глин, приуроченное к верхнему горизонту киевской свиты верхнего эоцена, по-видимому, представляет собой часть более крупной залежи, которая, вероятно, не является единственной в районе;

основные геологические и химико-минералогические особенности выявленных бентонитовых глин свидетельствуют о правомерности их отнесения к терригенно- и коллоидно-осадочному генетическому типу, что

подтверждается геологической историей региона, а также палеогеографическими и палеоклиматическими данными;

в указанном районе целесообразно проведение поисковых работ на бентониты, а также дальнейшее комплексное изучение глин Тарасовского месторождения.

Литература

1. *Аринушкина Е. В.* Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во МГУ, 1970. 487 с.
2. *Башлев А. И.* Геологические особенности поверхностных осадочных образований востока европейской части СССР с точки зрения перспектив бентонитоносности. — Тр. Казанск. геол. ин-та, 1970, вып. 25, с. 35—49.
3. *Башлев А. И., Зайнуллин П. П.* Прогнозная оценка восточных районов европейской части СССР на бентонитовое сырье на примере меловых и палеогеновых отложений.— В кн.: Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М.: Недра, 1972, с. 76—80.
4. *Башлев А. И., Кашлев В. М., Беляев С. Н.* Перспективы выявления бентонитовых глин в зоне Балыклейских дислокаций.— Тр. Казанск. геол. ин-та, 1970, вып. 25, с. 71—82.
5. *Борзунов В. М., Данилова Н. П.* Актуальные вопросы геолого-промышленной оценки месторождений бентонитовых глин в СССР. — В кн.: Бентониты. М.: Наука, 1980, с. 258—261.
6. *Брагин Ю. Н., Прохоров И. Г.* О вещественном составе бентонитовых глин Донбасса. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 7. Львов: Изд-во Львовск. ун-та, 1966, с. 177—183.
7. *Витюгин В. М., Докучаев П. Н.* К вопросу о механизме действия присадок бентонита в процессе окомкования железорудной шихты. — В кн.: Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М.: Недра, 1972, с. 214—219.
8. Геология СССР. Т. 46/Под ред. Белова Ф. А. М.: Недра, 1970. 667 с.
9. *Гроховский Л. М., Антипова А. А.* Бентонитовые глины как связующее железорудных окатышей и вопросы их изучения и промышленной оценки. — В кн.: Новые виды неметаллических полезных ископаемых. М.: Наука, 1975, с. 173—182.
10. *Калашников А. Я.* Требования литейного производства к качеству бентонитов, состояние и перспективы их применения. — В кн.: Бентониты. М.: Наука, 1980, с. 180—185.
11. *Калуцкая С. А.* Бентонитовые глины кайнозоя Воронежской антеклизы. — В кн.: Бентониты. М.: Наука, 1980, с. 64—73.
12. *Кириченко Л. П.* Прогнозная оценка территории УССР на бентонитовые глины. Экспресс-информация. Сер. Геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых. М.: ВИЭМС, 1975, № 6, с. 14—38.
13. *Кирсанов Н. В.* Бентонитовые глины СССР. — Тр. Казанск. геол. ин-та, 1970, вып. 25, с. 3—14.
14. *Кирсанов Н. В.* Генетические типы и закономерности размещения бентонитовых глин в СССР.— Тр. Казанск. геол. ин-та, 1970, вып. 25, с. 15—34.
15. *Кирсанов Н В.* Монтмориллонитовые глины Поволжья. — В кн.: Глины, их минералогия, свойства и практическое применение. М.: Наука, 1970, с. 228—233.
16. *Кирсанов Н. В.* Генетическая классификация и закономерности размещения бентонитовых глин. — В кн.: Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М.: Недра 1972, с. 39—56.
17. *Кирсанов Н. В., Ратеев М. А., Сабитов А. А. и др.* Генетические типы и закономерности распространения месторождений бентонитов в СССР. М.: Недра, 1981, 216 с.
18. *Кирсанов Н. В., Сабитов А. А.* К закономерностям размещения месторождений бентонитовых глин в акчагыльском ярусе на востоке европейской части СССР. — В кн.: Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М.: Недра, 1972, с. 99—104.
19. *Кирсанов Н. В., Сабитов А. А.* Генетическая и промышленная классификация месторождений бентонитов СССР. — В кн.: Бентониты. М.: Наука, 1980, с. 17—24.
20. *Кузнецов А. П.* Бентонитовые глины КМА. — В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронежск. ун-та, 1975, с. 94—99.
21. *Кузнецова Т. А.* Климатические особенности гумидной зоны литогенеза в эпоху формирования осадочных бентонитовых глин плиоценового возраста. — В кн.: Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М.: Недра, 1972, с. 64—68.
22. *Мачабели Г. А.* К вопросу о генетической классификации месторождений бентонитовых глин. — В кн.: Материалы XI Всесоюзн. совещ. по изучению и использованию глин и глинистых минералов (тез. докл.). М., 1976, с. 85—87.
23. *Мерабишвили М. С.* Исследование и технологическая оценка бентонитов.— В кн.: Бентониты. М.: Наука, 1980, с. 155—162.
24. *Петров В. П.* Новые виды и новые пути использования неметаллических полезных ископаемых. — В кн.: Новые виды неметаллических полезных ископаемых. М.: Наука, 1975, с. 5—24.

25. *Ратеев М. А.* Особенности формирования бентонитовых глин гидротермального, вулканогенно-осадочного и осадочно (терригенного) типов.— В кн.: Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М.: Недра, 1972, с. 56—63.
26. *Сабитов А. А.* К вопросу об условиях накопления бентонитовых глин в акчагыльских водоемах Среднего Поволжья. — Тр. Казанск. геол. ин-та, 1970, вып. 25, с. 71—82.
27. *Сабитов А. А., Кирсанов Н. В.* Прогнозная оценка территории СССР на бентонитовое сырье. — В кн.: Бентониты. М.: Наука, 1980, с. 262—273.
28. *Савко А. Д., Бартенев В. К.* Глины палеогена и неогена Воронежской антеклизы и перспективы их практического использования. — В кн.: Материалы XI Всесоюзн. совещ. по изучению и использованию глин и глинистых минералов (тез. докл.). М., 1976, с. 109—111.
29. *Садчикова Т. А.* Плиоценовые бентониты Молдавии вещественный состав их и условия образования. — Литол. и полезн. ископ., 1982, № 3, с. 106—113.
30. *Семенов В. П.* Палеоген Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронежск. ун-та, 1965, 279 с.
31. *Сьян С. И.* Некоторые особенности глин палеогена юго-восточного склона Воронежской антеклизы. — В кн.: Материалы по минералогии и петрографии Нижнего Дона и Северного Кавказа. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовск. ун-та, 1970, с. 148—156.
32. *Уивер Ч. Е.* Эффект и геологическое значение фиксации калия набухающими глинистыми минералами, образовавшимися из мусковита, биотита, хлорита и вулканического материала. — В кн.: Вопросы минералогии глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1962, с. 369—400.
33. *Цибизов А. Н., Поддубный А. П.* Использование бентонитов при окомковании железорудных концентратов. — В кн.: Бентониты. М.: Наука, 1980, с. 162—165.
34. *Шамрай И. А.* Палеоген Восточного Донбасса и северного крыла Азово-Кубанской впадины. Ростов-на-Дону. Изд-во Ростовск. ун-та, 1964. 236 с.
35. *Шарафеева Ф. Г.* Применение бентонитовых глин для повышения плодородия легких дерново-подзолистых почв. — В кн.: Бентониты. М.: Наука, 1980, с. 251—257.

ПГО Южгеология
Ростов-на-Дону
Политехнический институт
Новочеркасск

Поступила в редакцию
21.III.1983

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 3, 1984

УДК 552.124.4 (924.73)

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КОНКРЕЦИЙ В РУДОВМЕЩАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЯХ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

КИКНАДЗЕ З. Р.

В статье рассмотрены три основные группы конкреций (карбонатные, кремнисто-сульфидные и сульфидные), залегающие в рудовмешающих отложениях, подвергшихся воздействию постдиагенетических процессов. Показано, что они являются полигенными и многостадийными образованиями. Среди сульфидных конкреций выделены не отмечавшиеся ранее постдиагенетические — катагенетические конкреции.

Колчеданные месторождения Кызыл-Дере и Филизчай расположены в восточной части Большого Кавказа в пределах южного склона Главного хребта. Районы месторождений характеризуются сходными условиями осадконакопления. Во время отложения рудовмещающих толщ на территории юго-восточного Кавказа был влажный и теплый, гумидный климат [15, 20]. На суше, расположенной северо-восточнее линии Махачкала — Красноводск, широко распространялись лесные ландшафты. Вдоль низких заболоченных берегов моря формировались многочисленные торфяники и шло массовое образование паралических углей. В морских водоемах, особенно в прибрежных их частях, накапливались флишоидные отложения; сюда поступало много растительного органического материала и поставлялось значительное количество железа и марганца [19].

Для всей глинисто-песчанистой нижней — средней юры юго-восточного Кавказа характерно наличие конкреций различного возраста и состава, но в рудовмещающих толщах их количество особенно велико, что отмечено многими исследователями [1, 8, 11, 14, 15, 20].

Для палеобассейна, в котором отлагались рудовмещающие толщи, весьма характерным диагенетическим процессом являлось сидеритообразование; отложение диагенетического пирита проявлено слабо [18, 19]. Благодаря этому в ряде районов Дагестана известны сидеритовые залежи, представляющие собой чередование сидеритовых конкреций, местами сливающихся в сплошные пласты, и аргиллитов, реже алевролитов и песчаников.

Важной особенностью рудовмещающих отложений является сильное изменение их разнообразными вторичными процессами. На фоне региональных катагенетических преобразований, типичных для нижне- и среднеюрских толщ Большого Кавказа, здесь широко развиты явления кливажа, контролируемые складчатостью второго порядка и крупными продольными разломами. На отдельных участках кливаж так интенсивно проявлен, что полностью затушевывает слоистость пород.

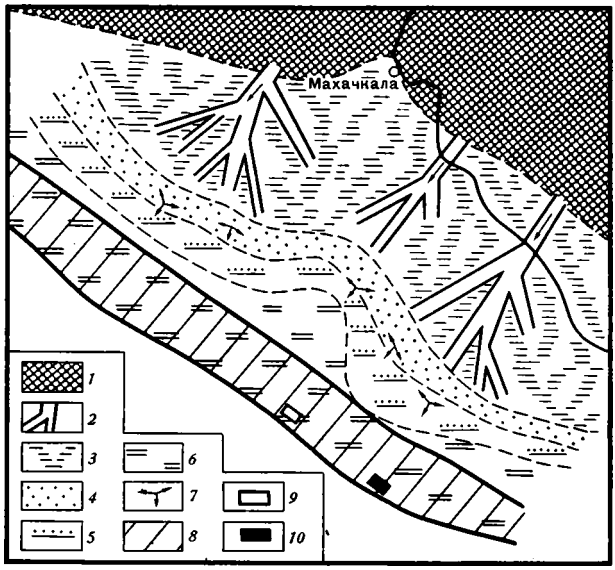
В целом область развития интенсивных катагенно-динамометаморфических процессов, по-видимому, пространственно совпадает с зоной интенсивной сланцеватости; она вытягивается вдоль Главного Кавказского разлома, захватывая южное крыло мегаантиклинория Большого Кавказа и часть его ядра (фиг. 1).

Описываемое медноколчеданное месторождение Кызыл-Дере расположено в юго-восточной части, а колчеданно-полиметаллическое месторождение Филизчай — в юго-западной части этой огромной полосы развития интенсивных вторичных процессов.

Верхнеялахкамская подсвита (аален), вмещающая оруденение месторождения Кызыл-Дере, представляет собой мощную флишоидную

толщу, в которой последовательно чередуются пачки преимущественно глинистых сланцев и аргиллитов мощностью от 25 до 70 м с пачками переслоенных глинистых сланцев, алевролитов и песчаников (до 100 м). О. А. Осетров [10] выделяет девять таких пачек общей мощностью >600 м.

Четные пачки разреза характеризуются широким распространением глинистых пород; флишоидное чередование грубо- и мелкозернистых образований в них проявлено слабо. В нечетных пачках, особенно в верхней и нижней частях разреза, наблюдается ярко выраженное ритмичное чередование глинистых сланцев, алевролитов и песчаников, причем песчано-алевролитовые породы составляют иногда 10—15% их мощности.



Фиг. 1. Геологические и литолого-палеогеографические особенности строения юго-восточной части Большого Кавказа

1—6 — литолого-фациальные зоны во время отложения пород карахской свиты [11, 20]: *1* — область континентальной денудации, *2* — предполагаемые русла рек и аллювиальные отложения, *3* — низкая заболоченная равнина, переходящая в зону лагун, озер, заливов (широко развиты песчано-глинистые отложения), *4* — прибрежно-морские отложения подводных валов, баров, пересыпей, кос (преобладание песчаных толщ), *5* — морские флишоидные отложения авандельт (чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников с конкреционными залежами сидеритов), *6* — морские, наиболее глубоководные отложения (грубое чередование глинистых и флишоидных пачек); *7* — направление сноса обломочного материала; *8* — зона интенсивных катагенетических и динамометаморфических преобразований; *9* — колчеданно-полиметаллическое месторождение Филизчай; *10* — медноколчеданное месторождение Кызыл-Дере

Верхние пачки толщи (особенно VI—VIII) содержат многочисленные прослои глинисто-сидеритовых и сульфидных конкреций; такая обогащенность конкрециями наблюдается и в соответствующих интервалах разрезов по восточным и западным флангам месторождения. В этих пачках наблюдается очень частое повторение конкреционных слоев (почти через каждые 0,5—1,5 м), создающих целые конкреционные горизонты. В таких участках разреза они в некоторых случаях достигают 12% от всей массы породы. Для рассматриваемых отложений они являются весьма характерными и частично маркирующими диагенетическими образованиями. Особенности строения пачек не связываются с пространственным распределением конкреций; последние получают широкое развитие как в четных, так и в нечетных почвах рудосодержащей подсвиты.

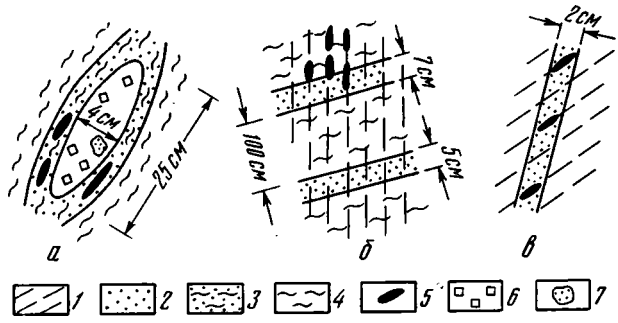
Изучение вмещающих пород, относящихся к филизчайской серии (в районе месторождения Филизчай), также позволяет выделять в них определенную ритмичность, выраженную в своеобразном чередовании

пачек глинистого и песчанистого состава. Местами такое чередование носит характер грубого флиша.

В геологическом строении месторождения принимают участие три литологически различные толщи, общей мощностью превышающие 600 м.

Нижняя флишоидная толща (верхний плинсбах) представлена чередующимися глинисто-песчанистыми и песчано-глинистыми пачками (мощность от 10 до 30 м) с пакетами глинистых сланцев. В глинистых пачках (мощность от 15 до 40 м) наллюдаются редкие прослои песчаников и алевролитов.

Средняя толща (верхний плинсбах — нижний тоар) сложена чередующимися песчано-глинистыми пачками (мощность от 15 до 20 м) с пакетами глинистых сланцев. В глинистых пачках наблюдаются прослойки песчаников и алевролитов, а также конкреционных стяжений пирита. В верхней части толщи развиты характерные прослои пирита.



Фиг. 2. Схема залегания катагенетических сульфидных конкреций в рудовмещающих отложениях

а — кремнисто-сульфидная конкреция (Филизчай); *б* — пачка III, левобережье р. Кызыл-Дере; *в* — то же, пачка VII; *1* — направление кливажа; *2* — мелкозернистые песчаники и алевролиты; *3* — песчанистые глинистые сланцы; *4* — глинистые сланцы; *5* — сульфидные стяжения; *6* — кристаллики кубического пирита; *7* — тонкозернистый пирит

Верхняя толща (нижний тоар) сложена алевролитами и глинистыми сланцами, ритмично чередующимися с отдельными пакетами песчаников; в глинистых сланцах и алевролитах постоянно отсутствуют пиритовые, глинисто-сидеритовые и кремнисто-сульфидные конкреции.

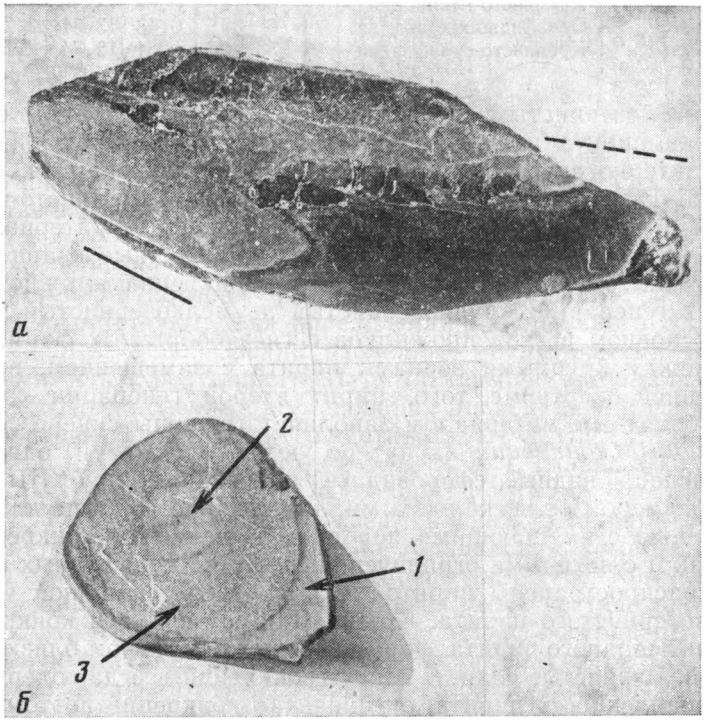
В верхней толще в глинистых сланцах часто прослеживаются песчанистые прослойки мощностью до 50 см. Песчанистые сланцы будинированы и обычно состоят из разобщенных сплюснутых линзовидных обломков размером 0,25×1 м; среди каждой песчанистой линзы наблюдаются сферические и линзовидные конкреции кремнисто-сульфидного состава размером 10×5 см и более. В этих конкрециях присутствуют многочисленные микрокристаллы пирита в основном кубического габитуса; кроме того, вокруг них наблюдаются мелкие линзовидные конкреции сульфидного состава, образующие оторочки (фиг. 2, *а*). Характерно, что каждая конкреция находится внутри тонкого чехла глинистого или песчанистого состава.

Следует отметить, что в обоих районах основными типами пород являются глинистые сланцы (~80—85%), алевролиты и мелкозернистые песчаники (~15—20%). Среди глинистых сланцев наблюдаются разности, обогащенные алевролитовым и песчанистым материалом и образующие целую гамму переходных типов пород от собственно глинистых сланцев, через алевролитистые глинистые сланцы к глинистым алевролитам и песчанистым сланцам. Кроме них встречаются карбонатные и глинисто-карбонатные (мергелистые) породы, однако общее количество их здесь весьма незначительно и средняя их мощность редко превышает 1% всей мощности отложений.

Типы, минералогия и геохимия конкреционных образований. В рудовмещающих породах месторождений Кызыл-Дере и Филизчай на раз-

ных этапах развития осадочно-породного бассейна формировались три основные группы конкреций: карбонатные, кремнисто-сульфидные и сульфидные. Сравнительно редко встречаются глинисто-карбонатно-пиритовые, кремнистые, глинисто-кремнистые и септариевые глинисто-кальцитовые конкреции.

Карбонатные конкреции характеризуются согласными взаимоотношениями с вмещающими породами. Многие из них по структурно-текстурным признакам сходны с вмещающими породами; наблюдается неясный контакт с ними; обнаруживается относительно небольшое количество (10—20%) конкрециеобразователя, т. е. тело конкреции слабо обособляется от содержащих ее отложений.



Фиг. 3. Встречаемые конкреции в рудовмещающих отложениях
а — пример нарастания катагенетической сульфидной конкреции на диагенетическую (натур. вел.); *б* — сульфидизированная сидеритовая конкреция (ум. 5); *1* — глинистый сланец; *2* — ядро; *3* — сульфидизированная внешняя зона; пунктирная линия — направление кливажа, сплошная линия — направление слоистости

Чаще, однако, наблюдаются конкреции с резким контактом с вмещающими породами. Слоистые глинистые сланцы в этом случае огибают такие конкреции снизу и сверху. По отношению к кливажу карбонатные конкреции ведут себя как ранние, но пассивные жесткие тела. По морфологическим признакам выделяются конкреции линзообразной, эллипсоидальной, округленно-эллипсоидальной и округленной форм толщиной 2—8 и диаметром 10—30 см (редко до 60 см). Иногда в карбонатных конкрециях наблюдаются трещины синерезиса, заполненные кальцитом. Очень часто в различных количествах присутствует аутигенный пирит. Следует отметить, что такие конкреции обычно стратиграфически приурочены к рудоносной зоне.

Кремнисто-сульфидные конкреции в рассматриваемых отложениях встречаются довольно часто. По форме и условиям залегания они похожи на глинисто-карбонатные, однако детальное изучение их внутреннего строения и состава показало, что главным конкрециеобразователем в них являются кремнезем и пирит, причем пиритовая вкрапленность в них преимущественно развита в центральных ядрах. Внешняя оболочка ядра

Месторождение	Номер образца	Конкреция	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
Кызыл-Дере	2/81сн	Глинисто-сидеритовая	35,31	0,33	4,71	5,09	25,19
	6/81сн	»	25,92	0,30	2,40	7,19	30,38
	3/81сн	»	52,69	0,34	5,00	3,17	18,06
	78/81сн	»	46,16	0,42	5,01	9,76	16,69
	10/81сн	Кремнисто-карбонатная	59,51	0,51	7,88	2,25	12,70
	5/81кч	Кремнисто-сульфидная	56,39	0,84	12,44	4,20	11,43
	8/81кч	»	68,35	0,42	8,70	3,77	9,16
	9/81кч	»	65,78	0,50	7,90	3,91	16,10
	9/81кд	Кремнистая	77,05	0,42	7,97	1,50	1,64
Филизчай	128/80ф	Кремнисто-глинистая	65,12	0,63	18,56	1,55	4,16
	5-к-ф	Сульфидно-кремнистая	68,30	0,43	13,51	2,25	7,14
	7-к-ф	Кремнисто-сульфидная	58,90	0,81	12,74	2,18	13,06

сложена мелкозернистым сидеритом, в котором рассеяны единичные кристаллики пирита и многочисленные прожилки тонкозернистого пирита. Характерно развитие мелких выделений халькопирита, сфалерита и галенита. Такие конкреции огибаются плотным кремнисто-глинистым веществом с незначительной примесью терригенного материала. В них часто наблюдаются трещины синерезиса, заполненные кварц-карбонатным агрегатом. В кремнисто-сульфидных конкрециях можно выделить пирит двух генераций: крупнозернистый и мелкозернистый, встречающийся в основном в виде прожилков и гнездообразных форм, расположенных между крупными зернами пирита с замещением, врастанием и цементацией их. Кроме того, пирит второй генерации совместно с кварц-карбонатным материалом заполняет трещины синерезиса.

Сульфидные конкреции характеризуются простой и однообразной формой (лепешковидные, сферовидные, яйцевидные, трубчатые и линзовидные), размером от нескольких миллиметров до 15 см по длинной оси. По отношению с вмещающими породами выделяются конкреции как с ясными, так и с неясными ограничениями. Среди сульфидных конкреций наиболее распространены пиритовые, сложенные сплошной массой неравномернозернистого пирита. Кроме того, встречаются конкреции дисперсного пылевидного пирита, форма которых в основном близка к эллипсоидальной. Глинистые сланцы вокруг конкреций всегда содержат очень тонкую вкрапленность пирита, ограничения конкреций поэтому нередко расплывчаты. Конкреции пылевидного и мелкозернистого пирита, встречающиеся в алевролитах, имеют резкий контакт с породой, конкреции же более крупнозернистого пирита встречаются в виде неправильных, иногда линзовидных форм. Они характеризуются массивным строением. Наряду с пиритом в них встречен кварц. Почти во всех случаях нахождения сплошных пиритовых конкреций значительных размеров кливаж «обтекает» жесткое ядро, тогда как внутри мелких форм конкреций обычно наблюдаются трещины кливажа. Такие конкреции, безусловно, можно отнести к диагенетическим, но в отдельных участках разрезов, где сильно проявляются дробление и раскливажирование пород, наблюдаются мелкие сульфидные конкреции, ориентированные по кливажу. А. Г. Жабин [5] объясняет возникновение такой ориентировки конкреций результатом тектонического их разворота при формировании кливажа. Мы не отрицаем такой возможности изменения ориентировки мелких конкреций, однако в рассмотренных нами ниже случаях речь будет идти о сульфидных новообразованиях, возникших в результате катагенетического перераспределения сульфидов. Это обстоятельство в рассматриваемых нами отложениях доказывается отсутствием тесной пространственной связи между слоистостью пород и расположением сульфидных конкреций в наиболее раскливажированных участках (см. фиг. 2, *б*). Более того, были встречены конкреции (располагающиеся по слоистости), на которых происходило нарастание явно эпигенетических конкре-

Таблица 1

конкреций, %

MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	CO_2	$C_{орг}$	P_2O_5	Σ
0,70	1,89	5,51	0,45	0,51	0,25	2,53	16,50	0,52	0,29	99,75
0,73	1,90	5,90	0,34	0,51	0,30	1,89	21,20	0,77	0,22	99,95
0,56	1,58	3,92	0,45	0,66	0,37	2,19	9,50	0,87	0,20	99,50
0,85	1,33	3,75	0,29	0,96	0,85	3,40	10,50	0,24	0,11	100,02
0,35	1,65	3,01	0,79	1,12	0,32	2,33	6,60	0,48	0,26	99,76
0,24	2,66	2,87	0,62	0,80	0,52	4,81	Нет	0,54	1,21	99,57
0,13	1,15	2,21	0,22	0,56	0,46	3,50	»	0,34	0,35	99,42
0,15	1,17	2,25	0,19	0,51	0,41	1,58	»	Нет	0,25	100,00
0,17	4,03	0,63	1,92	1,27	0,35	1,02	1,55	0,96	0,12	100,60
0,09	2,15	1,72	0,63	0,85	0,47	3,21	Нет	0,70	0,13	99,97
0,05	1,41	2,36	0,52	0,61	0,12	3,51	»	0,18	0,09	100,48
0,10	2,30	3,37	0,41	0,72	0,21	4,11	0,80	0,22	0,12	100,16

ций, ориентированных параллельно плоскостям кливажа (рис. 3, *а*). Размеры таких конкреций колеблются от нескольких миллиметров до 2 см, в отдельных участках на их долю приходится до 10% объема породы.

Вещество, слагающее конкреции, представляет собой многокомпонентную систему, в которой чистые мономинеральные разновидности практически отсутствуют. Для определения минерального состава конкреций нами были использованы различные аналитические методы, такие, как химический, рентгеноструктурный, термический анализы и окрашивание. Все перечисленные исследования проводились в соответствующих лабораториях Геологического института АН СССР.

Как видно из данных, приведенных в табл. 1, главным компонентом в карбонатных конкрециях является сидерит $FeCO_3$, количество которого в пересчете на минерал иногда достигает 80%, а в кремнисто-сульфидных и глинисто-кремнистых конкрециях преобладающим компонентом является кварц SiO_2, количество которого превышает 77%. Химические анализы конкреций, пересчитанные на минеральный состав, показали, что в верхнеялахкамских отложениях наиболее распространены глинисто-сидеритовые и глинисто-сидеритовые и глинисто-сидерит-кальцитовые, реже кремнисто-кальцитовые конкреции (табл. 2). Главными компонентами в глинисто-карбонатных конкрециях являются сидерит $FeCO_3$ и кальцит $CaCO_3$; в значительных количествах присутствует также магнезит $MgCO_3$, гораздо меньше родохрозит $MnCO_3$, но примесь его фиксируется всегда. В кремнисто-карбонатных конкрециях главным компонен-

Таблица 2

Минеральный состав конкреций из верхнеялахкамских пород в районе месторождения Кызыл-Дере

Номер образца	Содержание карбонатных минералов, %	Соотношение карбонатных минералов в аутигенной части конкреций, %				Конкреция
		$CaCO_3$	$MnCO_3$	$FeCO_3$	$MgCO_3$	
2/81сн	41,87	8,07	2,72	75,45	13,76	Глинисто-сидеритовая
3/81сн	24,03	11,76	3,79	63,25	17,05	»
6/81сн	52,74	6,44	2,24	78,43	12,89	»
78/81сн	25,80	9,21	5,34	70,23	15,19	»
9/81кд	21,33	11,02	2,95	67,37	18,66	»
4/81кд	31,33	10,05	5,23	55,35	29,36	Глинисто-магнезиально-сидеритовая
10/81сн	15,75	18,73	3,60	57,74	19,97	Кремнисто-сидеритовая
6/81кд	64,56	26,95	2,15	58,97	11,93	Кальцит-сидеритовая
15/81кд	77,12	36,05	3,93	46,86	13,16	»
3-КД-К	21,99	72,26	2,73	9,91	15,09	Кремнисто-кальцитовая
4-КД-К	15,28	65,95	11,59	18,39	4,06	»
15-Л-К	27,53	69,60	2,22	11,12	17,03	»

Тип конкреции		Месторождение	Число образцов	Объект анализа	Fe	Mn	Ti	P
Сульфидные	диагенетические	Кызыл-Дере	20	Конкреция	22,3	0,23	0,21	0,08
			20	Вмещающая порода	6,19	0,23	0,5	0,09
					(3,6)**	(1)	(0,42)	(0,88)
		Филизчай	4	Конкреция	22,28	0,04	0,27	0,005
			4	Вмещающая порода	3,96	0,03	0,67	0,004
					(5,63)	(1,17)	(0,4)	(1,25)
	катагенетические	Кызыл-Дере	8	Конкреция	17,23	0,14	0,37	0,06
			8	Вмещающая порода	4,77	0,21	0,51	0,15
					(3,61)	(0,66)	(0,72)	(0,4)
		Филизчай	5	Конкреция	20,08	0,06	0,23	0,02
			5	Вмещающая порода	6,63	0,08	0,52	0,09
					(3,03)	(0,68)	(0,45)	(0,21)
Глинисто-карбонатные		Кызыл-Дере	8	Конкреция	21,64	0,67	0,17	0,09
			7	Вмещающая порода	5,96	0,16	0,4	0,08
					(3,63)	(4,18)	(0,42)	(1,12)
Кремнисто-сульфидные		Кызыл-Дере, Филизчай	5	Конкреция	11,39	0,11	0,36	0,16
			5	Вмещающая порода	4,8	0,13	0,5	0,06
					(2,37)	(0,83)	(0,72)	(2,69)

* Среднее содержание Fe, Mn, Ti, P, $C_{орг}$, CO_2 приведено в процентах, остальных элементов—в $n \cdot 10^{-4}$%.
** В скобках приведен коэффициент концентрации.

том карбонатной части является кальцит, остальные же минералы присутствуют в гораздо меньшем количестве.

Карбонатные конкреции в сидеритовой основе содержат значительное количество молекул кальцита и магнезита, поэтому их вполне можно отнести к сидероплезитам и сидеродотам. Данные термического анализа (фиг. 4) подтверждают повышенную магнезиальность карбонатов. На дифрактограммах фиксируются интенсивные рефлексы, соответствующие сидериту с значениями (2,78—2,79 Å). Кроме отмеченных минералов в конкрециях присутствуют кварц, полевые шпаты, гидрослюда, хлорит и гематит.

Нами была предпринята попытка изучить распределение ряда химических элементов в наиболее типичных конкрециях и для сравнения во вмещающих их породах. Химическим путем были определены содержания Fe, Mn, Ti, $C_{орг}$ и CO_2; количественным спектральным анализом были получены данные по содержанию V, Cr, Ni, Co, Ga, Ge, Pb и Cu. В каждом образце подсчитаны коэффициенты концентрации того или иного элемента, величина которого выражает обогащение конкреций этими элементами по сравнению с вмещающими их породами. Полученные результаты сведены в табл. 3, из которой видно, что все изученные элементы в соответствии с величинами коэффициентов концентраций в сульфидных конкрециях можно разделить на две группы. Первая группа элементов (V, Ti, Cr, Ga, Ge, P) не входит в рудную часть конкреций. Низкие коэффициенты концентраций этих элементов указывают на их тесную связь с глинистой частью осадков, малую геохимическую подвижность в диагенезе и катагенезе. Присутствие их в некоторых конкрециях в повышенном количестве объясняется наличием в них избытка терригенной примеси. Вторая группа (Pb, Fe, Co, Cu, Mo, Ni, Mn) составляет рудную часть конкреций, включающую большое число элементов, которыми они по сравнению с вмещающими их породами значительно обогащены.

Результаты определения химических элементов в карбонатных конкрециях отчетливо показывают, что количество Cr, V, Ti, Ga, Cu, Pb и Ge здесь убывает при переходе от вмещающих пород к конкрециям, в то время как для Mn, Fe, Co, Ni и Mo, иногда и для P характерно обратное — относительное накопление их в конкрециях.

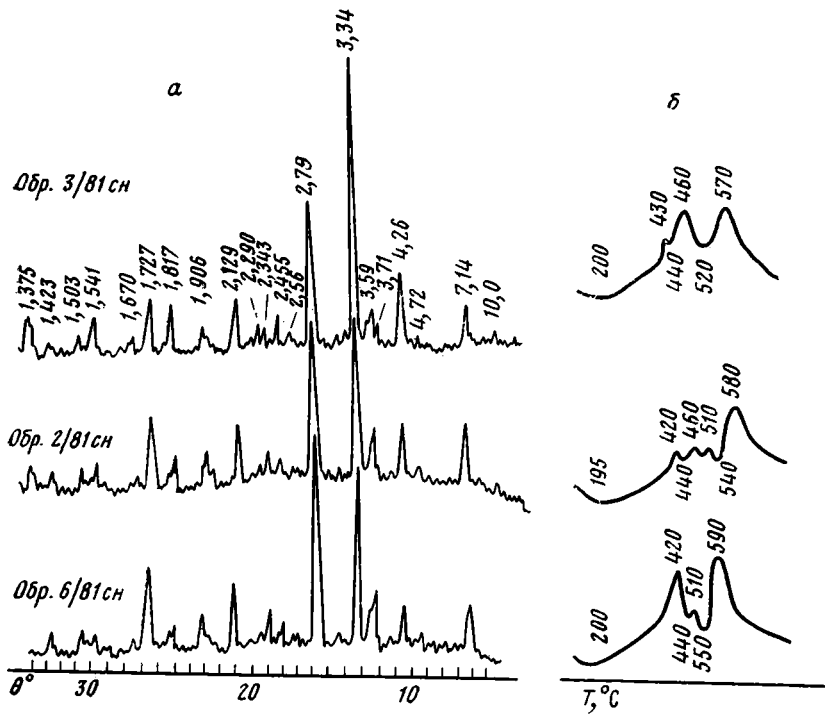
При сравнении распределения элементов в сульфидных и карбонатных конкрециях видно, что первые почти всегда в той или иной степени

Таблица 3

в конкрециях и вмещающих их породах *

$C_{орг}$	CO_2	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
0,27	0,62	19	46	40	62	48	145	11	1,7	1,9
0,62	0,64	55	42	106	44	18	40	25	2	1,8
(0,43)	(0,96)	(0,34)	(1,09)	(0,37)	(1,4)	(2,66)	(3,83)	(0,44)	(0,85)	(1,05)
0,2	1,06	26	55	53	82	24	99	17	0,001	0,75
0,83	Нет	82	42	165	32	22	42	39	1,5	1,6
(0,24)	(1,06)	(0,32)	(1,32)	(0,32)	(2,57)	(1,1)	(2,36)	(0,43)	(0,001)	(0,47)
0,2	Нет	40	76	78	120	16	250	17	1,8	2,1
0,78	—	65	41	120	118	13	64	28	2,3	2,6
(0,25)	(0)	(0,61)	(1,85)	(0,65)	(1,02)	(1,23)	(3,9)	(0,6)	(0,78)	(0,8)
0,13	0,58	17	78	29	185	139	267	10	1,5	5,12
0,62	Нет	69	46	122	99	29	93	34	2,4	3,6
(0,2)	(0,58)	(0,24)	(1,69)	(0,23)	(1,87)	(4,8)	(2,88)	(0,31)	(0,63)	(1,42)
0,62	16,8	16	35	50	23	15	28	11	1,8	1,5
0,75	1,8	54	36	104	45	14	51	23	1,9	1,5
(0,83)	(9,3)	(0,29)	(0,97)	(0,48)	(0,51)	(1,07)	(0,54)	(0,47)	(0,95)	(1,0)
0,26	0,16	30	24	51	22	12	47	13	1,7	1,9
0,7	0,02	44	36	105	39	14	30	28	1,8	1,9
(0,37)	(8)	(0,68)	(0,66)	(0,48)	(0,56)	(0,85)	(1,56)	(0,46)	(0,94)	(1)

обогащены свинцом и медью, тогда как вторые обеднены этими элементами. Кроме того, в карбонатных конкрециях значительнее концентрируется марганец, переходя по степени концентрации с последнего места (в сульфидных конкрециях) на первое (в карбонатных конкрециях). Что же касается кремнисто-сульфидных конкреций, то поведение химических элементов в них и в карбонатных конкрециях одинаково; различие заключается в том, что в целом роль почти всех рудогенных элементов в образовании кремнисто-сульфидных конкреций значительно падает на



Фиг. 4. Дифрактограммы (*а*) и термограммы (*б*) карбонатных конкреций

фоне таких элементов, как Si и Al, достигающих в них максимальных содержаний (SiO_2 в среднем от 60 до 90%; Al_2O_3 до 15%).

* * *

Таким образом, в рассматриваемых отложениях наиболее распространены глинисто-карбонатные, кремнисто-сульфидные и сульфидные конкреции; при этом кремнисто-сульфидные преимущественно встречаются в рудовмещающих отложениях месторождения Филизчай, тогда как глинисто-карбонатные приобладают в районе месторождения Кызыл-Дере.

Помимо описанных конкреций довольно часто встречаются сульфидные линзы, а также выделения сульфидных минералов в виде небольших стяжений, гнезд, тонкой рассеянной минерализации в породе. Часть этой минерализации, видимо, диагенетического происхождения; она обычно имеет линзовидную форму, располагается параллельно первичной слоистости пород, огибается слойками, сложена однородной и мелкозернистой сульфидной массой. Однако многочисленные проявления сульфидной минерализации и часть сульфидов, принимающих участие в конкрециеобразовании, несомненно, возникли не на стадиях диагенеза, а несколько позднее, при постдиагенетических процессах. Об этом свидетельствует то обстоятельство, что многие сульфидные линзы и конкреции отчетливо контролируются не напластованием вмещающих пород, а направлением кливажа, вытянуты длинными осями вдоль его плоскостей (см. фиг. 2). При этом наряду с несомненным влиянием кливажа проявляется и литологический контроль; в результате концентрация сульфидных конкреций происходит в хорошо проницаемых пластах песчаников или же рядом с диагенетическими конкрециями, а ориентируются они в соответствии с направлением кливажа так, как это показано на фиг. 2 и 3.

Следует также отметить, что в непосредственной близости от лежачего бока левобережной залежи месторождения Кызыл-Дере нами были найдены вторично-сульфидизированные карбонатные конкреции (см. фиг. 3, *б*), детальное изучение которых показало, что в них широко распространены пириты разных генераций вместе с пирротином и другими сульфидами.

Аналогичное метасоматическое замещение сидеритовых конкреций сульфидами в зоне интенсивных вторичных изменений в районе Западного Дагестана описано Ю. О. Гавриловым [3]. В них ядра замещены глобулярным и кристаллическим пиритом, причем форма замещения иногда четко контролируется направлением кливажа во вмещающих аргиллитах и глинистых сланцах.

Как уже отмечалось, характерной особенностью диагенетических процессов в глинисто-алевролитовых илах плинсбах-ааленского палеобассейна являлось то, что среди трех главных железопотребляющих реакций (лептохлоритовой, пиритообразующей и сидеритообразующей), ведущей, бесспорно, являлась сидеритообразующая. Благодаря ее явному приматy сидеритовые конкреции образовались в больших количествах и ранее пиритовых [2, 3, 11, 12], а вмещающие их глины содержали несколько повышенное количество рассеянного $FeCO_3$ [13].

Неустойчивость рассеянных карбонатов в толщах глинистых пород, погружающихся в области высоких давлений и температур, отмечалась в работах многих исследователей [4, 9]; экспериментально она была обоснована в статьях И. Г. Киссина и С. И. Пахомова [6, 7], которые показали, что при давлении насыщенного пара и нагревании до 120° С с дистиллированной водой карбонатные минералы гидролизуются по схеме

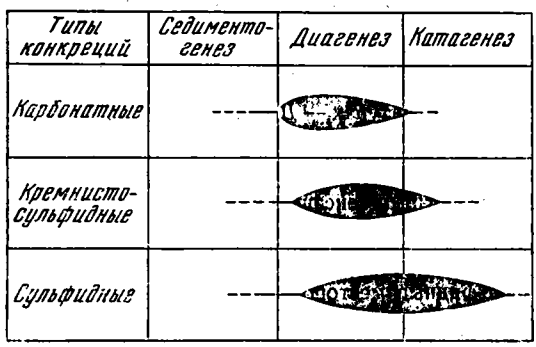
$$CaCO_{3(тв)} + H_2O_{(ж)} = Ca(OH)_{2(раств)} + OH^+ + CO_{2(газ)}.$$

В результате в поровых водах глин должна накапливаться углекислота, повышенное давление которой способствует растворению сидерита:

$$FeCO_{3(тв)} + CO_{2(газ)} + H_2O = Fe(HCO_3)_{2(раств)} + H_2O.$$

Поэтому рассеянные сидериты и сидеритовые конкреции могут служить источником железа при воздействии на них термальных газоводных растворов.

Вопросы возможности возникновения газоводных термальных сероводородсодержащих растворов в глинистых толщах элизионных бассейнов на стадии катагенетических преобразований детально рассмотрены В. Н. Холодовым [16, 17]. Он отмечает, что глинистые толщи, обогащенные рассеянным органическим веществом, рассеянными карбонатами, а также различными металлами, находящимися в активной форме, погружаясь в зону катагенеза и переходя с одного термобарического уровня на другой, становятся источниками различных газоводных растворов. Последние отжимаются в пласты-коллекторы и зоны тектонических трещин и разломов, формируя здесь разнообразные аутигенные минералы.



Фиг. 5. Схема последовательности формирования конкреций

Медленное перераспределение газоводных растворов из уплотняющихся глин в жесткие, литифицированные породы-коллекторы сопровождается выделением и миграцией свободного сероводорода в растворе и ростом ионов HS^+; все это определяет возможность осаждения не только рудных карбонатов, но и сульфидов Fe, Cu и других элементов. При изучении закономерностей распределения ряда химических элементов в рудовмещающих отложениях [18, 19] установлено, что интенсивные вторичные преобразования в них вызвали перераспределение Fe, Mn, Pb, Mo, Co и других элементов. Это явление наблюдается при перемещении рудных химических элементов из слабопроницаемых глинистых толщ в проницаемые отложения — алевролиты и песчаники. Поэтому вполне допустимо, что метасоматическое замещение карбонатных конкреций сульфидами, формирование мелких сульфидных конкреций, ориентированных параллельно плоскостям рассланцевания, а также образование сульфидной минерализации происходило за счет термальных газоводных растворов, возникших из самих рудовмещающих толщ, тем более что набор химических элементов, активно перераспределенных в рассматриваемых отложениях, почти точно соответствует составу эпигенетической сульфидной минерализации.

На основании изложенного выше материала можно составить схему последовательности формирования конкреций (фиг. 5). Из схемы следует, что наиболее ранними и основными образованиями являются карбонатные конкреции; в это время реже распространены кремнисто-сульфитные и тонкозернистые пиритовые конкреции, которые иногда несут признаки обогащения медью, свинцом и цинком. В позднем диагенезе и катагенезе сульфидные конкреции и сульфидная минерализация становятся основными аутигенными образованиями. Их формирование в катагенезе происходит за счет гидротермальных растворов, образовавшихся из рудовмещающих толщ при перераспределении железа и других рудных элементов; при этом возникновение пирита частично происходит за

счет сидеритовых конкреций, а частично за счет сидерита, рассеянного в рудоматеринских глинистых толщах. Они и являлись главным источником железа в процессах рудообразования.

Таким образом, история формирования конкреций в рудовмещающих отложениях месторождений Кызыл-Дере и Филизчай представляет полигенный и многостадийный процесс, в котором активную роль играли рудовмещающие породы обоих месторождений.

Литература

1. *Безбородов Р. С.* О конкреционных образованиях рудовмещающей толщи Кызыл-Дере (Кавказ).— Тез. докл. V научн.-техн. конф. геол. ф-та УДН им. Патриса Лумумбы. М,. 1969, с. 107—108.
2. *Бровков Г. Н.* Основные черты диагенеза угленосных отложений ааленa Дагестана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 6, с. 33—44.
3. *Гаврилов Ю. О.* Аутигенные образования юрских отложений западного Дагестана.— Литол. и полезн. ископ., 1982, № 2, с. 32—46.
4. *Еременко Н. А., Зхус И. Д., Корж М. В. и др.* Особенности литогенеза нефтегазоносных толщ в разных условиях.— В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 91—104.
5. *Жабин А. Г.* Онтогения минералов. М.: Наука, 1979, с. 188—207.
6. *Киссин И. Г., Пахомов С. И.* О возможности генерации углекислоты в недрах при умеренно высоких температурах.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1967, т. 174, № 2, с. 451—454.
7. *Киссин И. Г., Пахомов С. И.* К геохимии углекислого газа в глубоких зонах подземной гидросферы.— Геохимия, 1969, № 4, с. 460—471.
8. *Мазанов Д. Д.* Литология и генезис юрских отложений Большого Кавказа в пределах Азербайджана. Баку: Элм, 1969. 153 с.
9. *Минский Н. А.* Закономерности формирования поясов оптимальных коллекторов. М.: Недра, 1979. 254 с.
10. *Осетов О. А.* Сульфидные месторождения цветных металлов в сланцевых толщах. М.: Недра, 1978. 204 с.
11. *Тимофеева З. В.* Фациально-геохимические условия образования диагенетических сидеритовых руд.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 1, с. 88—108.
12. *Тимофеева З. В.* Геохимия железа, фосфора и марганца в ааленском бассейне Северного Кавказа.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 270—284.
13. *Халифа-Заде Ч. М.* К вопросу о нефтепроизводящем характере глинистых пород средней юры юго-восточного Кавказа.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1957, т. 114, № 4, с. 869—872.
14. *Халифа-Заде Ч. М., Аббасова С. М.* Сидеритовые залежи Дагестана. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 134 с.
15. *Халифа-Заде Ч. М., Магомедов А. М.* Среднеюрские отложения восточной части Большого Кавказа. М.: Наука, 1982. 275 с.
16. *Холодов В. Н.* Новое в познании катагенеза. Элизионный катагенез.— Литол. и полезн. ископ., 1982, № 5, с. 15—32.
17. *Холодов В. Н.* Роль регионального катагенеза в формировании газоводных растворов (К теории стратиформного рудообразования).— В кн.: Условия образования редкометальных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений (тез. докл.). М., 1982, с. 15—16.
18. *Холодов В. Н., Кикнадзе З. Р.* О роли рудовмещающих пород при формировании медноколчеданного месторождения Кызыл-Дере.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1983, т. 268, № 3, с. 669—672.
19. *Холодов В. Н., Кикнадзе З. Я.* Геохимические аспекты генезиса руд медноколчеданного месторождения Кызыл-Дере.— Геол. рудн. м-ний, 1983, № 3, с. 32—47.
20. *Фролов В. Т.* Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований (на примере юрских отложений Дагестана). М.: Изд-во МГУ, 1965. 180 с.

Кавказский институт
минерального сырья
Тбилиси

Поступила в редакцию
18.V.1983

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 3, 1984

УДК 550.93/552.4(571.6)

О РАДИОЛОГИЧЕСКОМ ВОЗРАСТЕ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫХ, СЕРИЦИТИЗИРОВАННЫХ И АЛУНИТИЗИРОВАННЫХ ПОРОД БАЙКАЛЬСКОЙ СЕРИИ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

ДОМБРОВСКАЯ Ж. В., АРАКЕЛЯНЦ М. М., ВОЛКОВ В. Н.

Получены данные по определению изотопных возрастов K-Ar-методом пород улунтуйской свиты, гидротермальной минерализации, развитой в этих породах, а также алюминиевых руд, залегающих на контакте карбонатных пород голоустенской и терригенных пород улунтуйской свит. Установлено, что породы улунтуйской свиты испытали раннепалеозойское «омоложение». Возраст проявления серицитизации близок к этому событию. Значительно более молодым и четко отличным является возраст алунитизации, который наряду с геологическими данными свидетельствует об образовании алюминиевых руд в палеогене.

В полосе распространения пород байкальской серии позднего протерозоя, являющихся рудовмещающими для свинцово-цинкового стратиформного оруденения Прибайкальского полиметаллического пояса [2, 7], выявлены образования, сложенные преимущественно глиноземсодержащими минералами: гиббситом, галлуазитом, алунитом, аллофаном, алюминитом и др. Они расположены на контактах карбонатных и терригенных пород и отличаются от последних рыхлым сложением, меньшей плотностью, значительно более высокой пористостью, пестрой окраской и иным минеральным составом. О происхождении и возрасте алюминиевых руд существуют разные точки зрения. Согласно одной из них [5, 6], это — нормально-осадочные докембрийские породы. Авторы [1] рассматривают алюминиевые руды как продукты зоны окисления, развитой по сульфидсодержащим протерозойским породам. От установления возраста и генезиса выявленных образований зависит выяснение перспективности их на глиноземное сырье, а также направление и методика геологопоисковых работ. В решении указанных проблем, в частности, может помочь анализ данных радиологического датирования пород, чему и посвящена настоящая работа. Находка алунита в описываемых образованиях и наличие калиевых слюд во вмещающих породах дали возможность предпринять попытку определения их возрастов K-Ar-методом.

Образцы для исследований отобраны на двух участках: Голоустенском, расположенном в 5 км юго-западнее устья р. Большой Голоустной, и Куртунском, находящемся в 80 км к северо-востоку от первого. Эти участки слагаются осадочными карбонатными и терригенными породами байкальской серии позднего протерозоя, в которой выделяются голоустенская, улунтуйская и качергатская свиты. Породы прошли стадию глубинного эпигенеза: известняки и доломиты частично перекристаллизованы, кварцевые песчаники превращены в кварциты, глинистые и песчано-глинистые отложения приобрели облик филлитовидных пород; первичные глинистые минералы замещены хлоритом и слюдой. На нескольких уровнях имеется сульфидная минерализация; на участке Куртун она сопровождается серицитизацией и окварцеванием. До глубины 80—100 м от современной поверхности сульфиды окислены и замещены окислами и гидроокислами железа, вмещающие их породы при этом осветлены и приобрели красноцветные окраски. На контакте окисленных сульфидсодержащих терригенных пород улунтуйской свиты с нижележащими карбонатными породами голоустенской свиты развит линейчый приконтактовый (межпластовый) карст, заполненный продуктами обру-

Результаты определения радиологического возраста пород улунтуйской свиты

Группа пород	Номер проб	Содержание		Возраст, млн. лет	Замещение породы вторичным минералом, %	Содержание, %	
		калия,	радиогенного аргона, нг/г			слюды	алунита
Эпигенетически измененные (I)	304	2,28±0,04	98,0±2,0	530±15 (545±15)*	—	34	—
	309	4,79±0,04	183,5±2,5	482±14 (495±14)	—	46	—
	305	3,83±0,04	137,5±2,5	452±12 (466±12)	10	46	—
	314	3,28±0,04	115,0±2,0	445±12 (456±12)	20	52	—
Серицитизированные (II)	715	3,28±0,04	112,0±2,0	435±14 (446±14)	55	40	—
	755	2,77±0,04	90,8±2,0	420±16 (430±16)	80	65	—
	741	3,96±0,04	129,5±2,5	418±12 (430±12)	85	45	3
	712	6,18±0,05	193,5±3,0	404±12 (412±12)	90	55	6
Алунитизированные (III)	3а	1,69±0,03	50,6±1,2	388±14 (388±14)	65	20	2
	9	1,17±0,04	16,9±0,5	197±12 (202±12)	75	10	12
	9а	2,68±0,04	10,9±0,5	55±3 (56±3)	95	5	30
	6	3,70±0,04	14,3±0,5	55±3 (56±3)	75	7	34
	4	3,53±0,04	14,2±0,5	57±3 (59±3)	92	3	40
	7а	2,30±0,04	7,0±0,5	43±4 (44±4)	98	2	27
	7	3,82±0,04	9,6±0,5	36±2 (37±2)	98	1	41

* В скобках приведены цифры возраста, рассчитанные по константам, принятым комиссией в 1964 г.

шения кровли, а также привнесенными сюда и выпавшими из растворов (о чем свидетельствуют колломорфные структуры) глинистыми минералами. Поверхность карбонатных пород закарстована, вблизи контакта они разрыхлены и превращены в карбонатную муку. Хороший промывной режим на контакте обеспечил условия для разложения исходных минералов. В результате образовались линзовидные залежи мощностью до 4 м алунит- и гиббсит-галлуазитовых пород. Кроме обособленного геологического тела на контакте голоустенской и улунтуйской свит алунит встречен в виде тонких (<2—3 мм) прожилков, секущих серицитизированные породы улунтуйской свиты немного выше контакта их с голоустенской свитой. Одновременно наблюдается галлуазитизация этих пород. Этот факт однозначно свидетельствует о более позднем проявлении процессов алунитизации и галлуазитизации по сравнению с серицитизацией и сопутствующими ей процессами.

По геологическим данным, породы байкальской серии имеют средне-верхнерифейский возраст. Названные гидротермальные изменения (серицитизация, окварцевание, сульфидизация), по данным наших петрографических наблюдений, проявились позднее, а алунит-галлуазитовая минерализация является еще более молодой. На каждом из трех указанных этапов изменения первичных осадочных пород происходило образование своих калийсодержащих минералов, что делает возможным сравнение их изотопных возрастов. Однако при этом неизбежно некоторое искажение полученных результатов, поскольку наблюдается неполное замещение как первичной породы гидротермальным серицитом с сохранением некоторого количества первичной слюды, так и серицитизированной породы алунитом и сопутствующими минералами с сохранением слюд более ранних генераций. Следует ожидать, что в зависимости от соотношения слюды I и слюды II в первом случае и количества остаточных слюд во втором значения радиологического возраста пород будут колебаться. В связи с этим интерпретация геохронологических данных по алунит- и слюдистосодержащим породам была возможна лишь на основе детального изучения минеральных парагенезисов и типоморфизма минералов в описываемых образованиях.

Определение содержания радиогенного аргона велось на установке конструкции ИГЕМ АН СССР и масс-спектрометре МИ-1301 методом изотопного разбавления с применением в качестве эталона ^{38}Ar. Калий определяли методом пламенной спектрофотометрии. Возраст рассчитывался по единым константам, рекомендованным Международной подко-

миссией по геохронологии в 1976 г. на геологическом конгрессе в Австралии, а именно

$$\lambda_к = 0{,}581 \cdot 10^{-10}\ год^{-1}; \quad \lambda_в = 4{,}962 \cdot 10^{-10}\ год^{-1};$$

$^{40}K = 0{,}01167$ (ат.%). Результаты определений приведены в таблице.

ВОЗРАСТ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД УЛУНТУЙСКОЙ СВИТЫ

Терригенные породы улунтуйской свиты (сланцы, алевролиты, песчаники) слагаются преимущественно кварцем, калиевой слюдой и хлоритом в разных количественных соотношениях. Породы плотные (объемная масса 2,82—2,85 г/см^3, пористость менее 2%), имеют серую и темно-серую до черной окраску. Поскольку на участке Куртун сланцы улунтуйской свиты на значительной площади серицитизированы, образцы для определения радиологического возраста были отобраны на участке Голоустенском, где следы наложенной серицитизации отсутствуют. Образцы взяты из пород улунтуйской свиты в 15—40 м выше контакта их с доломитами голоустенской свиты. Сланцы содержат 35—50% калиевой слабогидратированной слюды диоктаэдрического типа (слюда I), которая равномерно рассеяна в породе в виде отдельных мелких чешуек.

Значения K-Ar-возраста исследованных образцов (см. таблицу, группу I) колеблются от 445 до 530 млн. лет. Цифра 530 млн. лет относится к однородному монолитному черному сланцу, не несущему следов не только вторичной серицитизации, но и каких-либо других изменений. Наименьшее значение возраста, 445 млн. лет, относится к сланцу с густой сеткой кварцевых прожилков. Образование кварцевых прожилков, по-видимому, связано с изменением породы на стадии глубинного эпигенеза, но может быть и гидротермальным. Поскольку слюды в рифейских породах не являются первичными минералами, а образовались на стадии глубинного эпигенеза, очевидно, что их датировки отражают возраст этого процесса, а не время отложения пород.

Изучение распределения K-Ar-значений возраста по площади позволило М. М. Мануйловой и Т. В. Кольцовой [3, 4] выделить в Прибайкалье возрастные зоны, в пределах каждой из которых значения K-Ar-возрастов, полученные по одноименным минералам из заведомо разновозрастных пород, практически не отличаются друг от друга. Описываемые в статье участки попадают в выделенную ими зону IVб, для которой определен возраст биотитов (450 млн. лет) и амфиболов (500 млн. лет). По М. М. Мануйловой и Т. В. Кольцовой, зона IVб входит в палеозойский возрастной пояс и полученные для разновозрастных пород K-Ar-значения показывают не время образования минералов, а время «всплывания» Байкальской глыбы выше критического термодинамического уровня сохранности ^{40}Ar в калийсодержащих минералах. Гипотеза «всплывания» является дискуссионной, но тем не менее можно считать установленным, что в пределах зоны IVб архейские и протерозойские породы претерпели региональное «омоложение» около 450—500 млн. лет назад. Полученные нами для улунтуйской свиты значения K-Ar-возраста, по-видимому, отвечают именно этому событию.

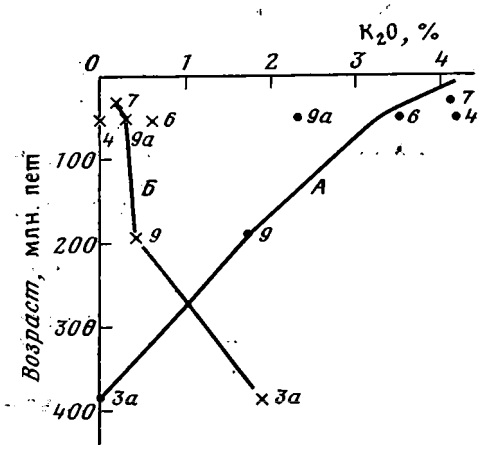
ВОЗРАСТ СЕРИЦИТИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

Был определен возраст серицитизированных пород с участка Куртун (см. таблицу, группу II), взятых на поверхности и на разных глубинах в скважинах. Пробы были отобраны в терригенных породах улунтуйской свиты в 15, 20, 30 и 60 м стратиграфически выше контакта их с доломитами голоустенской свиты. При серицитизации порода замещается калиевой слюдой диоктаэдрического типа (слюда II). Измененные породы имеют светло-серую до белой окраску, характеризуются меньшей плотностью (объемная масса 2,34—2,65 г/см^3) и большей пористостью (10—15%) по сравнению с неизмененными терригенными породами. Слюда II в отличие от равномерно рассеянной в породе мелкочешуйчатой

слюды I крупночешуйчатая и образует обособленные мономинеральные участки в первичной породе.

Породы серицитизированы в разной степени (содержание слюды II 30—55%), в них сохраняется некоторое количество первичной калиевой слюды I, в связи с чем возможен более древний K-Ar-возраст серицитизации. В частности, это относится к образцу 715, который, являясь наименее измененным, показал наиболее высокое значение возраста. Образцы 741 и 712 кроме серицитизации испытали галлуазитизацию и слабую алунитизацию. Несмотря на то, что содержание алунита в породах составляет всего 3—6%, эти более поздние изменения, по-видимому, несколько занижают значения возраста серицитизированных образцов.

На основании анализа полученных значений можно принять радиологический возраст процесса серицитизации (и других сопутствующих гидротермальных изменений) равным примерно 420 млн. лет. Значения изотопных возрастов слюд из гидротермально неизмененных и серицитизированных пород почти смыкаются (для первых >445 млн. лет, для вторых <435 млн. лет). Вероятно, можно предположить, что гидротермальная деятельность, вызвавшая серицитизацию улунтуйских сланцев, а также отложение полиметаллических руд, протекала одновременно или вскоре за процессом раннепалеозойского омоложения всех пород в этой тектонической зоне.



Зависимость радиологического возраста пород от содержания в них K_2O, входящего в состав алунита (*А*) и слюд (*Б*). Количество K_2O, приходящееся на алунит, рассчитано по содержаниям SO_3 (данные химических и термовесовых определений), оставшееся количество K_2O отнесено к слюдам

ВОЗРАСТ АЛУНИТИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

Для определения радиологического возраста образцы отобраны на участке Куртун в скв. 3. Здесь в интервале глубин 92,40—95,45 м вскрыты алунит-, гиббсит- и монтмориллонит-галлуазитовые породы. На поверхности в канавах, а также в скв. 1 и 2, вскрывших контакт между голоустенской и улунтуйской свитами на меньших глубинах (18 и 38 м), породы аналогичного состава алунита не содержат. Отложения имеют пятнистую, розовую и белую окраску; рыхлые или слабоуплотненные, пористые, землистые. Для них характерны низкие значения объемной массы (2,10—1,45 г/см^3) и высокие (30—45%) пористости. Алунит-галлуазитовые породы сложены на 40—85% галлуазитом и содержат до 55% алунита; кроме того, сохраняется некоторое количество остаточных минералов: кварца 3—15% и слюды 0—20%. В разных частях рыхлой толщи степень замещения вторичными минералами различная, распределение их неравномерное, иногда сохраняются реликтовые незамещенные участки вмещающей породы, в других случаях среди вторичных минералов наблюдаются лишь отдельные зерна кварца и слюды. Обращает внимание отсутствие в химическом составе алунит-гиббситовых пород TiO_2 и FeO, что обычно характерно для образований, выпавших из хемогенных растворов. По нашему мнению, алунит- и гиббсит-галлуазитовые породы образовались путем инфильтрационно-метасоматического замещения этими минералами обломочных пород, возникших при формировании межпластового карста на контакте улунтуйской и голоустенской свит.

В значениях K-Ar-возраста алунит-галлуазитовых пород (см. таблицу, группу III) наблюдается большой разброс, что является следствием разной степени замещения породы вторичными минералами. Остаточная

калиевая слюда делает возраст более древним. Выделить мономинеральную фракцию слюды и тем самым однозначно решить вопрос о влиянии ее на полученные значения K-Ar-возраста, не представляется возможным. Однако наблюдаемая довольно отчетливая корреляция между значениями возраста и количеством K_2O, приходящегося в образцах на слюду (см. фигуру), делает высказанное предположение весьма вероятным. Радиологический возраст образца 3а (в котором порода на 65% замещена вторичными минералами и сохраняет 20% слюды, а алунит содержится в незначительном количестве) 388 млн. лет наиболее близок к возрасту вмещающих серицитизированных пород. Порода, замещенная на 75% и содержащая 10% остаточной слюды и 12% алунита (обр. 9), дала цифру 197 млн. лет. Три образца (9а, 6 и 4), содержащие 30—40% алунита и небольшое (3—7%) количество остаточных слюд, показали возраст 55—57 млн. лет. Очевидно в породах с двумя калийсодержащими минералами (алунитом и слюдой) значения возраста находятся в интервале между значениями возраста вмещающих серицитизированных пород и времени проявления алунитизации. Порода, полностью замещенная галлуазитом и алунитом (обр. 7, 7а), дала наиболее низкие значения возрастов (36—43 млн. лет). В ней сохраняются лишь отдельные чешуйки первичной слюды, которые, по-видимому, не могли существенно повлиять на определение возраста. Поэтому можно считать возраст алунитизации близким к 36 млн. лет.

Таким образом, в результате проведенных исследований получены первые данные по определению возраста глубинного эпигенеза пород улунтуйской свиты байкальской серии K-Ar-методом по калиевым слюдам. Результаты анализов хорошо согласуются с ранее выполненными определениями по другим минералам для этой структурно-тектонической зоны. Впервые для района также предпринята попытка определения изотопного возраста гидротермальной минерализации по серицитизированным породам. Установлено, что этот процесс привел к омоложению K-Ar-возраста исходных пород. Определение возраста серицитизированных пород дает возможность косвенно установить возраст сульфидных руд Прибайкальского полиметаллического пояса. Значительно более молодым и четко отличным от возраста серицитизации и вмещающих пород является возраст алунитизации. Результаты радиологического датирования наряду с геологическими данными свидетельствуют в пользу того, что образование алюминиевых руд происходило значительно позднее эпигенеза вмещающих пород докембрия, вероятнее всего, в палеогене, на границе эоцена и олигоцена.

Литература

1. *Домбровская Ж. В.* О происхождении аллофан-гиббситовой минерализации в породах байкальской серии (Западное Прибайкалье).— В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1978, вып. 16, с. 89—106.
2. *Кормилицын В. С., Синчук Ю. А., Тигунов Л. П.* О новом свинцово-цинковом рудном поясе в Северо-Западном Прибайкалье.— Геол. рудн. месторожд., 1966, № 2, с. 45—58.
3. *Мануйлова М. М., Кольцова Т. В.* Результаты определений изотопного возраста K-Ar-методом горных пород из Прибайкалья.— В кн.: Геология Прибайкалья. Иркутск: 1969, с. 137—143.
4. *Мануйлова М. М., Кольцова Т. В.* О возможности применения K-Ar метода для палеотермических и палеотектонических реконструкций (на примере Прибайкалья).— Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 5, с. 1140—1143.
5. *Маслов В. К.* О бокситоносности голоустенской свиты верхнего протерозоя (Западное Прибайкалье).— Геология и геофизика, 1974, № 11, с. 44—50.
6. *Маслов В. К.,* Условия образования бокситов среди терригенно-карбонатных пород среднего — верхнего рифея в Западном Прибайкалье.— В кн.: Карбонатные формации Сибири и связанные с ними полезные ископаемые. Новосибирск: Наука, 1982, с. 172—177.
7. *Шипилов Л. Д., Тычинский А. А.* О возрасте и генезисе аномальных свинцов стратиформных свинцово-цинковых месторождений Северо-Западного Прибайкалья.— Геология и геофизика, 1982, № 1, с. 90—96.

ИГЕМ АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
23.V.1983

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 3, 1984

УДК 550.845

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КЕРНА СКВАЖИН ДЛЯ ДЕТАЛЬНОГО ИЗУЧЕНИЯ СОСТАВА И СВОЙСТВ ПОДЗЕМНЫХ ВОДНЫХ РАСТВОРОВ

ЛИСИЦИН А. К., КИРЕЕВ А. М., СОЛОДОВ И. Н., ТОКАРЕВ Н. И.

Показан сходный характер гидрогеохимической информации, получаемой по поровым растворам, извлеченным из керна скважин сразу после его подъема на поверхность, и по данным опробования специально оборудованных гидрогеологических скважин. Гидрогеохимическое опробование керна скважин по детальности может быть приближено к минералого-геохимическому опробованию. Изучение поровых растворов по керну скважин на пластовых инфильтрационных месторождениях урана позволило уточнить гидрогеохимическую зональность рудоносных горизонтов, выявить формы объемов рассеяния рудной минерализации при техногенном воздействии на рудоносные породы.

Химический состав подземных вод изучается на основе гидрогеохимического опробования естественных и искусственных водоисточников. Среди последних важнейшую роль играют буровые скважины. Для получения воды скважины оборудуются обсадными трубами, фильтрами, а при необходимости и водоподъемными устройствами.

Гидрогеохимическое опробование гидрогеологических скважин позволяет получить характеристику химического состава воды из прифильтровой зоны всего водоносного горизонта, но преимущественно из прослоев пород с наибольшей водоотдачей. Опробование длительно откачиваемых и самоизливающих скважин характеризует весь объем водоносного горизонта, на который распространяется их гидравлическое влияние. В результате химический состав воды сильно осредняется, а вблизи геохимических границ гидрогеохимическая среда, устанавливаемая по опробованию гидрогеологических скважин, оказывается неравновесной с минералами последней стадии эпигенетических изменений пород, вскрываемых скважиной. В растворе появляются компоненты, типоморфные для соседней трансгрессивной геохимической зоны. Это происходит от того, что процесс взаимодействия раствора с породой начинается в наиболее проницаемых слоях с максимальной водоотдачей, куда фильтрующийся раствор проникает в первую очередь. Поэтому, например, вблизи участков с развивающейся лимонитизацией в воде из сероцветных пород обнаруживается растворенный свободный кислород, а в окисленных, лимонитизированных ими первично-красноцветных породах при наступлении на них процесса сульфидного восстановления — сероводород и т. д.

Повышение детальности гидрогеохимической информации до характеристики отдельных литологических разновидностей породы, приближение ее к детальности литологической документации и минералого-геохимического опробования определяют необходимость гидрогеохимического изучения также и керна скважин. Следует отметить, что разработка достоверных методов гидрогеохимического опробования керна скважин существенно удешевляет изучение химического состава подземных вод, поскольку не требует оборудования скважин обсадными трубами, фильтрами и водоподъемными устройствами.

Гидрогеохимическое опробование керна буровых скважин проводится сразу после его подъема на дневную поверхность. Раствор, насыщающий керн, может быть извлечен центрифугированием, замещением жидкостями и газами, вакуумированием и отпрессовыванием.

Наибольшее распространение получил метод отпрессовывания поровых растворов гидравлическими прессами в специальных пресс-формах [6]. Выделение раствора происходит в результате уменьшения порового пространства при уплотнении породы. Этот метод наиболее эффективен и чаще всего используется для извлечения растворов из относительно пластичных, существенно глинистых, плохо проницаемых пород. В скелетных плохо сжимаемых коллекторах типа песков отпрессовывание менее эффективно, и из таких пород раствор легче извлекается центрифугированием или замещением жидкостями и газами.

Гидрогеохимическое опробование керна на дневной поверхности, как и всякий способ опробования у устья скважины,— это отбор частично дегазированных проб. Необходимость сохранения в них нестойких компонентов химического состава подземных вод определяет потребность в герметичном (без доступа воздуха) отборе, хранении образцов и извлечении раствора из керна. Гидрогеохимическое опробование керна осложняется необходимостью аналитических операций с малыми аликвотами из-за небольшого объема извлекаемого раствора и возможностью загрязнения керна буровым раствором.

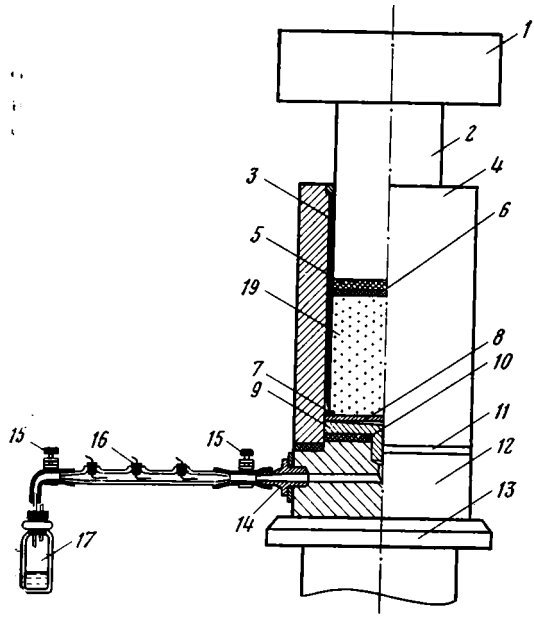
Условия для выделения раствора из керна без взаимодействия с воздухом обеспечивают методы отпрессовывания из пластичных, существенно глинистых пород и вытеснения раствора инертным газом, иногда с дополнительным вакуумированием, из плохо сжимаемых скелетных пород типа песков.

По-видимому, наилучшие условия для предохранения образца от окисления воздухом при извлечении раствора из керна обеспечивает способ П. А. Крюкова и др. [5], который предусматривает все операции вскрытия законсервированных монолитов проводить в инертной атмосфере перчаточного бокса. К сожалению, опыт консервации образцов по рецепту П. А. Крюкова в оболочке из смеси равных объемов парафина и битума, упроченных марлей, показал ее неудовлетворительность. При хранении монолитов наблюдались случаи и восстановления и окисления образцов. При вскрытии монолитов через 2 мес в первых случаях ощущался запах сероводорода, которого не было в свежем керне. Наблюдалось локальное почернение марли и поверхности образцов вследствие образования гидросульфидов железа. Очевидно, крахмал новой марли, а возможно, и сама она служили питательным материалом для активизации биогенной сульфатредукции в анаэробной среде герметизированного монолита. В других случаях от поверхности монолита до глубины около 1 см наблюдалось пожелтение вследствие лимонитизации первоначально сероцветных пород. Очевидно, герметизация была недостаточной и происходило окисление образца кислородом воздуха.

Поскольку герметизация не прекращает биохимических процессов в образце, а их течение в изолированном образце отличается от пластовых условий и поскольку консервация керна антисептиками или физической стерилизацией изменяет химический состав раствора, целесообразно извлечение порового раствора из керна проводить сразу после его подъема на поверхность, отказавшись от парафинированных монолитов.

«Режущие кольца» для отбора монолитов, изготовленные из некорродируемых материалов (титан, нержавеющая сталь и т. п.), обеспечивают отбор образцов с ненарушенной структурой и естественной влажностью. Необходимый объем керна обеспечивают режущие кольца, изготовленные из трубок диаметром примерно 50 мм и высотой 50—80 мм. Для предохранения от окисления монолит в режущем кольце изолируют от контакта с воздухом резиновыми прокладками и жесткими крышками и зажимают в струбцине.

Способ герметизации в струбцине обеспечивает хорошую сохранность образца при отсутствии заусениц на режущей кромке кольца. При наличии последних вскрытие образца позволяет видеть признаки окисления в виде развития лимонитизации сероцветной породы от заусениц в глубь образца. Поэтому необходимо следить за хорошим качеством режущей кромки трубок для отбора монолитов.



Фиг. 1. Схема устройства для извлечения порового раствора отпрессовыванием

1 — верхний упор гидравлического пресса; *2* — шток пресс-формы; *3* — вставная гильза; *4* — цилиндр; *5* — пластмассовая прокладка; *6* — резиновая прокладка; *7* — уплотнительное кольцо; *8* — дырчатый фильтр; *9* — грибок; *10, 11* — уплотнительные прокладки; *12* — основание пресс-формы; *13* — шток гидравлического пресса; *14* — штуцер; *15* — винтовые зажимы; *16* — потенциометрическая ячейка; *17* — приемник раствора; *19* — образец породы

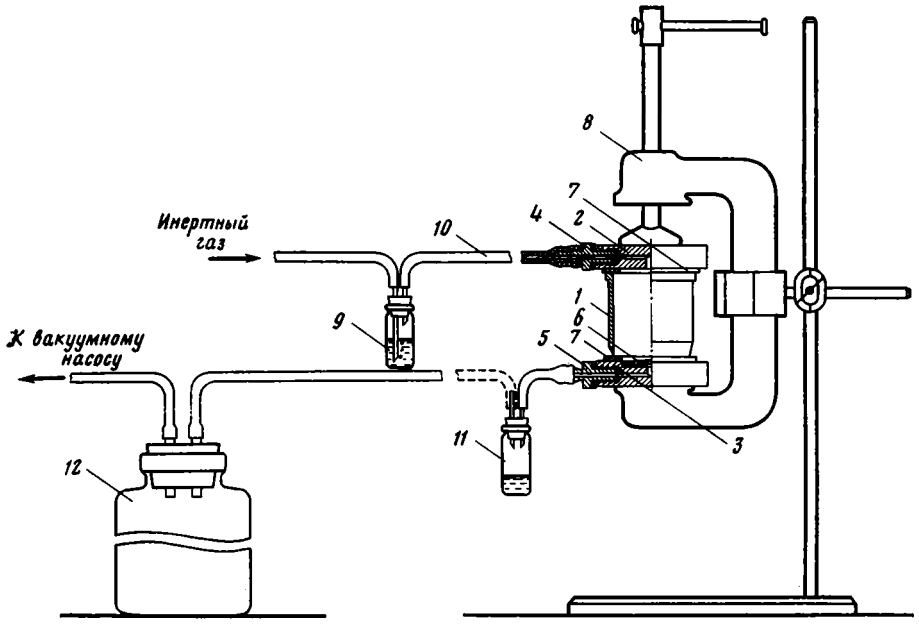
Опыт работы показал, что режущие кольца в виде трубок диаметром 50 мм и высотой 50 мм обеспечивают объем образца породы около 100 см^3, из которого инертным газом извлекается до 15 мл, а отпрессовыванием до 7 мл раствора, что при существующих высокочувствительных методах анализа достаточно для определения величины и характера общей минерализации воды, типоморфных ионов и отдельных интересующих химических элементов.

Для отпрессовывания раствора вставной гильзой из титана или нержавеющей стали путем ее задавливания в керн отбирают монолит высотой около 5 см и сразу же помещают в пресс-форму для отжатия (фиг. 1). Давление, необходимое для отпрессовывания раствора из слабо сцементированных пород, обеспечивает ручной гидравлический пресс. Рабочее давление для отпрессовывания порового раствора доводится до 250 бар.

Для извлечения порового раствора инертным газом глухие крышки режущего кольца с образцом заменяют крышками, оборудованными для подачи газа и оттока раствора (фиг. 2). При этом прокладки из жесткой резины заменяют кольцами (например, из медицинского резинового бинта), а под дырчатый фильтр и над ним помещают прокладки из бумажного фильтра. Режущее кольцо с образцом ставят на нижнюю крышку с фильтрами и устройством для стока порового раствора, закрывают верхней крышкой, к штуцеру которой присоединен вакуумный шланг от баллона с аргоном, продувают небольшим количеством аргона для вытеснения воздуха и зажимают в струбцину.

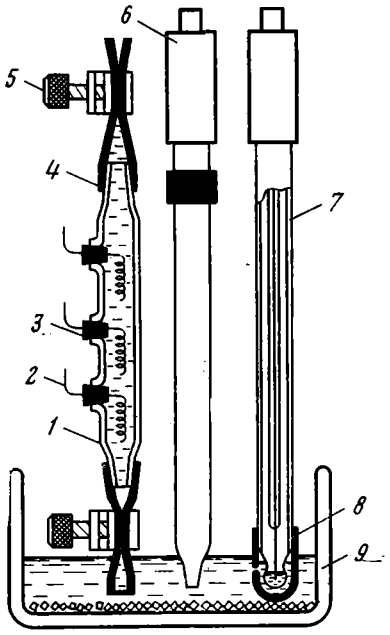
После этого подается аргон с минимальным расходом и скоростью, которая контролируется визуально по барботеру, присоединенному к нагнетательному шлангу, и регулируется винтом редуктора на головке газового баллона. Скорость подачи аргона для выдавливания порового раствора — не более одного пузырька в барботере за 1—2 с. Увеличение скорости подачи аргона приводит к его прорыву сквозь образец, к соответствующему изменению газового состава раствора и уменьшению его поступления во флакон-сборник.

Для измерения окислительно-восстановительного потенциала раствора между флаконом-сборником и штуцером нижней крышки укрепляется микроячейка. Она представляет собой стеклянную трубку длиной 8—10 см и внутренним диаметром 1,5—2 мм с вмонтированными в нее тре-



Фиг. 2

Фиг. 2. Схема устройства для извлечения порового раствора замещением инертным газом
1 — режущее кольцо для отбора монолита из керна; *2* — крышка для подвода инертного газа; *3* — крышка для отвода порового раствора; *4* — штуцер для подключения шланга от баллона с газом; *5* — штуцер для подключения трубки для стока раствора; *6* — дырчатый фильтр; *7* — резиновое кольцо; *8* — струбцина; *9* — барботер; *10* — вакуумный шланг для подвода инертного газа; *11* — флакон — приемник раствора; *12* — сосуд-амортизатор на шланге к вакуумному насосу



Фиг. 3

Фиг. 3. Ячейки для измерения значений Eh и pH в малых объемах растворов
1 — стеклянная трубка для измерений окислительно-восстановительного потенциала раствора; *2* — проволочный платиновый электрод; *3* — резиновая пробка для ввода платинового электрода; *4* — резиновая трубка; *5* — винтовой зажим; *6* — вспомогательный хлор-серебряный электрод; *7* — стеклянный электрод; *8* — полиэтиленовый колпачок с пробой раствора для измерения pH; *9* — стакан с насыщенным раствором хлористого калия

мя проволочными платиновыми электродами. На концы трубки надеты резиновые трубки, пережимаемые винтовыми зажимами (фиг. 3). Первые капли раствора, поступающего через ячейку для измерений Eh, отбрасываются как промывной раствор, последующие поступают во флакон-сборник. После смены в потенциометрической ячейке трех-пяти объемов раствора закрывают зажимы и отсоединяют ячейку. Остальной раствор идет прямо во флакон-сборник.

Электролитический контакт с электродом сравнения при измерении окислительно-восстановительного потенциала в микроячейке осуществляется через насыщенный раствор хлористого калия в стакане (см. фиг. 3).

Измерение pH раствора проводят из отдельной аликвоты в ячейке для микроизмерений или в полиэтиленовом колпачке с иголочным проколом, надеваемом на стеклянный электрод (см. фиг. 3). Иголочный прокол полиэтиленового колпачка необходим для электролитического контакта с электродом сравнения через насыщенный раствор хлористого калия в стакане. Для измерения pH можно использовать раствор из микроячейки после измерения Eh.

В полевых условиях у скважины значения Eh и pH можно измерять иономером И-102 или аналогичным прибором с автономным питанием от батарей или аккумулятора. Продолжительность извлечения раствора из керна инертным газом и одновременного измерения значений Eh и pH пробы составляет около 30 мин. Последующие аналитические операции выполняются из аликвот, отбираемых из флакона-сборника. В качестве последнего удобно использовать аптечные пузырьки из-под пенициллина, воздух из которых перед упаковкой для отправки в лабораторию автоматически замещается аргоном вследствие его прорыва сквозь образец к концу извлечения. Аргоновая атмосфера под пробкой флакона с пробой раствора предохраняет последний от окисления при хранении до начала анализов.

При отсутствии необходимости определения нестойких компонентов раствора извлечение его можно ускорить увеличением градиента давления вакуумированием. Шланг от вакуумного насоса через сосуд-амортизатор подключается к приемнику раствора через его пробку (см. фиг. 2).

Способ извлечения раствора из керна инертным газом хорошо зарекомендовал себя при опробовании песков. Из существенно глинистых песков замещение раствора газом затруднено, для них более эффективен способ отпрессовывания. Последующие аналитические операции после обоих способов извлечения раствора из керна скважин выполняются в лаборатории.

При анализе воды целесообразно использовать следующие известные методы определения:

HCO_3^- — по титрирной щелочности 0,01 н. раствором HCl с индикатором метиловым оранжевым или со стеклянным электродом до pH 4,5;

Cl^- — аргентометрическим методом с индикатором хроматом калия;

SO_4^{2-} — титрованием 0,01 н. раствором хлористого бария с индикатором нитхромазо;

Ca^{2+} и Mg^{2+} — комплексонометрическим титрованием 0,01 н. раствором трилона Б;

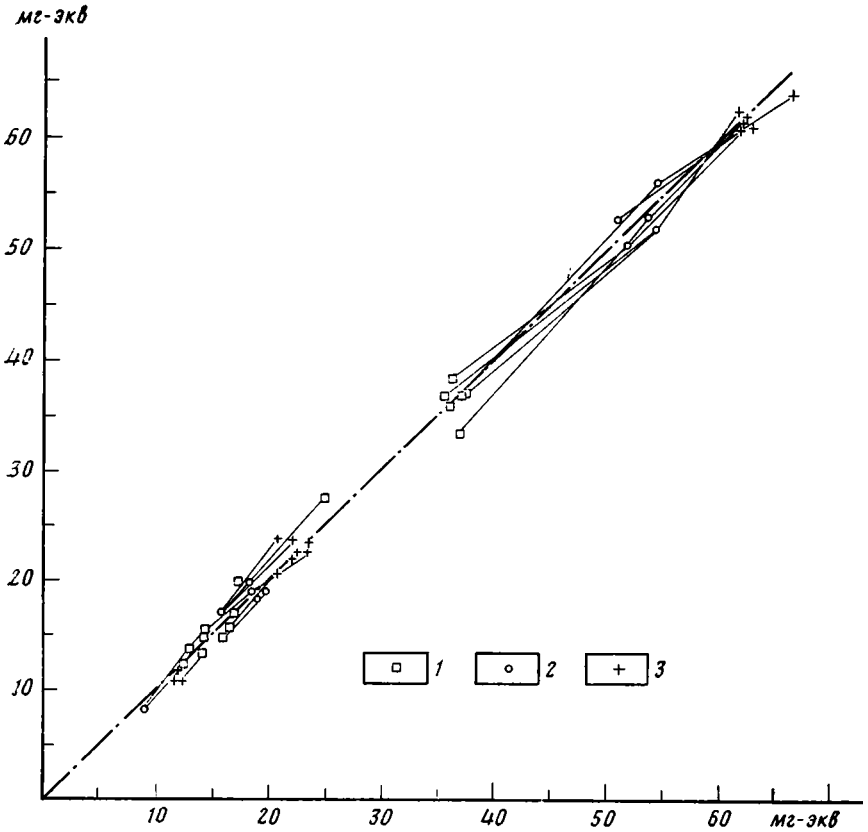
Fe^{2+} — фотометрическим методом с α—α'-дипиридилом;

Na и K — методом пламенной фотометрии разбавленных растворов;

уран — из объема 1 мл методом лазерной люминесценции, а из одной капли — методом f-радиографии с регистрацией осколков деления на лавсане [1].

На фиг. 4 приведено сопоставление результатов анализа поровых растворов, извлеченных методами отпрессовывания и замещения раствора аргоном. Как видно, различия результатов анализов находятся в пределах погрешности полумикрохимических определений. Поэтому оба способа извлечения можно использовать в комплексе, чтобы из хорошопроницаемых пород извлекать раствор высокопроизводительным способом замещения аргоном, в допустимых случаях — и вакуумированием, а из заглиненных разностей пород — отпрессовыванием.

При гидрогеохимическом опробовании керна скважин важно отбраковать чистые поровые растворы от растворов, загрязненных буровым раствором. Удобным способом контроля является одновременное опробование бурового раствора и сравнение химического состава последнего с составом раствора, выделяемого из керна. Как правило, буровой раствор за счет глины, антикоагулирующих и других добавок по составу и степени минерализации резко отличается от состава пластовых вод. Поэтому сопоставление результатов химического анализа позволяет вы-

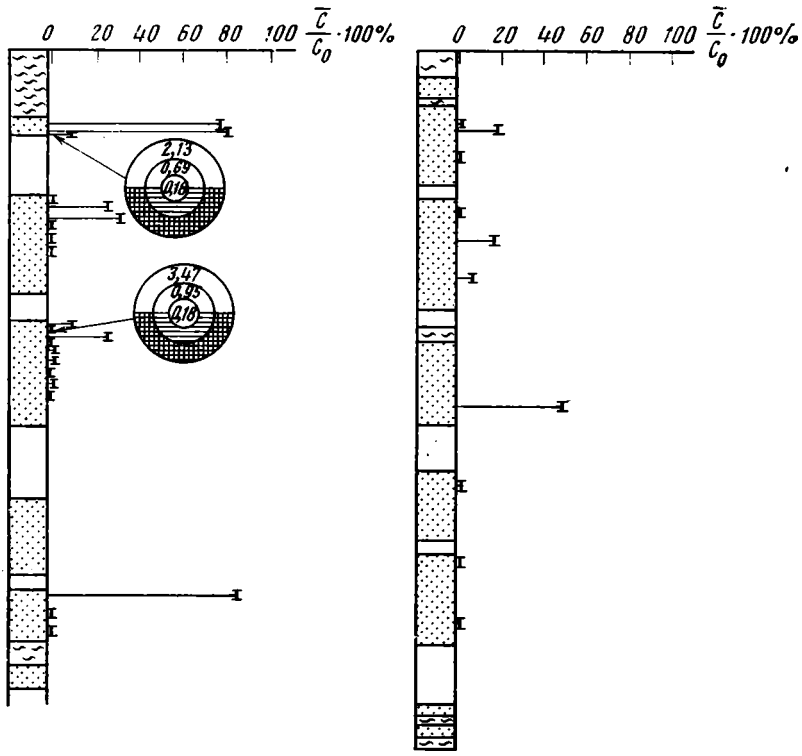


Фиг. 4. Результаты химических анализов порового раствора, полученных способом выдавливания аргоном (абсцисса) и отпрессовыванием (ордината)
1 — сульфат-ион; *2* — хлор-ион; *3* — натрий-ион (линии соединяют результаты анализов одной пробы воды)

явить поровые растворы, представляющие собой смесь пластовой воды и бурового раствора.

Другим, более наглядным способом определения степени загрязнения подземных вод в керне буровым раствором служит окрашивание бурового раствора индикатором. Удобен для этой цели широко используемый при определении скорости движения подземных вод органический краситель флюоресцеин $C_{20}H_{12}O_5$. Перед проходкой интересующего интервала разреза его добавляют в зумпф с глинистым раствором из расчета, чтобы концентрация в буровом растворе составляла $\sim 10^{-2}$ г/л. В растворе, извлеченном из керна, визуально флюоресцеин определяется до концентрации $1 \cdot 10^{-4}$ г/л, что позволяет определить первые проценты примеси бурового раствора в подземной воде, извлеченной из керна.

На фиг. 5 приведены результаты определения загрязненности раствора в керне с применением флюоресцеина. Видно, что загрязнение проникает спорадически и локально. Образцы, отобранные на расстоянии 15—20 см один от другого по степени загрязнения, могут отличаться в 60—80 раз. Степень загрязнения керна резко убывает от периферии к центральной части керна. Загрязненные буровым раствором образцы обычно выделяются зашламованностью керна и часто тяготеют к началам рейса. Такие участки лучше сразу отбраковывать при опробовании. Незашламованный и недавленный при проходке с «раскачкой» бурового снаряда керн, как правило, существенно не загрязняется буровым раствором на всю глубину. Наиболее благоприятен для гидрохимического опробования керн большого диаметра ($\sim$112 мм), поднятый при



Фиг. 5. Результаты контроля степени загрязнения керна буровым раствором

$\bar{C}$, C_0 — соответственно содержание флюоресцеина в поровом и буровом растворах; на циклограммах — изменение содержания примеси бурового раствора по радиусу керна

бурении укороченными рейсами (уходка 2—3 м) без промывки буровым раствором.

Сравнительная гидрогеохимическая характеристика подземных вод по данным опробования керна разведочных скважин и специальных гидрогеологических скважин. Удобными объектами для сопоставления состава подземных вод гидрогеологических скважин и растворов, извлеченных из керна скважин колонкового бурения, являются участки месторождений, подготавливаемые для подземного выщелачивания руды. На одном из таких участков с имевшейся сетью пьезометрических скважин был пройден профиль скважин, керн которых мы имели возможность использовать для извлечения и анализа порового раствора (фиг. 6).

Короткие фильтровые интервалы пьезометрических скважин дали возможность получить детальную информацию об изменениях химического состава пластовых вод в вертикальном разрезе и по латерали. В данном случае характер минерализации воды оказался близким к однородному с небольшим увеличением хлоридности и сульфатности к кровле горизонта (изменения выражаются в увеличении содержаний Cl^- и SO_4^{2-} от величин, соответственно близких к 300 и 700 мг/л, до 360 и 870 мг/л).

Данные гидрогеохимического опробования керна с этим полностью согласуются. Дополнительно установлено небольшое увеличение солености воды не только к кровле, но и к подошве горизонта. Кроме того, отчетливо выявился участок, загрязненный остаточным технологическим раствором, сохранившимся после кислотной обработки скважины. Загрязнение технологическим раствором выразилось в резко повышенной

сульфатности воды при небольших изменениях содержаний остальных макрокомпонентов раствора.

Интервалы загрязнения керна буровым раствором отчетливо выявляются по флюоресцентному контролю и по резкому изменению состава воды, стремящегося к составу бурового раствора. Характерно, что интервалы максимального загрязнения керна буровым раствором установлены в наиболее рыхлых песках, хуже всего поднимаемых буровым снарядом даже при бурении без промывки.

Урановая минерализация на рассматриваемом участке обрамляет зоны выклинивания пластовой лимонитизации, развивающейся по наиболее проницаемой части горизонта, сложенного сероцветными аллювиальными песками.

Содержание урана в растворе, извлеченном из керна лимонитизированных пород, находится в пределах 0,06—0,2 мг/л. Гидрогеологические скважины в лимонитизированных породах вблизи руды вскрывают воду с содержаниями урана 0,04—8 мг/л, т. е. близкими по порядку величин. Наибольшие содержания урана в воде гидрогеологических скважин наблюдаются после их прокачки и обязаны, очевидно, подтягиванию растворенного урана из оруденелых пород.

Окислительно-восстановительный потенциал, измеренный в растворе, извлеченном из керна лимонитизированных пород, находится в пределах от +170 до +380 мВ при pH 7,6—7,8. Гидрогеологические скважины вскрывают в лимонитизированных породах воды с Eh от +200 до +230 мВ при pH 7,5, т. е. такими же высокими положительными значениями. Особняком находится гидрогеологическая скважина, вскрывшая как лимонитизированные, так и сероцветные породы. После прокачки вода этой скважины имела значение Eh, равное +90 мВ при pH 7,4, что существенно ниже данных остальных скважин и обязано, по-видимому, подтягиванию в нее воды из оруденелых сероцветов.

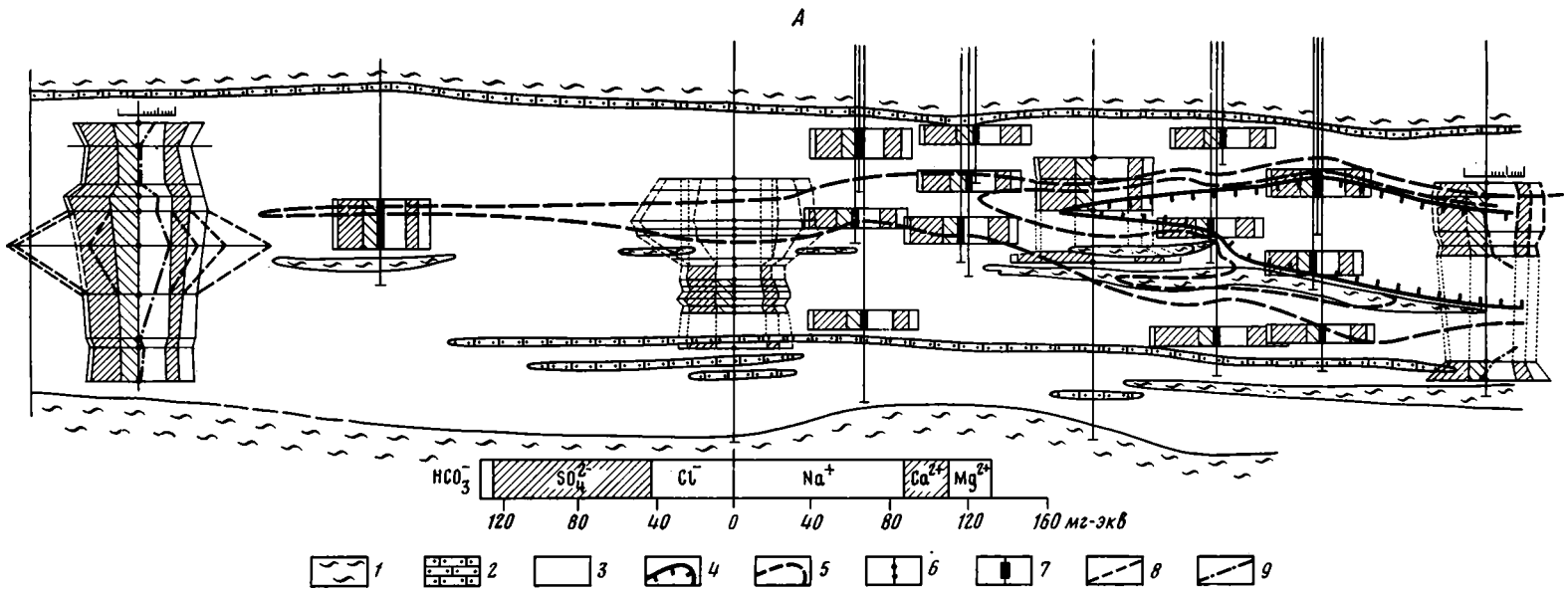
В сероцветных рудоносных породах содержания растворенного урана повышаются до миллиграммов на литр, как при извлечении воды из керна, так и при опробовании гидрогеологических скважин. Наибольшие концентрации растворенного урана (>10 мг/л) обнаружены в керне, загрязненном буровым раствором.

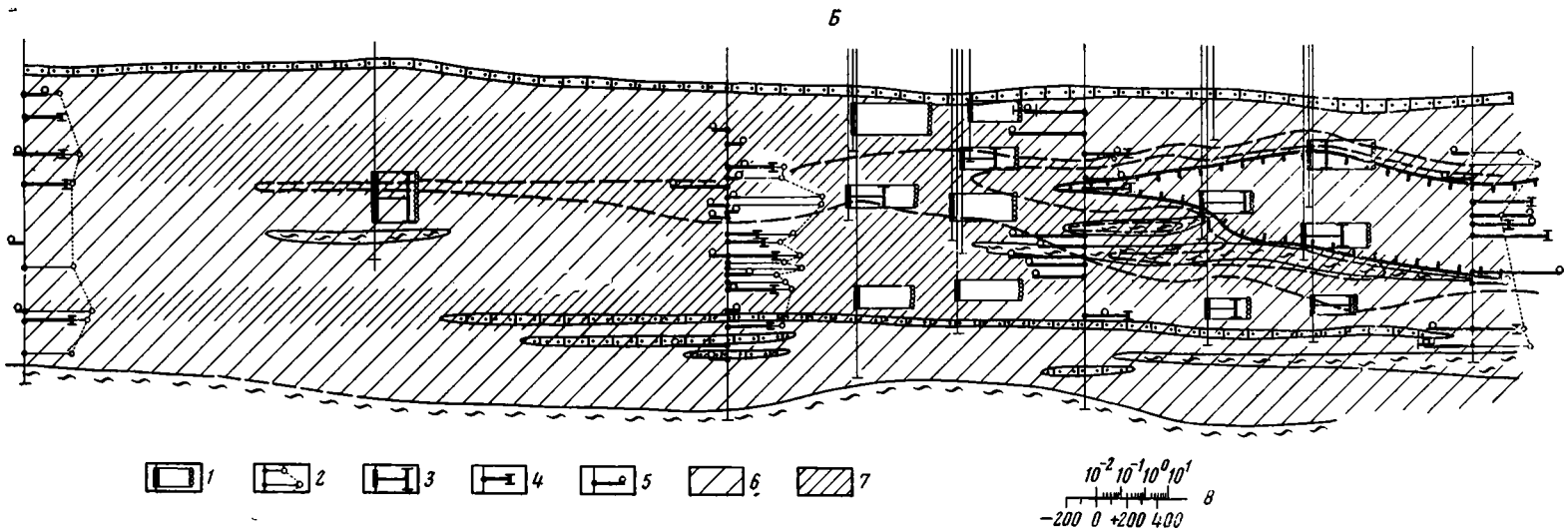
В зарудных сероцветных породах содержания растворенного урана изменяются в пределах от 0,2 до 3 мг/л (по опробованию керна) и от 0,3 до 4,4 мг/л (по опробованию гидрогеологических скважин).

Значения Eh раствора в воде из руды, вскрытой гидрогеологическими скважинами, составляют приблизительно +170 мВ при pH 7,4—7,6, а в водонасыщенных герметично упакованных суспензиях — от —300 до +160 мВ при pH 7,2—7,4.

Зарудные сероцветные породы характеризуются следующими пределами Eh по измерениям в растворах, извлеченных из керна, при опробовании гидрогеологических скважин и при измерениях Eh пород соответственно: от +165 до +250, от +150 до +225 и от —400 до +170 мВ при преобладании отрицательных значений. Значения pH находятся в пределах 7,2—7,7.

По имеющимся данным не устанавливаются существенные отличия окислительно-восстановительных свойств сероцветных оруденелых и зарудных пород. Вместе с тем выявилось очевидное отличие Eh вод, извлеченных из пород при опробовании керновых и гидрогеологических скважин, от Eh равновесия водного раствора с породами, измеренными в герметично упакованных водонасыщенных суспензиях. Это отличие выражается в повсеместных положительных значениях Eh вод, в то время как равновесные с породами растворы в сероцветных породах часто характеризуются отрицательными его значениями. Наиболее низкие значения Eh тяготеют к участкам под карбонатными и глинистыми экранами. Эта особенность локализации и прямые анализы состава газов, сорбированных породами, однозначно указывают на связь отрицательных значений Eh пород с максимальными концентрациями H_2 и углеводородов в составе сорбированных газов.


А
HCO_3^-
SO_4^{2-}
Cl^-
Na^+
Ca^{2+}
Mg^{2+}
120
80
40
0
40
80
120
160 мг-экв
1
2
3
4
5
6
7
8
9



Фиг. 6. Гидрогеохимический разрез рудоносного горизонта по данным опробования скважин колонкового бурения и пьезометрических скважин
А — величина и характер минерализации подземных вод: *1* — глина; *2* — карбонатный песчаник; *3* — песок; *4* — контур зоны пластовой лимонитизации; *5* — контур рудного тела; *6* — место отбора пробы керна из скважины колонкового бурения; *7* — фильтровый интервал пьезометрической скважины; *8* — пробы с примесью более 10% бурового раствора; *9* — примесь бурового раствора по данным флюоресцентного контроля в масштабе, показанном над опробованным интервалом. Химический состав водного раствора, извлеченного из керна, показан на оси скважин в соответствии с обозначениями и масштабом под центральной скважиной. Размер условного обозначения состава воды соответствует химическому составу бурового раствора. *Б* — ураноносность и окислительно-восстановительное состояние растворов в рудоносном горизонте: *1* — содержание урана в воде гидрогеологической скважины; *2* — содержание урана в воде, извлеченной из керна буровой скважины; *3* — Eh воды по данным опробования гидрогеологической скважины; *4* — Eh воды, извлеченной из керна; *5* — Eh герметично упакованной водонасыщенной суспензии породы; *6—7* — содержание урана в растворе (*6* — <1 мг/л, *7* — >1 мг/л); *8* — масштабы для изображения концентраций урана в растворе (верхний) и значения Eh, мВ (нижний)

Наблюдающееся в настоящее время наступление окислительной обстановки на ранее не разрушавшуюся рудную залежь объясняется, очевидно, техногенным воздействием. Бурение густой сети разведочных и эксплуатационных скважин при подготовке участка к подземному выщелачиванию урана привело к повышению Eh вод от отрицательных до положительных значений и к увеличению концентрации растворенного урана в сотни раз, к появлению водного потока рассеяния рудной минерализации.

Таким образом, данные гидрогеохимического опробования керна позволили детально охарактеризовать весь объем рудной залежи и прилежащих пород, выявить форму возникшего ореола рассеяния рудной минерализации, характер изменения окислительно-восстановительной обстановки.

На фиг. 7 приведены гидрогеохимический разрез контрольной скважины на участке подземного выщелачивания руды и данные по трем близко расположенным наблюдательным скважинам. Отчетливо виден сходный характер изменения отдельных компонентов химического состава растворов, но при этом данные по керну одной контрольной скважины значительно детальнее сведений, полученных по опробованию трех гидрогеологических скважин. Более того, уменьшение содержания хлор-иона при замещении пластовой воды сернокислым выщелачивающим раствором, четко устанавливаемое по керну контрольной скважины, не выявляется по данным опробования наблюдательных гидрогеологических скважин. Выщелачивание урана из руды проводится кислым раствором с высоким положительным окислительно-восстановительным потенциалом. Кислотность и окислительно-восстановительный потенциал понижаются по мере взаимодействия с породой, что отражается также в исчезновении из раствора окисного железа и в резком преобладании закисного железа.

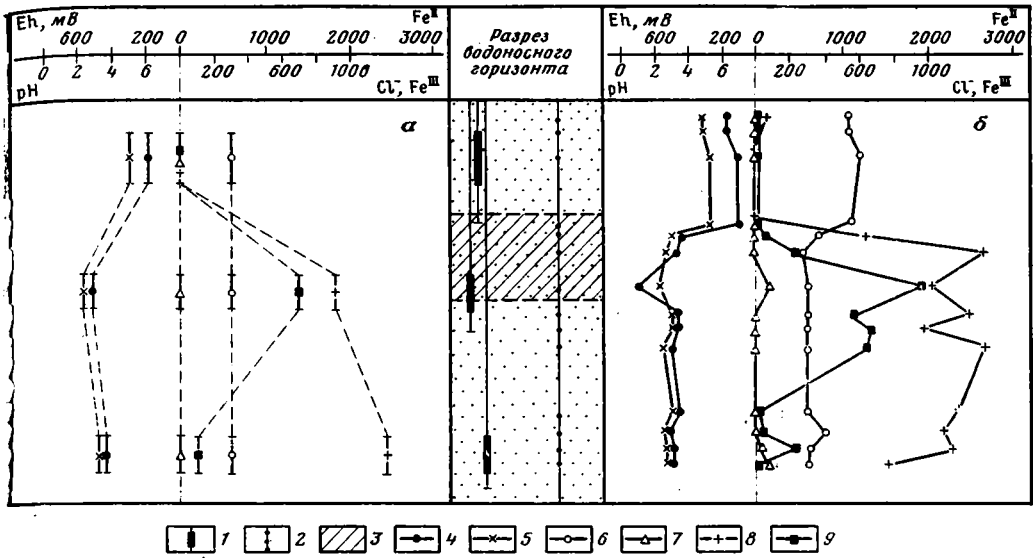
На фиг. 8 приведены результаты гидрохимического опробования керна поисковых скважин. Отчетливо видны относительно пониженная минерализация воды в наиболее грубозернистых и отсортированных породах и ее повышение к кровле в направлении к слою более тонкозернистых менее проницаемых песков, а также к прослою разнозернистых песков, латерально переходящих в песчанистые алевролиты.

Загрязнение буровым раствором здесь исключено, поскольку изменение химического состава воды в керне отличается от характера минерализации бурового раствора. Отсутствуют и признаки зашламованности керна.

Химический состав воды ближайшей гидрогеологической скважины показан над приведенным разрезом. Он ближе всего к составу воды наименьшей общей минерализации, установленной в керне наиболее промытой части разреза.

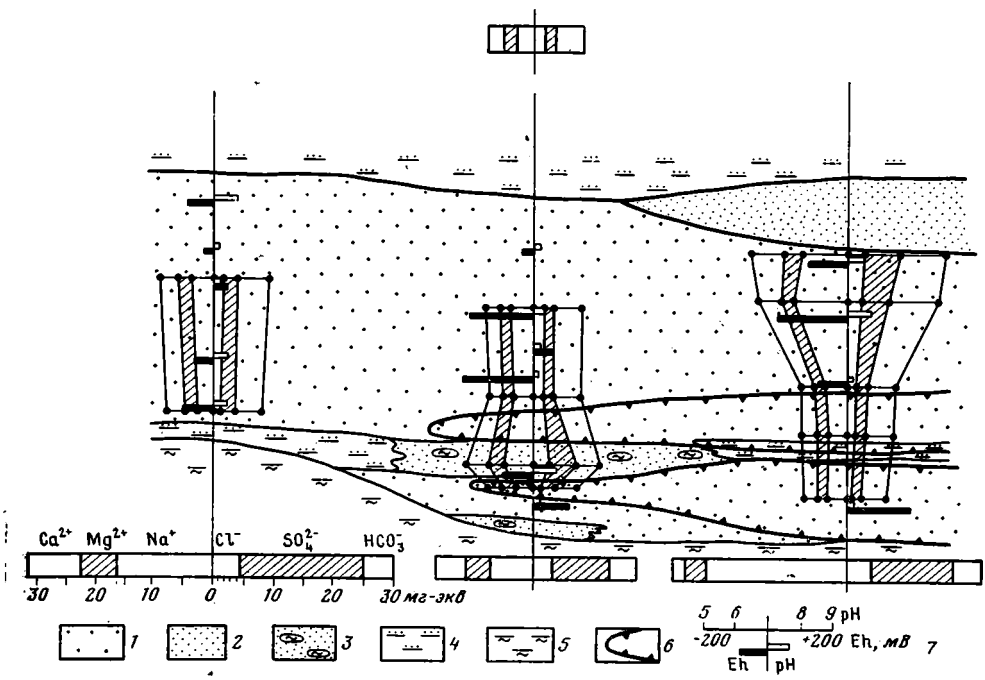
Направленное возрастание значений Eh пород водоносного горизонта и пожелтение пород от появления гидроокислов железа развиваются также по наиболее проницаемой части разреза.

На фиг. 9 приведен противоположный вариант, когда в более проницаемом песке пластовая вода более минерализована по сравнению с водой из подстилающих и перекрывающих глинистых песков. В данном случае повышенную (в отличие от глинистых песков) минерализацию воды в более проницаемом прослое, по которому развиваются пластовая лимонитизация и облекающее ее урановое оруденение, можно объяснить лишь увеличением во времени солености вод, поступающих из области инфильтрации. Этот вариант интерпретации наиболее согласуется с геологическими данными, так как относится к горизонту, сложенному морскими песчано-глинистыми отложениями, вскрытыми эрозией в олигоцене, когда начался в них инфильтрационный водообмен, продолжающийся до настоящего времени. Опреснение воды из глинистых песков по сравнению с водой из отсортированных песков связано, по-видимому, с предшествующей длительной инфильтрацией пресных вод эпохи более влажного климата. Резкая аридизация климата в районе произошла



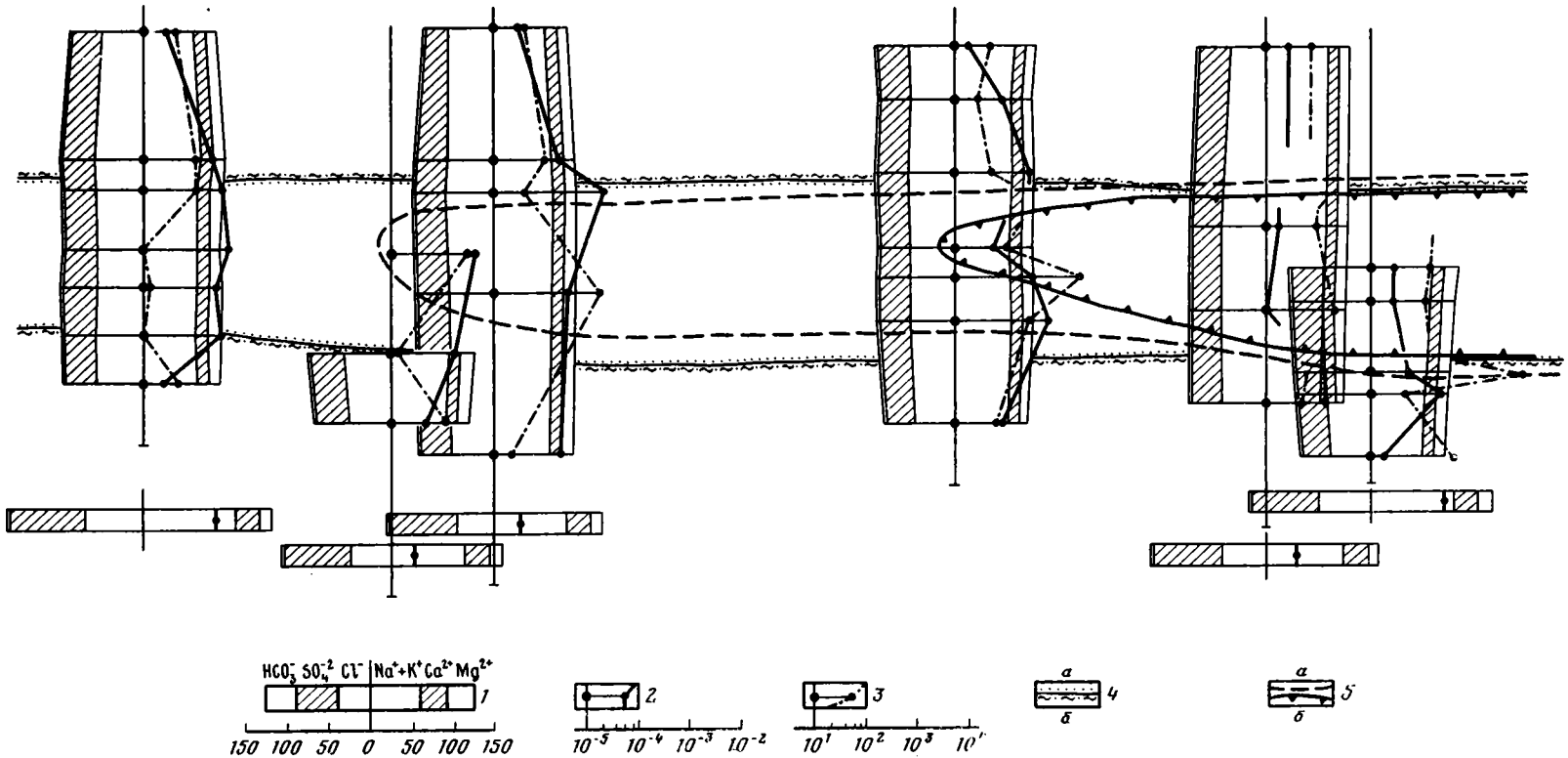
Фиг. 7. Результаты гидрогеохимического опробования наблюдательных скважин (*а*) и керна контрольной скважины (*б*)

1 — фильтровый интервал наблюдательной скважины; *2* — место гидрогеохимического опробования керна; *3* — рудный интервал; *4* — значение pH; *5* — значение Eh, мВ; *6*—*8* — содержание, мг/л (*6* — хлор-иона, *7* — окисного железа, *8* — закисного железа), *9*— содержание урана, усл. ед.



Фиг. 8. Результаты гидрогеохимического опробования керна поисковых скважин

1—*3* — песок (*1* — среднезернистый, *2* — мелкозернистый, *3* — разнозернистый с глинистыми окатышами); *4* — алевролит песчанистый; *5* — глина алевритистая; *6* — контур зоны пластовой лимонитизации пород; *7* — значения Eh и pH химического равновесия водного раствора с породой в масштабе, показанном над обозначением. Состав водного раствора, извлеченного из керна, показан на оси скважин в соответствии с обозначениями и масштабом под левой скважиной. Размер условного обозначения состава воды под скважинами соответствует химическому составу бурового раствора каждой скважины



Фиг. 9. Результаты гидрогеохимического опробования керна разведочных скважин

1 — показанное на оси скважин содержание основных ионов в поровом растворе, мг-экв; *2* — содержание урана в поровом растворе, усл. ед.; *3* — коэффициент распределения урана между породой и раствором; *4* — кровля и подошва водоносного горизонта (*а* — песок, *б* — глинистый песок); *5* — контуры рудного тела (*а*) и зоны пластовой лимонитизации (*б*). Под скважинами показан химический состав фильтрата буровых растворов

всего лишь несколько тысяч лет тому назад, и поэтому вызванное ею повышение солености инфильтрационных вод распространилось лишь по наиболее проницаемым слоям.

Ураноносность воды по направлению ее фильтрации закономерно изменяется от 10^{-5} г/л в лимонитизированных породах до 10^{-3} г/л в руде и далее в забалансовых рудах составляет 10^{-4} г/л. Коэффициент распределения урана между раствором и породой изменяется от величин, близких к 100 в лимонитизированных породах, до 3000 в растворяющейся части рудного тела и уменьшается до десятков и единиц в забалансовой части рудного ролла, указывая на переотложение рудной минерализации.

Таким образом, проведенное сопоставление результатов гидрохимического опробования керна скважин и специально оборудованных гидрогеологических скважин показывает сходный характер получаемой информации при несравнимо большей детальности данных опробования керна.

В литературе утвердилось представление о поровых растворах, извлекаемых из керна, как о растворах, физически связанных, негравитационных, неподвижных, обычно отличающихся от состава гравитационных вод, вскрываемых гидрогеологическими скважинами [2, 3, 4, 6]. Приведенный материал гидрохимического опробования керна сразу после его подъема на дневную поверхность показывает, что извлекать можно не только воду относительных водоупоров, связанную с твердой фазой поверхностными силами и т. п., но также и воду, участвующую в конвективном массопереносе. Приведенное обоснование достоверности гидрогеохимической информации, получаемой по опробованию керна буровых скважин, дает возможность значительно удешевить и притом существенно детализировать гидрогеохимическое опробование, приблизить его к детальности литологической, минералогической и геохимической документации по составу твердой фазы водоносных горизонтов.

Литература

1. *Берзина И. Г., Попенко Д. Н., Шимелевич Ю. С.* Об определении микроколичеств урана в нефтях по следам от осколков деления.— Геохимия, 1969, № 8, с. 1024—1027.
2. *Богомолов Г. В., Кудельский А. В., Матвеева Л. И.* Поровые растворы (определение и разновидности).— Докл. АН БССР, 1971, т. X, № 4, с. 333—335.
3. *Кудельский А. В.* Проблема поровых растворов в геологии. Минск: Наука и техника, 1973, с. 6—13.
4. *Крюков П. А.*, Горные, почвенные и иловые растворы. Новосибирск: Наука, 1971. 219 с.
5. *Крюков П. А., Номикос Л. И., Семенов Д. И.* Методы исследования поровых растворов.— В кн.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск: Наука и техника, 1968, с. 117—126.
6. *Удодов П. А., Коробейникова Е. С., Рассказов Н. М. и др.* Поровые растворы горных пород как среда обитания микроорганизмов. Новосибирск: Наука, 1981. 176 с.

ИГЕМ АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
18.II.1983

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 3, 1984

УДК 552.52/578.2/551.761(575.4)

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО МАНГЫШЛАКА

ФЛОРЕНСКИЙ П. В., КОТЕЛЬНИКОВ Д. Д.

В статье показано, что в пределах Южного Мангышлака дотриасовые и раннеюрские отложения содержат аллотигенную гидрослюду с примесью хлорита и монтмориллонит-гидрослюдистый смешанослойный минерал. В триасовых битуминозных отложениях развиты аутигенные разновидности смешанослойных образований, возникновение которых связано с преобразованием вулканогенного материала, сначала в открытом, а позже — в закрытом бассейне, что предопределяет особенности распределения коллекторских свойств и нефтегазоносности.

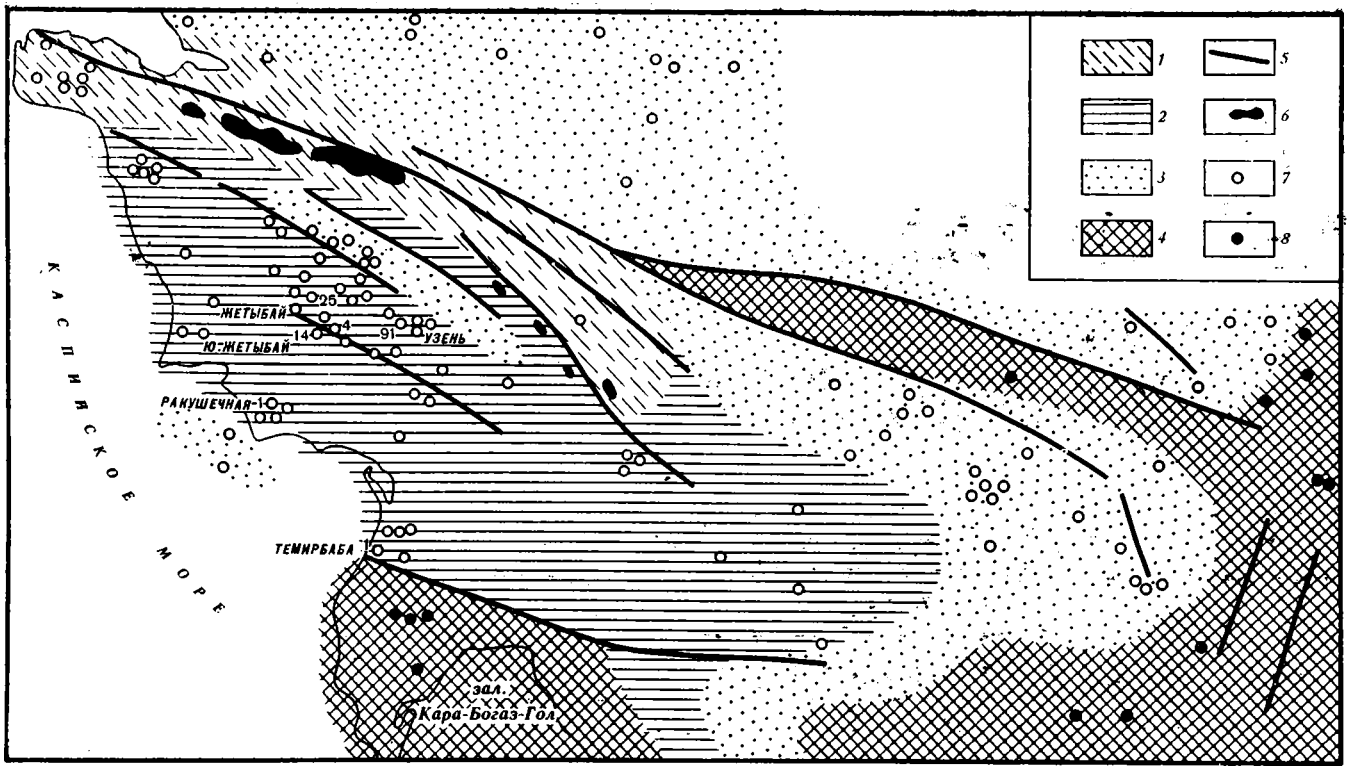
Как на северном (месторождения Северо-Западный Жетыбай, Южный Жетыбай, Западный Тасбулат, Тасбулат, Теньге, Жиланды, Бектурлы и Оймаша), так и на южном (месторождения Западное Теньге, Южное Оксу, Темирбаба и Ракушечная) борту Южно-Мангышлакского прогиба (фиг. 1) залежи нефти и газа разрабатываются не только в юрских и меловых отложениях, но и в подстилающих их триасовых породах [1—3, 7, 12]. Непромышленные притоки нефти и газа из триасовых отложений получены здесь на большинстве поднятий. Промышленные притоки углеводородов получены из этих отложений также в пределах Восточного Предкавказья, которое образует единый с Мангышлаком триасовый бассейн осадконакопления и нефтегазообразования [12].

Отложения южномангышлакской серии триасовой системы (фиг. 2) насыщены рассеянными сингенетичными углеводородами, содержание которых достигает 1%, что позволяет считать ее нефтематеринской и весьма перспективной для поисков в ней месторождений нефти и газа. Более того, неоднократно высказывалось предположение, что ее породы являются источником углеводородов и для вышележащих — юрских и меловых продуктивных комплексов [1, 7, 12]. Однако в южномангышлакской серии практически нет гранулярных коллекторов, так как немногочисленные песчаники в ней содержат значительное количество глинистого цемента. Притоки нефти приурочены здесь к трещиноватым разностям известняков и в меньшей степени глинистых пород.

Для дальнейшего направления нефтегазопоисковых работ на Южном Мангышлаке большое значение имеет выяснение условий накопления и особенностей постседиментационного преобразования продуктивных осадков триасового возраста. Поэтому с целью детализации палеогеографических реконструкций, а также оценки масштабов изменения во времени емкостных и фильтрационных свойств коллекторов и экранирующей способности покрышек в пределах рассматриваемой территории изучены глинистые минералы продуктивных нижне- и среднетриасовых и для сравнения подстилающих и перекрывающих их отложений.

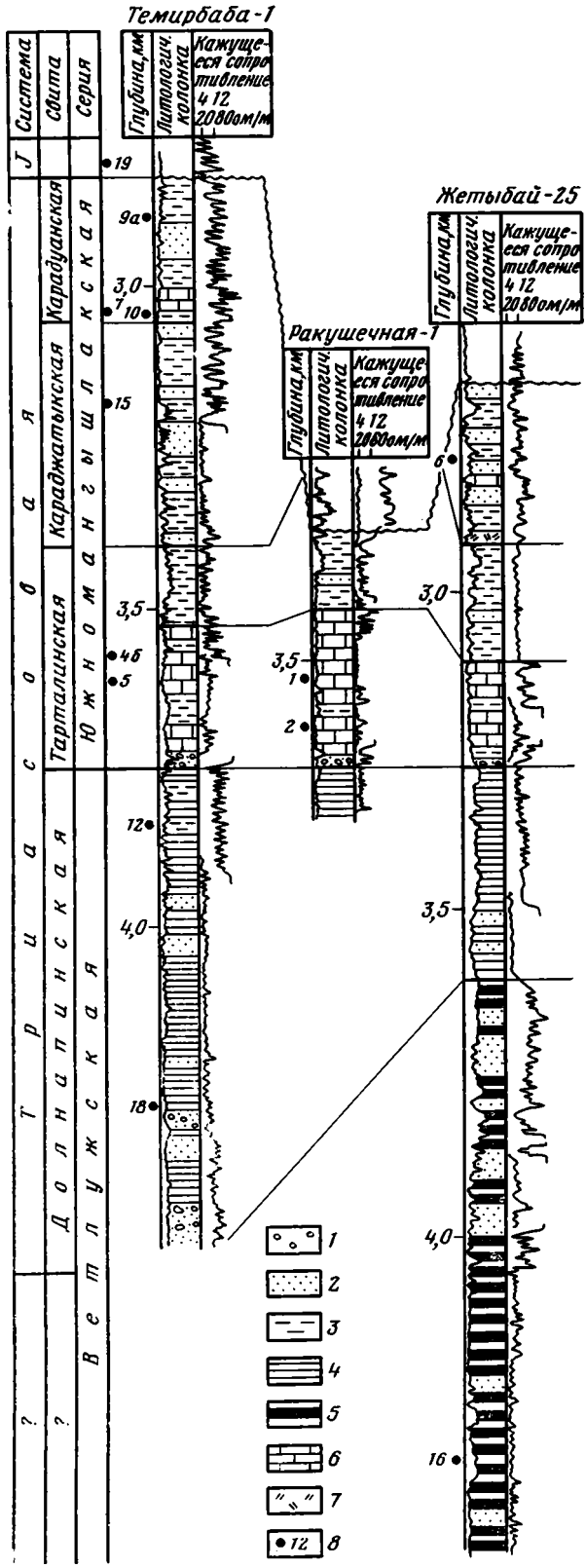
Литолого-стратиграфическая характеристика. Южно-Мангышлакский прогиб расположен в пределах Туранской плиты, имеющей эпигерцинское основание. В разрезе ее выделяются метаморфические и магматические породы докембрийского и раннесреднепалеозойского фундамента, верхнепалеозойские и триасовые отложения, а также платформенный чехол, представленный мезозойско-кайнозойскими осадочными породами [3].

В разрезе доюрских пород Южного Мангышлака можно выделить три формации, соответствующие различным стратиграфическим подразделениям и палеогеографическим обстановкам накопления слагающих



Фиг. 1. Палеогеологическая схема доюрской поверхности Южного Мангышлака

1 — верхнетриасовые отложения; *2* — южномангышлакская серия (верхняя часть оленекского яруса и средний триас); *3* — красноцветные отложения (индский ярус и нижняя часть оленекского яруса); *4* — дотриасовые отложения; *5* — разломы; *6* — обнажения каратауского комплекса; *7* — скважины, вскрывшие триасовые отложения; *8* — скважины, вскрывшие дотриасовые отложения



Фиг. 2. Разрезы триасовых отложений Южного Мангышлака
1 — конгломераты, гравелиты, катунники; *2* — песчаники, алевролиты; *3* — серые аргиллиты; *4* — бурые аргиллиты; *5* — черные аргиллиты; *6* — карбонаты; *7* — туфы; *8* — стратиграфическое положение изученных образцов

их отложений. Они обнажаются в пределах Центрального и Восточного Мангышлака, где образуют каратауский комплекс [8, 9], и кроме того, вскрыты многими скважинами на Южном Мангышлаке и в сопредельных районах. Разрезы их расчленены и сопоставлены в соответствии со схемой, разработанной А. Н. Рудневым [1].

К нижней (терригенной) формации (см. фиг. 2) относятся отложения, пройденные на глубину до 900 м (скв. Южный Жетыбай-4, Жетыбай-25 и Западное Теньге-2). Они представлены чередованием очень плотных черных аргиллитов и полимиктовых темно-серых песчаников. Их возраст не установлен. От триасовых они отделены перерывом, размывом и несогласием, а также резкой сменой состава пород.

Вторая (красноцветная) формация соответствует долнапинской свите (см. фиг. 2) индского и низов оленекского ярусов нижнего триаса (ветлужская серия). Единый бассейн ее накопления охватывал не только Южный Мангышлак (см. фиг. 1), но и Устюрт, Восточное Предкавказье, а также Прикаспийскую впадину. На северном борту Южно-Мангышлакского прогиба мощность рассматриваемых отложений за счет локального среднеоленекского размыва на отдельных поднятиях уменьшается от более 1700 (скв. Узень-115) до 500 м (скв. Жетыбай-25). Отложения этой формации ритмично чередуются: каждый ритм, мощностью 2—10 мм, начинается прослоем глин, тонкоотмученных и окрашенных гидроокислами железа, а выше — содержащих до 20% алевролитового материала, роль которого вверх по разрезу возрастает. В верхней части ритма залегают алевролиты и мелкозернистые полимиктовые песчаники с глинисто-карбонатным цементом. Обломочный материал в песчаниках представлен среднеотсортированными разной степени окатанными зернами кварца, плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, чешуйками слюд, а также обломками эффузивных и метаморфических пород, причем карбонатный цемент часто корродирует обломки. На южном борту прогиба (поднятия Темирбаба, Ракушечная и др.) состав красноцветной формации (мощность 75 м) более разнообразен. В ее основании залегают полимиктовые гравелиты и конгломераты, выше сменяющиеся чередованием аргиллитов и сильноглинистых алевролитов, как, например, в скв. Темирбаба-1 на глубине 4267—4275 м (см. фиг. 2, обр. 18).

Верхняя (сероцветная глинисто-известковистая) формация охватывает верхнеоленекские и анизийские триасовые отложения, объединяемые в южномангышлакскую серию (см. фиг. 2). По многочисленным палеонтологическим находкам ее оленекская часть сопоставляется с аналогичной формацией каратауского комплекса Центрального Мангышлака (тарталинская и караджатыкская свиты). Напротив, среднетриасовые отложения в пределах этих двух регионов образуют различные формации: сероцветная формация Южного Мангышлака синхронна в каратауском комплексе Центрального Мангышлака красноцветной кародуанской свите.

В основании разреза южномангышлакской серии в бортовых частях прогиба (см. фиг. 1) на разновозрастных породах с размывом трансгрессивно залегает (см. фиг. 2) базальная конгломератовая пачка (скв. Жетыбай-25). Восточнее, в осевой части прогиба, наблюдается постепенный переход от нижележащих красноцветов через чередование пород к сероцветным аргиллитам и песчаникам; выше залегает толща карбонатов и аргиллитов, и завершается разрез снова аргиллитами. Кроме того, в разрезе присутствуют гравелиты и широко распространены пирокластические породы. Отложения южномангышлакской серии повсеместно битуминозны, в них содержатся залежи газоконденсата и нефти, что обусловило ее детальное изучение с целью как общей оценки перспектив нефтегазоносности, так и выработки стратегии дальнейших поисков и открытия в этой толще залежей углеводородов.

Аргиллиты южномангышлакской серии весьма разнородны по содержанию примесей. Серые разности содержат до 50% обломочного материала, который либо локализуется в виде линз и прослоев, либо равно-

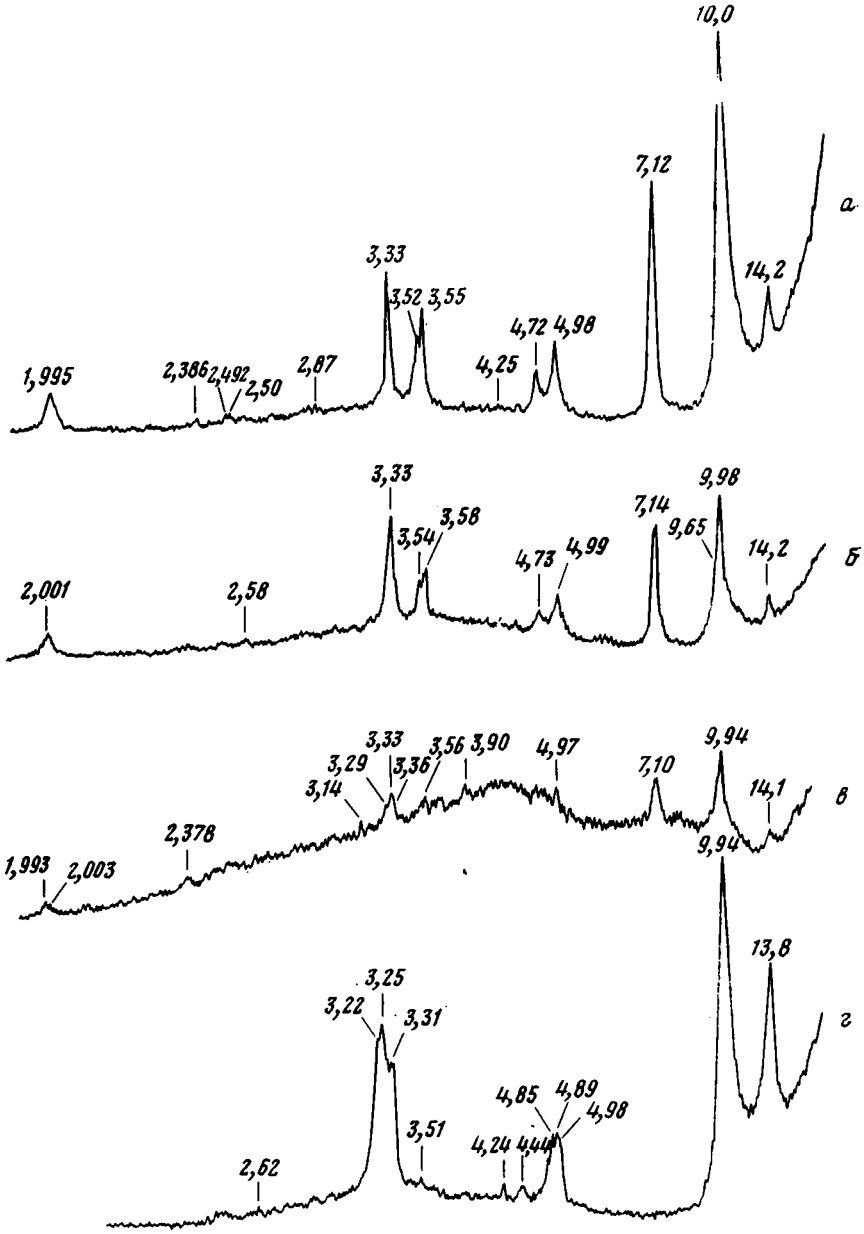
мерно распределяется по разрезу. Он представлен кварцем, полевыми шпатами, роговиками и чешуйками мусковита. Нередко аргиллиты и алевролиты образуют микрослоистое чередование. В средней части южномангышлакской серии, в частности в скв. Южный Жетыбай-4, на глубине 3210—3215 м (см. фиг. 2, обр. 15) присутствует устойчивый по площади горизонт тонкоотмученных черных жирных (битуминозных) аргиллитов, пиритизированных и содержащих скопления кальцита до 2 мм в поперечнике и ромбовидных кристаллов анкерита, размером до 0,05 мм. В верхах среднетриасовой части разреза, как, например, в скв. Темирбаба-1 на глубинах 2871—2876 и 3065—3085 м (см. фиг. 2, обр. 9а и 10), залегают серые карбонатизированные аргиллиты, содержащие до 10% среднеокатанных обломков кварца и роговиков. В аргиллитах обычно присутствует пирокластический материал.

Известняки и доломиты — мелкозернистые массивные, иногда черные микрослоистые комковатые битуминозные. Детритусовые и особенно оолитовые известняки мелководного типа преобладают в основании разреза на северо-западе прогиба. В среднетриасовой части разреза возрастает роль доломитов, что связано с засолонением последовательно ритмично сокращавшегося (см. фиг. 1) триасового бассейна [2].

Особый интерес представляет присутствие в разрезе триасовой толщи прослоев туфов кислого и иногда среднего состава, впервые установленных в скв. Жага-2 [3]. Они широко распространены в отложениях южномангышлакской серии, хотя отмечены также и в индско-нижнеоленекской красноцветной формации. Туфы представлены пепловыми, преимущественно витрокристаллокластическими разностями и обычно содержат терригенные обломки, с увеличением количества которых переходят в туффиты. В разрезе присутствуют, кроме того, туфопесчаники и туфоаргиллиты. При этом пирокластические обломки нередко имеют иной размер, чем собственно терригенный материал. Пирокластический материал содержится также в глинистых и нередко даже в карбонатных породах. Кислые разности указанного материала представлены кварц-полевошпатовой фельзитовой массой со стекловатыми частицами размером 0,1—1 мм рогульчатой и серповидной форм. Стекло иногда замещено карбонатом, в частности в скв. Жетыбай-25 на глубине 2784—2786 м (см. фиг. 2, обр. 6). В составе пирокластического материала присутствуют также хорошо ограненные или остроугольные кристаллокласты кварца и кислых плагиоклазов. В целом пирокластический материал в той или иной степени присутствует в породах южномангышлакской серии повсеместно, однако как число прослоев в разрезе, так и содержание его неодинаково. Наибольшее распространение его по площади приурочено к южному борту, а по разрезу — к верхней (среднетриасовой) части южномангышлакской серии.

Глинистые минералы. Для выяснения генезиса и степени постседиментационного преобразования глинистых минералов в триасовых и вмещающих их отложениях проведено рентгендифрактометрическое, электронографическое и химическое исследования фракции мельче 0,001 мм [4—6, 10, 11].

Из дотриасовой терригенной формации (см. фиг. 1, обр. 16) изучены черные аргиллиты, состоящие на 60—70% из углистого, насыщенного пиритом, глинистого вещества, а также обломков алевритовой размерности. Породы очень плотные, с углистыми и графитизированными выделениями на многочисленных зеркалах скольжения, разбиты трещинами, заполненными кальцитом, содержат также окварцованные участки. Судя по дифрактометрической кривой (фиг. 3), в аргиллитах (скв. Жетыбай-25, глубина 4343—4347 м, обр. 16) преобладает гидрослюда (серия рефлексов, кратных 10 Å, представленная, по данным электронографии, смесью политипных модификаций 1M и $2M_1$, а также смешанной фазой, содержащей около 25% разбухающих пакетов. На дифрактограммах исходного (см. фиг. 3, *а*) и насыщенных органическими наполнителями препаратов (см. фиг. 3, *б*, *в*) присутствует также серия рефлексов от 14,2 Å (14,1—14,2; 7,10—7,14; 4,72—4,74; 3,52—3,54 Å), что



Фиг. 3. Дифрактометрические кривые фракции <0,001 мм черного алевритистого аргиллита (скв. Жетыбай-25, глубина 4343—4347 м, обр. 16)
а — исходный образец; *б* — насыщенный этиленгликолем; *в* — насыщенный глицерином; *г* — прокаленный при 600° С

свидетельствует о присутствии хлорита, который, по данным электронографии, относится к триоктаэдрическому типу (b=9,25 Å). Присутствие хлорита подчеркивается (таблица) повышенным содержанием FeO и MgO.

В красноцветной нижнетриасовой формации резко возрастает — до 35% содержание разбухающих пакетов, при этом вверх по ее разрезу содержание гидрослюды 1М увеличивается, а $2M_1$ снижается (см. фиг. 2, обр. 18 и 12; таблицу).

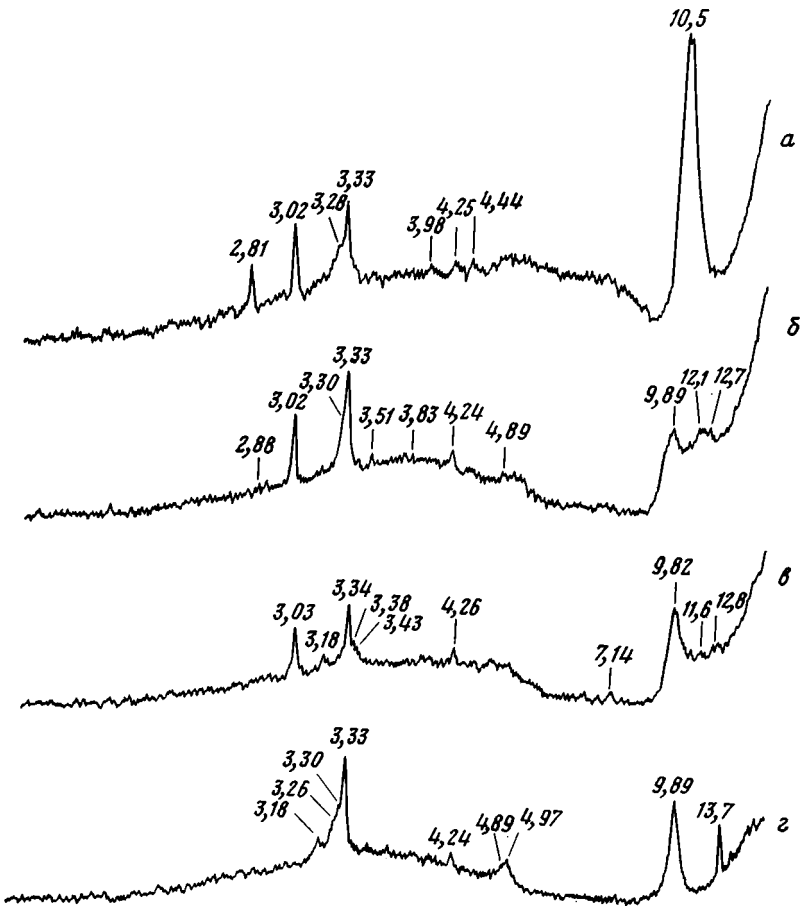
Сероцветная формация (южномангышлакская серия) нижнего — среднего триаса насыщена пирокластическим материалом, определившим повышенное содержание разбухающих пакетов в структуре смеша-

Химический состав фракции <0,001 мм* палеозойских

Номер образца	Площадь скважины	Глубина, м	Возраст	Литологическая характеристика пород	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
19	Узень	2100—2103	J	Аргиллит серый	48,57	0,75	30,17	0,98
10	Темирбаба-1	3065—3085	T_2	Аргиллит серый известковистый	62,02	0,41	13,08	56,2
4б	Северная Ракушечная-9	3679—3683	T_1ol	То же	56,49	0,51	23,88	0,68
18	Темирбаба-1	4267—4275	T_1ind	Алевролит красноцветный	49,75	0,59	27,51	4,01
16	Жетыбай-25	4343—4347	Pz	Аргиллит серый алевритистый	48,95	0,66	27,59	0,55

* При выделении фракции образцы обработаны 2%-ным раствором HCl без нагрева.

нослойной фазы. При этом полностью исчезает гидрослюда $2M_1$ и еще более снижается содержание хлорита. Так, в витрокристаллокластических туфах кислого состава из низов южномангышлакской серии (скв. Ракушечная-9, глубина 3679—3683 м, обр. 45) по характеру дифрактограмм (фиг. 4) исходных и обработанных образцов установлен рост (до 40%) содержания смешанослойной фазы в структуре разбухающих пакетов, сопровождающийся ростом содержания SiO_2 (см. таблицу).



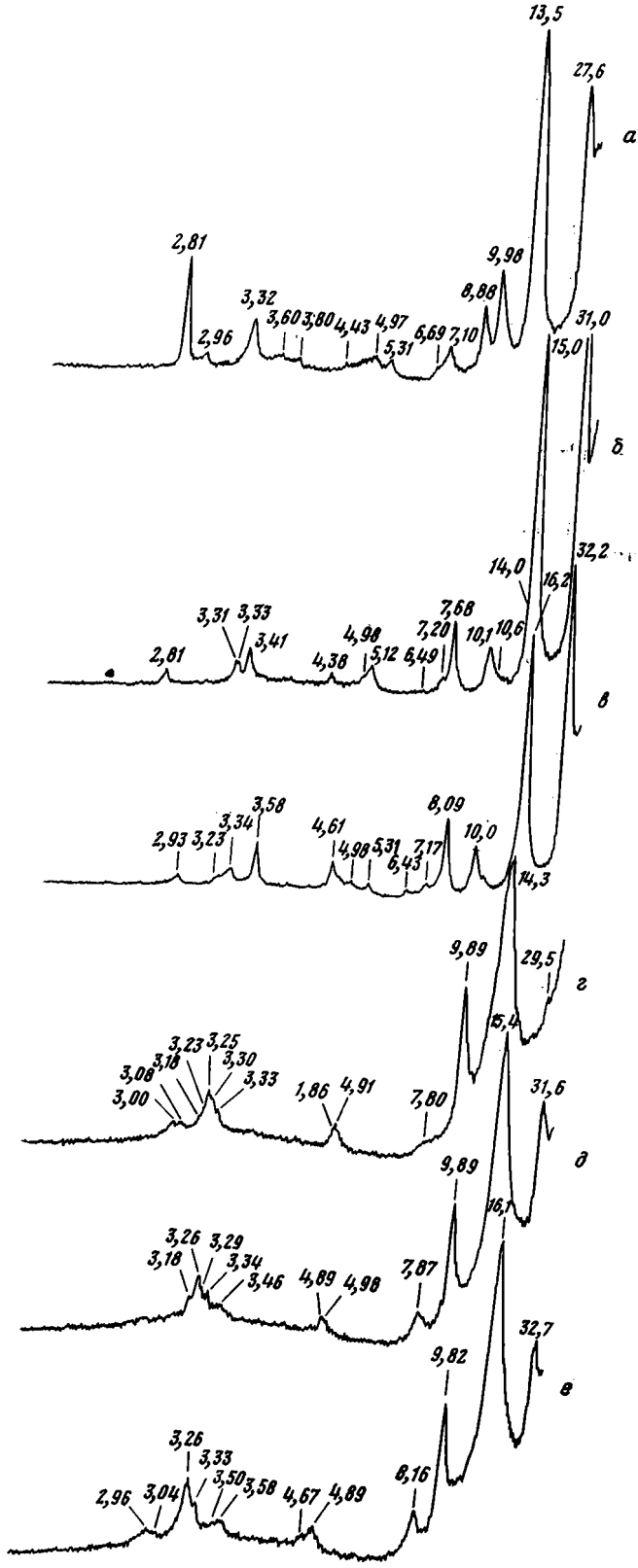
Фиг. 4. Дифрактометрические кривые фракции <0,001 мм серого витрокристаллокластического кальцитизированного туфа (скв. Северная Ракушечная-9, глубина 3679—3683 м, обр. 4б). Условные обозначения см. на фиг. 3

Содержание, %													
FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	F	H_2O^-	H_2O^+	П.п.п.	Сумма	Поправка на F	Сумма
1,80	0,03	Не обн.	2,19	0,41	5,48	0,09	0,08	1,00	8,01	0,78	100,34	0,03	100,31
1,37	0,03	»	6,24	1,13	3,70	0,05	0,20	1,00	7,72	0,71	100,31	0,08	100,23
0,42	0,01	0,27	2,02	0,29	6,09	0,05	0,32	2,29	5,91	0,77	100,00	0,13	99,87
0,87	0,02	0,10	1,75	0,34	6,50	0,05	0,13	1,76	6,61	Не обн.	99,99	0,05	99,94
3,14	0,04	0,07	2,07	0,67	5,98	0,07	0,09	0,56	7,47	1,75	99,66	0,04	99,62

В поровом пространстве наиболее грубозернистых туфов происходило, кроме того, аутигенное образование слюдоподобных фаз с удлиненной формой частиц. При этом на поздних подстадиях среднего катагенеза вначале возникала смешанослойная фаза, которая на ранних подстадиях позднего катагенеза трансформировалась в удлиненно-пластинчатую гидрослюду.

В отложениях среднего триаса наблюдается наиболее резкое изменение ассоциаций глинистых минералов (см. фиг. 2, обр. 9а и 10). Так, серые карбонатизированные аргиллиты (фиг. 5) низов среднетриасовой толщи (скв. Темирбаба-1, глубина 3065—3085 м) характеризуются серией рефлексов, кратных 29,6 Å (см. фиг. 5, *а*). После насыщения образца этиленгликолем (см. фиг. 5, *б*) и глицерином (см. фиг. 5, *в*) возникают серии отражений, соответственно от 31,1 и 32,0 Å, а при прокаливании до 600° С значение основного межплоскостного расстояния уменьшается примерно до 24 Å (см. фиг. 5, *г*). Это характерно для смешанослойной фазы, близкой к упорядоченному типу, т. е. содержащей по 50% разбухающих и неразбухающих пакетов, чередующихся по закону АБАБ [4, 5]. При этом в связи с разбуханием *Mg*-насыщенной формы смешанослойного образования не только с этиленгликолем (см. фиг. 5, *д*), но и с глицерином (см. фиг. 5, *е*) лабильные пакеты в ней характеризуются монтмориллонитовой природой [11]. Судя по значению параметра *b* (обр. 10) и полному разложению смешанослойной фазы при обработке теплой HCl в ее структуре чередуются 14- и 15,4-ангстремовые пакеты триоктаэдрических разновидностей хлорита и магнезиального монтмориллонита. В самой верхней части южномангышлакской серии описанная ассоциация глинистых минералов сохраняется (обр. 9), хотя содержание хлорит-монтмориллонита снижается, причем в его структуре, судя по уменьшению значений межплоскостных расстояний после насыщения органическими наполнителями, увеличивается содержание хлоритовых пакетов, которые сохраняют тенденцию к упорядоченному чередованию их с монтмориллонитовыми. Эти изменения состава глинистых минералов обусловили резкое обогащение их MgO и Na_2O и снижение содержания K_2O и Al_2O_3 (см. таблицу).

Для сравнения с триасовыми отложениями из перекрывающих их нижнесреднеюрских терригенных пород (см. фиг. 2, обр. 19) исследованы серые алевритистые тонкослоистые аргиллиты с обуглившимися растительными остатками длиной до 2 см. Они наполовину сложены однородным глинистым веществом, слабо интерферирующим в сероватых тонах. Около четверти породы составляют мелкие (не более 0,02 мм) ромбовидные кристаллы железистого карбоната и не менее четверти мелко- и среднеалевритовые обломки кварца, роговиков и полевых шпатов, нередко в виде таблитчатых и призматических кристаллов, а также чешуйки мусковита. В этих породах снова появляется, как в дотриасовых отложениях, в основном гидрослюда $2M_1$ (см. таблицу, обр. 19), ассоциирующая с монтмориллонит-гидрослюдистой смешанослойной фазой


13,5
27,6
а
2,81
9,98
8,88
3,32
3,60
3,80
4,43
4,97
5,31
6,69
7,10
2,96
31,0
15,0
б
32,2
14,0
16,2
3,31
3,33
3,41
7,68
7,20
10,1
10,6
4,98
5,12
6,49
4,38
2,81
в
3,58
8,09
2,93
3,23
3,34
4,61
4,98
5,31
7,17
6,43
10,0
14,3
9,89
29,5
г
15,4
3,23
3,25
3,18
3,30
3,06
3,33
1,86
4,91
7,80
3,00
31,6
д
9,89
16,1
3,26
3,29
3,18
3,34
3,46
4,89
4,98
7,87
32,7
9,82
е
3,26
3,33
3,50
3,58
8,16
2,96
3,04
4,67
4,89

с пониженным по сравнению с породами из южномангышлакской серии содержанием лабильных пакетов (до 30%), что отразилось (таблица) на повышении содержания K_2O и Al_2O_3 и соответственно снижении содержания SiO_2. Кроме того, здесь содержание хлорита больше, чем в триасовых, но меньше, чем в дотриасовых отложениях. Хлорит характеризуется более высокой окристаллизованностью, так как не наблюдается сжатия его кристаллической решетки после прокаливания образца при 600° С.

* * *

Триасовые отложения Южного Мангышлака образуют нефтегазоносный этаж, подстилающий юрский и меловой продуктивные этажи этой весьма перспективной для поисков новых месторождений нефти и газа провинции. Высокая битуминозность их позволила подтвердить сделанное ранее Б. Ф. Дьяковым предположение о существовании доюрского этажа нефтегазоносности, а в 1960 г. из них (скв. Узень-113) были получены первые притоки углеводородов.

Тем не менее в проблеме нефтегазоносности триасовых отложений Южного Мангышлака остается довольно много неясного. Это относится в первую очередь к противоречию между невысокими емкостными свойствами триасовых пород и, несмотря на это, промышленными притоками углеводородов из многих частей их разреза. Как уже отмечено выше, в южномангышлакской серии гранулярных коллекторов-песчаников практически нет, а алевролиты относятся к сильноглинистым разностям. Открытая пористость триасовых пород, полученная на образцах в лабораторных условиях, обычно не превышает 3—5%, однако пористость, замеренная по промыслово-геофизическим данным непосредственно в скважинах, достигает 15%. Поэтому зоны повышенной пористости и проницаемости тяготеют не столько к определенным типам пород в разрезе тех или иных стратиграфических горизонтов, сколько к зонам нарушений, что свидетельствует о трещинном характере коллекторов.

Изучение глинистых минералов позволило уточнить ряд особенностей состава и строения рассматриваемых отложений. Верхняя сероцветная формация (южномангышлакская серия) по природе глинистых минералов отличается как от подстилающих, так и от перекрывающих ее пород и связана с преобразованием вулканогенного материала. Если оленекские отложения относятся к нижней трансгрессивной части цикла осадконакопления и для них характерно присутствие диоктаэдрических монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований, то среднетриасовые породы представляют верхнюю регрессивную часть цикла, которой свойственны триоктаэдрические хлорит-монтмориллонитовые смешанослойные образования.

Различия кристаллохимических свойств смешанослойных образований в разрезе триасовых отложений обусловливают и различия функциональных свойств содержащих их пород. Присутствие в среднетриасовых отложениях глинистых прослоев с устойчивыми в зоне позднего катагенеза триоктаэдрическими хлорит-монтмориллонитовыми смешанослойными образованиями определяет значительное повышение в зонах локализации этих прослоев флюидоупорных свойств терригенных пород-покрышек, что может способствовать накоплению и сохранению под ними углеводородов. Интенсивное на стадиях диагенеза — раннего катагенеза в оленекских породах замещение вулканического стекла монтмориллонитом, а на стадиях среднего и особенно позднего катагенеза — аутигенное минералообразование в порах пород привели к почти полной потере фильтрационных свойств и сохранению в них углеводородов в рассеянном состоянии. По мере погружения, особенно в осевой части

Фиг. 5. Дифрактометрические кривые фракции <0,001 мм серых карбонатизированных аргиллитов (скв. Темирбаба-1, глубина 3065—3085 м, обр. 10). Условные обозначения *а—г* см. фиг. 3; *д* — насыщенный этиленгликолем обр. *г*; *е* — обр. *г*, насыщенный глицерином

прогиба, и дальнейшего развития катагенетических процессов разбухающие минералы диоктаэдрического типа преобразуются в гидрослюду, в результате чего породы теряют пластичность и поэтому, растрескиваясь, могут образовывать стабильные коллекторы трещинного типа. В связи с этим в первоначально однородной непроницаемой глинистой толще, возможно, могут выделяться горизонты трещинных проницаемых коллекторов, содержавших первоначально неразбухающие диоктаэдрические минералы слюдоподобного типа, и флюидоупоры, обогащенные триоктаэдрическими смешанослойными образованиями. Одновременно с преобразованием глинистых пород [11] протекает катагенез органического вещества с образованием углеводородов и выжиманием их в коллекторы. Отсюда следует, что в глубоко погруженных, но пока еще неразбуренных частях Южно-Мангышлакской впадины благодаря разнонаправленному развитию катагенетических процессов можно ожидать условий как для концентрации углеводородов в трещинных коллекторах, так и для сохранения залежей перекрывающими их флюидоупорами.

Таким образом, согласно нашим представлениям, открытие на Южном Мангышлаке в триасовых отложениях нескольких месторождений, приуроченных к бортовым частям прогиба, отражает лишь начальный этап освоения триасового продуктивного комплекса. По мере углубления поисковых скважин роль триасового комплекса как промышленного источника углеводородов будет возрастать.

В связи с этим важнейшей проблемой освоения рассмотренных отложений является проблема изучения и поисков в них трещинных коллекторов, которые, как показывает анализ линеаментов п-ова Бузачи, приурочены к разломам северо-северо-восточного простирания, четко прослеживающимся на космических снимках. Это создаст реальную возможность для более быстрого освоения триасового комплекса, который в ряде регионов мира содержит гигантские скопления углеводородов.

Литература

1. *Гаврилов В. П., Мильничук В. С., Руднев А. Н.* Изучение особенностей геологического строения и развития локальных поднятий Южного Мангышлака и Устюрта с помощью математических методов.— Тр. МИНХ и ГП, 1979, вып. 149, с. 54—104.
2. *Князев В. С., Флоренский П. В.* О цикличном развитии Мангышлака, Устюрта и соседних районов в пермское и триасовое время.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, т. 43, вып. 3, с. 16—31.
3. *Князев В. С., Флоренский П. В.* Промежуточный комплекс Туранской плиты.— В кн.: Фундамент и основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью. М.: Недра, 1970, с. 74—121.
4. *Коссовская А. Г., Дриц В. А.* Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 60—69.
5. *Коссовская А. Г., Соколова Т. Н., Дриц В. А., Сахаров Б. А.* Парагенезисы и история формирования глинистых минералов в бассейнах начальной стадии эвапоритовой седиментации.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 278—296.
6. *Котельников Д. Д., Борисовский С. Е., Солодкова Н. А.* Последовательность генерации аутигенного глинистого цемента в древних песчано-алевритовых породах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, с. 121—137.
7. *Летавин А. И.* Тафрогенный комплекс молодой платформы юга СССР. М.: Наука, 1978. 128 с.
8. *Мокринский В. В.* Развитие процесса формирования структурных форм и накопление угленосных осадков Мангышлака.— В кн.: Памяти акад. П. И. Степанова. Л.: Изд-во АН СССР, 1952, с. 396—424.
9. *Муравьев В. И.* Граувакки меденосной формации Мангышлака.— Тр. ГИН АН СССР, 1972, вып. 238, с. 285—322.
10. *Работнов В. Т., Котельников Д. Д.* Особенности минералогического состава и условия накопления терригенных отложений рифея Омолонского массива.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1980, № 2, с. 35—42.
11. *Саркисян С. Г., Котельников Д. Д.* Глинистые минералы и проблемы нефтегазоносной геологии. М.: Недра, 1980. 232 с.
12. *Флоренский П. В., Савельева Л. И., Богачева М. И. и др.* О едином триасовом бассейне Мангышлака и Восточного Предкавказья.— Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 6, с. 1401—1404.

МИНХ и ГП
Москва

Поступила в редакцию
1.VI.1983

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 3, 1984

УДК 550.4 : 551.46

ИЗУЧЕНИЕ ПОГЛОЩЕНИЯ МЕТАЛЛОВ ИЗ ОКЕАНСКОЙ ВОДЫ ОСАДКАМИ МЕТОДОМ МЕЧЕНЫХ АТОМОВ

ТИХОМИРОВ В. Н.

С помощью меченых атомов экспериментально изучено сорбционное поглощение Mn, Co, Ce, Zr и Nb терригенным глинистым илом и красной глубоководной глиной, до и после обработки этих донных осадков последовательно реактивом Честера и хлорированным спиртом. С целью косвенного изучения сорбционной способности неорганических и органических форм исследуемых металлов в качестве жидкой фазы была использована облученная ультрафиолетовыми лучами и необлученная океанская вода с мечеными атомами.

В общем процессе накопления металлов в донных отложениях морей и океанов важным звеном является их сорбционное поглощение из воды. Известно, что отдельные элементы могут извлекаться из океанской воды в результате сорбции некоторыми типами донных осадков селективно и необратимо [5, 12].

К настоящему времени накоплен значительный материал по экспериментальному изучению сорбционного поглощения различных микроэлементов и радионуклидов из океанской воды донными осадками [1, 5, 6, 12, 16]. В этих исследованиях, выполненных, как правило, с помощью меченых атомов, установление равновесности форм вводимых радиоизотопов с их стабильными аналогами достигалось главным образом за счет длительного выдерживания меченых атомов в океанской воде. Это вызвано тем, что химическое равновесие в жидкой фазе (реакции гидролиза, комплексо-, коллоидообразование и т. д.) может устанавливаться не мгновенно, а с некоторой конечной скоростью, на что неоднократно обращалось внимание во многих работах [5, 6, 10, 11]. При этом не учитывался биологический фактор, хотя известно, что многие радиоизотопы, так же как и соответствующие им стабильные элементы океанской воды могут вовлекаться в биологические циклы гидробионтов [6, 7, 9, 13, 14, 19, 20]. В данном случае радиоактивными изотопами повторяется естественный процесс, идущий в океане со стабильными элементами. После того как радиоизотопы поглощаются живыми организмами и затем снова поступают в океанскую воду с их метаболитами или в результате отмирания и разложения гидробионтов, можно говорить не только о достижении физико-химического, но и биохимического равновесия, тогда состояние радиоактивной метки в океане будет действительно эквивалентно формам существования соответствующего нерадиоактивного аналога, прошедшего тот же путь биоусвоения и выведения из океанических организмов. Это было проверено, например, с радиоизотопами ^{54}Mn и ^{99}Tc [14].

Цель настоящей работы — экспериментальное моделирование с помощью меченых атомов сорбционного поглощения из океанской воды Mn, Co, Ce, Zr и Nb, существенно отличающимися типами донных осадков и их глинистыми компонентами; косвенная оценка способности к сорбционному поглощению неорганических и органических форм данных металлов.

Работа была выполнена в 25-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» в Индийском океане. В качестве жидкой фазы для сорбционных экспериментов была использована океанская вода с мечеными атомами изучаемых металлов, после поглощения и выхода их из планктонных организмов, составляющих основу биомассы океана. Для получения таких рас-

творов в точке океана с координатами 7°15′6 ю. ш. и 79°59′9 в. д. был проведен тотальный отлов планктона (природное сообщество, август) с горизонта 0—300 м сетью Джеди (газ № 38). Планктон поместили в 20-литровую бутыль с поверхностной водой, отобранной в том же месте океана (pH 7,95). При этом часть травмированных и отмерших микроорганизмов опустилась на дно бутыли, после чего воду с оставшимся живым планктоном отделили от детрита декантацией в другую 20-литровую бутыль. Далее в трех пробах воды после фильтрации через предварительно взвешенные мембранные фильтры (размер пор 0,45 мкм) и последующего взвешивания фильтров с задержанным на них планктоном определили его среднюю объемную концентрацию, которая составила 0,05 г/л (на сырой вес). Воду с планктоном разлили в пять склянок, в каждую из которых добавили один из радиоактивных изотопов, использованных в качестве меченых атомов: ^{54}Mn, ^{57}Co, ^{144}Ce, ^{95}Zr, ^{95}Nb. Перед введением в контакт с планктоном исходные растворы радиоактивных изотопов (^{54}Mn, ^{57}Co и ^{144}Ce — растворы хлористых солей, ^{95}Zr и ^{95}Nb — щавелевокислых) разбавили в 10 мл предварительно отфильтрованной через фильтр с диаметром пор 0,45 мкм океанской воды и выдерживали в течение 3 недель. Такое предварительное выдерживание радиоизотопов в отфильтрованной океанской воде было необходимо и достаточно для достижения равновесности физико-химических форм меченых атомов и их стабильных аналогов [5, 6, 10, 12].

Концентрации меченых атомов в воде с планктоном не превышали 10^{-9} М и были близки к содержанию соответствующих стабильных элементов в океанской воде [4].

Склянки, содержащие океанскую воду с планктоном и мечеными атомами, экспонировали открытыми для доступа воздуха, на свету, в термостате с проточной океанской водой, установленном на борту судна. Температура воды была 26—28° С. В таких условиях жизнедеятельность планктонных организмов и вместе с тем процесс поглощения — выведения ими радиоактивных изотопов продолжался 4 сут, через каждые сутки из склянок отбирали пробы жидкой фазы, которые после отделения планктона на фильтрах 0,45 мкм подвергали радиометрическим измерениям. Одновременно проводили измерения радиоактивности планктона на фильтрах. По результатам этих измерений контролировали процесс поглощения — выведения радиоизотопов планктонными организмами[1]. Через 4 сут весь планктон отделили на фильтрах 0,45 мкм и получили растворы океанской воды с мечеными атомами, находящимися в них, по-видимому, не только в физико-химическом, но и в биохимическом равновесии со своими стабильными аналогами.

Приготовленные таким способом растворы океанской воды с мечеными атомами для сорбционных экспериментов разделили пополам. С целью косвенного изучения сорбционной способности неорганических и органических форм исследуемых металлов часть этих растворов была подвергнута ультрафиолетовому облучению лампой ПРК-4 (мощность 700 Вт) в кварцевых пробирках в течение 2 ч на расстоянии 10 см от источника. Другая часть растворов оставалась необлученной. Предполагалось, что растворенные органические формы радиоизотопов, образовавшиеся в процессе поглощения — выведения их планктонными организмами, под действием УФ-облучения должны в какой-либо мере разлагаться [8, 21]. Тогда возможные различия в сорбционном поведении меченых атомов в облученной и необлученной океанской воде можно будет отнести за счет неодинаковой сорбционной способности неорганических и органических форм изучаемых металлов.

Экспериментальное изучение сорбционного поглощения металлов из облученной и необлученной океанской воды с помощью меченых атомов

[1] В задачи работы не входило изучение этого процесса, а важен был лишь факт прохождения радиоизотопами биологического цикла с микроорганизмами, поэтому данные по поглощению и выходу элементов из планктонных организмов в статье не приведены. Подробное описание подобных наблюдений за поглощением и выходом радиоактивных изотопов из планктонных организмов имеется, например, в работах [6, 7, 14].

Таблица 1

Характеристика осадка *

Тип осадка (место отбора)	Содержание глинистой фракции, %	Содержание Fe, %		Содержание Mn, %	
		валовое	гидроокисное	валовое	гидроокисное
Красная глубоководная глина (20°36′ ю. ш., 79°58′ в. д.)	80	4,25	2,01	1,53	1,47
Терригенный глинистый ил (2°36′3 с. ш., 80°10′8 в. д.)	70	4,5	2,41	0,24	0,17

* Материал для исследований и данные, приведенные в таблице, заимствованы у Лукашина В. Н.

было проведено с двумя типами донных осадков, отобранных дночерпателем с глубины 0—5 см: красной глубоководной глиной и терригенным поверхностным окисленным илом (табл. 1).

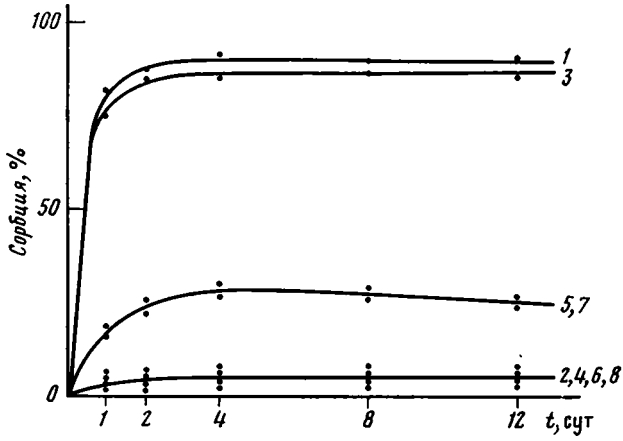
Кроме того, с целью сравнения поглотительных свойств терригенных глинистых матриц и гидрогенных компонентов этих донных отложений в качестве сорбентов были использованы валовые осадки и осадки после обработки их последовательно реактивом Честера и хлорированным спиртом. Такая обработка должна была привести к освобождению валовых осадков от комплекса сорбированных металлов и от аморфных и раскристаллизованных гидроокислов железа и марганца. В последнем случае сорбенты представляли собой фактически только глинистые компоненты донных отложений [2, 17].

Сорбционные эксперименты проводили в стеклянных колбах объемом 50 мл[3]. Во избежание сорбции радиоизотопов на стекле вся посуда перед проведением опытов была насыщена «активностью» [5, 6, 11] соответственно из облученных и необлученных растворов океанской воды с равновесными формами меченых атомов[2]. Только после этого в колбы вносили сорбенты и фиксировали время начала сорбционных экспериментов. Отношение твердой и жидкой фазы во всех опытах составляло 0,05 г: 50 мл. Сорбция осуществлялась в статических условиях, при t 22—24° С. Для каждого сорбента и раствора с радиоизотопом в облученной и необлученной океанской воде ставили по три параллельных опыта. Параметры сорбции металлов определяли по убыли удельной радиоактивности жидкой фазы во времени. Изотермы кинетики сорбции меченых атомов донными осадками и их глинистыми компонентами из необлученной и облученной океанской воды изображены на фиг. 1—5. В табл. 2 приведены средние значения сорбции и отклонения этих значений при достижении равновесного распределения меченых атомов между твердыми и жидкими фазами.

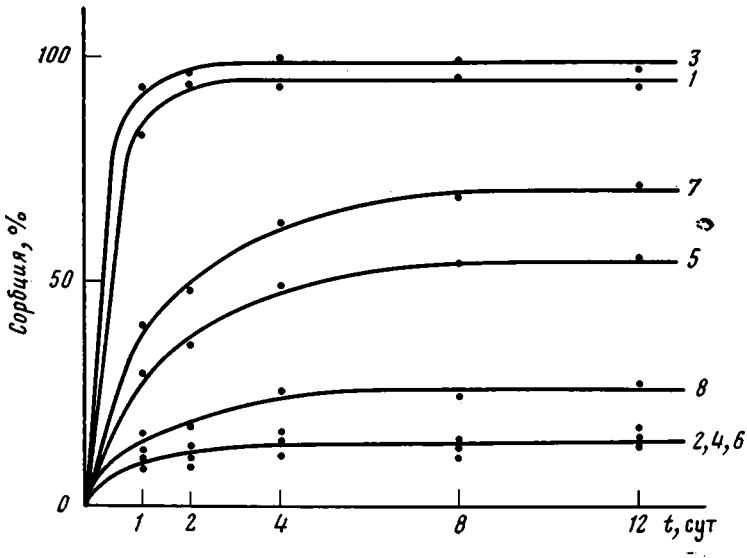
Результаты экспериментов, приведенные на фиг. 1—5 и в табл. 2, показывают, что изучаемые металлы поглощались из океанской воды красной глубоководной глиной и терригенным глинистым илом далеко не одинаково. Сорбция металлов валовыми донными осадками и их глинистыми компонентами также значительно отличалась. Наблюдались и некоторые различия в сорбционном поведении металлов в облученной и необлученной океанской воде.

По кривым кинетики сорбции, изображенным на приведенных фигурах, можно видеть, что сорбционное равновесие Mn и Co (см. фиг. 1 и 2) с красной глиной в облученной и необлученной океанской воде наступало через 2 сут. Равновесное распределение Mn с терригенным илом устанавливалось лишь через 4 сут, а Co еще медленнее, через 8 сут после начала проведения сорбционных опытов. С глинистыми компонентами донных осадков сорбционное равновесие этих металлов достигалось, как правило, уже через 1—2 сут. Сравнительно быстро (через 1—2 сут) уста-

[2] Дополнительный контроль за сорбцией радиоизотопов на стенках стеклянных колб, которая после насыщения их «активностью» оказалась незначительной, осуществлялся в холостых опытах.



Фиг. 1. Изотермы кинетики сорбции Mn
1 — валовой красной глиной из необлученной воды; *2* — глинистым компонентом красной глины из необлученной воды; *3* — валовой красной глиной из облученной воды; *4* — глинистым компонентом красной глины из облученной воды; *5* — валовым терригенным осадком из необлученной воды; *6* — глинистым компонентом терригенного осадка из необлученной воды; *7* — валовым терригенным осадком из облученной воды; *8* — глинистым компонентом терригенного осадка из облученной воды

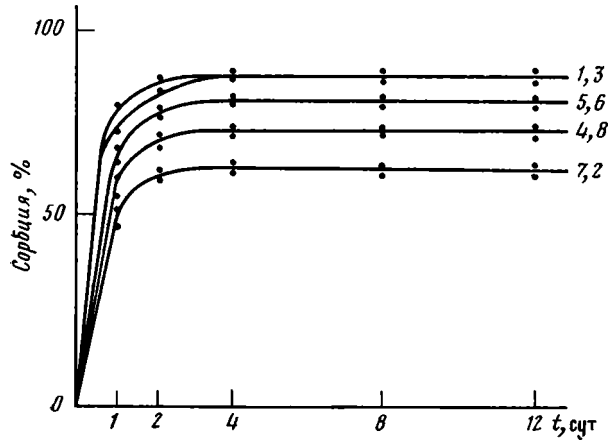


Фиг. 2. Изотермы кинетики сорбции Co. Условные обозначения см. фиг. 1

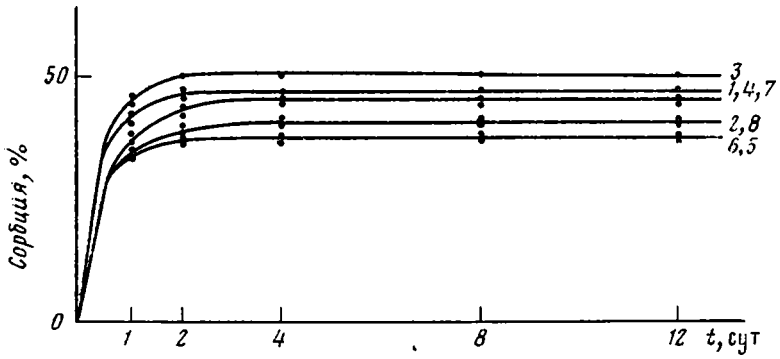
навливалось также равновесное распределение Ce, Zr и Nb (см. фиг. 3, 4, 5 соответственно) со всеми используемыми сорбентами — с валовыми осадками и с их глинистыми компонентами.

Сравнивая равновесные значения сорбции металлов донными осадками и их глинистыми компонентами из океанской воды (см. табл. 2), нетрудно заметить, что наиболее эффективным поглотителем Mn явилась красная глубоководная глина, которая в условиях опыта извлекала из воды ~88% радиоизотопов ^{54}Mn. На терригенном иле Mn сорбировался значительно слабее (~28%). После обработки выщелачивающими реагентами, оба осадка практически теряли поглотительные свойства по отношению к Mn.

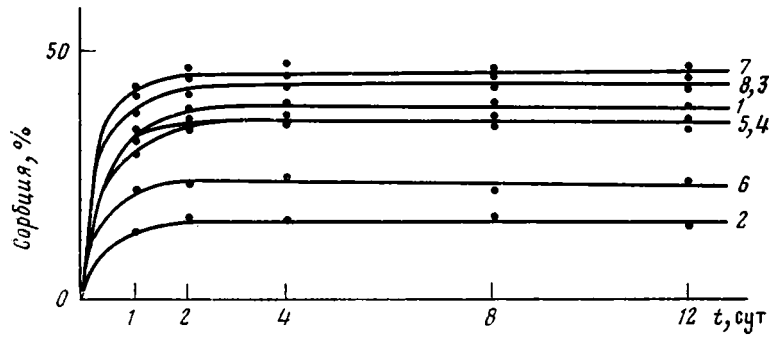
Кобальт почти полностью (~92—98%) сорбировался красной глиной. Терригенный осадок и для Co был гораздо менее эффективным поглотителем. Сорбция Co на этом осадке составляла приблизительно 54%.



Фиг. 3. Изотермы кинетики сорбции Ce. Условные обозначения см. фиг. 1



Фиг. 4. Изотермы кинетики сорбции Zr. Условные обозначения см. фиг. 1



Фиг. 5. Изотермы кинетики сорбции Nb. Условные обозначения см. фиг. 1

Глинистые компоненты, оставшиеся после вытяжек из осадков гидроокислов Fe и Mn, по отношению к Co также существенно уступали в сорбционной способности валовым осадкам и поглощали из воды лишь ~15% меченых атомов кобальта.

Разница в сорбционном поглощении Ce красной глиной и терригенным илом была не столь значительной, как при поглощении Mn и Co. Красная глина адсорбировала ~86%, а терригенный осадок ~72% радиоактивного изотопа ^{144}Ce. Сорбция Ce на глинистом компоненте красной глины (~60%) была, так же как и в опытах с Mn и Co, ниже, чем на валовом осадке. Тем не менее эта разница была не так велика, как при сорбции Mn и Co, а поглощение Ce валовым терригенным илом и его глинистым компонентом было почти одинаковым.

Таблица 2

Сорбционное поглощение металлов, %

Тип осадка	Состояние растворов	Состояние осадков	Mn	Co	Ce	Zn	Nb
Красная глина	Необлученный	Вал	88±9	92±9	86±9	46±5	38±4
		После вытяжек	2±0,2	16±2	60±6	42±4	16±2
	Облученный	Вал	88±9	98±10	83±8	50±5	43±4
		После вытяжек	2±0,2	14±1	72±7	48±5	31±3
Терригенный	Необлученный	Вал	28±3	54±5	72±7	40±4	34±3
		После вытяжек	6±0,5	15±1	64±6	38±4	21±2
		Вал	25±3	71±7	80±8	46±5	46±5
		После вытяжек	3±0,3	24±2	79±8	43±4	44±4

Цирконий поглощался донными осадками в результате сорбции из океанской воды менее интенсивно. Количество адсорбированного осадками до и после обработки их выщелачивающими реагентами Zr не превышало 50%. При этом он поглощался всеми сорбентами (валовыми осадками и их глинистыми компонентами) примерно в одинаковых количествах.

Сорбционное поглощение Nb красной глиной и терригенными осадками было тоже сравнительно невелико и практически одинаковым (~38 и 34% соответственно). Сорбция Nb глинистыми компонентами осадков была еще ниже и составляла всего ~16—20%.

На основании полученных экспериментальных результатов можно сделать следующие выводы. Красная глубоководная глина явилась наилучшим сорбентом для всех исследованных металлов, особенно для Mn и Co, которые поглощались этим осадком из океанской воды в условиях опыта практически полностью. Терригенным илом Mn и Co сорбировались значительно слабее. Разница в сорбционном поглощении красной глиной и терригенным осадком Ce, Zr и Nb была незначительной. По мере увеличения способности к сорбционному поглощению валовыми донными осадками изученные металлы можно расположить в следующие ряды:

1) поглощение красной глиной: Nb<Zr<Ce<Mn<Co; 2) поглощение терригенным илом: Mn<Nb<Zr<Co<Ce.

После обработки валовых донных осадков выщелачивающими реагентами оставшиеся глинистые компоненты осадков практически полностью теряли поглотительные свойства по отношению к Mn и Co. При этом сорбционное поглощение Ce и Nb тоже немного снижалось, но далеко не так резко, как Mn и Co, а поглощение Zr практически не изменялось. В данном случае металлы, расположенные в порядке увеличения сорбционной способности на глинистых компонентах донных осадков, составили другой, фактически одинаковый для красной глины и терригенного ила ряд: Mn<Co≤Nb<Zr<Ce.

Очевидно, что причины различного сорбционного поведения металлов в изученных системах следует искать в различиях составов используемых в опытах сорбентов и состояния (форм нахождения) металлов в жидкой фазе. Высокая сорбционная способность красной глины по отношению к Mn и Co, которые, как известно [6, 15, 18], находятся в океанской воде в основном в подвижных ионных формах, по-видимому, обусловлена сравнительно большим содержанием в этом осадке марганца, особенно в реакционноспособной гидроокисной форме (см. табл. 1). Более низкое, почти на порядок, чем в красной глине, содержание марганца в терригенном иле явилось причиной и значительно меньшего сорбционного поглощения Mn и Co этим осадком. Повышенное по сравнению с красной глиной содержание железа в терригенном осадке могло быть причиной большего поглощения этим осадком Co, чем Mn. Отсутствие марганца и железа в оставшихся глинистых компонентах после обработки валовых осадков последовательно реактивом Честера и хло-

рированным спиртом привело к практически полной потере этими сорбентами сорбционной способности по отношению к Mn и Co. Очевидно, основными сорбирующими Mn и Co компонентами в изученных осадках были гидроокислы Mn и Fe. Более того, содержание Fe в осадках, по-видимому, мало влияло на сорбционное поглощение Mn, т. е. основным компонентом, сорбирующим Mn, была лишь гидроокись этого же элемента, тогда как сорбционное поглощение Co, вероятно, связано с содержанием в осадках гидроокислов и железа, и марганца.

Сравнительно низкое сорбционное поглощение донными осадками Zr и Nb (Ce занимает промежуточное положение) является следствием того, что эти металлы существуют в океанской воде главным образом в малоподвижных «взвешенных», гидролизных формах [3, 6]. Незначительная разница в сорбционной способности красной глины и терригенного ила, а также валовых донных осадков и их глинистых компонент указывает на отсутствие существенной связи сорбционного поглощения Ce, Zr и Nb с содержанием в осадках гидроокислов Mn и Fe. Эти элементы поглощаются из океанской воды в результате сорбции на глинистых компонентах донных осадков и на входящих в их состав гидроокислах Mn и Fe приблизительно одинаково.

При сравнении результатов сорбционного поглощения металлов донными осадками и их глинистыми компонентами из облученной ультрафиолетовыми лучами и необлученной океанской воды можно отметить, что облучение жидкой фазы практически не влияло на сорбцию Mn и Zr. Сорбционное поглощение Co, Ce и Nb из облученной воды было, как правило, несколько выше, чем из необлученной (Co ~ на 17, Ce на 15 и Nb на 23% соответственно). Эти экспериментальные результаты свидетельствуют о том, что органические формы изучаемых металлов, образующиеся в океанской воде в процессе поглощения — выведения их планктонными организмами и разложившиеся под действием УФ-облучения, сравнительно хуже сорбировались донными осадками и их глинистыми компонентами. Вероятно, только после разрушения металлоорганических соединений эта часть элементов получает возможность сорбционного поступления в донные осадки. Однако, как показали эксперименты, удельное содержание таких органических форм в океанской воде было невелико и существенно не влияло на сорбционное поглощение изучаемых металлов донными осадками. Принимая также во внимание, что природные условия в глубинных слоях океанских вод способствуют разрушению органических веществ, обнаруженный в модельных опытах эффект снижения сорбционного поглощения металлов донными осадками из-за присутствия в океанской воде их трудносорбируемых органических форм в реальных условиях океана, по-видимому, не будет оказывать существенного влияния на количество металлов, накапливающееся в донных отложениях океанов в результате сорбционного поглощения из воды.

Литература

1. *Баранова Д.Д., Поликарпов Г. Г.* Сорбция и десорбция различных радионуклидов мелководными грунтами Черного моря.— Океанология, 1968, т. 8, № 3, с. 424—427.
2. *Бутузова Г. Ю., Дворецкая О. А., Степанец М. И.,* Опыт применения хлорированного спирта для удаления свободных окислов и гидроокислов железа из современных осадков Санторинской вулканической зоны.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 4, с. 130—136.
3. *Вдовенко В. М., Колесников А. Г. и др.* Радиоактивность вод Мирового океана и поведение в океане некоторых осколочных элементов.— Атомная энергия, 1971, т. 31, № 4, с. 409—422.
4. *Гордеев В. В., Лисицын А. П.* Микроэлементы.— В кн.: Химия вод океана. М.: Наука, 1979. 337 с.
5. *Громов В. В.* Поглощение элементов группы железа донными осадками Тихого океана.— Океанология, 1976, т. 15, № 1, с. 59—65.
6. *Громов В. В., Спицын В. И.* Искусственные радионуклиды в морской среде. М.: Атомиздат, 1975. 224 с.
7. *Громов В. В., Спицын В. И.* Влияние фитопланктона на физико-химическое состояние ^{239}Pu, ^{106}Ru, ^{99}Tc, ^{60}Co в океанской воде.— Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 2, с. 217—220.

8. *Демина Л. Л.* Формы миграции тяжелых металлов в океане. М.: Наука, 1982. 119 с.
9. *Поликарпов Г. Г.* Радиоэкология морских организмов. М.: Атомиздат, 1964, 245 с.
10. *Скульский И. А., Любимов А. А.* Адсорбция иттрия-91 и цезия-137 из морской воды и водных растворах различного возраста на стекле и фторопласте-4.— Радиохимия, 1971, т. 13, № 2, с. 272—278.
11. *Старик И. Е.* Основы радиохимии. Л.: Наука, 1969. 448 с.
12. *Тихомиров В. Н., Громов В. В. и др.* Изучение закономерностей сорбции марганца из океанской воды донными осадками.— Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 5 с. 1193—1196.
13. *Тихомиров В. Н., Громов В. В., Коннов В. А.* Сорбция абиогенных и биогенных форм марганца и никеля карбонатным осадком Индийского океана.— Океанология, 1979, т. 19, № 4, с. 632—637.
14. *Тихомиров В. Н., Громов В. В. и др.* Роль планктона в поведении ^{99}Tc и ^{54}Mn в океанской воде.— Докл. АН СССР, 1970, т. 194, №2, с. 445—447.
15. *Тихомиров В. Н., Громов В. В.* Изучение состояния ^{99}Tc и ^{54}Mn в дистиллированной и морской воде.— Радиохимия, 1971, т. 13, № 2, с. 316—318.
16. *Щебетковский В. Н., Кузнецов Ю. В.* Поведение ^{137}Cs и ^{144}Ce в сорбционной системе морская вода — осадок.— Радиохимия, 1971, т. 13, № 6, с. 886—890.
17. *Chester R., Huges M. J. A.* Chemical technique for the separation of ferromanganese minerals, carbonate minerals and absorbed trace elements from pelagic sediments.— Chem. Geol., 1967, v. 2, № 3, p. 249—265.
18. *Fukai R., Huynh-Ngoc L.* Studies on the chemical behavior radionuclides in sea-water.— Radioactivityin the sea, 1968, № 22, p. 631—654.
19. *Martin J., Knauer G.* The elemental composition of plankton.— Geochim. et cosmochim, acta, 1973, v. 37, № 7, p. 1639—1653.
20. *Moore C., Boström K.* The elemental composition of lower marine organisms.— Chem. Geol., 1978, v. 23, № 1, p. 1—9.
21. *Williams P. M.* The association of Cu with dissolved organic matter in sea-water.— Limnol. Oceanogr., 1969, v. 14, № 1, p. 156—158.

Институт океанологии АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
22.VI.1983

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 3, 1984

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.311.231/549.521.5(575.4)

ОЛОВОНОСНЫЕ ГИДРООКИСЛЫ ЖЕЛЕЗА В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГРАНИТОВ (ЮЖНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ)

МИХАЙЛОВ Б. М., НИКОЛАЕВ В. А.

Основным типом оловянных руд являются касситеритовые концентраты как эндогенного (рудные месторождения), так и экзогенного (россыпи) происхождения. За последние десятилетия запасы этого традиционного сырья истощились и промышленность вынуждена либо переходить на эксплуатацию бедных рудных месторождений (с содержанием Sn 0,1—0,2%) и россыпей (содержание касситерита 100—200 г/м³), либо добывать олово из других типов пород и руд, обогащенных этим элементом (например, сульфидные и сульфосольные соединения олова, минералы скарноворудного комплекса и др.) [1—4].

В процессе изучения рудоносных кор выветривания и связанных с ними элювиальных россыпей касситерита нами был обнаружен еще один возможный тип оловянных руд — оловоносные гидроокислы железа. Первоначально они были встречены нами в древних вероятно, средневековых) выработках, к северу от пос. Карнаб, расположенного в Зиаэтдин-Зирабулакских горах Южных Кызылкумов.

В соответствии с современными представлениями эти выработки расположены в эндоконтакте крупного Карнабского массива гранитов, по разлому соприкасающегося с карбонатными породами силура — нижнего девона. Вдоль краевой части массива прослеживается довольно широкая зона метасоматически измененных пород, сложенная аплитоидными альбитизированными, часто грейзенизированными гранитами.

В настоящее время практически вся зона интенсивно выветрена на глубину не менее 150 м, сложена каолинитовыми глинами, пронизанными реликтовыми кварцевыми жилками и прожилками и содержащими корочки, желваки и мелкие включения окислов и гидроокислов железа (гематита, гетита, гидрогетита). Гидроокислы железа составляют большую часть (>95%) электромагнитной фракции шлиховых минералов породы (в среднем около 10 кг/м³). Микроскопически среди них выделяются следующие разновидности:

— наиболее широко встречающиеся (60% тяжелой электромагнитной фракции) зерна гетита темно-бурого цвета с буровато-желтыми примазками; блеск стеклянно-смолистый; черта буровато-желтая до желтой; размер до 2 мм; спайность несовершенная; хрупок, раздавливается средне; плотность около 4,3;

— землистые, охристые, тонкозернистые агрегаты лимонита буро-желтого цвета (30% тяжелой электромагнитной фракции); блеск слабый смолистый или жирный; хрупок, излом неправильный либо занозистый; плотность 4; часто образует срастания либо примазки и корочки по гетиту;

— скрытокристаллический гематит темно-красного цвета (не более 10% тяжелой электромагнитной фракции); средний размер угловатых неправильных зерен около 2 мм; блеск металлический, сильный; черта ярко-красная; хрупок, раздавливается с трудом; часто по зернам гематита развиты гематит-лимонитовые образования;

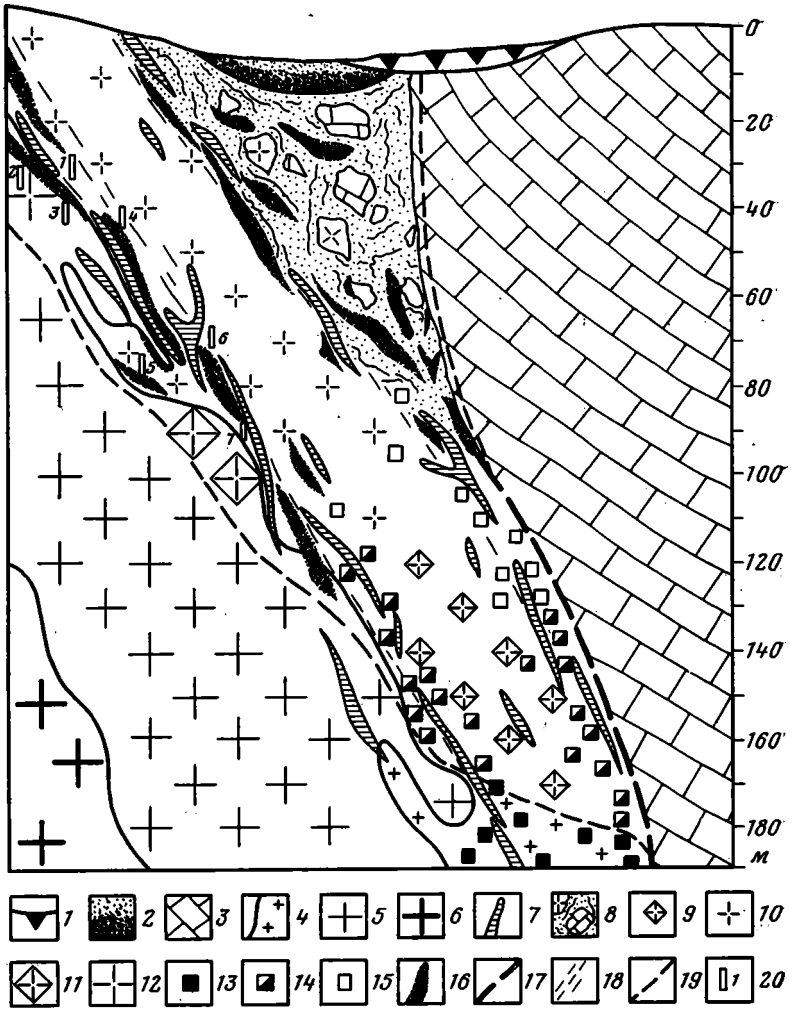
— псевдоморфозы ярозита по пириту; встречаются редко (<1% тяжелой электромагнитной фракции); цвет желтый, блеск яркий, жирный; хрупок, легко раздавливается; черта бледно-желтая.

Кроме того, в составе тяжелой фракции коры выветривания Карнабского рудопроявления были обнаружены следующие минералы: касситерит (до 20 кг/м³), ниобий, содержащий анатаз в зонах, пронизанных тонкими кварцевыми жилками темно-серого цвета (до 1 кг/м³) и циркон (до 200 г/м³). В незначительных количествах встречены следующие минералы: 1) *остаточные* (малакон, пирит, станнин, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, висмутит, ильменит, турмалин, флюорит, апатит, ксенотим, корунд, муассони); 2) *гипергенные* (ярозит, малахит, гидроокислы висмута, лейкоксен); 3) *эпикоровые* (целестин, барит).

Результаты рентгеноструктурного анализа показали присутствие в железистых концентратах только трех минералов: гетита, гематита и кварца. Содержание Sn в них приведено в таблице.

Содержание элементов в гидроокислах Fe из коры выветривания метасоматически измененных гранитов колеблется в пределах, %: Cu от 0,01 до 0,85, Zn от 0,02 до 1; Bi от 0,01 до 0,02; W до 0,01; Ag до 0,004%.

При обработке железистых концентратов соляной кислотой с целью удаления окиси и гидроокиси железа вместе с железом в раствор уходило около 95% олова. Микрофотографирование на электронном микрозонде участков зерен различных типов окислов и гидроокислов железа из коры выветривания метасоматически измененных гранитов показало, что олово содержится только в гетит-лимоните и распространено довольно



Вертикальный разрез коры выветривания

1 — четвертичные отложения, *2* — меловые отложения, *3* — силур-нижнедевонские мраморизованные известняки, *4* — метасоматически измененные аллиты, *5* — лейкократовые граниты, *6* — биотитовые граниты, *7* — кварцевые жилы, *8* — карстовые образования, *9* — зона дезинтеграции аллитов, *10* — зона структурного каолинитового элювия по аллитам, *11* — зона дезинтеграции лейкократовых гранитов, *12* — зона структурного каолинитового элювия по лейкократовым гранитам, *13* — предполагаемое сульфидное оруденение, *14* — предполагамая зона начального окисления сульфидов, *15* — зона окисления сульфидов, *16* — участки интенсивного ожелезнения, *17* — разлом, *18* — зона милонитизации, *19*—граница коры выветривания, *20*—места отбора минералогических проб

равномерно по всему минералу. Это свидетельствует о том, что в коре выветривания значительное количество олова находится не в форме касситерита, а входит в состав гипергенных минералов в виде оловоносного гетита, или тончайших срастаний гетита с рентгеноаморфным варламовитом.

Вполне возможно, что кора выветривания, богатая оловом, развивается по сульфидсодержащей зоне, в составе которой наряду с пиритом, арсенопиритом, сфалеритом присутствует и станнин. Об этом косвенно свидетельствует повышенное содержание в пробах халькофильных элементов, а также строение коры выветривания (см. фигуру), вертикальный разрез которой характеризуется трехчленным строением:

— материнские породы — милонитизированные аплитовые граниты, возможно с грейзенами, содержащие вкрапленность сульфидов олова и других элементов;

— каолинит-полевошпатовая зона (мощность 20—40 м) — обеленные, песчанистые на ощупь породы, состоящие примерно из равных количеств кварца, полевого шпата и каолинита с реликтами мусковита, включениями окисленных сульфидов и самостоятельных гипергенных выделений гидроокислов железа;

— каолинитовая зона (мощность 40—100 м) — белые сухаристые довольно рыхлые породы с раздробленными кварцевыми жилами, содержащими касситерит и многочисленные включения гидроокислов железа. Гидроокислы распространены также в форме

Результаты химических анализов гидроокислов железа из коры выветривания Карнабского рудопроявления

Метасоматически измененные граниты			Граниты		
гидроокислы Fe, кг/м³	Sn, %	Sn, г/м³	гидроокислы Fe, кг/м³	Sn, %	Sn, г/м³
2	3,16	63,2	1,00	0,03	0,3
10	1,54	154	2,15	0,007	0,15
15	1,67	250,5	0,10	0,01	0,01
12	7,25	870	1,86	0,03	0,56
12	2,00	240	2,92	0,03	0,88
10	3,00	300	2,84	0,1	2,84
8	3,50	280	1,18	0,02	0,24
			0,32	0,03	0,10

небольших включений и отдельных зерен. Каолины легко набухают в воде с образованием белой суспензии.

Контакт милонитизированных и каолинизированных аплитов с известняками повсеместно закарстован. Глубина карстовых депрессий достигает десятков метров. Они выполнены в основном карстовыми брекчиями, сложенными крупными обломками известняков с алевролито-глинистым заполнением. В составе глинистой фракции преобладает гетит и каолинит.

Приведенные материалы позволяют предположить, что при гипергенном изменении метасоматически измененных гранитов и гранит-аплитов, несущих оловянную сульфидную минерализацию, возникавшие гидроокислы железа сорбировали продукты разрушения сульфидов олова, что приводило к возникновению своеобразных экзогенных руд — оловоносных гидроокислов железа.

Поиски подобных руд в областях широкого развития кор выветривания и продуктов их переотложения (карстовых, пролювиальных, болотных и др.) весьма перспективны. Особенно это касается районов погружения оловоносных поясов Средней Азии под мезозойский чехол Туранской плиты.

Литература

1. *Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И.* Станнин и продукт его изменения.— Тр. Минералог. музея АН СССР, 1952, вып. 4, с. 64—76.
2. *Маршукова Н. К., Павловский А. Б., Сидоренко Г. А.* Станнин и продукты его изменения в зоне окисления оловорудных месторождений Восточной Киргизии.— Геохимия, 1969, № 9, с. 1057—1065.
3. *Материков М. П.* Особенности месторождений олова в районах развития карбонатных пород.— Сов. геология, 1961, № 9, с. 96—107.
4. *Павловский А. Б., Маршукова Н. К., Крючков А. С.* Нестандартные типы оловянной минерализации Тянь-Шаня.— Геол. рудн. месторожд., 1978, № 3, с. 90—94.

ВСЕГЕИ,
Ленинград

Поступила в редакцию
1.IV.1983

РУДОНОСНОСТЬ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ТОЛЩ

КОРЕНЕВСКИЙ С. М.

Галогенные формации еще 15—20 лет назад рассматривались специалистами как «стерильные» для несолевой минерализации. Исключение составляли лишь самородная сера, бораты и бром, обнаруживаемые в этих формациях в концентрациях, пригодных для промышленного или попутного использования.

Такая «стерильность», видимо, действительно характерна, но только для собственно соляных пород галогенных формаций, т. е. для осадков периодов самого интенсивного засоления солеродных бассейнов. Несолевые и особенно рудные компоненты поступали в высококонцентрированную рапу этих бассейнов в очень небольших количествах и содержание их составляло не более сотых долей процента. В таких же количествах в солях обнаружены рубидий, цезий, литий, таллий и некоторые редкие элементы.

Однако в галогенных формациях имеются также карбонатные и терригенные пачки, сформированные в условиях значительного рассолонения и часто содержащие то или иное количество сульфатов. Вносившиеся в бассейн несолевые компоненты периодически попадали в обстановку, сходную для сульфатных (сероводородных) гидрохимических барьеров. Такие же условия нередко создавались и в терригенно-карбонатных толщах, непосредственно вмещающих галогенные формации. Эти породы и являлись концентраторами ряда несолевых, в том числе и рудных компонентов, как в период седиментогенеза, так и позднее во время формирования наложенной минерализации [3, 4, 7].

Как известно, галогенные формации образовывались в особых солеродных бассейнах, возникавших в послеорогенные периоды в интенсивно прогибавшихся крупных структурных единицах земной коры. Эти формации сложены солями, гипсо-ангидритами, карбонатными и терригенными породами. Структурами, благоприятными для соленакопления, обычно являлись краевые прогибы, грабены и синеклизы, наложенные на авлакогены, и ступенчатые погружения краевых частей фундамента платформ и межгорных массивов. Эти структуры часто обрамлены протяженными линейными разломами, нередко уходящими в фундамент. С ними связана возможность подъема как гидротерм, так и углеводородов, содействовавших созданию в зоне галогенных формаций сероводородных гидрохимических барьеров.

Детальное изучение несолевых горизонтов галогенных формаций показало, что в них на определенных стратиграфических уровнях имеется значительный комплекс несолевых полезных ископаемых [3]. Выдержанная литолого-стратиграфическая приуроченность одних и тех же рудных компонентов к конкретным горизонтам и литологическим комплексам свидетельствует о закономерной связи с галогенными формациями не только их стратиформного, но и наложенного (жильного) оруденения.

Так, с карбонатно-сульфатными породами галогенных формаций связано наличие залежей и горизонтов, обогащенных самородной серой, целестином, флюоритом, боратами и магнезитом, иногда баритом, полиметаллами, родусит-асбестом, озокеритом и углеводородами.

В карбонатных и терригенных породах, непосредственно вмешающих галогенные формации, часто представлены: серное, целестиновое и полиметаллическое оруденение, медная и марганцевая минерализация, фосфаты и углеводороды. Терригенные породы галогенных регионов нередко включают горизонты, обогащенные магнийсодержащими силикатами, такими, как сепиолит, палыгорскит и даже тальк.

О закономерности связей с галогенными отложениями «чуждого» им несолевого оруденения стали говорить увереннее после обнаружения горячих рудоносных рассолов, в которых сочетаются галогены и рудные компоненты. Такие рассолы обнаружены в ряде галогенных регионов, в частности на Гаурдаке, в Закарпатье и Предкарпатье, а также за рубежом. Особенно интересны придонные горячие металлоносные рассолы во впадинах дна Красного моря и донные его металлоносные отложения с полиметаллической, марганцевой и другой минерализациями [5]. Интересны, но, к сожалению, пока уникальны вольфрамоносные рассолы оз. Сёрлз (США), а также рассолы оз. Солтон-Си (США). Известен еще целый ряд проявлений металлоносных рассолов (например, на о. Челекен и др.), причем для некоторых из них до сих пор не установлена связь с галогенными формациями, хотя они, возможно, имеются и в недрах данных регионов.

Характеристика несолевых компонентов ангидрито-соляных отложений не входит в задачу данного сообщения. Отметим лишь, что из этих компонентов только бор концентрируется также соответственно в карбонатных и глинистых породах галогенных формаций. Следует также отметить, что из рудных компонентов, встреченных в самих соляных породах, обычно в виде следов, обнаруживаются обычно только медь и реже свинец и цинк. Однако наличие следов и особенно более заметных количеств этих компонентов в солях обычно является указанием (поисковым признаком) на присутствие подобного оруденения в карбонатных и терригенных породах в подсолевой части разреза галогенных формаций и вмещающей их толщи.

В сульфатно-карбонатных и карбонатных пачках галогенных формаций, особенно в подсолевой нижней части их разреза, промышленных концентраций нередко достигают самородная сера, целестин (иногда с баритом), флюорит и полиметаллы. Борное оруденение, связанное с магнийсодержащими карбонатными породами, обычно представлено более бедными (чем в соляных породах) и труднее обогащаемыми рудами желвачного типа. Целестиновые горизонты имеются практически почти во всех галогенных формациях, особенно в тех, которые подстилаются карбонатными толщами. Если в разрезе этих формаций карбонатные пачки чередуются с гипсо-ангидритовыми, то обычно выделяется несколько целестинсодержащих горизонтов, мощностью от нескольких метров до 10 м, с содержанием в них целестина обычно 20—50, реже до 80%. Обогащены целестином ангидритсодержащие доломиты. Максимумы целестинонакопления приходятся на периоды смены карбонатонакопления сульфатонакоплением и наоборот.

Барит отмечается в некоторых целестинсодержащих горизонтах (барито-целестины) галогенных формаций. Иногда образуются самостоятельные горизонты желвачных баритов, обычно бедных. Залежи барита известны в кепроках соляных куполов (шт. Луизиана, США). В более значительных концентрациях барит вместе с полиметаллами обнаруживается в подсолевых толщах, где образует жильные месторождения.

Целестин и барит часто ассоциируют с залежами самородной серы, которые образуются на очень близких стратиграфических уровнях. О месторождениях самородной серы имеется обширная литература. Мы упоминаем о них лишь в связи с тем, что процесс серообразования сопровождался восстановлением сульфатов с промежуточной фазой образования сульфатных сероводородсодержащих вод, что создавало условия для улавливания в данных галогенных регионах у гидрогеохимических барьеров различных металлов и прежде всего свинца и цинка.

Для флюоритсодержащих горизонтов галогенных формаций характерны примерно те же стратиграфическая позиция и литологический контроль, что и для целестинсодержащих. Они обнаружены во многих галогенных формациях, но имеют преимущественно минералогический интерес. Более значительны флюоритоносные горизонты тюйской карбонатной пачки кунгура Приуралья, в главном и плитчатом доломите цехштейна

южного Гарца (ГДР) и Гессена (ФРГ). Мощность прослоев обогащенных флюоритом (до 30 и 50%) достигает 1,4 и 3—4 м соответственно, с меньшей минерализацией — до 10 м [9]. В подсолевых известняках Гаурдака имеются барито-флюоритовые жилы мощностью до 1,2 м. На Гаурдакском серном месторождении породы нижней ангидрито-карбонатной пачки галогенной формации содержат от 0,16 до 31,8% флюорита; в них наблюдаются кристаллы флюорита. В осерненных известняках Гаурдака иногда обнаруживается до 17% флюорита.

Полиметаллическое оруденение известно в карбонатных пачках нижней части разреза галогенных формаций. Однако содержание в них свинца и цинка невысокое. Более значительная полиметаллическая минерализация в карбонатных пачках толщ, непосредственно подстилающих галогенные формации. В них иногда одновременно представлены стратиформное и жильное полиметаллическое и баритовое оруденение (Гаурдак). Спутниками полиметаллического оруденения в данном случае являются серебро, никель, кобальт, молибден, платина, рений, кадмий, галлий и др. Полиметаллическое оруденение известно также и в кепроках некоторых соляных куполов.

Стратиформная полиметаллическая минерализация характеризуется определенной зональностью — цинковая минерализация по отношению к свинцовой представлена в отложениях, сформировавшихся далее от берега бассейна. В жильных месторождениях цинковая минерализация сопровождается кальцитом, кверху сменяется свинцовой с баритом.

Ртутные проявления связаны иногда с заключительными фазами жильного свинцово-цинкового рудообразования. Они приурочены к карбонатным пачкам толщ вмещающих галогенные формации (Закарпатье), а также встречаются в зонах разломов приуроченных к кепрокам соляных куполов Днепровско-Донецкой впадины [2].

Медистые песчаники и сланцы нередко непосредственно начинают или подстилают разрезы галогенных формаций (цехштейн Западной Европы). Чаще они приурочены к так называемым осветленным сероцветным горизонтам красноцветных формаций, которые непосредственно вмещают галогенные формации или являются их латеральными соседями по формационному ряду. Спутниками медных руд являются, кроме свинца и цинка, серебро, молибден, ванадий, хром, уран, рений, селен. Наличие медного оруденения отмечается во вмещающих толщах почти всех крупных галогенных регионов Советского Союза (кембрий Сибири, пермь востока Русской платформы, карбон Джезказгана и др.). Особо отмечаются масштабы меденосности толщ вмещающих пермские галогенные формации (цехштейн Западной Европы и др.).

Урановая минерализация иногда отмечается в глинистых и битуминозных горизонтах осветленных сероцветных зон, обычно переходных от красноцветных к галогенным формациям. Вместе с битумами она обнаруживается в зонах нарушений в кепроках соляных куполов; иногда встречается также в очень битуминозных серных рудах. Всюду она связана с присутствием битумов, однако имеются данные и об обогащении ураном глинистых прослоев в самих галогенных отложениях, например в формации Саладо (США).

Наконец, марганцевое оруденение образуется в ряде случаев (кунгур Предуралья, тортон Предкарпатья) непосредственно в кровле галогенных формаций — на размывающихся ангидритах и ангидрит-карбонатных породах — в периоды смены аридного климата гумидным. Месторождения этого типа (Улу-Телякское и Бурштинское) невелики и сложены преимущественно карбонатными рудами и лишь частично — окисленными. Заметим, что даже в крупнейшем Чиатурском марганцевом месторождении марганценосные отложения местами также соседствуют с гипсоносными породами или перекрываются ими (Чхари-Аджамети).

Перечисленный набор полезных ископаемых галогенных формаций может быть дополнен при более детальном изучении их несолевых пачек, а также непосредственно вмещающих толщ. До сих пор они не представляли большого интереса и их детальное литологическое изучение проводилось только в особых случаях, поэтому многие черты литологии этих отложений не зафиксированы. Кроме того, при изучении галогенных формаций с помощью бурения подстилающие соли ангидриты, карбонатные и терригенные отложения часто полностью не пересекались. Вещественный состав этих отложений (в особенности терригенных) в разрезах галогенных формаций обычно изучался менее детально, чем основной объект поисково-разведочных работ — соляные породы.

Следовательно, отмеченное выше совместное нахождение в галогенных формациях и вмещающих их толщах полезных ископаемых, считавшихся ранее для галогенных отложений «чуждыми», является вполне закономерным. Об этом свидетельствует определенный характер стратификации одних и тех же минеральных компонентов в различных галогенных формациях и вмещающих их толщах [3].

Солевой состав галогенных формаций таков, что в них представлены одновременно соединения, из которых одни при растворении могут содействовать извлечению и миграции многих рудных компонентов (в виде хлоридов), а другие — способствовать их осаждению (сульфаты) у сероводородного гидрохимического барьера. Именно в этом случае необязательно наличие в качестве источника рудного вещества глубинных мантийных гидротермальных растворов даже для формирования явно наложенной полиметаллической и прочей минерализации. Хлоридные тяжелые рассолы, являющиеся водами выщелачивания галогенных формаций, в условиях подвижных тектонических структур (в зонах растяжения) могли порой погружаться до кристаллического фундамента, при этом разогреваться и по пути своей миграции извлекать из вмещающих пород различные рудные компоненты. В периоды тектонической активности (сжатия) эти рассолы, ставшие металлоносными и термальными, могли выжиматься и совершить обратный путь миграции. Достигнув толщ, подстилающих галогенные формации, в зо-

нах сульфатных сероводородсодержащих вод, металлоносные рассолы отдавали свои рудные компоненты у созданного галогенами гидрохимического барьера. В этом случае и наложенная минерализация может быть стратиформной, так как сульфидообразование концентрировалось у гидрохимического барьера, водоносного горизонта, заполнявшего, как правило, пласт или пачку определенного литологического состава (ангидритсодержащих доломитов, песчаников и др.).

Эти предположения подтверждаются тем, что почти во всех крупных отечественных и зарубежных галогенных регионах известны металлоносные термальные или обычные рассолы в нижележащих отложениях и глубже — вплоть до поверхности кристаллического фундамента, т. е. в той части разреза, где соляных пород уже нет. Это, однако, не исключает определенной роли глубинных мантийных рудоносных рассолов. Во всяком случае подмешивание таких рассолов к рассолам гипергенно-эвапоритового происхождения возможно даже в крупных галогенных формациях, так как данные отложения образуются в тектонически активных регионах.

Все сказанное о рудообразовании относится только к галогенным регионам. В негалогенных регионах аналогичная рудоносность, особенно наложенное жильное рудообразование может, естественно, иметь другой генезис. Но для стратиформных руд и в регионах, считающихся негалогенными, следует тщательно проверить наличие в их недрах неучтенных и невыявленных эвапоритсодержащих отложений. Ангидриты, встречаемые в некоторых сульфидных месторождениях такого типа [1], часто называют гипогенными, несмотря на то, что сульфатные воды распространены преимущественно на относительно небольших глубинах.

На территории Советского Союза соленакопление было особенно интенсивным в раннекембрийское, средне- и позднедевонское, пермское, позднеюрское и неогеновое время. Гипсоносность характерна для некоторых карбоновых и меловых отложений. Хлориды и сульфаты галогенных формаций перечисленных периодов сыграли заметную роль в формировании в галогенных регионах месторождений ряда сопутствующих этим формациям полезных ископаемых, в том числе и рудных.

В настоящее время имеются определенные подтверждения тому, что сульфатность рапы калиеносных бассейнов значительно повысилась в пермское время и была еще более высокой в неогеновое время. С этим связано преимущественное развитие в допермское время калиеносных формаций хлоридного подтипа, появление в пермское время калиеносных формаций сульфатно-хлоридного подтипа и в неогене — уже калиеносных формаций сульфатного подтипа. Этим, вероятно, объясняется, что наиболее интенсивное серо- сульфидобразование связано с галогенными формациями пермского и послепермского (позднеюрского и неогенового) времени.

Однако и в допермских галогенных формациях (особенно в наиболее крупных раннекембрийской и позднедевонских) представлены мощные пласты сульфатно-кальциевых пород. И несмотря на то что в них отмечаются только небольшие серопроявления, с ними связан также значительный комплекс как сульфидной, так и иной минерализации, сопровождающей галогенные формации. Фиксация этой минерализации в галогенных отложениях определяется благоприятностью как условий определенных этапов галогенной седиментации (в случае сингенетического минералообразования), так и характером литологии и поровых вод галогенных отложений (в случае наложенного минералообразования). В отложениях, непосредственно вмещающих галогенные формации, эта минерализация фиксируется благодаря гидрохимическим барьерам, создающимся водами выщелачивания галогенных формаций (наложенное минералообразование).

Таким образом, рудоносность галогенных формаций и непосредственно вмещающих их толщ (карбонатных или красноцветных) определяется особенностями:

— тектоники структур, в которых накапливались эти формации, интенсивно погружавшиеся по линейным разломам — прогибы, авлакогены, грабены;

— гидрохимического режима галогенной седиментации, литологии галогенных формаций и состава выщелачивающих вод; благодаря наличию в галогенных отложениях хлоридов и сульфатов в подобных регионах могут создаваться условия как для извлечения и миграции рудных компонентов, так и для их осаждения.

Следует отметить, что в последнее время появилось несколько довольно солидных работ ряда исследователей, в которых на обширном фактическом материале подкрепляются приведенные выше положения, касающиеся рудной минерализации, развитой в галогенных формациях [6, 8]. В настоящей статье затронуты в основном принципиальные вопросы рудоносности галогенных формаций и не рассмотрены детали строения рудоносных горизонтов, связанных с ними и непосредственно с вмещающими их толщами. Это объясняется тем, что рудоносные горизонты галогенных формаций почти ничем не отличаются от стратиформных рудоносных горизонтов карбонатных и красноцветных формаций, которые достаточно хорошо изучены и освещены в соответствующей литературе.

Литература

1. *Бадалов С. Т.* О сульфатах в рудах эндогенных месторождений.— Геол. рудных месторожд., 1960, № 2, с. 72—82.
2. *Китык В. И., Долишний Б. В. и др.* Новые данные об условиях ртутоносности соляных куполов Днепровско-Донецкой впадины.— Докл. АН УССР. Сер. Б., геол., хим. и биол. науки, 1980, № 6, с. 25—28.
3. *Кореневский С. М.* Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М.: Недра, 1973. 300 с.
4. *Кореневский С. М.* Закономерности размещения комплекса полезных ископаемых.

связанных с галогенными формациями и вмешающими их толщами.— В кн.: Геология и полезные ископаемые соленосных толщ. Киев: Науков. думка, 1974, с. 133—146.
5. *Рона П. А.* Тектоника плит и минеральные ресурсы.— В кн.: Наука об океане. М.: 1981, с. 369—386.
6. *Хрущов Д. П., Байбаков С. А. и др.* Геохимия «кластофильных» элементов галогенных толщ (тез. докл. Всес. совещ.). М., 1980, с. 304—305.
7. *Davidson C. F.* Some genetic relationships between ore deposits and evaporites.— Trans. Inst. Mining and Metallurgy, sect. B, 1966, v. 75, p. 216—225.
8. *Lagny Ph.* Les gisements stratiformes associees aux evaporites.— Bull. centres recherches exploration-production elf-Aquitaine, 1980, v. 4, № 4, p. 445—478.
9. *Ziehr H., Matzke K., Ott G.* Ein stratiformes Fluorit-vorkommen im Zechsteindolomit bei Eschwege und Sentra in Hessen.— Geol. Rundschau, 1980, B. 69, H. 2, S. 325—348.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Поступила в редакцию
22.III.1983

УДК 551.35

ХЕМОГЕННОЕ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЕ ВО ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МОРЯХ

СОРОКИН В. М., СОКОЛОВ В. Н., ШЛЫКОВ В. Г.

Исследования морских осадков, выполненные учеными разных стран за последние 15—20 лет, показали, что хемогенные карбонаты встречаются не только в осадочных породах, но и в современных отложениях [9].

ШЕЛЬФОВЫЕ КАРБОНАТЫ

В мелководных морских бассейнах, таких, как Аральское море и Персидский залив, и на шельфах Каспийского, Красного, Средиземного и Черного морей процесс хемогенного карбонатонакопления наиболее разнообразен.

В приливно-отливных зонах, лагунах и сабкхах Персидского залива, Красного моря и отдельных районах Средиземного моря широко развиты прибрежно-морские отложения различного состава, содержащие значительное количество хемогенных карбонатных минералов: арагонита, кальцита и доломита [4,5—7,10]. Эти карбонаты образовались сложным осадочно-диагенетическим путем в толще отложений мощностью до 1 м в результате фильтрации и выпаривания морских и грунтовых вод.

Арагонит является главным карбонатным минералом в Красном море и Персидском заливе. Он накапливается главным образом во внутриприливной зоне и участвует в цементации осадков, образуя как свободно растущие кристаллы в поровом пространстве, так и корки, состоящие из тангенциально ориентированных кристаллов.

Магнезиальный кальцит, содержащий 12—16% $MgCO_3$, цементирует осадки в лагунах Персидского залива и Красного моря и во внутриприливной зоне в Средиземном море. Он отлагается на поверхности дна или пляжевых осадков, т. е. в условиях нулевого осадконакопления, формируя литифицированные корни. Структура кальцитового цемента зависит от условий роста и представляет собой плотный микрит, в котором кристаллы формируются в тесном контакте с субстратом, рыхлый микрит, состоящий из слабо связанных кристаллов, и каемочный цемент.

Доломит также участвует в цементации осадков. Он менее распространен, чем другие минералы, и образуется в Персидском заливе путем замещения арагонита в диагенезе.

В Аральском море на о. Барса-Кельмес на прибрежной террасе, которая в недалеком прошлом представляла собой литоральную зону, по-видимому, аналогичную сабкхам Персидского залива, в результате выпаривания морских рассолов накапливался хемогенный арагонит в парагенезисе с гипсом. Хемогенный арагонит обнаружен также в толще осадков центральной части бассейна, формировавшихся в лагунных условиях во время глубоких регрессий моря.

За пределами приливно-отливной зоны на небольших глубинах (2—10 м) в Персидском заливе, Красном, Средиземном, Каспийском и Аральском морях хемогенный процесс карбонатонакопления привел к образованию оолитов [3, 8, 11, 13]. В Каспийском и Аральском морях оолиты сложены обычным и магнезиальным кальцитом, в остальных бассейнах — арагонитом. Кроме того, оолиты встречаются также в толще осадков на относительно больших глубинах. На мелководье Персидского залива и Красного моря, судя по абсолютным датировкам, оолиты являются современными образованиями, как и большинство оолитов Аральского и Каспийского морей. Однако часть их имеет раннеголоценовый и более древний возраст, как и оолитовые пески Средиземного моря, что указывает на их реликтовое происхождение.

В условиях открытого шельфа существует несколько разновидностей хемогенных карбонатов. На северо-западном шельфе Черного моря и на восточном шельфе средней и южной частей Каспийского моря карбонаты участвуют в цементации ракушняковых

осадков, что приводит к образованию плотных литифицированных корок на значительных площадях дна. Здесь же образуются диагенетические корки на раковинах моллюсков и плотные литификаты размером до нескольких сантиметров, представляющие собой сцементированные осадки. В них накапливается мелкокристаллический магнезиальный кальцит с содержанием $MgCO_3$ до 10% (фигура, *а*).

На обширных пространствах восточного шельфа южной части Каспия залегают известковые осадки, содержащие до 80% $CaCO_3$. Они сложены магнезиальным кальцитом (до 10% $MgCO_3$), имеющим хорошо окристаллизованные формы [2]. Вне всякого сомнения, эти отложения первично-осадочные, сформировались при выпадении карбонатов из пересыщенных углекислотой вод. Здесь мы видим один из немногих примеров образования в современных относительно глубоководных условиях толщ хемогенных карбонатных илов.

Подобным путем накапливаются карбонаты и в осадках центральных частей Аральского моря. Они обнаруживаются главным образом во фракции <0,01 мм в виде четких и плохо ограненных кристаллов кальцита и магнезиального кальцита (до 6% $MgCO_3$) (см. фиг., *б*). Однако масштабы этого процесса гораздо менее значительны, чем в Каспийском море.

В Персидском заливе на глубинах до 80 м в голоценовых отложениях происходило накопление в тонких фракциях осадков магнезиального кальцита (8—10% $MgCO_3$) [14]. По аналогии с кальцитами Каспийского и Аральского морей мы считаем его также хемогенным.

В южной части залива предположительно хемогенным путем из «вайтингов» происходит осаждение мелкокристаллического арагонита [16]. На его неорганическое происхождение указывает высокое содержание стронция (>0,9%). В толще илов в возрастном интервале от 6 до 12 тыс. лет формировались высокоизвестковые илы с литификатами, состоящие из неорганогенного арагонита, образовавшегося, возможно, характерным для «вайтингов» способом [14].

В средней части шельфа Средиземного моря (в районе г. Александрии) залегают илистые известковые пески, содержащие 6—60% алеврита и глины [15]. Глинистая фракция этих осадков слагается арагонитовым микритом неорганогенного происхождения (>0,9% Sr). Вмещающие осадки содержат большое количество пеллет, сложенных арагонитом с небольшой примесью кальцита и магнезиального кальцита. По-видимому, здесь также происходит хемогенное осаждение арагонита, предположительно образованного из «вайтингов» [12].

ГЛУБОКОВОДНЫЕ КАРБОНАТЫ

Хемогенное карбонатонакопление в глубоководных условиях (за пределами шельфа) Каспийского, Красного, Средиземного и Черного морей приводит к образованию небольшого числа форм карбонатов (литификаты и микрит).

Литификаты широко распространены в осадках Красного моря, Восточного Средиземноморья и отчасти Каспийского моря. В Средиземном море они представлены плотными корками размером до 1 см с содержанием $CaCO_3$>80%. Литификаты встречаются в верхнеголоценовых, верхне- и нижневюрмских горизонтах континентального склона и впадины приафриканской части бассейна. Они сложены плотноупакованной массой кристаллов магнезиального кальцита (до 16% $MgCO_3$). В виде небольшой примеси отмечается арагонит (см. фиг., *в*).

В Красном море обнаружено три типа литификатов. Наиболее распространены их арагонитовые разновидности с небольшой примесью магнезиального кальцита и кальцита, которые образовались в поздневюрмское время (см. фиг., *г*). Менее развиты латификаты, сложенные высокомагнезиальным (до 16% $MgCO_3$) кальцитом (см. фиг., *д*). И наконец, в средневюрмских слоях залегают литификаты, состоящие из кальцита.

В глубоководных илах южной части Каспийского моря отмечается примесь литифицированных фрагментов размером до 3 мм, состоящих из магнезиального кальцита.

Литификаты как форма хемогенных карбонатов образовались, вероятнее всего, диагенетическим путем в толще осадков в результате процессов цементации, так как в них оказались вцементированы остатки птеропод, фораминифер и кокколитов.

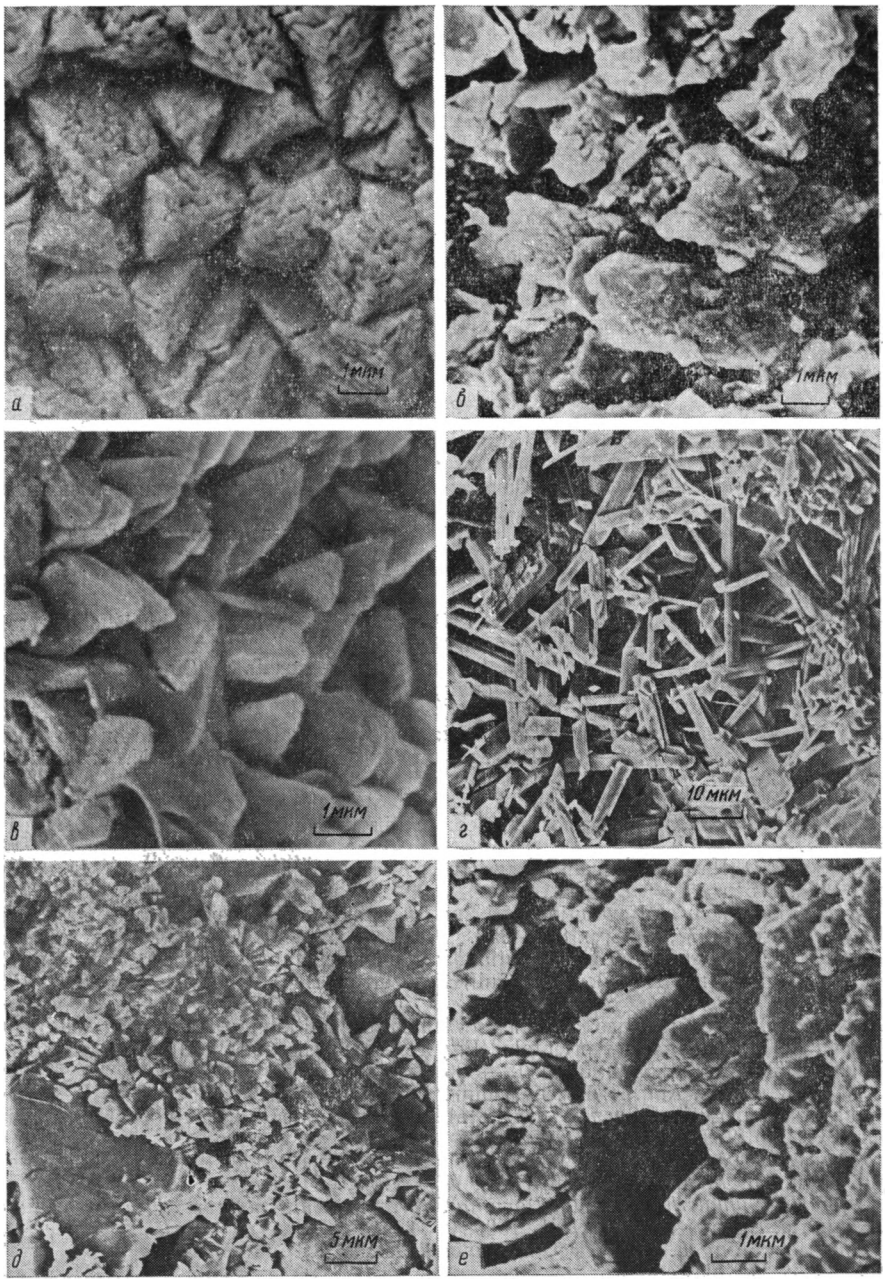
Мелкокристаллические карбонаты, или микрит, довольно многочисленны в осадках изученных морей. В Каспийском море они участвуют в образовании глинисто-известковых илов восточной части Южного Каспия и аналогичны описанным выше для шельфа этого бассейна.

В Черном море в верхней части новоевксинских осадков континентального склона и впадины западной половины бассейна фиксируется выдержанный горизонт известково-глинистых и известковых илов (до 80% $CaCO_3$). Он сложен хорошо ограненными кристаллами кальцита и магнезиального кальцита (до 6% $MgCO_3$) [1].

В Восточном Средиземноморье преимущественно в пелитовой фракции осадков отмечается значительное содержание высокомагнезиального кальцита (10—12% $MgCO_3$) при величине его отношении к кальциту до 1,5. Он представлен плохо и хорошо ограненными кристаллами (см. фиг., *е*). Максимальное количество микрита зафиксировано в поздневюрмских осадках, где оно достигает 40% суммы карбонатов.

В Красном море также в тонких фракциях осадков обнаруживается мелкокристаллический магнезиальный кальцит, сравнимый по значению с обычным кальцитом (отношение магнезиального кальцита к кальциту до 2,5).

Кроме магнезиального кальцита в некоторых прослоях средиземноморских осадков встречаются гнездообразные выделения игольчатого арагонита, аналогичного залегающему в литификатах и шельфовых отложениях.



Электронно-микроскопические фотографии хемогенных карбонатов
а — магнезиальный кальцит, литификаты, восточный шельф Южного Каспия; *б* — магнезиальный кальцит, Аральское море (фракция <0,01 мм); *в* — магнезиальный кальцит, литификаты, Средиземное море; *г* — арагонит, литификаты, Красное море; *д* — магнезиальный кальцит, литификаты, Красное море; *е* — магнезиальный кальцит, Средиземное море (фракция <0,01 мм)

Описанный глубоководный микрит составляет весьма значительную часть карбонатов: до 40% в Восточном Средиземноморье, 50% в Красном море, 90—100% в Каспийском и Черном морях. Несомненно осадочно-хемогенное образование магнезиального кальцита в Каспийском и Черном морях позволяет предположить такое же его образование в Красном и Средиземном морях, хотя нельзя исключить возможность диагенетического его происхождения.

Изученные хемогенные карбонаты накапливались в морских бассейнах аридной климатической зоны и практически отсутствуют в осадках морей других зон. Поэтому, принимая во внимание масштабность рассмотренного процесса, иногда равного и даже превосходящего процесс биогенного карбонатонакопления, можно считать его неотъем-

лемой и характерной чертой аридного седиментогенеза во внутриконтинентальных морях.

Различия в строении и режиме бассейнов определяют специфические черты хемогенного карбонатонакопления. В морях, имеющих постоянную и устойчивую связь с океаном и близкую к нормальной соленость вод, среди хемогенных карбонатов большое значение имеет арагонит, особенно широко развитый на шельфе. При этом в экстремальных аридных условиях при сокращении притока океанских вод и повышении солености в ледниковые эпохи может происходить широкомасштабная литификация осадков, как в Красном море.

В морях, имеющих ограниченную связь с океаном или не имеющих ее совсем и характеризующихся в силу этого пониженной соленостью вод (Аральское, Каспийское и Черное моря), главную роль среди хемогенных карбонатов во всех фациальных обстановках играют кальцит и магнезиальный кальцит, содержащий пониженное количество $MgCO_3$, а арагонит имеет подчиненное значение.

Изложенные признаки (наряду с другими) могут быть использованы при восстановлении зон аридного литогенеза в прошлые геологические эпохи, а также при палеоокеанологических реконструкциях.

Литература

1. *Сорокин В. М.*, О хемогенных карбонатах в осадках Черного моря.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 5, с. 87—90.
2. *Сорокин В. М.* Минералогия карбонатов в осадках Южного Каспия.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1979, № 2, с. 97—100.
3. *Туровский Д. С., Резников С. А.* Карбонаты в донных отложениях Аральского моря.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 5, с. 118—122.
4. *Alexandersson T.* Recent littoral and sublittoral high-Mg calcite lithification in the Mediterranean sea.— Sedimentology, 1969, v. 12, p. 47—61.
5. *Fush P.* Some aspects of the diagenetic history of the sabkha in Abu Dhabi, Persian Gulf.— In: The Persian Gulf/Ed. Parser B. H. N. Y.: Springer, 1973, p. 396—407.
6. *Eliezer G.* Recent sabkhas marginal to the southern coasts of Sinai, Red sea.— In: Hypersaline brines and evaporitic environments. Developments in sedimentology, 1980, v. 28, p. 233—251.
7. *Evamy B. D.* The precipitation of aragonite and its alteration to calcite on the Trucial coast of the Persian gulf.— In: The Persian Gulf/Ed. Parser B. H. N. Y.: Springer, 1973, p. 329—341.
8. *Fabricius F. H., Berdau D., Münnich K. O.* Early holocene coides in modern littoral sands reworked from a coastal terrace, southern Tunisia.— Science, 1970, v. 169, p. 757—760.
9. *Milliman J. D.* Recent sedimentary carbonates. Pt. 1. Marine Carbonates. N. Y.: Springer, 1974. 375 p.
10. *Levy Y.* The origin and evolution of brine in coastal sabkhas northern Sinai.— J. Sediment. Petrol., 1977, v. 38, p. 845—858.
11. *Loreau J. P., Purser B. H.* Distribution and ultrastructure of holocene ooides in the Persian gulf.— In: The Persian Gulf/Ed. Purser B. H. N. Y.: Springer, 1973, p. 279—328.
12. *Lucas G.* Oolithes marines actuelles et calcaires colithiques recents sur le revage African de la Mediterranee orientale (Egypte et Tunesie sud).— Bull. Sta. Oceanogr, Salambo (Tunesie), 1955, v. 52, p. 19—38.
13. *Sacc E., Weiler Y., Katz A.* Recent sedimentation and oolite formation in the Ras Materma Lagoon, gulf of Suez.— In: The Mediterranean Sea/Ed. Stanley D. J. Stroudsburg, 1972, p. 279—292.
14. *Stoffers P., Ross D. A.* Late pleistocene and holocene sedimentation in the Persian gulf — qulf of Oman.— Sediment. Geol., 1979, v. 23, p. 181—208.
15. *Stoffers P., Summerhayes C. P., Dominik J.* Recent pellotoidal carbonate sediments off Alexandria, Egypt.— Marine Geol., 1980, v. 34, p. 1—8.
16. *Wells A. J., Illing L. V.* Presnet-day precipitation of calcium carbonate in the Persian gulf.— In: Deltaic and shallow marine deposits. Developments in sedimentology. Pt 1. Amsterdam: Elsevier, 1963, p. 429—435.

МГУ

Поступила в редакцию
24.I.1983

УДК 552.5/551.31 (574.3)

ГЛЫБОВЫЕ ГОРИЗОНТЫ ВО ФЛИШЕ СЕЛЕТИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

ШАРДАНОВ А. Т. А.

В Селетинском синклинории (Центральный Казахстан) широко развита граувакковая терригенная толща среднего ордовика (изобильная и еркебидаикская свиты), которая предыдущими исследователями рассматривалась как флишевая формация [2]. Отложения этого мощного граувакковаго комплекса широко распространены по всему

Казахстану и являются конечным членом в формационном ряду эвгеосинклинальных отложений. Среднеордовикская граувакковая флишевая формация перекрывает отложения различных формационных комплексов кембрия, ордовика и характеризует новый этап развития геосинклинали. Образование этой формации связывалось с ростом островной, дуги, располагавшейся западнее Селетинского синклинория, на территории современного Степнякского синклинория. Детальные литологические исследования, проведенные автором в районе р. Акжар (южная часть Селетинского синклинория), позволили выделить в основании этой монотонной флишевой формации грубообломочную, нередко глыбовую, латерально изменчивую хаотическую толщу мощностью 50—100 м, а в песчано-конгломератовой ассоциации, которая наращивает разрез этой хаотической толщи,— отдельные глыбовые горизонты и экзотические глыбы. По отдельным выходам эту толщу можно проследить до Селетинского водохранилища (около 50 км к северу от описываемого района), где она залегает в основании песчано-алевролитовой флишевой формации.

Сходные отложения встречаются и в других районах Центрального Казахстана, например в разрезах Оленты-Щидертинского синклинория [1] и Чингиз-Тарбагатайского антиклинория [3].

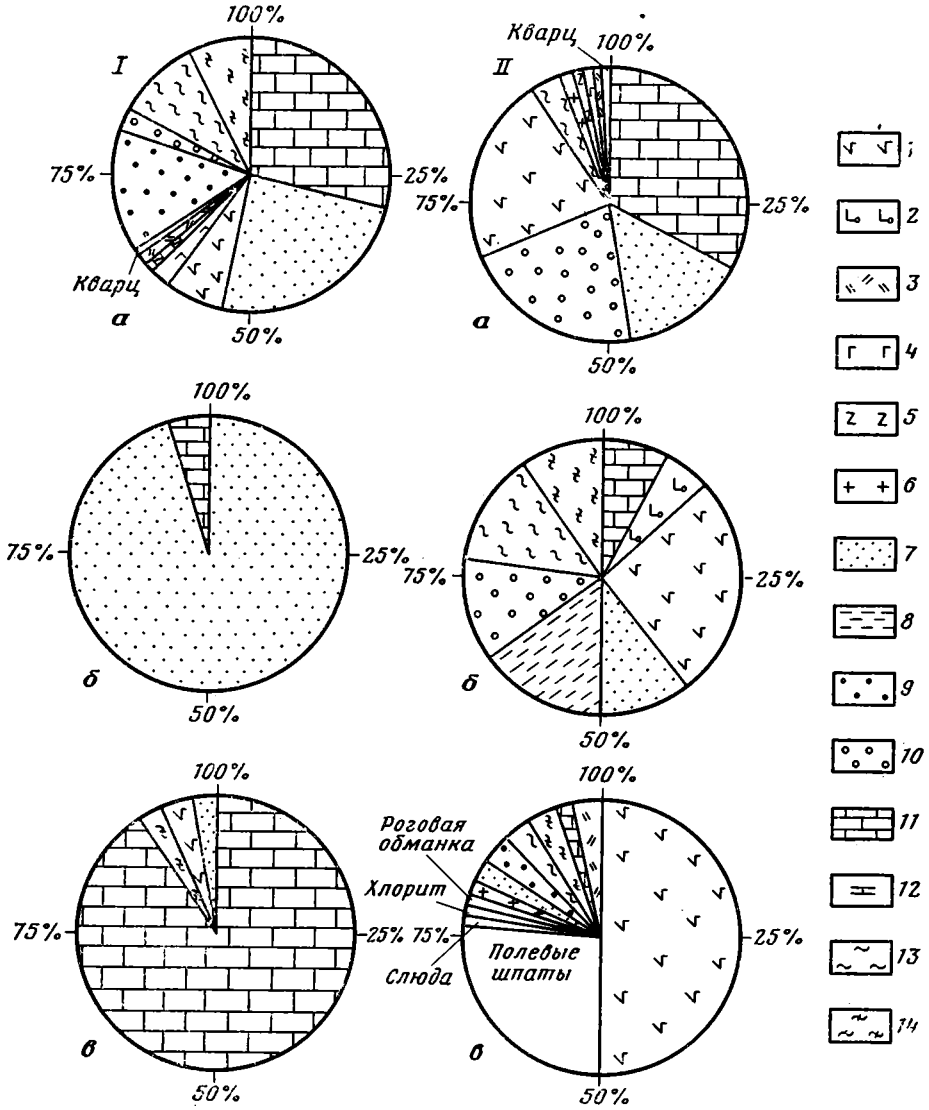
Хаотическая толща, залегающая в основании среднеордовикской граувакковой формации, характеризуется гранулометрической «бимодальностью» обломочной фракции. Четко различаются основная масса, представленная нестратифицированными песчаниками и алевролитами, и крупные фрагменты — крупная галька, валуны, глыбы, пластовые отторженцы. Подобные отложения принято называть микститами. Выше по разрезу залегают отложения песчано-конгломератовой ассоциации, представленные переслаиванием песчаников, гравелитов, конгломератов. Конгломераты, как правило, с хорошо окатанной галькой, четко стратифицированные. В эту массу погружены отдельные глыбы, пластовые отторженцы.

Микститы. Среди микститов выделяются две разновидности: полимиктовая и мономиктовая. Наиболее характерны микститы с полимиктовым составом крупных включений. Отложения в одних местах имеют хаотическое строение — пластовые отторженцы бурых, зеленых песчаников, алевролитов расположены беспорядочно, насыщенность и размер крупных фрагментов разные. В других местах видны следы грубой стратификации, обусловленной определенной ориентировкой пластовых отторженцев. В полимиктовых микститах постоянно присутствуют глыбки (диаметром до 1 м), галька известняков, прекрасно окатанные валуны (диаметром до 0,5 м) и галька полевошпатовых, аркозовых песчаников, гравелитов, конгломератов с кремнистой галькой, кварцитов, мраморизованных известняков, вулканитов андезитового и андезито-базальтового состава, миндалекаменных базальтов, спилитов, а также пластовые отторженцы бурых, зеленых песчаников и алевролитов. Много мелкой гальки песчаников и алевролитов, некоторые из них с тонкими кварц-карбонатными просечками и микросбросами. Реже встречается галька кварца, габбро, диоритов, диабазов, туфосилицитов и плохо окатанные обломки яшм, фтанитов (фиг. 1). Для этих микститов характерно значительное (до 40%) количество связующей массы, которая представлена песчано-алевритовым материалом, на 60—70% состоящим из обломков зеленокаменно-измененных вулканитов основного состава. Первичная осадочная текстура связующей массы потеряна. Мощность отдельных горизонтов полимиктовых микститов достигает 10 м.

Реже встречаются горизонты с мономиктовым составом включений (см. фиг. 1, 2), среди которых преобладают известняковые микститы. Обращают на себя внимание отдельные изолированные выходы известняков (5—10×20—30 м), которые предыдущими исследователями рассматривались как линзы, прослои известняков в осадочной толще. Но, вероятней всего, это глыбы, по простиранию переходящие в известняковые конгломерато-брекчии или известняковые микститы (фиг. 3), последние, составной частью которых являются эти крупные глыбы, представлены на 90% галькой, валунами (от 5 см до 30 м) известняков среднего ордовика. Связующей массой их являются мелкозернистые песчаники с отдельными гравийными уплощенными обломками от 2,5 мм до 1,5 см кварц-полевошпатовых песчаников, алевролитов. Границы гравийных обломков с вмещающей песчаной массой извилистые, наблюдаются внедрения, «заливы» заполнителя в обломки. Можно предположить, что оползали слабоконсолидированные осадки. Заполнитель мелкопесчаный, плохосортированный, с обломками монокристаллического кварца изометричной формы (20%), кварц-полевошпатовых песчаников, алевролитов (30%), основных плагиоклазов (10—20%), кислых вулканитов (10%), гематитизированных андезитов (5%), гранитоидов (5%). Цемент известковистый, базального типа, вторично перекристаллизованный. Таким образом, можно наблюдать латеральный ряд: крупные глыбы известняков мощностью около 5—10 и протяженностью до 30 м → обломочные шлейфы вокруг глыб, представленные известняковыми микститами, протяженностью 200—500 м → песчаники, алевролиты с карбонатным цементом.

Реже встречаются горизонты с совершенно неокатанными пластовыми отторженцами бурых, зеленых песчаников, алевролитов размером до 1,5 м — песчаниковые микститы (см. фиг. 1, 2).

Песчано-конгломератовая ассоциация. Вверх по разрезу микститы с песчано-алевролитовым заполнителем переходят в своеобразную толщу мощностью около 200—250 м, представленную зелеными, серовато-зелеными песчаниками, гравелитами с невыдержанными по мощности и простиранию линзами и прослоями конгломератов. В эту песчано-галечную массу погружены отдельные глыбы, пластовые отторженцы (фиг. 4), по составу аналогичные составу грубых фрагментов нижележащих полимиктовых микститов.



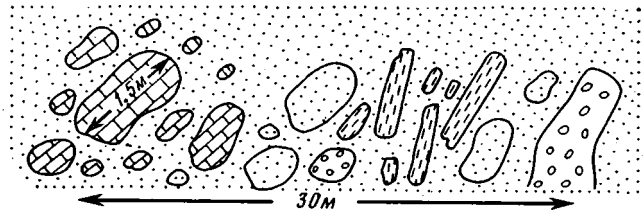
Фиг. 1. Вещественный состав обломочных пород

I — вещественный состав грубой фракции микститов (*а* — полимиктовых, *б* — песчанистых, *в* — известняковых); II — вещественный состав обломочной фракции песчано-конгломератовой ассоциации: (*а, б* — галечная, *в* — песчанистая). *1* — вулканиты основного состава, *2* — спилиты, *3* — вулканиты кислого состава, *4* — габбро, *5* — диабазы, *6* — граниты, *7* — бурые песчаники, алевролиты, *8* — слюдистые алевролиты, *9* — кварцевые, аркозовые песчаники, *10* — гравелиты с кремнистыми обломками, *11* — известняки, *12* — карбонатный цемент, *13* — кремни, яшмы, фтаниты, *14* — кварциты

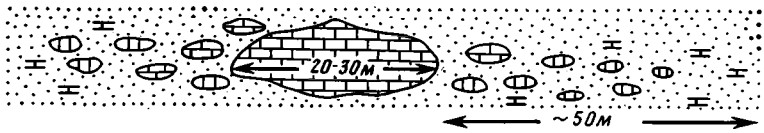
Конгломераты мощностью от 0,2 до 1,5 м, как правило, лучше стратифицированы, чем микститы, отличаются разной насыщенностью гальки (от 20 до 80%.)

В конгломератах встречается градационная и «маятниковая» отсортированность обломочного материала. В основании градированных пластов среди гальки размером 3—5 см нередко встречаются хорошо окатанные валуны (20—30 см) и пластовые отторженцы (до 0,5 м). К кровле слоя уменьшаются насыщенность обломками и их размеры (до гравийных). Кровлю пласта обычно образует среднекрупнозернистый песчаник с рассеянной, хорошо окатанной мелкой галькой. Гранулометрический состав основной массы не меняется от подошвы слоя к его кровле. Нижние контакты пластов волнистые, часто с эрозионными карманами. «Мятниковая» отсортированность материала выражена в постепенном увеличении размера обломков и насыщенности ими породы от подошвы и кровли слоя к его середине.

Состав галек полимиктовый, часто меняется даже в пределах одного пласта (см. фиг. 1). Обычно это вулканиты основного состава: базальты, миндалекаменные базальты, андезито-базальты, андезиты, туффиты, а также известняки, полимиктовые и



Фиг. 2. Известняковые и песчаниковые микститы с песчанисто-алевролитовой связующей массой (условные обозначения см. фиг. 1)



Фиг. 3. Крупная глыба известняков, окруженная известнякоьыми конгломерато-брекчиями (условные обозначения см. фиг. 1)

аркозовые песчаники, яшмы, фтаниты. Реже встречается галька кварца, альбититов, диоритов, диабазов, габбро.

Песчаный заполнитель конгломератов и песчаники кровель пластов с градационной слоистостью встречаются всех гранулометрических разностей, но преобладают среднезернистые, обычно плохо сортированные. С уменьшением зернистости сортировка кластического материала улучшается. Песчаные зерна чаще всего плохо и средне окатаны, реже встречаются хорошо окатанные.

Состав кластики песчаной фракции очень разнообразен (см. фиг. 1). Кроме литокластов, составляющих гравийную фракцию, часто встречаются округлые зерна кварца с остатками фельзитовой основной массы, которые являются продуктами размыва кислых вулканитов. Встречаются обломки серпентинитов, а также обломки пород, состоящие из тонкокристаллического кварца, являющиеся, вероятно, перекристаллизованными кремнистыми породами. Заметную роль играет и кристаллокластика: монокристаллический, иногда с волнистым погасанием кварц, полевые шпаты представлены серицитизированными альбитом и олигоклазом, реже альбитизированными калиевыми полевыми шпатами. Энстатит и авгит чаще всего амфиболизированы. Цемент песчаников (глинистый, хлоритовый, поровый и пленочный) распределен неравномерно.

* * *

По составу обломочного материала можно выделить две провинции, служащие источниками сноса для образования микститов с песчано-алевролитовой связующей массой и отложений песчано-конгломератовой ассоциации. В первую очередь это внутрибассейновые поднятия, которые являлись поставщиками обломков базальтов, спилитов, андезитов, измененных в зеленосланцевой фации метаморфизма, кислых вулканитов бощекульской свиты среднего кембрия; бурых, зеленых грауваковых песчаников, алевролитов пестроцветной толщи тремадокского возраста, а также полимиктовых, аркозовых песчаников, алевролитов, углисто-кремнистых алевролитов зорьевской свиты арениг-лланвирнского возраста. Редкие обломки габбро, серпентинитов являлись, вероятно, продуктами разрушения остатков коры океанического типа. Внутрибассейновые поднятия достигали уровня действия волн или частично возвышались над уровнем моря. Об этом свидетельствует прекрасная окатанность галечного материала внутрибассейнного происхождения, присутствие обломков рифогенных известняков.

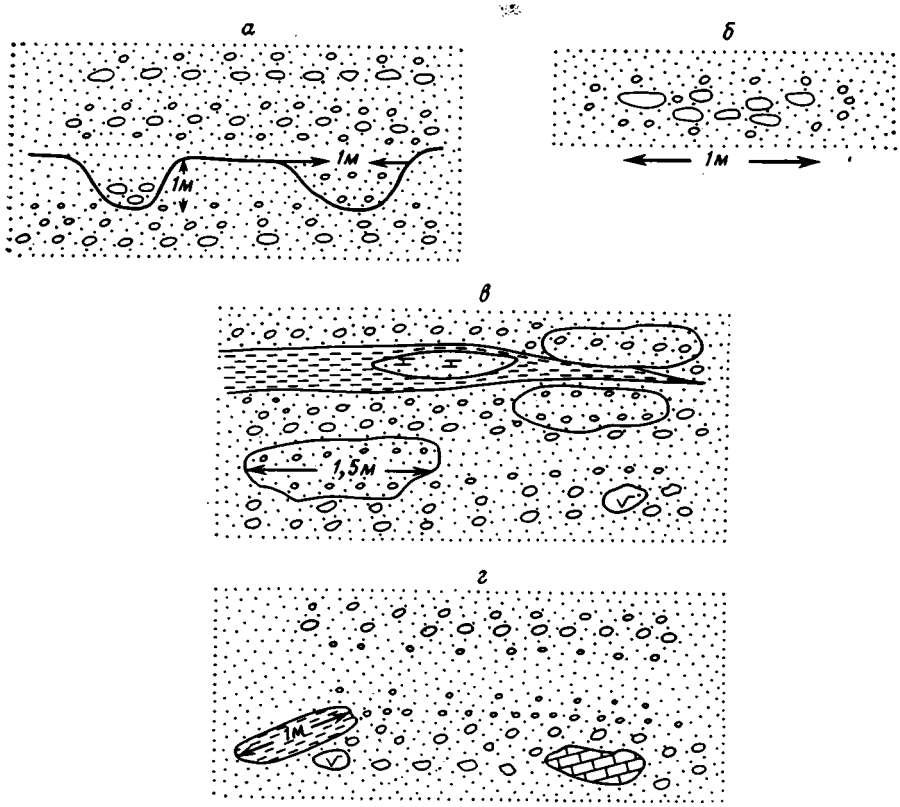
Второй питающей провинцией являлось, вероятно, Ишкеольмесское поднятие, расположенное к западу от бассейна осадконакопления, где размывались кремнисто-терригенные толщи акдымской серии аренигского возраста (яшмы, фтаниты), а также гранитоиды, кварциты гранито-гнейсового фундамента Ишкеольмесского поднятия.

В заключение подчеркнем основные особенности вышеописанных микститов:

— четко выраженная бимодальность размера обломков; различаются основная песчано-алевритовая масса и крупные фрагменты — валуны, глыбы, пластовые отторженцы;

— состав заполнителя сходен с составом крупных обломков, так как они образованы в результате разрушения одних и тех же пород;

— плохая сортировка и слабая окатанность обломков, наличие пластовых отторженцев, а также содержание неустойчивых к транспортировке минералов, таких, как хлорит, амфиболы, характерны для незрелых песчаников, которые отлагались в геосинклинальных областях, а также являются показателями небольшого пути переноса и быстрого захоронения осадков. Большое количество крупных глыб и пластовых от-



Фиг. 4. Характерные черты песчано-конгломератовой ассоциации: глубокие эрозионные карманы (*а*), линзовидные скопления крупной гальки (*б*), значительное количество крупных глыб (*в*), грубая стратификация (*г*). Зарисовки с обнажения

торженцев объясняется значительным уклоном дна и неустойчивостью тектонического режима;

— присутствие в микститах наряду с пластовыми отторженцами большого количества окатанного материала свидетельствует о том, что они формировались в прибрежной части морского бассейна, а также около внутрибассейновых поднятий за счет пляжевых накоплений.

Перечисленные особенности микститов можно объяснить их подводно-оползневым и обвально-осыпным происхождением в условиях сильно расчлененного рельефа в местах, наиболее приближенных к областям питания.

Характерные для песчано-конгломератовой ассоциации градационный и «маятниковый» типы сортировки обломочного материала, эрозионные нижние контакты пластов, плохая окатанность и слабая сортировка песчаной фракции объясняются отложением осадков на довольно крутом склоне из автокинетических потоков. Малое количество глинистой фракции свидетельствует о том, что при подводном оползании разнородный материал формировал потоки, сходные с зерновыми. По характеру распределения, мощностям, текстурно-структурным признакам грубообломочные отложения похожи на отложения современных подводных каньонно-веерных систем, которые были отделены от суши шельфовой зоной [5]. В проксимальной части каньонов развиты осадки песчано-конгломератовой ассоциации, присутствие среди конгломератов пластовых отторженцев связано с обрушением крутых стенок проводящего канала; с увеличением расстояния от устья каньона наблюдаются уменьшение размерности обломочного материала, флишевый характер переслаивания пород.

Источниками снова являлись «молодая», тектонически активная суша и подводные поднятия. Начало интенсивных тектонических движений вызывало подводное обрушение крутых стенок склонов и быстрое оползание галечных пляжевых накоплений в формирующийся узкий прогиб. В дальнейшем происходило формирование автокинетическими потоками отложений песчано-конгломератовой ассоциации в проксимальной части каньона, в верхней части материкового склона, и отложение песчано-алевролитового флиша в более удаленных от источника сноса участках.

Можно предположить, что пространственная взаимосвязь микститов, образованных подводно-оползневыми и обвальными процессами и отложениями песчано-конгломератовой ассоциации, не случайна. Вероятно, подводные обвалы и оползни были начальной стадией формирования автокинетических потоков в условиях интенсивной тектонической активности областей питания и осадкообразования.

Литература

1. *Мазарович О. А., Рязанцев А. В.* Молассовые комплексы палеозоя на северо-востоке Центрального Казахстана.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1983, № 3, с. 96—105.
2. *Никитин И. Ф.* Ордовик Казахстана. Ч. I. Алма-Ата: Наука, 1972. 240 с.
3. *Ротараш И. А., Клепиков Н. А., Гредюшко Е. А.* Нижнепалеозойские олистостромы Чингиз-Тарбагатайской зоны.— Геотектоника, 1980, № 4, с. 52—62.
4. *Хворова И. В.* Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 4, с. 3—23.
5. *Piper I. W.* A silurian deep-sea fan deposit in western Ireland and its bearing on the nature of turbidity currents.— J. Geol. 1970, v. 78, № 5, p. 509—522.

Геологический институт АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
1 VI.1983

УДК 552.5/551.734.3(571.1)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПАЛЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ СРЕДНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЯРЕГСКОГО НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ)

БЕСКРОВНАЯ О. В., ГЕРАЩЕНКО И. Л., ГРОССГЕЙМ В. А., РОЖКОВ Г. Ф.

Среднедевонские отложения Тимано-Печорской провинции представляют большой интерес для поисков литологических ловушек (залежей) для нефти и газа литологического типа (т. е. связанных с фациальным замещением терригенных осадков различного генезиса). Прогноз таких замещений основывается главным образом на изучении условий формирования осадков, направления миграции терригенного материала и определения качества гранулярных коллекторов.

Одним из хороших объектов для проведения подобных исследований оказалось Ярегское месторождение тяжелой нефти, разрабатываемое шахтным способом. Оно находится у восточного края Тиманского горного сооружения, недалеко от границы Тимана и Ижема-Печорской впадины. Хотя само нефтяное поле пересекают многочисленные горные выработки (скважины и система штреков и квершлагов), однако условия формирования осадков оставались до последнего времени недостаточно выясненными. Для выявления закономерностей распространения литологических ловушек необходимо установить природу выклинивания среднедевонских отложений (осадков).

Для этой цели нами были проведены комплексные детальные литологические исследования, позволившие уточнить представления о палеогеографической обстановке накопления осадков афонинского и старооскольского горизонтов среднего девона. Породы, слагающие эти горизонты, представлены кварцевыми песчаниками, пропитанными густой, окисленной нефтью, что придает им черную или темно-коричневую окраску с прослоями тех же, но более светлых (светло-коричневых) песчаников. Среднедевонские песчаники с несогласием залегают на метаморфических сланцах рифея в виде огромного поля, площадь которого превышает 2000 км^2. Перекрываются изученные породы с небольшим несогласием терригенными отложениями пашийского возраста (верхний девон).

Основным материалом для нашего исследования послужили скважины, расстояния между которыми не превышали 100 м. В этих скважинах был произведен полный отбор керна из исследованных отложений. Таким образом, материал весьма представительный. Профиль проведен вкрест простирания слоев в меридиональном направлении.

Для решения вопроса об условиях формирования рассматриваемых отложений нами был применен комплекс методик, одной из которых явился 19-фракционный гранулометрический анализ [2] с обработкой его результатов по специальным программам на ЭВМ в ВЦ ЛГУ [3, 4]. Гарантией возможности применения дробного ситового анализа для определения генезиса осадков являлось то, что осадки среднего девона залегают на небольших глубинах (около 200 м) и пропитаны нефтью, что затормозило развитие вторичных процессов, изменяющих размеры и форму зерен (регенерация и коррозия кварца).

Модальные размеры зерен рассматриваемых песчаников распределены без какой-либо четкой закономерности. В разрезе обоих горизонтов в нескольких пробах отмечена

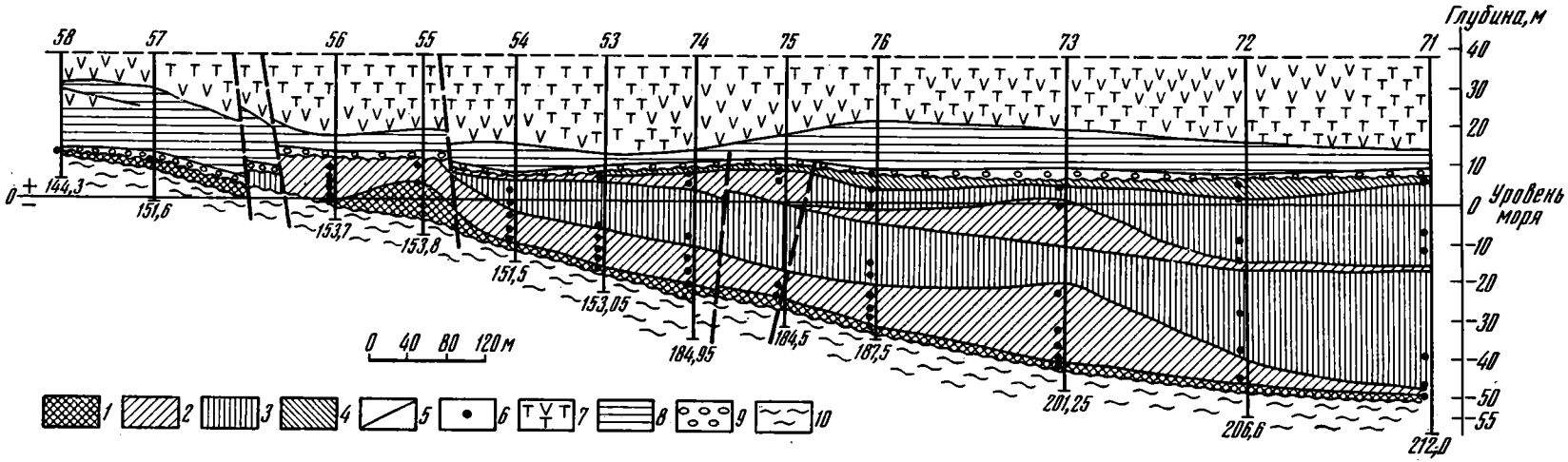
бимодальность и гетерогенность гранулометрического состава осадков, в которых наблюдается смесь тонкозернистых (0,01 мм) и крупнозернистых (0,2—0,4 мм) гранулометрических подсовокупностей. Изолинии равных бимодальности и гетерогенности секут в диагональном направлении общее простирание отложений. Аналогичная картина была получена и для средних размеров зерен. Модальные и средние размеры при картировании обычно отражают локальные уклоны дна седиментации. Линзовидный, выклинивающийся, в общем непостоянный характер распределения модальных размеров позволяет полагать, что осадки рассматриваемых горизонтов были сформированы в условиях речной долины при меандрировании и миграции во времени основного русла.

Появление наиболее крупнозернистых ситовых фракций (ПНКФ-19) варьирует в очень широких пределах — от 0,45 до 2,26 мм. Отмечается тенденция уменьшения размеров ПНКФ-19 вверх по разрезу и полное отсутствие закономерностей по простиранию отложений. Данные ПНКФ-19 свидетельствуют о том, что в начале афонинского и старооскольского времени в источниках сноса происходил размыв пород, содержащих крупнообломочные частицы, которые перемещались вниз по течению.

Значения коэффициента вариации по косвенному счету зерен изменяются от 1,0 до 2,0. В рассматриваемом разрезе видна определенная закономерность — уменьшение значений этого параметра вверх по разрезу и отсутствие изменений в латеральном направлении, т. е. в субширотном направлении с запада на восток. Отмечается некоторая ритмичность в распределении значений вариации (фиг. 1). Так, например, в подошве афонинского горизонта значения вариации составляют 2,0, что указывает на очень плохую отсортированность осадков и на низкие энергетические уровни среди седиментации, а в кровле происходит уменьшение значений, и они достигают 1,0, что можно рассматривать как свидетельство хорошей отсортированности осадков при более высоких энергетических уровнях живых сил среды седиментации. Аналогичная картина происходит и в старооскольском горизонте, где отмечается уменьшение значений вариации от 1,5 в подошве до 1,0 в кровле. Наблюдаемый разброс значений коэффициента вариации характерен для осадков речных долин, где происходит очень быстрое изменение литологического состава в разрезе на незначительном расстоянии. Это характерно для меандрирующих русел, когда возникает быстрая смена речных микрофаций как во времени, так и по площади. Интерес представляет распределение параметра асимметрии, отражающего режим седиментации. Значение асимметрии по косвенному счету зерен рафинированного гранулометрического состава афонинских и старооскольских осадков варьируют от —1,0 до +0,8 и закономерно изменяется вверх по разрезу указанных горизонтов. Так, в подошве указанных горизонтов наблюдается отрицательная асимметрия с максимальными абсолютными величинами, а к кровле она сменяется положительными значениями с теми же абсолютными величинами. Особенно это характерно для старооскольских отложений. Таким образом, изменения значений асимметрии носят также ритмичный, циклический характер. Отрицательные значения асимметрии в начале каждого цикла показывают, что процесс седиментации начинался на низких энергетических уровнях, когда в массу тонкозернистых осадков привносилась небольшая примесь крупнозернистого материала. В процессе осадконакопления с течением времени происходило увеличение энергии палеотечений, гранулометрический уровень осадков повышался и осуществлялась интенсивная механическая дифференциация песчано-алевритовых обломков. По мере усиления процесса механической дифференциации обломков резко уменьшается асимметричность вплоть до практически симметричной ЭПР гранулометрического состава песков. Это происходит при дальнейшем росте энергии палеопотоков, увеличивается общий гранулометрический уровень осадков. Ритмичность изменения значений асимметрии ЭПР гранулометрического состава афонинских и старооскольских отложений свидетельствует о периодическом изменении силы донных течений в условиях довольно большой речной долины.

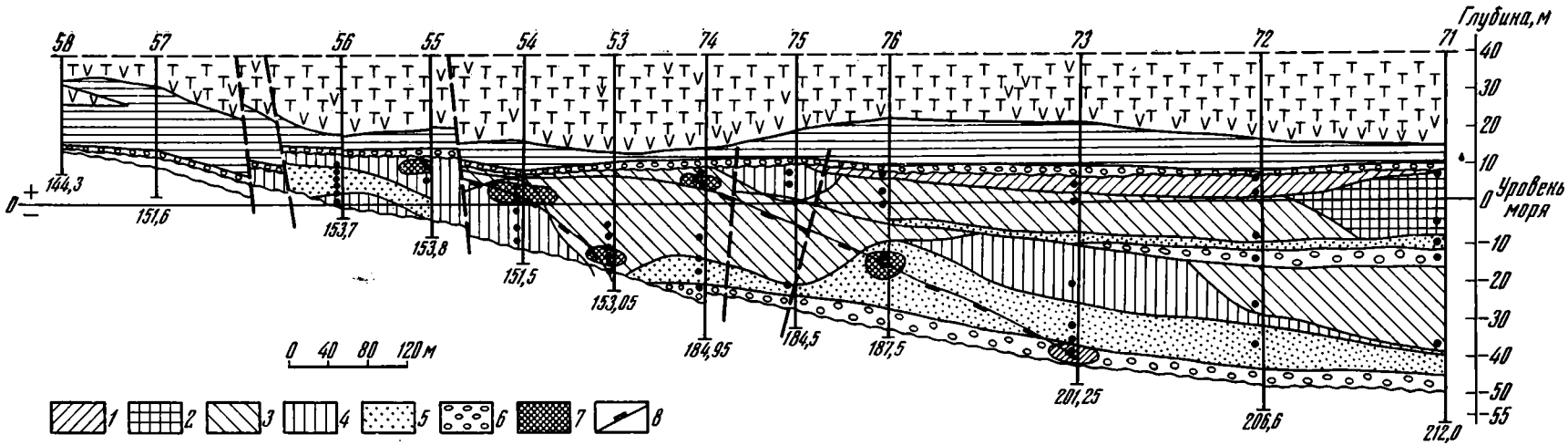
Значения эксцесса, характеризующего стабильность условий динамической переработки обломочного материала, изменяются от —1,2 до +0,8. В подошве афонинского горизонта отмечаются отрицательные значения эксцесса с максимальными абсолютными величинами, а к кровле старооскольского горизонта приурочены наибольшие положительные значения этого параметра. Положительные значения эксцесса указывают на то, что скорость переработки осадков превосходит интенсивность их привноса, а отрицательные значения, наоборот, свидетельствуют о том, что интенсивность привноса превосходит скорость динамической переработки. Нулевые значения — это, естественно, баланс между этими противоположными процессами. Следовательно, можно считать, что при формировании афонинских и старооскольских отложений скорость динамической переработки осадков преимущественно возрастала во времени. Особенно это заметно в центральных частях долины, где отмечается увеличение мощности рассматриваемых отложений. Таким образом, судя по данным значениям эксцесса, можно думать, что осадки как афонинского, так и старооскольского горизонтов, в целом, формировались в условиях возрастающей энергии палеотечений, что обеспечивало суммарный перевес динамической обработки осадков над интенсивностью их транзита вниз по склону речной долины.

Гранулометрическая зрелость — результат воздействия на осадках всей суммы динамических сил, поскольку она является хорошим показателем однородности песчаных отложений. Представление о характере гранулометрической зрелости рассматриваемых пород было получено путем совместного анализа карт распределения трех величин: асимметрии, эксцесса и «хи-квадрат», полученного при апроксимации эмпирических распределений логнормальным теоретическим законам (фиг. 2).



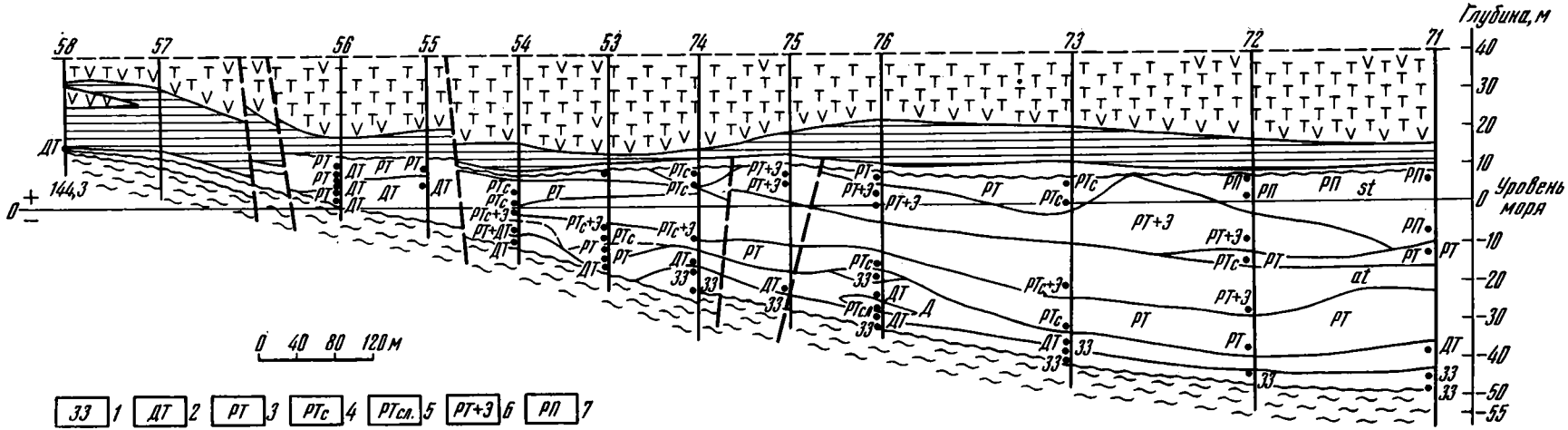
Фиг. 1. Распределение отсортированности осадков афонинского и старооскольского горизонтов по данным значения коэффициента вариации по косвенному счету зерен в геологическом профиле по линии скважин 58—71 Ярегского нефтяного месторождения

1, 2 — очень плохая отсортированность (коэффициент вариации >1,5); *3* — плохая и средняя отсортированность осадков (коэффициент вариации 1,0—1,5); *4* — хорошая отсортированность осадка (коэффициент вариации <1,0); *5* — изолинии; *6* — точки опробования из керна скважин; *7* — туффиты, диабазы; *8* — кыновские глины; *9* — конгломераты пашийского горизонта; *10* — метаморфические сланцы



Фиг. 2. Распределение гранулометрической зрелости осадков афонинского и старооскольского горизонтов среднего девона в геологическом профиле по линии скважин 58—71 Ярегского месторождения

1 — сверхзрелые осадки; *2* — отличная зрелость; *3* — хорошая зрелость; *4* — средняя зрелость; *5* — плохая зрелость; *6* — очень плохая зрелость; *7* — незрелые осадки; *8* — линия развития бимодальности гранулометрического состава. Остальные условные обозначения см. фиг. 1

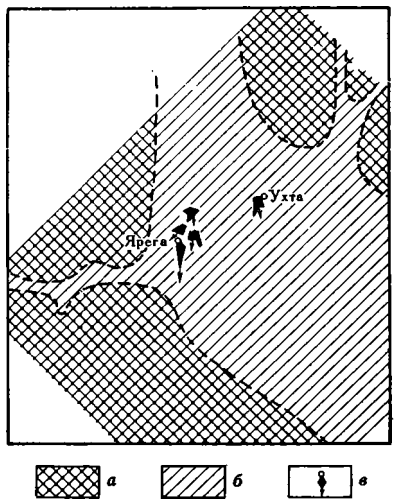


Фиг. 3. Распределение палеодинамических условий седиментации в индексах динамо-генетической диаграммы асимметрия — эксцесс по косвенному счету зерен в объеме афонинского и старооскольского горизонтов

1 — застойные зоны седиментации; *2* — донные течения; *3* — речные течения; *4* — речные течения сильные; *5* — речные течения слабые; *6* — речные осадки, частично обработанные ветром (долина реки); *7* — речные пляжи (долина реки)

Судя по профилю, исследуемая часть русла была значительно удалена от своих истоков и скорее всего представляла собой самое нижнее течение, где фактор наследственности обычно почти полностью теряет свое значение.

Как показали наши исследования, именно осадки повышенной гранулометрической зрелости обладают наилучшими изначальными коллекторскими свойствами. Для палеодинамических реконструкций на основе количественной оценки механической дифференциации обломочных частиц песчано-алевритовой размерности нами использовалась генетическая диаграмма Г. Ф. Рожкова [1]. Динамические условия седиментации рассматриваемых отложений указывают на речную палеофацию, о чем свидетельствуют как сам набор микрофаций динамических обстановок седиментации, так и распределение их по разрезу указанных горизонтов. Наблюдается ритмичность в изменении микроформаций. Так, например, в районе скв. 71 и 72 вверх по разрезу микрофации сменялись в следующем порядке: застойные условия очень медленных течений перехо-



Фиг. 4. Схема донных течений живетского времени (Ухтинский р-н) *а* — область эрозионного палеоподнятия, *б* — аллювиальная дельтовая прибрежная аккумулятивная равнина, *в* — диаграмма розы и вектора палеотечений

дили в течения относительно больших скоростей, постепенно нараставших во времени. Затем с начала старооскольского времени снова все повторяется, но только на несколько более высоком уровне (фиг. 3). Следует отметить, что широкое развитие речных осадков, частично переработанных ветрами, наблюдается в условиях широких больших речных долин. Смена микрофаций в разрезе также свидетельствует о том, что рассматриваемые осадки были сформированы в нижней части речной долины, где широко развито смещение речных микрофаций как во времени, так и в пространстве.

Таким образом, данные детальных исследований дробной ситовой гранулометрии позволяют сделать вывод о том, что отложения афонинского и старооскольского горизонтов были сформированы в низовьях широкой речной долины, выработанной в сланцах фундамента. В субмеридиональной долине происходило меандрирование в субширотном направлении речных палеорусел с образованием как речных пляжей, так и застойных (возможно, пойменных) участков седиментации. Тектонические колебательные движения, проявляющиеся на рубеже афонинского и старооскольского времени, зафиксировались в ритмичном повторении условий седиментации рассматриваемых отложений, они обусловили угловое несогласие и трансгрессивное перекрытие отложений афонинского, а во втором цикле и старооскольского горизонтов.

Данные гранулометрии увязываются с результатами текстурного анализа, которые однозначно свидетельствуют о том, что терригенный материал переносился с севера в южном направлении. Замеры ориентировки наклонов косых слойков были произведены в одном из уклонов на шахтном поле и в ряде скважин по ориентированному палеомагнитным способом керну. Кроме скважин на месторождении Ярега были сделаны замеры по керну гидрогеологической скважины в г. Ухте (фиг. 4). Текстура изучаемых песчаников представлена фрагментами косослойчатых серий часто с серийными швами, выполненными более грубозернистым материалом. В образцах с более мелкими фракционным составом косая слойчатость более мелкая, часто линзовидного характера, косоволнистая, прерывисто-волнистая или выражена отдельными косыми слойками. Отмечаются также текстуры взмучивания и подводно-оползневые.

Подтверждением наших заключений о речном, а может быть, и дельтовом генезисе осадков среднего девона Ярегского района является то, что долина упомянутой реки в ее верхнем течении была прослежена рядом исследователей и выше по течению [5] палеоморфологическими, сочетающимися с палеотектоническими методами, причем она также имеет субмеридиональное простирание.

Суммируя изложенные выше данные, можно утверждать, что характер залегания осадков, их гранулометрический состав и ориентировка динамических текстур отчетливо указывают на то, что в рассматриваемое здесь время существовала широкая речная

долина довольно полноводной реки, фрагмент низовьев которой пересекает изученный нами профиль. Это позволяет оценить возможность распространения осадков среднего девона на западном склоне Ижма-Печорской впадины, которые являются хорошими потенциальными коллекторами нефти и газа. Вынос терригенного материала в дельту и авандельту носил локальный характер, и осадки эти впоследствии были частично размыты. Но, с другой стороны, отложения авандельты, сохранившиеся до настоящего времени и погруженные на глубины до 2000 м, распространялись далеко в бассейн, и в них могут быть обнаружены многочисленные стратиграфические и литологические ловушки.

Литература

1. *Рожков Г. Ф.* Дифференциация обломочного материала и гранулометрическая диаграмма по косвенному счету зерен.— В кн.: Механическая дифференциация твердого вещества на континенте и шельфе. М.: Наука, 1978, с. 97—117.
2. *Рожков Г. Ф., Ипатова Э. Н., Колобзаров О. В., Стайсон Р. Н.* Дробный ситовой гранулометрический анализ.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 6, с. 121—135.
3. *Рожков Г. Ф., Куликов В. Д.* Методика автоматической обработки результатов дробного ситового анализа.— В кн.: Литолого-палеогеографические исследования при неструктурных залежах углеводородов. Л., 1975, с. 94—118. (Тр. ВНИГРИ, вып. 32).
4. *Рожков Г. Ф., Трофимова Э. М.* Способ статистической обработки гранулометрических данных на электронной вычислительной машине (ЭВМ).— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 2, с. 142—147.
5. *Скловский А. М., Косоруков В. Л., Мусатов И. Б., Шумов О. В.* Фациальные обстановки и палеогеография среднедевонской эпохи бокситонакопления на Среднем Тимане.— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 3, с. 42—61.

ВНИГРИ,
Ленинград

Поступила в редакцию
11.VI.1982

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 3, 1984

МЕТОДИКА

УДК 550.93 : 550.4

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ КАРБОНАТНЫХ ОБЛОМКОВ В ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

ПРОКОПЧУК Б. И., ЗАИРИ Н. М., ГУЩИН В. Н., ЛЕВИН В. И., МЕТЕЛКИНА М. П., ШОФМАН И. Л.

Наиболее распространенным методом установления областей сноса обломочного материала, аккумулированного в конечных бассейнах седиментации, является определение петрографических разностей отдельных обломков. В ряде случаев последние представлены в подавляющей массе карбонатными породами, характеризующимися близостью литологических свойств и химического состава и лишенными тем самым реперных признаков. Такая ситуация сложилась при изучении многочисленных карстовых депрессий, явившихся своеобразными коллекторами для концентрации ряда россыпеобразующих минералов [3] на севере Сибирской платформы. Здесь район распространения карста сложен карбонатными породами среднего кембрия (доломитами с подчиненным участием известняков), а в строении предполагаемой области сноса (Уджинское поднятие и пограничная территория) принимают участие терригенные отложения юры, перми и вулканогенно-осадочные с карбонатными породами толщи рифея [5].

С целью выяснения источников питания терригенным материалом карстовых коллекторов был изучен петрографический состав крупнообломочной фракции карствыполняющих пород. Как показало это изучение (фиг. 1), в обломочной части в подавляющей массе распространены карбонатные породы (преимущественно доломиты). Среди последних выделяется несколько разновидностей по цвету (желто-белые, светло-серые, темно-серые, розовато-серые, рыжевато-светло-серые) и зернистости (мелко-, средне- и крупнозернистые).

Характерно, что в разном сочетании указанные разности отмечаются как в разрезах кембрия, так и рифея. Химический их состав близок и не может служить четким разграничительным признаком (табл. 1). С целью получения одной из индикаторных характеристик доломитов, указывающей на принадлежность их к одной из возрастных групп, был изучен изотопный состав углерода и кислорода. Изотопному анализу подверглись образцы доломитов анабарской свиты (средний кембрий) из коренных обнажений и керна скважин, галька доломитов из карствыполняющих отложений нижнемелового возраста и доломиты рифейского возраста (табл. 2).

Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов определялись на масс-спектрометре МИ-1201 по стандартной компенсационной схеме, с точностью ±0,3‰. В качестве лабораторных стандартов использовали по углероду — исландский шпат с $\delta^{13}C = +4{,}5‰$ (от РДВ), по кислороду — стандарт карбонатит-70 с $\delta^{18}O = +20{,}0‰$ (от SMOW). Полученные данные по $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ были приведены к международным стандартам. Изотопный состав углерода в карбонатных минералах в целом варьировал в интервале значений +0,9÷+3,9‰ (см. табл. 2). Несмотря на частично перекрывающие-

Таблица 1

Химический состав разновозрастных доломитов

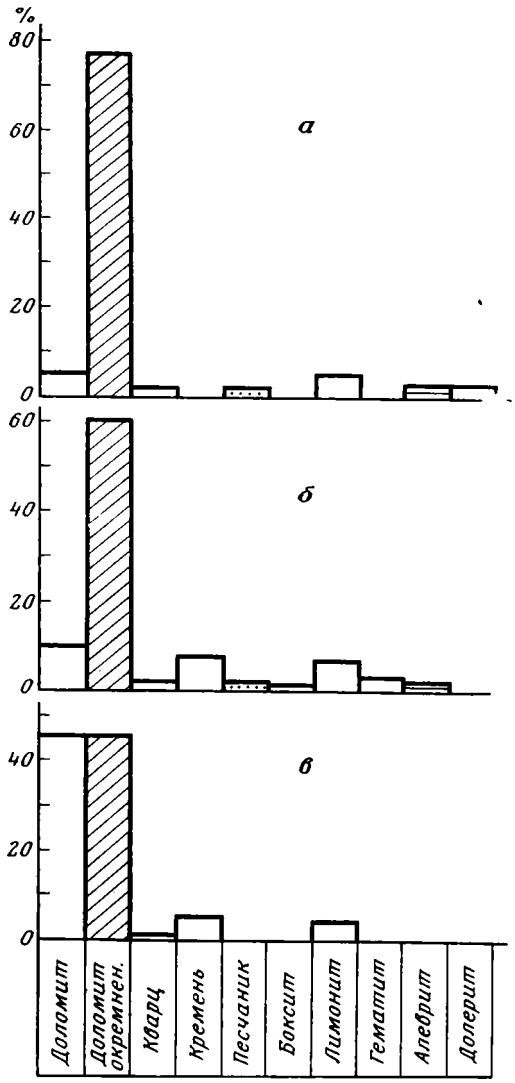
Доломиты	Возраст отложений	Химический состав, %						
		нерастворимый остаток	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	CO_2
Желтовато-белые	Средний кембрий (анабарская свита)	0,45	0,20	0,10	0,01	21,99	29,92	47,33
»	То же	3,10	0,70	0,10	0,03	19,31	28,33	28,43
»	»	1,10	0,20	0,10	0,01	21,70	29,79	47,10
»	»	3,10	0,70	0,10	0,03	19,31	28,33	48,43
»	»	1,30	0,45	0,10	0,10	21,51	29,53	47,01
Обломочно-хемогенные	Рифей	5,73	0,48	0,02	0,03	19,48	29,10	44,47
Строматолитовые	»	1,6	0,10	0,18	0,02	20,74	29,87	46,20
	»	0,59	0,82	Не обн.	Не обн.	21,02	30,52	46,93

Таблица 2

Изотопный состав углерода и кислорода из карбонатных пород разновозрастных отложений

Доломиты	Возраст отложений	Место взятия пробы	$\delta^{13}C$, ‰ PDB	$\delta^{18}O$, ‰ SMOW
Желтовато-белые	Галька из меловых отложений	Карстовая депрессия	+2,9	Не опр.
»	То же	То же	—25,5	»
»	Средний кембрий (анабарская свита)	Коренное обнажение	+1,8	+32,7
»	То же	То же	+2,3	+32,5
»	»	Керн скважины	+1,8	+33,9
»	»	То же	+1,1	+33,7
»	»	»	+2,8	Не опр.
»	»	»	+3,9	+34,5
Розовато-светло-серые	Рифей	Коренное обнажение	+0,9	+27,5
То же	»	То же	+1,1	+27,0

ся значения, доломиты рифейского и фанерозойского возрастов по $\delta^{13}C_{ср}$ значимо различаются и соответственно равны +1 и +2,5‰. Известно, что $\delta^{13}C_{ср}$ карбонатов в различные геологические периоды развития осадочной оболочки Земли, был подвержен флуктуациям; в рифейский период характеризовался значением 0,0‰ [2].

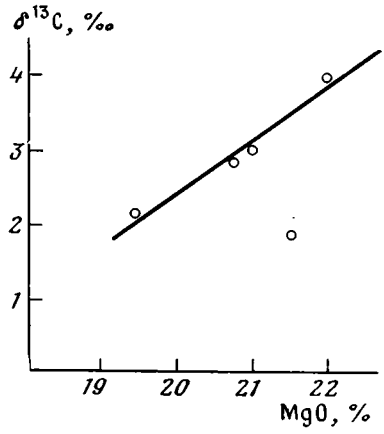


Фиг. 1

Фиг. 1. Петрографический состав галек из карствыполняющих отложений одной из депрессий

Галька с глубины: *а* — 13,0—15,0; *б* — 10,5—12,0; *в* — 9,0—10,5 м

Фиг. 2. График зависимости значений $\delta^{13}C$ в доломитах от содержания MgO



Фиг. 2

Как видно, величины $\delta^{13}C$ доломитов в рассматриваемом регионе и в целом по рифею характеризуются вполне сходимыми значениями. В отличие от последних, доломиты кембрийского возраста характеризовались большей дисперсией ($+1,8 \div +3,9‰$, см. табл. 2) и высокими значениями $\delta^{13}C_{ср} = +2,5‰$. Данная особенность карбонатов кембрия дает возможность провести их идентификацию изотопно-углеродным методом. Наряду с этим видно, что имеет место общее изотопное утяжеление углерода в кембрийских доломитах. В настоящее время установлено [1], что одной из основных причин обогащения карбонатов изотопом ^{13}C является изменение катионного состава морской воды за счет повышения концентрации иона Mg^{2+}. В целом же присутствие в растворе магния способствует возрастанию разделения изотопов углерода в обменной системе $CO_2 — HCO_3 — CO_3$.

Проведенный нами анализ изменения величин $\delta^{13}C$ от уровня содержания MgO в доломитах показал наличие прямой корреляции. Как видно, доломиты с минимальным содержанием MgO характеризуются наиболее низкими величинами $\delta^{13}C$ и, наоборот (фиг. 2). В составе доломитов в виде примесей было обнаружено рассеянное органическое вещество. Изотопный состав углерода ОВ, экстрагированного из кембрийских доломитов, оказался равным 25,5‰, что приближает его к составу ОВ, рассеянного в осадочных породах [1].

Наиболее резкое различие между рифейскими и кембрийскими доломитами было установлено по вариациям $\delta^{18}O$ (см. табл. 2). Рифейские доломиты характеризуются величинами $\delta^{18}O_{ср} = +27,3‰$, кембрийские — $\delta^{18}O_{ср} = +33,5‰$. Установленное облегчение изотопного состава кислорода рифейских доломитов, по-видимому, отображает состав воды, из которой происходило их отложение. Сделанные нами пересчеты по табличным данным для интервала температур 25—30° С [4] показали, что первичная вода характеризуется $\delta^{18}O \simeq (2,0) — (—3,0)‰$, т. е. если в течение геологического времени состав воды не менялся, то изотопно легкий состав воды свидетельствует о метеорной ее природе. В отличие от рифейских доломиты кембрийских отложений формировались из вод так называемого *формационного* типа.

Таким образом, приведенные данные однозначно свидетельствуют о возможности применения изотопного анализа для дифференциации разновозрастных карбонатных обломков с целью получения дополнительных критериев выделения областей сноса терригенного материала, заключающего и продуктивные компоненты.

Литература

1. *Галимов Э. М.* Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 224 с.
2. *Галимов Э. М.* Природа биологического фракционирования изотопов. М.: Наука, 1981, 245 с.
3. *Прокопчук Б. И., Левин В. И., Метелкина М. П. и др.* Литолого-структурный и геохимический контроль древнего карста на северо-востоке Сибирской платформы.— Геол. и геофиз., 1982, № 9, с. 54—58.
4. Справочник по изотопной геохимии. М.: Энергоиздат, 1982. 241 с.
5. *Шпун Б. Р., Шаповалова И. Г., Шеманина Э. А.* Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 154 с.

ЦНИГРИ
Москва

Поступила в редакцию
23.VIII.1983

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 3, 1984

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 550 : 46 : 551.491.4

О НЕКОТОРЫХ ВОПРОСАХ ГИДРОГЕОХИМИИ (в связи с выходом книги «Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия») [1]

СТАНКЕВИЧ Е. Ф.

Издание многотомной монографии «Основы гидрогеологии», предпринятое Комиссией по изучению подземных вод Сибири и Дальнего Востока Сибирского отделения АН СССР, является большим событием. Такая монография, к составлению которой привлечено много ведущих специалистов, должна стать заметной вехой в развитии гидрогеологии как науки. В этой монографии вышел третий том «Гидрогеохимия» под редакцией С. Л. Шварцева, посвященный гидрогеохимическим проблемам гидрогеологии. В этом томе рассмотрены основные закономерности формирования химического состава подземных вод различных генетических типов и особенности водной миграции химических элементов.

Том «Гидрогеохимия» включает 9 глав, «Введение», «Заключение» и «Предметный указатель». В «Введении» дается определение гидрогеохимии, показано ее место среди других наук, перечислены ее разделы.

Глава 1 — «Физические свойства, строение и термодинамическое строение воды в земной коре» знакомит с основными свойствами воды. В главе 2 — «Особенности состава подземных вод» приводятся данные по химическому, газовому, изотопному составу, а также об органических веществах и микрофлоре подземных и поровых вод (преимущественно Сибири). Большое внимание уделено проблеме кларков в подземной гидросфере, особенно в зоне гипергенеза. С. Л. Шварцев приводит средние содержания химических элементов и ионов (средний химический состав) подземных вод различных областей и разного происхождения.

Очень обстоятельно написана глава 3 — «Ведущие факторы, процессы и обстановка формирования состава подземных вод». В ней достаточно подробно разобраны роль каждого фактора и характер процессов, влияющих на изменение химического состава природных вод. Прогрессивной является попытка уточнения и детализации генетических циклов, природных обстановок — типов природных вод. Возможно, здесь следовало бы ввести еще один — подледовый тип подземных вод — для инфильтрационного цикла при гидрологическом типе круговорота в зоне гипергенеза в районах развития многолетней мерзлоты. Этот тип характерен для вод, образующихся в основании мощных толщ ледяного покрова Антарктиды, а возможно, и Гренландии.

В главе 4 — «Взаимодействие подземных вод с горными породами» С. Л. Шварцев четко показывает механизм взаимодействия воды с минеральными и горными породами и эволюцию системы воды — CO_2 — алюмосиликаты во времени. Выдвигаемое положение об отсутствии равновесия подземных вод с эндогенными алюмосиликатами имеет большое значение при выявлении особенностей формирования гидрогеохимического состава. Вероятно, такое предположение будет справедливо не только по отношению к эндогенным алюмосиликатам, но и к многим другим минералам метаморфического и осадочного происхождения. Из направленности и необратимости процесса взаимодействия воды с алюмосиликатами и другими минералами следует, что каждому этапу взаимодействия воды с горными породами должен соответствовать свой химический состав подземных вод и парагенезис вторичных минералов водовмещающей породы. Этот вывод имеет большое практическое значение, особенно в связи с тем, что многие гидрогеологи перестали обращать внимание на литологию водовмещающих пород даже при решении вопросов формирования химического состава подземных вод.

А. И. Перельман в главе 5 подробно разбирает факторы и формы миграции химических элементов в подземных водах и их поведение на геохимических барьерах и приводит гидрогеохимическую классификацию элементов.

В главах 6, 7 и 8 освещаются условия формирования химического состава подземных вод инфильтрационного, седиментационного и вулканогенно-гидротермального циклов. При этом для инфильтрационного цикла разбираются закономерности атмогенного, биогенного, литогенного и испарительного этапов формирования подземных вод зоны гипергенеза и отдельно закономерности формирования состава напорных вод горноскладчатых областей. Для этого авторами привлечен обширный фактический материал.

При рассмотрении условий формирования химического состава природных вод литогенного этапа в книге особое внимание уделено формированию содовых вод и криогенной метаморфизации подземных вод. Вероятно, это сделано правильно, так как изучение этих процессов, по существу, началось недавно. Хотелось бы только, чтобы были приведены данные о распространенности содовых вод, связи их с ландшафтно-кли-

[1] Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия. Новосибирск: Наука, 1982. 286 с.

матическими и геологическими условиями. Иначе создается впечатление, что содовый этап формирования подземных вод является обязательным для зоны гипергенеза. Очевидно, это не так. Следовало бы остановиться также и на характеристике условий формирования подземных вод других типов.

При рассмотрении вод седиментационного цикла, как и в предыдущих главах, подчеркивается связь между литологией вмещающих пород и химическим составом подземных вод. Эта правильная мысль подкрепляется расчетами и термодинамическими данными. Наверное, авторам следовало бы обратить больше внимания на связь парагенезисов минералов с химическими типами подземных вод.

Подземные воды вулканогенно-гидротермального цикла классифицированы по составу водорастворенных газов (сероводородно-углекислые, углекисло-водородные и др.). Кроме них специально выделены «морские» термины. При этом достаточное внимание уделено характеристике субаквальных термальных рассолов.

В заключительной главе «Гидрогеохимия месторождений полезных ископаемых» разбираются особенности формирования химического состава вод рудных, нефтяных, газовых и соляных месторождений и приведены основные положения гидрогеохимического метода их поисков.

Авторским коллективом и ответственным редактором книги выполнена большая работа по сбору и обобщению гидрогеохимических материалов. Проблема формирования химического состава подземных вод охвачена широко и глубоко. Большим достоинством книги является то, что в ней с достаточной четкостью проводится мысль о единстве и многостадийности процессов в системе порода — вода — газ — органическое вещество. По замыслу авторов, который им удался, данные, приведенные в книге, должны составить фундамент, на базе которого возможно сблизить различные представления об основных процессах и закономерностях формирования химического состава подземных вод. Вместе с тем вполне естественно, что некоторые вопросы гидрогеохимии остались не освещенными. К ним относятся в первую очередь вопросы формирования химического состава природных вод в условиях сильного антропогенного влияния (например, при орошении и осушении сельскохозяйственных земель, под крупными старыми городами и промышленными предприятиями, при гидротехническом строительстве, эксплуатации месторождений полезных ископаемых и т. д.). В настоящее время они приобретают важное практическое значение, и сейчас ставится вопрос о создании новой науки — инженерной гидрогеохимии. Не рассмотрено формирование химического состава подземных вод, особенно рассольных в породах кристаллического фундамента на глубинах >2 км. Вероятно, следовало бы обратить большее внимание на связь химического состава подземных вод с ландшафтно-климатическими зонами, высотной поясностью в горных областях и химическим составом наземных водотоков. Остались не охарактеризованными условия формирования и химический состав подземных вод пустынь.

Вполне естественно, что в рецензируемой книге отражены в основном взгляды ее авторов. Однако хотелось бы, чтобы был дан более полный обзор взглядов тех гидрогеологов, которые придерживаются других представлений о многих гидрогеохимических процессах. В связи с этим и хочется высказать несколько замечаний в адрес авторов книги. Так, например, вряд ли было целесообразно обойти молчанием вопрос о принятой химической классификации воды. К тому же в разных главах типизация ее проводится исходя из разных принципов. Бо́льшая часть авторов классифицируют воду по преобладающим анионам и катионам. А. И. Перельман в главе 5 выделяет классы вод по окислительно-восстановительным и щелочно-кислотным условиям. Характеристика гидротермальных растворов В. И. Кононовым в главе 8 ведется по составу растворенных газов. Собственно химический состав воды в этом случае не играет никакой роли. С. Л. Шварцев выделил (с. 157—161) содовые воды в литогенном этапе формирования состава подземных вод инфильтрогенного цикла по соотношению главных ионов. Все это затрудняет пользование книгой и лишает стройности ее построение. Поэтому закономерен вопрос: какая же химическая (гидрогеохимическая) классификация должна использоваться гидрогеологами? От его решения зависит многое, в первую очередь эффективность большинства геологопоисковых и инженерно-геологических работ.

В большинстве гидрогеологических работ, как и в рецензируемой книге, признается, что химический состав подземных вод формируется в процессе взаимодействия с вмещающими горными породами и зависит от состава последних. Очевидно, что и минеральный состав осадочных горных пород и новообразований в них в свою очередь будет зависеть в большей степени от химического состава (типа) природных вод. Наиболее часто связь между химическим составом природных вод и минеральным составом образующихся или преобразующихся в водной среде горных пород можно проследить на парагенезисах хемогенных, преимущественно эвапоритовых минералов. Она довольно хорошо показана в работах школы Н. С. Курнакова и М. Г. Валяшко, в работах Н. М. Страхова, а в последние годы подтверждена работами Ю. В. Баталина и Е. Ф. Станкевича. Каждому химическому типу воды, определенному по соотношению главных ионов (классификации М. Г. Валяшко, В. В. Эпштейна, В. А. Сулина, Ю. П. Никольской и др.), соответствует определенный парагенезис аутигенных седиментационных минералов. Эта же связь с типами природных вод намечается и для некоторых глинистых минералов. С этих позиций химическая классификация по преобладающим главным анионам и катионам не только не имеет преимуществ перед классификациями по соотношению главных ионов или гипотетических солей, но и затрудняет выяснение связи между литологией вмещающих пород и подземных вод. Не смена преобладающего аниона или катиона, а изменение гипотетического солевого состава подземных вод будет знаменовать изменение характера взаимодействия в системе вода — порода и миграционной способности ряда макро- и микроэлементов. О недо-

оценке авторами книги химических классификаций по соотношению главных ионов свидетельствует, например, следующий факт: говоря (с. 208) об условиях выделения из раствора кальцита и доломита, они не упоминают выводов Н. М. Страхова об осаждении доломита из вод только углемагниевого и углекальциевого типов. Подход Н. М. Страхова почти безошибочно позволяет выявлять условия, благоприятные для образования доломита на дне современных водоемов с садкой карбонатных минералов. Использование же магний-кальциевого отношения, о котором говорится в книге, не позволяет сделать столь же четкие выводы.

В последние годы в печати появились работы, в которых обосновывались гидрогеохимические критерии при поисках месторождений минеральных солей различного состава (содовых, сульфатных). В основе этих критериев лежит определение минерализации и солевого состава природных вод. Эти работы, вполне естественно, не были замечены авторами книги, несмотря на то что в книге имеется раздел «Особенности формирования состава вод соляных месторождений» и специальная часть «Гидрогеохимические поиски соляных месторождений». Решение вопросов соляной геологии без учета типов галогенеза и солевого состава природных вод, связанных с месторождениями различных солей, вызовет большие затруднения и ограничит возможности прогнозирования этих месторождений.

Второй принципиальный вопрос, требующий обсуждения, связан с проблемой кларков подземной гидросферы, или среднего химического состава подземных вод. В этом отношении С. Л. Шварцевым проделана большая работа по сбору и обобщению данных 25 тыс. химических анализов воды. Им рассчитано среднее содержание 50 химических элементов в подземных водах основных ландшафтных зон земного шара. Эти полученные впервые данные дополняют наши сведения по кларкам элементов в земной коре, почве различных горных пород и т. д. и будут иметь большое значение при гидрохимических исследованиях. Однако в этом отношении С. Л. Шварцеву следовало бы быть более последовательным. Дело в том, что в таблицах и при описании подземных вод зоны гипергенеза их средние химические составы определяются и приводятся как в абсолютном выражении, так и в формулах Курлова, а не в элементарной форме, как это следует делать при определении кларков. При разнообразии подземных вод по химическому составу и типу в разных водоносных пластах даже на ограниченной территории их средний состав будет фиктивным, часто не соответствующим природным водам. Ведь при смешении вод двух разных типов мы получим третий тип, не существующий в данном районе. В некоторых случаях этот фиктивный состав будет даже таким, который не может существовать в природных условиях. С этих позиций установление среднехимического состава природных вод недопустимо.

Средний химический состав природных вод целесообразно определить только в тех случаях, когда вода имеет близкие минерализацию, химический состав и тип. Осреднение химического состава природных, в том числе и подземных вод, обедняет их. Из поля зрения исследователя исчезают многие разновидности, которые могут свидетельствовать о ряде весьма специфических процессов минералообразования и выноса микроэлементов, что может оказаться весьма полезным при поисках полезных ископаемых, поисках и разведке водозаборов, при инженерно-геологических исследованиях.

Третий вопрос, требующий обсуждения: как отражается растворимость различных солей на формировании химического состава природных вод различной минерализации? Авторы книги воспроизводят известные графики (фиг. 3—1, с. 60) М. Г. Валяшко, содержания главных анионов и катионов в природных водах различной минерализации и приводят таблицу растворимости и предельного содержания в воде солевых катионов. Из этого вытекает, что есть единый путь изменения химического состава природных вод при повышении минерализации, зависящий от растворимости главных ионов. Однако в природных условиях все обстоит значительно сложнее. Условия формирования химического состава атмосферных, речных, озерных, морских, а также подземных вод зон гипергенеза, катагенеза и метаморфизма сильно различаются. В связи с этим и пути изменения их состава и типа не совпадут, так как они будут протекать в различных окислительно-восстановительных и термобарических условиях, под воздействием разных факторов, при различных соотношениях жидкой — твердой фазы и различной степени участия живых организмов и органического вещества. Кроме того, для каждого гидрохимического типа природных вод, определяемого по соотношению главных ионов, пути изменения химического состава с ростом минерализации и растворимость главных ионов будут различны. На это уже обращала внимание В. С. Самарина. Поэтому одной из задач гидрогеохимии должно стать выявление закономерностей изменения химического состава с ростом минерализации для каждого типа речных, озерных и подземных (зон гипергенеза и катагенеза) вод отдельно.

Высказанные замечания имеют, как уже было замечено, принципиальный характер. Они касаются основных положений гидрогеохимии, подхода к решению ряда вопросов формирования химического состава природных вод и взаимодействия воды с вмешающими породами. Вместе с тем они не снижают значения рецензируемой книги. Обсуждение поднятых в рецензии вопросов должно способствовать развитию гидрогеохимии.

ВНИИГЕОЛНЕРУД
Казань

Поступила в редакцию
3.III.1983

ХРОНИКА

УДК 553.64(047).

VI МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ ПО ФОСФОРИТАМ

ИЛЬИН А. В., ЯНШИН А. Л.

Очередная, шестая конференция проекта 156 Международной программы геологической корреляции ЮНЕСКО «Фосфориты» состоялась в конце октября — начале ноября 1983 г. Первая ее часть проходила в Марокко, вторая — в Сенегале. На конференции присутствовали представители 20 стран. Наиболее многочисленной была французская делегация, которую составили геологи Национального Комиссариата по атомной энергетике, профессора университетов Парижа, Марселя, Орлеана, Руана, Перпиньяна. Конвинером конференции был проф. Жак Лука (ун-т Луи Пастера в Страсбурге).

Марокканская часть семинара была посвящена в основном ознакомлению с геологией фосфоритовых месторождений Марокко. Интересные доклады на эту тему были сделаны марокканскими геологами из геологической службы страны и из Королевской компании по фосфатам (ОСИПИ), а также французскими специалистами.

Фосфоритовые месторождения Марокко хорошо известны советскому читателю по литературе. Поэтому мы отметим лишь некоторые новые данные, о которых сообщалось на конференции в докладах французских и марокканских геологов Г. Сальвана, Ж. Жемейра, Д. Гийо, М. Бенсаида, А. Эль-Кхейра, Г. Идира и др.

А. Сальван, выделяя две фосфатоносные провинции мела — палеогена (Средиземноморскую и Атлантическую), подчеркивает, что марокканское «фосфатное море», в пределах которого развиты фосфориты маастрихтского ипрского возраста, принадлежало Атлантической провинции.

Палеогеография этого шельфового бассейна реставрируется еще недостаточно достоверно. Наиболее вероятно, что современные «палеозойские массивы» представляли собой положительные элементы рельефа и во время фосфатонакопления, и, таким образом, фосфатоносные бассейны Гантур, Уэд, Абдун, Мескала и др. являлись заливами сравнительно узкими, мелководными, далеко вдававшимися в сторону суши, но открытыми к океану. В целом в седиментационном профиле в направлении от Высокого Атласа, относительно поднятого в рассматриваемое время к шельфу океана, т. е. с юго-востока на северо-запад, можно выделить несколько фациальных зон — Приатласскую, Мезеты, Среднего Атласа и Эр-Рифа.

В северо-западных предгорьях Атласа находится относительно небольшой бассейн Мескала, месторождения которого в настоящее время разведуются советскими геологами по двухстороннему контракту. От других месторождений Марокко они отличаются более значительной тектонической нарушенностью и относительно небольшими размерами (по площади) каждого отдельно взятого месторождения.

В зоне Мезеты сосредоточены основные месторождения, в частности Бенгерир и Хурибга. Оба они были объектами наблюдений на экскурсии, последовавшей за семинаром. Разрезы верхов мела — низов палеогена этой зоны отличаются меньшими сравнительно с другими зонами мощностями. Это наиболее «конденсированные» по терминологии французских геологов, «сжатые» разрезы, отличающиеся наибольшей концентрацией фосфоритовых пластов в расчете на всю мощность разреза, небольшими мощностями пластов бесфосфатных пород, разделяющих фосфориты, весьма резкими границами между теми и другими, обилием местных перерывов. В зоне Среднего Атласа расположено месторождение Тимхадит, характеризующееся широким распространением черных битуминозных сланцев. Фосфориты локализованы здесь в отложениях верхов маастрихтского яруса, подстилающиеся мощной серией черных сланцев. Разрезы среднего палеоцена района Тимхадита характерны появлением горизонтов гипсов. В верхах эоцена среди доломитов отмечаются прослои ангидритов. Это единственный в Марокко район развития эвапоритов в отложениях мела — палеогена. Характерно, что восточнее в Средиземноморской провинции, особенно в Тунисе, палеогеновые эвапориты развиты значительно шире. Зона Среднего Атласа, по-видимому, представляет более глубоководные фации мел-палеогенового моря. В то же время, судя по появлению эвапоритов, бассейн района Тимхадит был в какой-то мере изолирован от основного морского бассейна, лежавшего западнее.

В зоне Эр-Риф, несомненно, более глубоководной части рассматриваемого фациального профиля, имеются лишь отдельные невыдержанные горизонты слабофосфатизированных пород. Разрез этой зоны отличается большими мощностями. Мел-палеогеновые отложения Эр-Рифа характерны альпийским стилем дислокаций. В этой зоне, как известно, появляются уже офиолитовые комплексы (среди отложений) мела — палеогена.

Несколько докладов французских геологов было посвящено ураноносности марокканских фосфоритов — проблеме, которая представляет большой практический интерес в связи с интенсивным развитием промышленности по переработке фосфатов в жидкие

конечные продукты—фосфорную и суперфосфорную кислоту. Уже сейчас около четверти всего добываемого сырья (т. е. около 4 млн. т фосфоритов) перерабатывается в Марокко на фосфорные кислоты. В ближайшем будущем на жидкие кислоты будет перерабатываться до половины добываемых фосфоритов. Именно в связи с этим рассматриваются проекты попутного извлечения урана при кислотной переработке по технологии, разработанной во Флориде. Интерес к урану определяется в Марокко острой нехваткой энергетического сырья, в частности нефти. Для преодоления ее разрабатываются проекты строительства атомных электростанций, топливом для которых и будет служить уран, извлекаемый из фосфоритов.

Геологическая сторона ураноносности фосфоритов довольно очевидна. При средних содержаниях урана 50—70 г/т зачастую отмечаются и значительно более высокие (до 200—300 г/т), выявленные при проведении систематического картирования ураноносности марокканских фосфоритов. Помимо приповерхностной зоны ураном обогащены и базальные горизонты продуктивных отложений, не затронутые процессами гипергенеза, что объясняется марокканскими геологами миграцией урана из гранитоидов, насыщающих палеозойский складчатый фундамент.

Интересные результаты были получены французскими геологами в отношении характера распределения урана в фосфатных зернышках. Лишь во внутренней их части устанавливается положительная корреляция между U и P_2O_5; во внешней части зернышек она нарушается, зачастую сменяясь отрицательной.

Французские ученые уделяют большое внимание, возможно, также в связи с урановой проблемой, изучению органического вещества фосфоритов. Ведущими специалистами в этой области являются *М. Сланский* и *Ж. Трише*. В их докладах на примере тунисских фосфоритов было показано, что органическое вещество фосфоритов связано с морскими водорослями, а полимеризация его после захоронения доходит лишь до стадии образования гуминовых кислот. Именно в таком состоянии органическое вещество консервируется в фосфатных пелетах, оставаясь внутри них весьма стойким в процессах гипергенеза.

Марокканские фосфориты, во всяком случае во всех эксплуатируемых месторождениях, чрезвычайно бедны органическим веществом. На конференции живо обсуждались причины этого явления. Многие исследователи показали несостоятельность известного объяснения этого факта с помощью процессов гипергенеза, т. е. защищали идею о «первичном» обеднении фосфоритов бассейнов Гантур и Уед Абдун органическим веществом. Этому, однако, противоречит черный цвет фосфоритов, залегающих ниже уровня грунтовых вод.

В целом у нас осталось двойственное впечатление о характере и степени изученности столь грандиозного геологического явления, который называется мел-палеогеновым фосфогенезом Марокко. Сами месторождения разведаны чрезвычайно детально. Выявлен характер фациальных изменений отдельных пластов фосфоритов от одного участка к другому. За последние годы достигнуты значительные успехи в изучении геохимии фосфоритов. Что же касается более общих вопросов — палеогеографии, минералогии, явлений гипергенеза и мн. др., то все они еще весьма далеки от разрешения.

Несколько интересных докладов относилось к месторождениям других стран Средиземноморской провинции, открытию здесь крупного фосфатоносного региона, занимающего смежные части Иордании, Сирии, Ирака и Саудовской Аравии. Месторождения этой провинции приурочены к склонам крупного поднятия Рутба, сводовая часть которого сложена палеозойскими отложениями.

Геологоразведочные и оценочные работы широко проводятся ныне в Ираке (район Акашот) и Саудовской Аравии (район Сирхан-Турфайя). Запасы месторождений этой провинции оцениваются в несколько сот миллионов тонн довольно высококачественных фосфоритов.

В чрезвычайно интересном и содержательном докладе *К. Аль-Бассама* (Ирак) рассматривались генетические проблемы накопления кампан-маастрихтских фосфоритов Ирака. Фосфатонакопление происходило в пределах широкого открытого южного шельфа Тетиса. До кампанского времени существовали условия, свойственные застойным, слабо аэрируемым бассейнам. Детальные геохимические исследования, в частности изотопные, а также массовые определения некоторых характерных отношений (F/P_2O_5, U/P_2O_5, Fe_2O_3/P_2O_5, Sr/P_2O_5, Na/P_2O_5) приводят автора к выводу о том, что фосфориты Ирака формировались в результате хемогенного осаждения фосфата на границе вода — осадок и последующей физической переработке осадка в условиях более высоких энергий среды.

Сенегальская часть семинара, проходившая в Дакаре, была ориентирована в основном на изучение процессов гипергенеза фосфоритов. В этом плане особый интерес, как известно, представляют сенегальские месторождения Тайба и Тиес, где широко развиты алюмофосфаты, образующиеся в результате латеритизации кальциевых фосфатов. В вертикальном геохимическом профиле зоны выветривания месторождения Тиес на протяжении 25 м по мощности выделяются следующие зоны (снизу вверх): 1) кальциевые фосфаты, 2) алюмофосфаты (крандаллит и кальциевый милизит), 3) кремни, 4) милизиты, богатые железом, 5) гетиты железной кирасы. Интересно, что алюмофосфаты не являются конечным продуктом глубоких изменений первичных кальциевых фосфатов; в определенных условиях по алюмофосфатам развиваются вторичные кальциевые фосфаты.

Из других докладов в Сенегале заслуживает внимания информация *Г. Маккелана* — известного американского специалиста по технологической минералогии фосфоритов, о результатах работ по обогащению карбонатных (доломитистых) фосфоритов провинции Гуйчжоу (Китай), отличающихся высоким (до 12%) содержанием окиси

магния. Дроблением таких руд до 200—250 мкм и весьма кратковременной кальцинацией при температуре свыше 800° С, с последующей оттиркой, содержание окиси магния понижается до 2,6%, а P_2O_5 увеличивается от 17,6 (в руде) до 34,8% (в концентрате) с 76%-ным извлечением фосфата. Доломит удаляется также флотацией, причем во флотационном концентрате содержание окиси магния падает до 1,2% при 70—75%-ном извлечении.

В Сенегале мы узнали также о новых открытиях мел-палеогеновых фосфоритов в восточной части этой страны, в бассейне р. Сенегал, а также в Мавритании, Гвинее-Бисау и северной части Греции.

Доклады советских участников — авторов этой статьи о мел-палеогеновых фосфоритах Центральных Кызылкумов, *Э. А. Еганова* о модели фосфатонакопления и *Ю. Н. Занина* о гипергенезе фосфоритов — были восприняты участниками конференции с большим вниманием и интересом.

Экскурсии. В Марокко участники конференции ознакомились с месторождениями Бенгерир, Хурибга и Тимхадит, а в Сенегале — Тиес и Тайба. Было показано, что в одних участках максимум фосфатонакопления приходится на маастрихт, в других — на монтский ярус, в третьих — на ипрский, очень редко — на лютетский. Очевидно, это обусловлено развитием верхнемеловой — палеогеновой трансгрессии.

Интересно, что пласты фосфоритов лишены каких-либо признаков осадочных текстур, во всяком случае видимых, представляя собой очень слабо сцементированный светлый, тонко сортированный однородный фосфатный песок. В противоположность фосфоритовым пластам, ровная горизонтальная кровля и почва которых в карьерах как бы прорисована по линейке, в разделяющих, бесфосфатных или слабофосфатных пластах наблюдаются резкие нарушения горизонтальной слоистости. Выявляется это по плоским лепешковидным конкрециям кремней в мергелях и известняках, наклоненных в разных направлениях под углами до 30°. Это явление объясняется марокканскими геологами постседиментационной компакцией подстилающих фосфоритовых пластов и «проседанием» перекрывающих пластов мергелей и известняков.

Интересен также горизонт «силексов» — кремней в ипрской части разреза, небольшой мощности (0,5 м), удивительно выдержанный на огромных расстояниях. Кремни этого горизонта и конкреций выше и ниже его резко отличаются от остальных пород продуктивной серии по двум признакам: 1) потребности в геологическом молотке, так как все другие породы рассыпаются при нажатии пальцами, и 2) буро-коричневой окраской на светлом фоне, свойственном всем остальным породам верхов мела — палеогена.

На сенегальских месторождениях особое впечатление оставляет верхняя бронирующая железистая кираса, подстилаемая «мусорными» гравелитами, сцементированными железистым цементом. Лежащие ниже алюмофосфаты также землисты и рассыпчаты, за исключением участков белых пизолитовых алюмофосфатов, довольно прочно сцементированных.

На заседании рабочих групп проекта отмечалось успешное завершение первой его фазы, посвященной древним позднедокембрийским — кембрийским фосфоритам. Результаты этого этапа работ будут опубликованы в 1984 г. издательством «Кембридж Юниверсити пресс» в виде книги «Протерозойские и кембрийские фосфориты». В этом же году в Индии выйдут «Труды IV Международной конференции по фосфоритам». В Англии готовится к изданию книга «Месторождения фосфатного сырья», в которой описывается около 100 основных месторождений мира. Авторский коллектив ее состоит в основном из участников работ по проекту 156. В геологической службе США готовятся к изданию библиографические справочники по фосфоритам. Продолжает регулярно выходить «Ньюслеттер» проекта 156, редактируемый А. Нотхолтом (Институт геологических наук, Лондон).

Будущее проекта 156, одного из основных проектов Международной программы геологической корреляции, связано с изучением международными коллективами исследователей мел-палеогенового и миоценового фосфогенеза.

Очередная, VII конференция проекта должна проходить в августе 1984 г. на месторождениях Каратауского бассейна.

ИЛСАН
Москва

Поступила в редакцию
7. XII. 1983

УДК 061.3:552.5

XI МЕЖДУНАРОДНЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОНГРЕСС

ТИМОФЕЕВ П. П., КОПОРУЛИН В. И.

XI Международный седиментологический конгресс, организованный Международной ассоциацией седиментологов (МАС), состоялся 22—27 августа 1982 г. в г. Гамильтон (Канада) при университете Мак-Мастера. В работе конгресса приняли участие более 1200 делегатов, для зачтения было представлено около 900 докладов. Наиболее многочисленными были делегации американских и канадских геологов, насчитывавшие

по нескольку сотен человек каждая. Многочисленные группы исследователей прибыли из крупнейших западноевропейских и азиатских стран: Великобритании, Франции, ФРГ, Италии, Испании, Австрии, Югославии, Японии, Индии. Среди участников были также ученые Австралии, Ирана, Ирака, ЮАР, Израиля, Мексики, Венесуэлы, Бразилии и некоторых других стран. Делегация КНР насчитывала 12 ученых, среди которых преобладали специалисты, окончившие в свое время вузы СССР.

Советская делегация включала 12 человек, представляющих геологические организации Москвы и ряда союзных республик. В ее состав входили: член-корр. АН СССР П. П. Тимофеев (Москва) — руководитель делегации; член-корр. АН КазССР П. Т. Тажибаева (Алма-Ата); доктора геол.-минер. наук М. В. Корж (Москва), Н. А. Крылов (Москва), Ч. М. Халифа-Заде (Баку); кандидаты геол.-минер. наук Н. А. Азербаев (Алма-Ата), М. А. Беридзе (Тбилиси), Х. А. Вийдинг (Таллин), М. Н. Воронин (Москва), В. И. Копорулин (Москва), А. А. Садоян (Ереван), Н. И. Юдин (Москва).

На заседаниях различных секций конгресса советские ученые сделали следующие доклады:

— Обстановка седиментогенеза раннеальпийских островодужных и междуговых бассейнов Большого Кавказа (*М. А. Беридзе*);

— О факторах, формирующих ассоциации терригенных минералов осадочных пород на древних платформах (*Х. А. Вийдинг*);

— Верхнеюрская формация черных битуминозных глинистых пород Западной Сибири (*Н. А. Крылов, М. В. Корж*);

— Карбонатные отложения континентального склона нижнего палеозоя Большого Каратау (*П. Т. Тажибаева, Н. А. Азербаев*);

— Эволюция осадочного чехла в Атлантическом океане (*П. П. Тимофеев, В. В. Еремеев*);

— Условия позднемезозойской и кайнозойской седиментации в северо-западной части Тихого океана (*П. П. Тимофеев, В. И. Копорулин*);

— Вулканокласты Малого Кавказа (*А. А. Садоян*);

— Аспекты катагенеза карбонатных пород и карбонатных биолитов (*Ч. М. Халифа-Заде*);

— Раннекембрийское фосфоритообразование (*Н. И. Юдин*).

Программа конгресса предусматривала доклады по 40 различным секциям, темам и симпозиумам. Среди них наиболее значительными по числу докладов и научной значимости были следующие: 1. Архейская седиментология; 2. Седиментация алевритов и илов; 3. Выветривание, почвы и осадочные циклы; 4. Геохимия низкотемпературных процессов; 5. Седиментационные среды; 6. Седиментология и тектоника плит; 7. Изучение бассейнов седиментации; 8. Глубоководные осадки; 9. Угли и угленосные толщи; 10. Динамика крупных песчаных форм рельефа морского дна и бары; 11. Интерпретация гранулометрического состава; 12. Петрология песчаников как индикатор палеоклимата, происхождения и распространения; 13. Седиментология и геохимия нефтеносных песков и горючих сланцев; 14. Динамика и осадконакопление прибрежной зоны, шельфа и склона; 15. Континентальные шельфы высоких широт; 16. Влияние диагенеза на коллекторские свойства пород; 17. Геофизическое моделирование осадочных процессов; 18. Вулканокласты; 19. Моделирование сейсмофаций.

Большинство докладов носило частный характер и базировалось на материале определенного, часто небольшого района. Но все доклады в целом давали достаточно полное представление о состоянии работ в рамках той или иной проблемы и направлении развития определенной ветви литологии. Обобщающих работ в рамках каждой проблемы было мало или они отсутствовали вовсе. Обращает внимание широкое использование многими исследователями США, Канады и стран Западной Европы физических и химических методов изучения осадков (пород), нередко также математических методов обработки данных анализа, что свидетельствует о насыщенности исследовательских центров разнообразными приборами и аппаратурой.

Содержание работы некоторых секций, тем и симпозиумов заслуживает специального рассмотрения.

Архейская седиментология. Представленные доклады базировались на изучении докембрийских толщ Канады, США, Гренландии, Австралии и Южной Африки. Показано, широкое развитие в них осадочных отложений (кремнистых, терригенных, карбонатных, вулканогенно-осадочных), а также вулканитов; отмечено присутствие органического вещества. Обращает внимание, что многие исследователи придерживаются различных точек зрения относительно условий образования осадков докембрия. В частности, признается принадлежность некоторых осадков к турбидитам, что является свидетельством существования глубоководных морских обстановок в это время.

Седиментация алевритов и илов. Подчеркивалось, что этот тип осадков составляет до 60% всех известных осадочных образований Земли. Их накопление происходило главным образом в геосинклиналях, а не в кратонах и было связано с дельтами рек. Значительная часть докладов была посвящена процессам флокуляции (коагуляции) тонкодисперсного материала, сносимого с суши. Эти процессы имели исключительно важное значение и развивались в связи с жизнедеятельностью илоядных животных, под действием растворенных в морской воде солей и тонкой органической слизи. Подчеркивалось, что при отсутствии процессов флокуляции бо́льшая часть терригенного

материала сносилась бы в глубоководные участки морей и океанов и не возникали бы турбидные потоки.

Геохимия низкотемпературных процессов. Во многих докладах рассматривались физико-химические процессы постседиментационных преобразований терригенных кремнистых и карбонатных пород на основании материалов изучения изотопов кислорода и углерода в тесном сочетании с исследованиями по изменению концентраций кальция, магния, стронция, железа, марганца, фосфора в системе поровые растворы — породы. Во всех докладах подчеркивалась важная роль изотопного анализа при лабораторных аналитических работах. В ряде докладов делалась попытка расшифровать термодинамические и физико-химические условия генерации и миграции нефтей и природного газа. Были рассмотрены также некоторые аспекты биогеохимии диагенеза ископаемых беспозвоночных организмов.

Осадочные рудные месторождения. Бо́льшая часть представленных материалов касалась процессов формирования сульфидных, в основном свинцово-цинковых месторождений. Показано, что многие из них связаны с черно-сланцевыми формациями. Концентрация рудных компонентов происходила при участии биогенных процессов в стадиях седиментогенеза и в ходе литогенеза.

Седиментология среды. Рассматривались в основном различные аспекты влияния деятельности человека на окружающую среду. Многие доклады разбирали историю загрязнения окружающей среды промышленными отходами, запечатленную в молодых осадках пресноводных рек и озер Швейцарии, ФРГ, Канады, Индии и некоторых заливов побережья США и Канады.

Седиментология и тектоника плит. Многие исследователи, представившие доклады по проблеме, подчеркивали, что концепция тектоники плит позволяет во многих случаях интерпретировать структурное положение древних бассейнов седиментации, тип и последовательность накапливавшихся осадков, характер и время проявления вулканической деятельности, ее соотношение с осадконакоплением. В рамках темы работали три секции: а) дивергентные и конвергентные окраины плит; б) шовные зоны; в) зоны проявления оползневых процессов.

Изучение бассейнов седиментации. На примере ряда районов Европы, Северной и Южной Америки и др. рассмотрены различные вопросы режима седиментации. Некоторые докладчики попытались дать классификацию бассейнов седиментации в зависимости от типа или строения земной коры, характера тектонических движений, проявления подкоровых процессов.

Глубоководные осадки. В рамках проблемы представлено большое число докладов, освещающих условия накопления осадков океанов и морей по данным глубоководного бурения, осуществляемого б/с «Гломар Челленджер». Доклады носили частный характер и не претендовали на какие-либо обобщения.

Угли и угленосные толщи. Доклады геологов США, Канады, Австралии, КНР, Турции, Венесуэлы, Индии, Мексики, Японии, Зимбабве, ЮАР были посвящены характеристике строения, литологии, условий накопления угленосных толщ и петрографии пластов угля. Большинство исследователей США и Канады основной упор делают на реконструкцию условий седиментации и решение на этой основе прогноза угленосности в разрезе и на площади, а также качества и мощности угольных пластов. Подобный генетический подход к изучению угленосных формаций представляет новое явление в зарубежной геологии. Идеи такого рода получили широкое распространение в советской науке еще в 50-е годы и базировались на более прогрессивной методике фациального анализа.

Динамика крупных песчаных форм подводного рельефа и баров. Приводились наблюдения о строении, очертаниях, условиях образования и перемещения современных крупных песчаных волн на поверхности донных осадков. Сообщались наблюдения об экспериментах по формированию таких форм рельефа в лабораторных условиях.

Интерпретация гранулометрического состава. В докладах рассматривалось распределение гранулометрических фракций в осадках в изодинамических условиях, а также при поступательных и турбулентных течениях. Были представлены теоретические модели зависимости гранулометрии осадков от характера исходных пород и длительности и способа переноса. Обсуждался вопрос гидравлического эквивалента как индикатора

седиментационного процесса, а также способы статистической обработки и изображения данных гранулометрического анализа.

Попытки генетической интерпретации результатов гранулометрического анализа были очень редкими, а некоторые исследователи вообще отрицательно относятся к возможности таких интерпретаций.

Седиментология и геохимия нефтеносных песков и горючих сланцев. Доложенные доклады касались в основном битумсодержащих отложений (Нигерия, Канада и др.) и рассматривали условия их накопления, генезис природных резервуаров и пород-коллекторов, содержащих скопления природных битумов, литологическую и минералогическую характеристику битумосодержащих отложений. Отмечались огромные запасы битумов в образованиях этого типа.

Динамика и осадконакопление прибрежной зоны, шельфа и склонов. В докладах по ряду районов земного шара приведены данные о динамике и мощности наносов в зависимости от силы и направления течений. Много внимания было уделено эрозионной и транспортирующей деятельности прибрежных и приливно-отливных течений, штормовых волн, глубине проникновения волнений, вызванных экстремальными по величине штормами, особенностям формирования россыпных месторождений рутила и циркона. Рассматривались особенности осадконакопления в условиях ледового седиментогенеза на шельфах Канады и Антарктиды. Некоторые исследователи привели данные о четвертичной истории Средиземного моря и других морей, омывающих Европу. Приведенные материалы показали, что зарубежные исследователи при изучении рыхлых осадков используют приборы для автоматического гранулометрического анализа с микро-ЭВМ и автоматизированной выдачей результатов анализов. При полевых работах и в докладах использовались цветные и черно-белые аэро- и космические снимки, а также стереофотографии дна морей и океанов, фотографии керна в натуральную величину.

Влияние диагенеза (постседиментационных преобразований) на коллекторские свойства пород. Разбирались процессы преобразований в песчаных коллекторах, глинистых породах (покрышках) и карбонатных породах. Отмечалось, что в терригенных породах процессы преобразования в значительной степени зависят от первоначального вещественного состава, циркуляции подземных вод, давления и температуры, гидрохимии и состава растворенных газов. Для карбонатных пород показано, что с ростом глубины погружения вплоть до некоторых ее значений происходит увеличение пористости в результате процессов растворения. Оно зависит от многих факторов и, таким образом, не поддается прогнозированию.

Геофизическое моделирование осадочных бассейнов и моделирование сейсмографии. В докладах по ряду регионов, в первую очередь США и Канады, рассмотрены результаты сейсмомоделирования с целью определения литологического состава осадочных толщ и геологического строения территории. Показаны значительные сложности при сопоставлении отражающих горизонтов и стратиграфических единиц, отмечена важность распознавания поверхности складчатого фундамента. Обращают внимание попытки многих исследователей выявить влияние тектонического режима территории на характер седиментации. Показаны преимущества трехмерной сейсмики, в частности площадных разрезов, при помощи которых литологические особенности осадочных пород определялись путем анализа амплитудных аномалий отраженных волн. С целью ликвидации проводилось выравнивание горизонтов к постоянному времени.

Вулканокластиты. Рассмотрены особенности строения и механизм формирования вулкано-терригенных образований разного возраста Филиппин, о. Св. Елены, Аргентины, Индии, Новой Зеландии. Показаны различия между субаэральным и субаквальным формированием этих осадков. Изучение горизонтов литокластического материала дает возможность лучше понимать характер магмы в эруптивных аппаратах.

На заключительном пленарном заседании конгресса состоялся отчет руководства МАС и выбора нового состава Бюро и Совета на 1982—1986 гг., т. е. на период вплоть до следующего конгресса в Австралии. Президентом ассоциации избран д-р Б. Ридинг (Великобритания), вице-президентами — д-р К. Крук (Австралия), проф. Р. Гинзбург (США) и проф. Дж. Россел (Испания); оставлены на новый срок генеральный секретарь д-р К. Монти (Бельгия) и казначей д-р Н. Джин (Нидерланды). В состав нового Бюро вошли три редактора журнала «Седиментология»: М. Таккер (Великобритания), П. Бриджес (Великобритания) и Дж. Бриджес (США) и секретарь редколлегии Б. Пурсер (Франция).

Выбран новый состав Совета МАС: В. Эльхашими (Иран), К. Бьерликкер (Норвегия), Г. Мидлтон (Канада), Ф. Бэллэнс (Новая Зеландия), А. Г. Коссовская (СССР), Е. Линазун (КНР). Были приняты также незначительные изменения в уставе ассоциации, касающиеся выдвижения кандидатов в руководящие органы МАС и изменений в ее уставе.

Во время заседаний конгресса советские ученые посетили геологический факультет университета Мак-Мастер и Канадский научный центр по изучению внутренних вод.

На геологическом факультете помимо подготовки специалистов различного профиля проводится значительная научная работа, характеризующаяся следующими направлениями: а) карст; б) стабильные изотопы; в) археометрия (определение возраста стоянок человека); г) радиоактивные изотопы; д) геохронология; е) геохимия элементов; ж) геохимия обстановок; з) кристаллография, минералогия, петрология; и) осадочные процессы и обстановки; к) палеобиология: экология и физиология, систематика; л) палеовулканизм; м) метеориты.

Канадский научный центр по изучению внутренних вод, расположенный в г. Бурлингтоне, недалеко от г. Гамильтона, входит в состав Национального исследовательского водного института. Центр изучает следующие проблемы: а) аналитические методы; б) загрязнители окружающей среды; в) физика водной среды; г) гидравлика; д) экология водной среды.

XI Международный седиментологический конгресс, несмотря на многочисленность его участников, большое число проблем, представленных докладов, был подготовлен и проведен на высоком уровне. Он проходил в обстановке строгой деловитости и доброжелательности. На конгрессе было достаточно полно показано современное состояние литологической науки и растущее проникновение в нее точных методов анализа осадков и пород: масс-спектроскопии, электронной микроскопии, микрозондового анализа, катодно-люминесцентной микроскопии, ЭВМ и т. д.

Советская литология по важнейшим направлениям отвечает современному уровню развития геологической науки, и к ней проявляется большой интерес ученых всех стран мира, пристально следящих за ее достижениями. Советская делегация принималась на конгрессе с большим уважением. Большой интерес был проявлен со стороны китайских ученых, стремившихся к налаживанию научных контактов, постановке совместных работ, обмену литературой и другим формам научного сотрудничества.

Вся работа конгресса как на пленарных и секционных заседаниях, так и в различных органах Международной ассоциации седиментологов проходила в деловой и дружественной обстановке.

ГИН АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
5. VII. 1983

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнал «Литология и полезные ископаемые», должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.

2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа.

3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала, с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукопись, а также рисунки и фотографии представляют в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Название фауны и все тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Особое внимание следует обратить на тщательное написание индексов и показателей степени. Необходимо делать ясное различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, а строчные — двумя черточками сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские и др. Следует также делать различие между О (большим) и о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие буквы — красным карандашом.

6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т. п., и т. д., 1 м, 2 кг), не допускается.

7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям.

8. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов должны визироваться автором с указанием, по какой методике, где и кем были произведены эти анализы.

9. Список литературы дается в конце статьи. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилия авторов располагается по алфавиту — сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов — название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, а для книг — издательство, место и год издания.

10. Список литературы составляется по алфавиту, слева указывается порядковый номер, на который в тексте ссылаются, указывая его в квадратных скобках.

11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской траскрипции, например «по данным Р. Смита. В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и пр.

12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них надписываются фамилия автора, название статьи, и для фотографий, в случае необходимости «верх» и «низ» и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.

13. Все фигуры (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество

названий, различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможно максимальном их уменьшении.

14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и фотографиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур — чертежей не более 3—5, фигур — фото — не более 5—6.

15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты (3/4 страницы), в двух экземплярах.

16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке.

17. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. По выходе работы в свет автор получает 25 оттисков своей работы.

18. В подготовленном к набору (отредактированном) оригинале статьи редакция просит Вас тщательно выверить текст, проверить рисунки и сверить их соответствие с подписью к рисункам.

19. Проверенный и исправленный текст и рисунки подписать «в печать» и расписаться (в тексте — в верхнем углу, справа; на рисунке — на обороте — карандашом).

20. Все дополнения, исправления и подписи делать только простым карандашом.

21. Корректура авторам впредь высылаться не будет.

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 *В. Д. Компанеец*

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 02.04.84 Подписано к печати 18.05.84 Т-07372 Формат бумаги 70×108 1/16
Высокая печать Усл. печ. л. 12,6 Усл. кр.-отт. 13,3 тыс. Уч.-изд. л. 15,1 Бум. л. 4,5
Тираж 1032 экз. Зак. 4002

Издательство «Наука». 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099 Москва, Шубинский пер., 10

Цена 1 р. 80 к.
Индекс 70493