

КОНТРОЛЬНЫЙ ЗНАК



ISSN • 0024-497X

ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

6

1980

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

6

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

1980

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Павлов Д. И., Постельников Е. С.</i> К вопросу об источнике рудного вещества Ангарско-Питского бассейна осадочных руд железа	3
<i>Макарова О. В.</i> Выветривание массивно-кристаллических пород в тундрах юго-западной Гренландии	23
<i>Ильинская М. Н.</i> О составе песчаников зилаирской серии на Южном Урале	32
<i>Закруткин В. Е.</i> Органическая геохимия углеродистой формации докембрия Приазовского блока Украинского щита	45
<i>Иванцов О. Е., Кушнирук В. А., Уженков Г. А.</i> Природа и генезис высокометаморфизованных углистых образований Украины	57
<i>Сахаров Б. А., Ерощев-Шак В. А., Дриц В. А.</i> Структурно-кристаллохимическая характеристика и условия образования монтмориллонит-каолининового смешанослойного минерала	62
<i>Фурмакова Л. Н.</i> К вопросу об условиях образования давсонита (по экспериментальным данным)	72
<i>Садоян А. А., Мкртчян Г. М.</i> Биохомогенный целестин в палеогеновых отложениях Армянской ССР (бассейн левобережья р. Аракс)	80
<i>Григорьев Н. А.</i> Бериллий в морских нижнепалеогеновых и верхнемеловых отложениях Зауралья	88
<i>Пийп Н. Б.</i> Особенности распределения малых химических элементов в осадочных породах триаса Южного Мангышлака	94
<i>Ратеев М. А., Вознесенская Т. А., Градусов Б. П.</i> Глинообразование в раннегеосинклинальном бассейне Южного Урала	101
<i>Корневский С. М., Казанов Ю. В., Протопопов А. Л.</i> Калиеисотность цехштейновых галогенных отложений Прибалтики	116

Краткие сообщения

<i>Заморуев В. В.</i> «Мореноподобные отложения» или «диамиктон»	122
<i>Кураленко Н. П.</i> Пеплы основных типов извержений некоторых андезитовых вулканов Камчатки	123
<i>Шубаков Г. Н., Языр М. М., Аничкин В. Л.</i> Зависимость фосфоритонакопления от периодичности и направленности осадочных процессов	131
<i>Ким Ю. И.</i> О геохимии хрома при латеритном выветривании основных пород Кемпирсайского района Мугоджар	136

Методика

<i>Орлова Л. П., Горшков В. В.</i> Концентрирование кадмия и свинца в виде комплексов с катионом С органическими соосадителями при анализе природных вод	141
<i>Кац М. Я., Шутлов В. Д., Фалькенгоф Т. Г.</i> Выделение малых примесей (от ~0,1% до ~0,001%) легких зерен из больших навесок образцов (~10 кг)	145

Хроника

<i>Вассоевич Н. Б., Баженова О. К., Буллин Ю. К., Неручев С. Г.</i> О Всесоюзном семинаре по оценке нефтематеринского потенциала седиментитов	152
<i>Холодов В. Н., Шмариович Е. М., Туровский Д. С.</i> Семинар «Рудоконтролирующие факторы и условия образования месторождений редких и цветных металлов в осадочных породах»	153
Содержание журнала за 1980 год	156

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

6

NOVEMBER — DECEMBER

1980

CONTENTS

<i>Pavlov D. I., Postel'nikov E. S.</i> On source of the ore matter in the Angara-Pit basin of sedimentation iron ores	3
<i>Makarova O. V.</i> Weathering of massive-crystalline rocks in tundras of South-West Greenland	23
<i>Il'jinskaya M. N.</i> On composition of sediments of the Zilair in the South Urals	32
<i>Zakrutkin V. E.</i> Organic chemistry of the Precambrian carbon-bearing formation of the Near-Azov block of the Ukrainian shield	45
<i>Ivantsiv O. E., Kushniruk V. A., Uzhnikov G. A.</i> Nature and genesis of highly metamorphosed carbonaceous complexes of the Ukraine	57
<i>Sakharov B. A., Eroshchev-Shak V. A., Drita V. A.</i> Structural crystallinechemical characteristic and conditions of formation of a montmorillonitic mixed-layer mineral	62
<i>Furmakova L. N.</i> On conditions of dawsonite formation (according to experimental data)	72
<i>Sadyan A. A., Mkrtychan G. M.</i> Biochemogenic celestine in Paleogene deposits of the Armenian SSR (basin of the Araks river left-bank)	80
<i>Grigoriev N. A.</i> Beryllium in marine Lower Paleogene and Upper Cretaceous deposits of the Trans-Uralian region	88
<i>Pülp N. B.</i> Peculiarities of minor chemical elements distribution in Triassic sedimentary rocks of the South Mangyshlak	94
<i>Rateev M. A., Voznesenskaya T. A., Gradusov B. P.</i> Clay formation in an eugeo-synclinal basin of the South Urals	101
<i>Korenevsky S. M., Kazanov Yu. V., Protodopov A. L.</i> Potassium contents of zechstein halogenic deposits of the Baltic region	116

Brief communications

<i>Zamoruev V. V.</i> «Marine-like deposits» or «diamicton»	122
<i>Kuralenko N. P.</i> Ashes of the main eruption types of some andesitic volcanoes of Kamchatka	123
<i>Shubakov G. N., Yazmir M. M., Anichkin V. L.</i> Dependence of phosphorite accumulation upon periodicity and direction of sedimentary processes	131
<i>Kim Yu. I.</i> On geochemistry of chromium in lateritic weathering of the basic rocks in the Kempursai region of Mugodzhaz	136

Methods

<i>Orlova L. P., Gorskov V. V.</i> Concentration of cadmium and lead as complexes with a C cation by organic co-precipitators during analysis of natural waters	141
<i>Kats M. Ya., Shutov V. D., Falkengof T. G.</i> Isolation of minor admixtures (from 0.1% to 0.001%) of light grains from large sample weights (10 kg)	145

Chronicles

<i>Vassoevich N. B., Bazhenova O. K., Burlin Yu. K., Neruchev S. G.</i> On the All-Union Seminar on evaluation of an oil-parent potential of sediments	152
<i>Kholodov V. N., Shmariovich E. M., Turovsky D. S.</i> Seminar «Ore-controlling factors and conditions of formation of rare and non-ferrous metal deposits in sedimentary rocks»	153
Annual contents for 1980	156

УДК 552.14 : 553.31 (571.5)

К ВОПРОСУ ОБ ИСТОЧНИКЕ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА АНГАРО-ПИТСКОГО БАССЕЙНА ОСАДОЧНЫХ РУД ЖЕЛЕЗА

Д. И. ПАВЛОВ, Е. С. ПОСТЕЛЬНИКОВ

Представления о сносе железа, сформировавшего руды Ангаро-Питского бассейна, с соседних поднятий плохо согласуются с особенностями сложения и минерализации руд. Высказано предположение, что железо, определившее формирование этих залежей, переотложено из рифейских осадочных пород самого Ангаро-Питского прогиба. Переотложившие железо воды высвобождены из тех же осадков (преимущественно глин) в зоне катагенеза и дренированы глубокопроникающими тектоническими нарушениями. Показано, что тектонические факторы определяют резко неравномерный во времени и пространстве характер разгрузки таких потенциально металлоносных вод. Подсчитана рудопроизводящая мощность предполагаемого механизма, хорошо согласующаяся с установленными запасами руд. Рассмотренный материал демонстрирует принципиальную важность палеогидрогеологических факторов в выяснении источников рудного вещества осадочного рудообразования.

Один из крупнейших в СССР бассейнов осадочных руд железа — Ангаро-Питский расположен на северо-западном борту одноименного прогиба в юго-восточной части Енисейского кряжа (фиг. 1). В его пределах в полосе протяженностью около 200 км выявлено три крупных месторождения гематитовых руд — Нижнеангарское, Удоронгское и Ишимбинское, а также ряд менее значительных месторождений и рудопроявлений.

СТРОЕНИЕ АНГАРО-ПИТСКОГО ПРОГИБА И ХАРАКТЕРИСТИКА ВЫПОЛНЯЮЩИХ ЕГО РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Ангаро-Питский прогиб — крупнейшая тектоническая структура миогеосинклинали восточного склона Енисейского кряжа. Он простирается в северо-западном направлении на расстояние более 300 км при средней ширине 50—60 км (по подошве тунгусикской серии). Последовательность и возраст подразделений местной стратиграфической шкалы даны на фиг. 2. В плане прогиб имеет вид вытянутого, расширяющегося к югу треугольника. Метаморфические породы дорифейского фундамента прогиба слагают крупный опущенный блок, с запада, северо-востока и юго-востока ограниченный глубинными разломами. Внутренняя структура Ангаро-Питского прогиба определяется двумя главными пересекающимися направлениями дислокаций — северо-западным и восток-северо-восточным, что обуславливает ее «ячеистый» характер. Вдоль западного борта Ангаро-Питского прогиба протягивается полоса интенсивных дислокаций и повышенной трещиноватости рифейских образований, названная Г. И. Кириченко Ишимбинской шовной зоной (см. фиг. 1, 14), шириной 15—25 км. Зона является



жужным отрезком крупного глубинного разлома, отделяющего Ангаро-Питский прогиб и всю миогеосинклиналь восточного склона от Центрального поднятия Енисейского кряжа. Современная и конседиментационная формы Ангаро-Питского прогиба асимметричны: его западный борт значительно уже и круче восточного; он соответствует наиболее прогнутой части всей структуры. Эта асимметрия отчетливо сказывается на мощностях и составе осадков рудоносной нижнеангарской свиты, сохранившейся в прогнутых «ячеях» — брахисинклиналях прогиба. На западе мощность их максимальна и достигает 500—600 м на участках упомянутых крупных месторождений. В восточном направлении они постепенно выклиниваются (см. фиг. 1, а также Постельников, 1973, фиг. 33). В брахисинклиналях отложения нижнеангарской свиты в виде узких (до 500—600 м) полос обрамляют обширные поля известняков дашкинской свиты осланской серии. Кроме того, нижнеангарские отложения переменной мощности (0—300—400 м) сохранились в виде мелких пятен, клиньев в грабен-синклиналях на севере прогиба и в Ишимбинской зоне. Повсеместно отложения нижнеангарской свиты трансгрессивно залегают на подстилающих породах.

Формирование Ишимбинской шовной зоны и обособление Ангаро-Питского прогиба от расположенного западнее Центрального поднятия Енисейского кряжа началось по крайней мере со второй половины рифея. Об этом свидетельствуют изменения фаций и мощностей пород тунгусикской и осланской серий (Постельников, 1973, 1980). Разрез миогеосинклинального рифея Ангаро-Питского прогиба — один из наиболее полных в СССР. Его сводная стратиграфическая колонка (см. фиг. 2) составлена таким образом, что ограничивающая ее слева извилистая линия отражает обстановку формирования соответствующих отложений: чем уже колонка, тем они более глубоководны, чем шире — тем мелководнее, вплоть до субконтинентальных гравелитов и конгломератов. Таким образом, наглядно выявляются крупные седиментационные циклы и положение в них как оруденения, так и менее значительных обогащений гематитом и сидеритом, отмеченных индексами сбоку колонки. В пределах крупных трансгрессивно-регрессивных циклов рифейские отложения образуют более мелкие циклы нескольких порядков. Полициклическое строение рифейского разреза Ангаро-Питского прогиба свидетельствует о пульсационном режиме его развития.

Сухопитская серия (R_1 — R_2) сложена накоплениями двух самостоятельных седиментационных циклов, нижние и средние части которых представлены обломочными и глинистыми образованиями, верхние — существенно карбонатные. В совокупности оба они образуют подобный, но более сложно построенный сухопитский седиментационный цикл. Около двух третей разреза этого цикла составляют метапелитовые породы аспидной формации (2,5—3,5 км) характерного подразделения ранних стадий развития миогеосинклиналей. Проявления осадочного железооруденения в сухопитской части разреза известны на

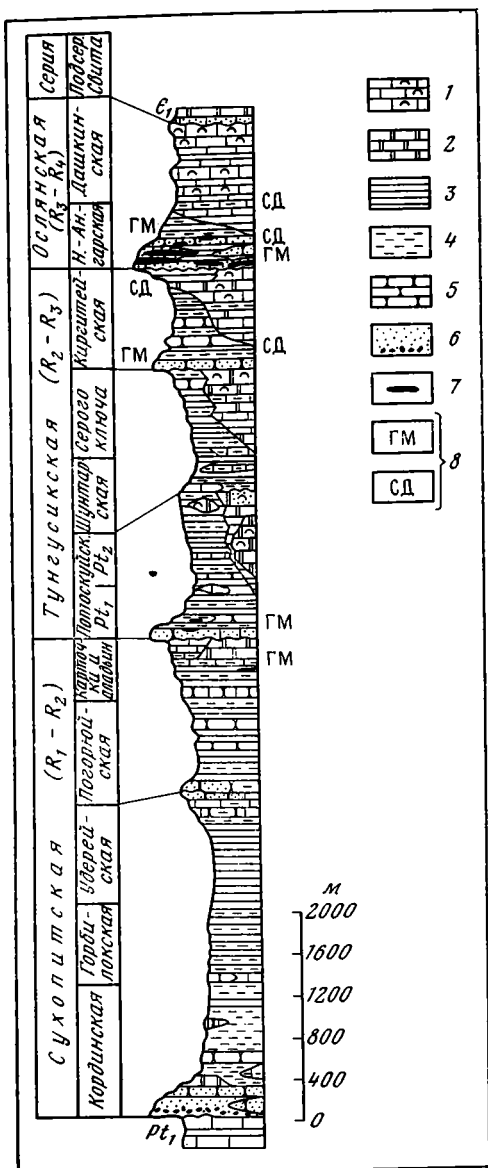
Фиг. 1. Схематизированная геологическая карта юго-востока Енисейского кряжа

На карте: 1 — тейская (P_{T1}) и сухопитская серии (R_{1-2}), подсерии: 2 — нижнесухопитская, 3 — верхнесухопитская; тунгусикская серия (R_{2-3}), подсерии: 4 — потоскуйская, 5 — гребенская (свиты шунтарская, Серого ключа), 6 — киргитейская; осланская серия (R_{3-4}), свиты: 7 — нижнеангарская, 8 — дашкинская; 9 — тасеевская серия (P_4); 10 — послерифейские породы; 11 — современный речной аллювий; 12 — граниты (R); 13 — разломы; 14 — Ишимбинская тектоническая зона; 15 — железные руды: а — месторождения, б — проявления, в — рудные пласты; 16 — положение профиля. На врезке: 17 — граница Енисейского кряжа по выходам докембрия; 18 — положение карты. Месторождения железных руд: I — Нижнеангарское, II — Удоронгское, III — Ишимбинское

уровне свиты карточки в бассейне р. Бол. Пит (см. фиг. 1). На этом участке В. Г. Петров (1969) выявил горизонт гематитовых гравелитов и конгломератов с известково-глинистым и песчано-глинистым цементом. Ниже по разрезу в микро-

слоистых известково-глинистых и мелкообломочных породах отмечены послойные обогащения крупными зернами железистого карбоната, пирита и розетковидными агрегатами хлорита. В массе породы равномерно распределены гематит и гидрогематит, иногда образующие небольшие прослойки. Цемент песчаников погорьской свиты обычно железистый. Горбилоские хлоритовые сланцы часто содержат значительные количества метаморфогенного магнетита, за счет которого создаются локальные аэромагнитные аномалии.

Тунгусикская серия (R_2-R_3) отличается значительно большим разнообразием фаций и мощностей отложений и менее метаморфизована, чем сухопитская. Она включает три седиментационных цикла ранга подсерий. В низах каждого из них преобладают метапелиты, перемежающиеся с песчаниками, иногда конгломератами, в верхних частях — существенно органогенные карбонатные и терригенно-карбонатные отложения. Метапелиты в разрезах циклов — первично существенно монтмориллонитовые; они подверглись эпигенетическим преобразованиям, главным образом гидрослюдизации (Акульшина и др., 1973). Нижние подразделения циклов имеют максимальную мощность до 1000 м и более в наиболее прогнутой и рудоносной западной части Ангаро-Питского прогиба, верхние — по его практически безрудной южной и восточной периферии. Тунгусикская серия в целом также представляет собой пример сложного седиментационного цикла: в его нижних двух третях преобладают песчано-глинистые отложения, в верхах — мелководные терригенно-карбонатные накоп-



Фиг. 2. Сводный стратиграфический разрез рифея Ангаро-Питского прогиба

1 — известняки, строматолитовые известняки; 2 — доломиты; 3 — аргиллиты и глинистые сланцы; 4 — алевролиты и алевросланцы; 5 — песчаники и кварциты; 6 — гравелиты и конгломераты; 7 — железные руды; 8 — минералы железа в значительных количествах: ГМ — гематит, СД — сидерит

ления. Проявления осадочного железоруднения известны в низах потоскуйской свиты, где красноцветные конгломераты и песчаники основания тунгусикского седиментационного цикла местами содержат лин-

завидные скопления гематитовых руд. В песчаниках низов киргитской подсерии, венчающей тунгуский седиментационный цикл, обычен железисто-глинистый цемент. Характерная черта аргиллитов карбонатно-глинистой пачки верхов этой подсерии, непосредственно подстилающей рудовмещающую нижнеангарскую свиту,—присутствие в них сферолитов эпигенетического сидерита, за счет которого эти аргиллиты содержат до 8% растворимого железа (Юдин, 1968).

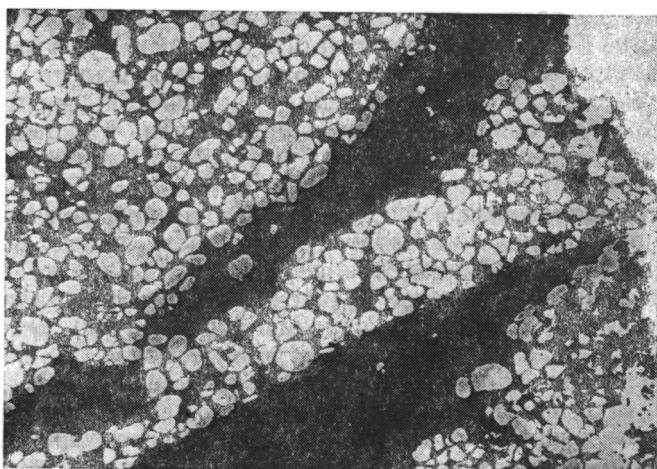
Ослянская серия (R_3 — R_4) представлена на территории развития железоруденения двумя свитами — нижнеангарской и дашкинской. Нижнеангарская свита (0—600 м) на западе Ангаро-Питского прогиба начинается рудоносной пачкой (до 100—150 м): невыдержанными пластами конгломератовидных и массивных железных руд, перемежающимися с аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Характерны ритмично повторяющиеся полициклически построенные пачки (метры — десятки метров): (руды) — песчаники — алевролиты — аргиллиты — (песчаники). В рудоносной толще широко распространены внутриформационные перемычки, признаки мелководья (волноприбойные знаки, трещины усыхания и т. д.). Мощность рудных пластов и линз — от сантиметров до 25—30 м. Длина крупных линз, вытянутых вдоль Ишим-бинской шовной зоны, до нескольких километров. Типичны латеральные замещения руд серыми и фиолетовыми аргиллитами с хлоритом. В состав руд входят гематит, гидрогематит, гетит и сидерит, реже магнетит, псиломелан, браунит, пирит. Нерудная часть представлена железистым хлоритом, кварцем, серицитом, минералами глин. Подавляющая часть руд относится к хлорит-гематитовому минеральному типу. Главная черта внешнего облика руд — их двухкомпонентность: гематит присутствует в них как в виде гальковидных обособлений, обычно именуемых рудными гальками, так и в связующем их цементе. Вместе с гематитом существенную часть цемента составляет железистый хлорит; в «рудных гальках» хлорита значительно меньше: он замещен здесь гематитом, иногда сидеритом, что фиксируется по псевдоморфным формам развития этих минералов. Количественные соотношения «рудных галек» и цемента различны; они определяют качество руд (чем больше цемента, тем беднее руды), но не их мощность. Выше рудоносной залегает пачка (до 300—400 м) переслаивающихся пестрых хлорит-гидрослюдистых аргиллитов, олигомиктовых алевролитов, песчаников с линзочками гематита и пластами известняков в верхах разреза. В направлении на восток отложения нижнеангарской свиты испытывают фациальные изменения, в результате которых руды исчезают из разреза. При этом мощности свиты сокращаются вплоть до полного выклинивания (см. фиг. 1). Отложения дашкинской свиты образуют два сходно построенных седиментационных цикла. Каждый из циклов сложен (снизу): переслаиванием карбонатных аргиллитов и алевролитов → плитчатыми глинистыми известняками → более массивными известняками со строматолитами и онколитами. Вверх по разрезу свиты карбонатность пород в целом возрастает. Мощность свиты по площади колеблется; в Удережской синклинали она равна 1,5—2 км. На отдельных участках выше отложений ослянской серии сохранились красные субконтинентальные накопления (до 250—300 м) самых верхов рифея. В их цементе существенна роль окислов железа. Обычно они сопоставляются с осадками тасеевской серии более молодого (юдомского) седиментационного цикла, отложения которого широко распространены к югу от р. Ангары. Близкие Ангаро-Питским руды известны в нижней части тасеевского цикла среди красноцветных песчаников алешинской свиты (Антошкинское, Каменогорское и другие рудопоявления). В совокупности ослянские — тасеевские отложения Ангаро-Питского прогиба образуют сложный трансгрессивно-регрессивный седиментационный мегацикл мощностью 2,0—2,5 км. Он соответствует

орогенной стадии рифейского миеосинклинального развития (Постников, 1973).

Подводя итоги по распространению в разрезе рифея Ангаро-Питского прогиба гематитовых руд, отметим, что руды не только нижнеангарской, но и красногорской, и алешинской свит приурочены к базальным горизонтам осянского, тунгусикского, тасеевского циклов. В карбонатных отложениях верхов циклов заметна роль эпигенетических сидерита и хлорита. В целом можно констатировать, что накопления железа сосредоточены вблизи границ крупных седиментационных циклов (серий) и соответствуют периодам наибольшей тектонической активности (смене режимов) в регионе. Нижние—средние разделы таких циклов представлены преимущественно глинистыми породами. Например, к началу отложения руд Ангаро-Питского бассейна на глубинах 2—4 км под ними в отложениях тунгусикского цикла были сосредоточены значительные количества глин первично существенно монтмориллонитового состава.

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ИСТОЧНИКЕ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА АНГАРО-ПИТСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СОПОСТАВЛЕНИИ С НЕКОТОРЫМИ ОСОБЕННОСТЯМИ ИХ СТРОЕНИЯ И МИНЕРАЛИЗАЦИИ

По существующим представлениям источник железа в рудах Ангаро-Питского бассейна связан с бывшим наличием на соседних поднятиях латеритных кор выветривания или богатых остаточных руд на железистых кварцах. Однако нижнеангарская свита практически не бокситоносна, как следовало бы ожидать при глубоко проработанном латеритном профиле выветривания этого времени; железистые кварциты на восточном склоне Енисейского кряжа неизвестны. К тому же по поводу положения области сноса существуют противоположные мнения: одни исследователи считают, что снос был направлен с востока (Юдин, 1968), другие, в частности Ю. Г. Старицкий, — с запада (Постников, 1973). Добавим, что при специальном рассмотрении кор выветривания как возможного источника железа для формирования осадочных месторождений Ф. В. Чухров (1974) сохраняет такую возможность лишь для кор выветривания серпентинитов, в исследуемом районе почти полностью отсутствующих. Принятые представления о сносе рудного материала с соседних поднятий плохо согласуются и с тем, что конгломе-



Фиг. 3. Соотношения мелких гальковидных рудных обособлений и цемента (черное — гематит, белое — кварц). Прозрачный шлиф, увел. 9,6; без анализатора

ратовидные руды, трактуемые как грубообломочные, ассоциируют и непосредственно фациально замещаются не песчаниками или гравелитами, а гораздо более тонкозернистыми аргиллитами. При этом степень сортировки материала в рудных слоях весьма незначительна — гематитовые «гальки» сосуществуют в них с мелкими зернами кварца и хлорит-гематитовым цементом.

В соответствии с двухкомпонентным сложением руд принято представление о наличии в них железа двух видов — обломочного и хемогенного. Различные сочетания этих составляющих обуславливают формирование либо существенно «обломочных», либо существенно «хемогенных», либо смешанных типов руд (Пустовалов, Юдин, 1960). Руды Удоронгского месторождения почти целиком хемогенные. Развитые в рудах замещения, вызванные воздействием железосодержащих растворов, отмечаются и в безрудных прослоях рудной толщи, где широко проявлена коррозия обломочных минералов окислами и карбонатами железа. Н. И. Юдин (1968) показал, что хлорит-сидеритовые руды образуются при диагенетической сидеритизации глинистых осадков. В межрудных песчаных прослоях обычен хлорит-гематитовый цемент, скрытокристаллический гематит которого, как и гематит цемента обломочных руд, обладает колломорфным строением. Промышленные концентрации сидеритовых руд обычно приурочены к их кровле, перекрываемой глинистыми отложениями, т. е. залегают под поверхностями, экранирующими восходящий поток растворов.

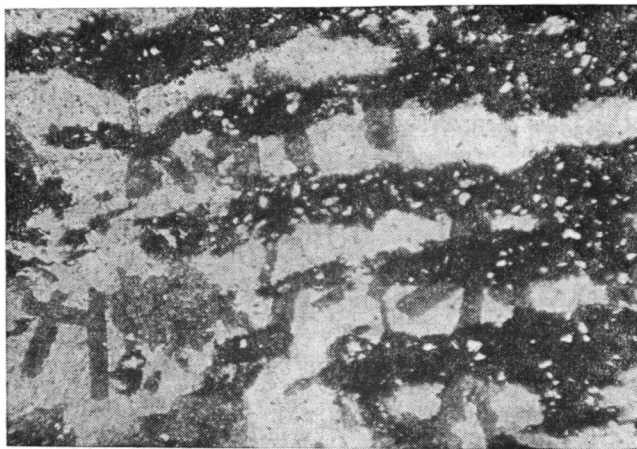
По наблюдениям руд Нижнеангарского месторождения в полированных и прозрачных шлифах между «гальками» и цементом часто нет резких переходов (хотя «гальки» и обособляются при выветривании). «Гальки» содержат небольшие количества материала, по составу и структуре соответствующего цементу; цемент в свою очередь как бы пропитан рудным веществом, местами имеющим соединения с телом «галека» (фиг. 3). Обычно

«гальки» вытянуты по одной оси и уплощены; размеры их не превышают первых сантиметров. Отмечаются изогнутые и со сдвинутыми частями «гальки», а также вдавленность в их тело песчинок. Подобные наблюдения позволили Ю. Г. Старицкому доказать, что уже будучи сформированы, «гальки» еще сохраняли некоторую пластичность. Последняя, как и наблюдаемое иногда отсутствие резких переходов между «гальками» и цементом, противоречит представлению об их обломочной природе и позволяет предположить, что не только «хемогенные», но и «обломочные» типы руд отложены железосодержащими растворами. В таком случае рудные «гальки» представляют собой сгустки резко обогащенного железом осадка. Такие, не сразу твердеющие образования должны быть уплощены силой тяжести, а формирование их из разнополяризованных гелей сопряжено с достаточно быстрой взаимной нейтрализацией и коагуляцией, что должно ограничивать раз-



Фиг. 4. Секущее проникновение рудного материала в песчаник; видна слоистость, перпендикулярная импрегнации. Полированный штаф, увел. ≈ 2

меры выделений. Среди руд редко, но обнаруживаются бобовины и оолитоподобные образования гематита и хлорита, хорошо согласующиеся с представлением об их гелевой природе. Наконец, отмечаются и секущие проникновения еще не затвердевшего рудного материала в уже сформировавшийся песчаник. От образовавшегося при этом «подводящего канала» идет быстро затухающее отложение рудного материала по слоистости (фиг. 4). Тупое выклинивание коротких рудных пропластков — импрегнаций подтверждает, что отложение их происходило из достаточно густой, видимо, гелеобразной массы (фиг. 5). Вместе с упомянутым выше пространственным тяготением хлоритоида к глини-



Фиг. 5. Тупой характер выклинивания рудных пропластков, отложившихся в песчанике от секущего подводящего канала; виден рост хлоритоида (темно-серое) «от руды». Прозрачный шлиф, увел. 50, без анализатора

стым породам, замещающим руды по латерали, этот факт определенно свидетельствует о парагенетической общности происхождения железных руд и этого минерала. При обсуждении результатов мы вернемся к этому вопросу. Все сказанное подтверждает, что, начиная с отложения руд и диагенетического преобразования осадков и кончая изменением уже сформированных пород и руд, в минерализации бассейна принимали участие железоносные растворы.

Сделанный краткий обзор позволяет заключить, что представление о поступлении железа в бассейн осадконакопления с водами поверхностных водотоков плохо согласуется с практической невозможностью переноса в них растворимых форм этого металла, что необходимо для объяснения хемогенного способа отложения значительных рудных масс и развития разного рода замещений в рудной толще. Широкое распространение в хемогенных рудах первичноосажденного гематита, фиксируя преобладание окислительной обстановки, исключает вариант переноса в раствор взвесей, привнесенных поверхностными водотоками, непосредственно в сфере осадкообразования. Наконец, растворимое закисное железо могло поступать в прибрежную зону с высачивающимися здесь грунтовыми водами, как то и предполагалось Н. М. Страховым для общего случая формирования осадочного железооруднения. Однако сохранение мощности рудных пластов при разных количественных соотношениях между их обломочными и хемогенными составляющими, как и наличие между обломочными и хемогенными рудами постепенных переходов, свидетельствует о соизмеримости скоростей отложения тех и других. Если исходить из принятой концепции образования руд,

то придется признать соизмеримость скоростей накопления грубообломочных и хемогенных отложений. Это решительно противоречит процессу отложения железа из вод грунтового стока, в которых его максимальные концентрации не могут превышать 20 мг/л. Возможное сгустковое образование рудных «галек» в гидродинамически активной прибрежной зоне также требует значительно больших концентраций железа, чем может предоставить сток грунтовых вод.

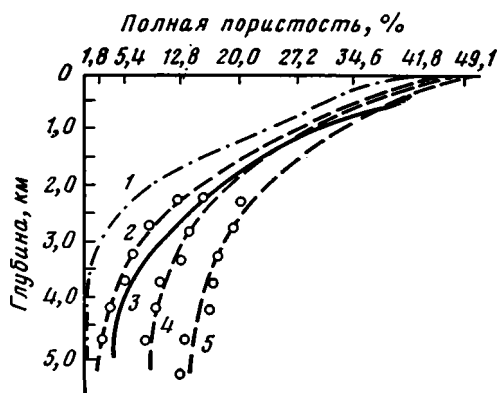
Указанные обстоятельства в совокупности с убеждением, что даже наиболее обогащенные железом грунтовые воды не в состоянии обеспечить формирование за относительно короткое время отложения базальных горизонтов трансгрессивно залегающей свиты столь крупных количеств хемогенных руд заставили нас искать источник железоносных растворов на более глубоких уровнях рифейского разреза, чем эта свита. Учитывая широкое распространение в Ангара-Питском прогибе глинистых осадков, мы остановимся ниже на основных закономерностях уплотнения таких осадков и железоносности отделяемых при этом вод. Затем обсудим результаты, вытекающие из сопоставления изложенного.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ УПЛОТНЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ ОСАДКОВ И ЖЕЛЕЗОНОСНОСТЬ ОТДЕЛЯЕМЫХ ИМИ ВОД

Как известно по работам нефтяников (Вассоевич, 1960; Мухин, 1965; Нестеров, 1965), уплотнение глин, идущее вначале весьма высокими темпами (что обеспечивается возможностью оттока высвобождающихся из них вод в придонные части бассейна седиментации), затем быстро замедляется. В результате глинистые осадки, даже погруженные на 2 км, еще значительно менее уплотнены, чем более глубоко залегающие. Затрудненность оттока высвобождающихся вод, особенно сказывающаяся при накоплении мощных глинистых толщ в быстро развивающихся прогибах, приводит к длительному сохранению недоуплотненных осадков. Это можно видеть на кривых уплотнения глинистых пород (фиг. 6). Типовые кривые 1 и 3 характеризуют как бы идеальный конечный результат уплотнения. На практике, даже с учетом геологического времени, он часто не достигается. Так, например, пористость глинистых пород продуктивной толщи Апшерона на глубине около 4 км — до 20%, вместо определяемых по кривым 1 и 3 значений 5,4% и менее. Кривые 2, 4 и 5 демонстрируют подобное отклонение и реальное изменение пористости глин в зависимости от глубины их залегания для продуктивной толщи Южно-Каспийской впадины (Дурмишьян, 1975). По последним данным, здесь даже на глубинах более 7000 м в терригенных коллекторах сохраняются достаточно высокие и благоприятные для нефтегазонакопления поровые емкости и фильтрационные свойства (Алиев, Керимова, 1978).

Необходимая составляющая процесса уплотнения глинистых осадков — отделение ими так называемых межслоевых вод, генерируемых вследствие замещения разбухающих минералов глин гидрослюдами. Отделение таких вод представляет собой как бы продолжение отжатия, вызываемого гравитационным уплотнением, но главным стимулирующим его фактором служит температура, а не давление. Межслоевые воды, уже отделившиеся и приобретшие самостоятельное значение, принято называть возрожденными. По данным многих исследователей, обобщенным в работе Н. Б. Вассоевича с соавторами (1975), наиболее интенсивная перестройка разбухающих глин приурочивается к относительно узкому температурному интервалу 85—120°С. С дальнейшим повышением температуры интенсивность отделения межслоевых вод падает и, согласно экспериментальным данным, к 230°С полностью прекращается (Хитаров, Пугин, 1966). Важной особенностью удаления из глинистых

пород межслоевых вод является его скачкообразный характер, при котором объем породы сокращается до 10—15%. Это имеет громадное значение для понимания процесса эмиграции нефтяных и газовых флюидов из глин в коллекторские горизонты (Вассоевич и др., 1975). Именно стадия высвобождения межслоевых вод соответствует «главной фазе нефтеобразования» — одному из разработанных в последние годы Н. Б. Вассоевичем капитальных понятий теории нефте- и газообразования в глинистых породах. Подсчеты А. А. Карцева и С. Б. Вагина (1973) показывают, что количества возрожденных (межслоевых)



Фиг. 6. Типовые кривые уплотнения глинистых осадков (1 — по Дж. Уэллеру, 3 — по Н. Б. Вассоевичу) в сопоставлении с изменением пористости глин продуктивной толщи северо-западного борта Южно-Каспийской впадины. Кривые уплотнения для зон с различным пластовым давлением (2, 4, 5): 2 — с нормальным, 4 — с относительно умеренным, 5 — с культиационным. Точками обозначены средние значения пористости глин продуктивной толщи (Дурмишьян, 1975)

вод могут значительно превышать имеющиеся поровые объемы коллекторов. Учитывая значимость этого явления в создании напоров и перемещении вод в коллекторах, М. С. Бурштар и Д. А. Назаров (1975) предложили выделить из понятия элизионных природных водонапорных систем термодегидратационные системы. В определенных термобарических условиях (для Восточного Предкавказья, например, им соответствуют погружения в 1800—3000 м со средними значениями температуры 100—145°С) оба вида систем могут проявляться одновременно, создавая весьма мощный энергетический потенциал, обеспечивающий продвижение вод в участки относительно пониженных пластовых давлений.

Широкие возможности для разгрузки вод из осадочных отложений создают зоны тектонических нарушений, рассекающие пласты коллекторов. Несомненно, что наиболее благоприятные для разгрузки условия складывались в эпохи максимальной тектонической активности и были тем масштабнее, чем мощнее толщи водогенерирующих осадков и чем чаще такие осадки переслаиваются с водоотводящими коллекторскими горизонтами. Даже в тех случаях, когда из-за незначительности смещений тектонические нарушения почти не выявляются геологическими методами, в зонах таких нарушений происходит заметно большая дегидратация глинистых минералов, чем вне их. Это позволило, в частности, использовать при изучении нефтеносных отложений неокома Западной Сибири методику дешифрирования разрывов по относительно-му содержанию разбухающих слоев в структуре смешанослойных монтмориллонит-гидролюдистых образований (Сахибгареев, Галикеев, 1971). Определяющая роль тектоники в высвобождении захороненных вод, сказывающаяся на каждом этапе геологического развития (Пата-лаха, Блох, 1972), далеко не исчерпывается простым повышением трещиноватости пород. Цикл экспериментальных и теоретических работ, выполненных В. В. Ивановым и др. (1978), а также Н. В. Черским и В. П. Царевым (1979), показал, что в зонах глубинных разломов, особенно при пульсационном режиме развития, возникает серия термо-, гидро-, электродинамических и физико-химических эффектов, благодаря которым проницаемость горных пород возрастает по мень-

шей мере на порядок. Таким образом, в эпохи максимальной тектонической активности создаются наиболее благоприятные возможности не только для формирования выводных каналов, но и для подтока вод к ним, что определяет высокие темпы дегидратации пород разреза. Все сказанное объясняет резкую территориальную неравномерность высвобождения вод из отложений тектонически нарушенных прогибов, в том числе и Ангаро-Питского. При пульсационном тектоническом режиме интенсивности высвобождения вод добавочно стимулируется периодическим снижением геостатического давления в результате восходящих движений. Помимо своеобразного «насосного» эффекта, это в сочетании с возрастанием теплового потока при понижении давления обеспечивает создание зон повышенной отделяемости межслоевых вод.

Импульсный характер разгрузки находит обоснование и со стороны физико-механических свойств пород разреза, включающего глинистые горизонты. Пластичность глин, заметно возрастающая при повышении температуры до 100—200°С (Аскеров, Шамсиев, 1965), приводит к быстрому залечиванию возникающих в их толще разрывов и соответственно к закупорке каналов разгрузки. В подобных условиях мы вправе ожидать не постоянного равномерного высачивания вод из тектонической зоны, а серии их импульсных прорывов, развивающихся в периоды максимальной тектонической активности. Известную аналогию сказанного можно усмотреть в периодичности проявлений грязевого вулканизма.

Высвобождаемые из катагенетически преобразуемых глинистых толщ растворы еще до взаимодействия с какими-либо иными породами обогащены не только углеводородами, но и целым рядом рудных компонентов. Как показано В. Н. Холодовым и Д. С. Туровским (1979), формирование подобных рудоносных растворов тесно связано с типом катагенетических преобразований в разных структурно-тектонических областях. Например, в мощных разрезах многоэсинклиналей их формирование сопровождается развитием погружения. Изучение рудоцентрирующей роли катагенных растворов названо недавно весьма перспективным направлением генетической гидрогеологии (Валуконис, Ходько, 1978). Несмотря на то что развитие исследований в данном направлении — во многом дело будущего, некоторые интересующие нас результаты уже имеются. Так, В. Н. Холодов (1978) описал кластические дайки, которые сформировались в отложениях Восточного Предкавказья за счет катастрофически быстрого перемещения вещества, флюидизированного растворами, высвобожденными при катагенетической гидрослюдизации монтмориллонитовых глин. Цемент даек местами пропитан битумом и бывает настолько обогащен карбонатами и сульфидами железа, что можно говорить о рудных жилах, сформированных без участия магматизма из вещества осадочных пород. Отмечая это, В. Н. Холодов подчеркивает значимость описанных явлений для эпигенетического рудообразования. Заметим, что поскольку кластические дайки формировались в «закрытой» системе, высокая концентрация в их цементе рудных минералов свидетельствует и о высокой концентрации металла в вызвавших флюидизацию растворах.

Концентрации железа в пластовых водах нефтеносных областей чрезвычайно высоки и достигают сотен и даже тысяч миллиграмм на литр. К. И. Лукашев и А. В. Кудельский (1977), специально изучавшие источники подобного обогащения, пришли к выводу, что существенно глинистые породы зоны катагенеза нефтегазоносных бассейнов являются мощными генераторами железа, способного мигрировать в составе растворов в верхние части геологических разрезов. Добавим, что на территории одного такого бассейна размещаются залежи весьма крупного Колпашевского месторождения осадочных железных руд, в связи с чем в печати было высказано мнение о необходимости поисков таких

руд в нефтеносных районах (Савадский, 1977). Высокая железистость межслоевых вод подтверждена и экспериментально. В. В. Колодий с соавторами (1978) исследовал четыре образца майкопских глин и один образец алевролита, добытые с глубин 560—1490 м из отложений нижнего неогена — верхнего палеогена. Из образцов в пресс-формах при максимальной нагрузке 980 кг/см^2 отжимались растворы, после чего образцы еще раз анализировались. По данным таблицы, приведенной этими авторами, мы пересчитали все железо анализов в Fe_2O_3 и получили следующую картину: интервал первичных содержаний Fe_2O_3 в пяти образцах был 2,92—9,52% (среднее 6,26%); после отжата он стал 2,10—7,98% (среднее 5,07%). Таким образом, средний вынос железа (Fe_2O_3) составил 1,19% от веса породы или 19,2% от веса имевшегося в ней железа. Поскольку разброс полученных данных достаточно велик — от выноса 32% имевшегося в породе железа до небольшого его привноса — можно предположить, что вынос железа определяется не отжатием как таковым, а стимулированным им изменением минералогического состава глин, зависящим не только от величины приложенных параметров, но и от особенностей минерального сложения и вообще от предварительной «зрелости» образца. Сказанное совпадает с мнением авторов эксперимента, считающих, что обеднение опытных образцов железом и часто сопровождающими его алюминием, магнием и кальцием объясняется их высвобождением из монтмориллонита и тонкодисперсных минералов при замещении их гидрослюдами, т. е. с помощью межслоевых вод.

По экспериментальным данным В. Д. Ломтадзе (1959), изучавшего воду, отжатую из глинистых отложений различной степени литификации (илы, иольдиевые и майкопские глины, доманиковые сланцы), только вода, отжатая из майкопских глин, после отстаивания в пробирке выделяет железистый осадок. Майкопские глины в отличие от иольдиевых (и тем более от илов) характеризуются повышенной литификацией и содержат преимущественно связанную воду. Содержание последней в доманиковых сланцах, литифицированных в предельно высокой степени, незначительно. Следовательно, данные В. Д. Ломтадзе подтверждают, что повышенная железистость высвобождаемых из глин вод проявляется не во всем интервале их отделения, а лишь приблизительно тогда, когда из них интенсивно отделяются межслоевые воды. Дополнительное обогащение возрожденных растворов железом может происходить при их фильтрации сквозь породы коллекторов, сопровождаемой смещением с содержащимися в них пластовыми (седиментогенными) водами и развитием взаимодействий типа раствор — порода. При этом возможности обогащения железом в условиях относительно низких температур верхних частей земной коры в значительной мере определяются присутствием в промываемых породах карбонатов. Как показывают экспериментальные исследования, нагревание карбонатов с дистиллированной водой приводит к их ошутимому гидролизу уже при 120°C (Киссин, Пахомов, 1969). Наличие в растворах умеренных концентраций хлоридов, закономерное при фильтрации в слабопромываемых морских толщах, как и повышение температуры, способствует гидролизу и обогащению растворов углекислотой. По экспериментальным данным растворимость окислов железа в углекисло-хлоридных водах при 20°C оценивается в первые г/л, причем с повышением температуры до 200°C она уменьшается почти на порядок, составляя тем не менее первые десятые г/л (Шляпников, Штерн, 1975). В природных углекисло-хлоридных водах содержания железа в первые десятые г/л достаточно обычны, а иногда достигают 10 г/л (Басков, Суриков, 1975). Если взять не углекисло-хлоридные термальные воды, а обычную морскую воду, то и она при температуре, близкой 100°C , оказывается весьма агрессивной к железу, марганцу и фосфору, извлекаемым ею из темноцветных

силикатов (Варенцов, Степанец, 1970). К сожалению, данных о степени извлечения железа указанные авторы не приводят. Судя по экспериментам Хейша, обрабатывавшего морской водой порошок базальта, существенное извлечение железа начинается лишь при температурах выше 400° С; при 500° С им получены растворы с 1,057 г/кг Fe (Hayash, 1975). Опыты с подкисленными HCl водными растворами позволили Я. Н. Белевцеву с сотрудниками (1976) добиться при 300° С извлечения из осадочных пород Донбасса 68,9% от первичносодержавшегося в них железа и 84,4% марганца.

Сделанный обзор позволяет утверждать следующее.

1. Объемы вод, отделяемых в условиях катагенеза глинами (возрожденные воды), огромны; при первично-монтмориллонитовом составе глин воды эти существенно обогащены железом.

2. Интенсивность генерации и отделения возрожденных вод определяется интенсивностью проявления тектонических процессов. Многократно возрастающие при их высвобождении напорные градиенты имеют первостепенное значение для продвижения в коллекторских горизонтах пластовых (седиментогенных) вод, в свою очередь способных концентрировать железо и другие металлы. При пульсационном тектоническом режиме разгрузка высвобождающихся вод (возрожденных и седиментогенных) особенно интенсивна и носит импульсный характер.

3. Рядовые концентрации железа в водах, дренируемых глубокопроникающими тектоническими нарушениями на уровне зоны катагенеза, могут по меньшей мере на порядок превышать максимальные его концентрации в грунтовых водах. Значительному повышению концентраций способствует слабая промытость и морской характер отложений разреза в сочетании с наличием в их составе карбонатов и хорошо проницаемых разностей пород с повышенными содержаниями железа.

СОПОСТАВЛЕНИЕ И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сопоставление выводов предыдущих разделов приводит к заключению, что формирование типичного осадочного оруденения Ангаро-Питского бассейна определялось железозносными растворами, генерированными в недрах одноименного прогиба. Действительно, к началу отложения руд нижнеангарской свиты глубинный интервал залегания тунгусикских глин в значительной своей части соответствовал «главной зоне нефтеобразования». Температура здесь, даже если не учитывать обычного в быстроразвивающихся геосинклинальных прогибах возрастания теплового потока, была порядка 60—120° С, что соответствует «среднему» геотермическому градиенту 3°/100 м. Пульсационный тектонический режим должен был не только способствовать импульсному отделению монтмориллонитовыми глинами этой зоны железозносных межслоевых вод, но и быстрее дегидратации пород, примыкающих к участкам развития разрывных нарушений. Изучение глинистого вещества тунгусикских отложений региона показало, что интенсивность его преобразования в большей мере, чем глубиной залегания, определяется локальными изменениями температуры и давления. Последние зависят от разного положения глин в геологической структуре. Различная интенсивность преобразований обнаруживается здесь даже в пределах литологически однородных толщ (Акульшина и др., 1973). Высвобождению вод способствовало и многократное чередование водогенерирующих метapelитовых горизонтов с коллекторскими, характерное для тунгусикских отложений. Среди наиболее проницаемых разностей коллекторов — конгломераты и песчаники потоскуйской и киргитейской подсерий, обогащенные соединениями железа. Присутствие известняков и слабая промытость морских отложений разреза обеспечивали формирование в зоне катагенеза углекисло-хлоридных растворов, являю-

щихся прекрасными концентраторами железа на путях их миграции в Ишимбинскую шовную зону.

В целом несомненно, что состав и условия залегания пород тунгусикского седиментационного цикла обеспечивали формирование высокой железоносности вод, массово поступающих в Ишимбинскую шовную зону при переходе региона к орогенному режиму развития. Даже теперь содержание железа в холодных и значительно опресненных захороненных водах Ангаро-Питского адартезианского бассейна достигает 40 мг/л (Шубенин, 1975), что вдвое выше максимальных возможных его содержаний в грунтовых водах. Подтверждение связи железоносных растворов с тунгусикскими отложениями можно найти и со стороны региональных геологических сооружений. Так, запасы Нижнеангарского, Удоронгского и Ишимбинского месторождений оцениваются в 1,3, 0,8 и 0,2 млрд. т (Баланс запасов..., 1958). Наиболее значительная в северной части Ангаро-Питского прогиба Тыринская залежь рассматривается как рудопоявление. Следовательно, масштабы железнакопления вдоль западного крыла прогиба прерывисто увеличиваются с севера на юг. В этом же направлении прогиб расширяется. Мощности выполняющих его рифейских отложений возрастают, а карбонатные и обломочные фации замещаются глинистыми. Мощность тунгусикской серии в районе Ишимбинского месторождения 2,5—3,0 км, Нижнеангарского — 3,8—4,2 км; суммарная мощность глинистой части разреза возрастает на этом расстоянии по меньшей мере вдвое. Далее на юг, к полосе субширотных Приангарских поднятий в разрезах тунгусикской серии вновь увеличивается роль песчаников и строматолитовых известняков, а гематитовые руды выклиниваются.

Севернее Тыринской синклинали отложения нижнеангарской свиты выклиниваются. Их возрастной аналог — обломочная моласса лопатинской свиты (300—500 м) — появляется еще в 120—150 км севернее, преимущественно в пределах той же Ишимбинской шовной зоны (Постельников, 1973). Отложения лопатинской свиты трансгрессивно залегают на разных горизонтах относительно высокометаморфизованных пород сухопитской серии при полном выпадении из разреза тунгусикских отложений; в составе цемента лопатинских красноцветов присутствуют окислы железа, которое, однако, нигде не образует рудных концентраций. По мнению авторов, основной источник этого относительно небольшого количества железа, как и обломочного материала лопатинской свиты, — близлежащие возвышенности Центрального поднятия с развитыми на них корами выветривания.

Посмотрим теперь как соотносятся с развиваемыми нами представлениями геологические условия локализации оруденения и данные по сложению руд. Прибрежно-морские условия формирования руд не вызывают разногласия у исследователей. Л. В. Пустовалов и Н. И. Юдин (1960) уточняют приуроченность главных рудных скоплений к палеодельтам рек — тем их участкам, где происходило неоднократное вторжение моря. Но, так как по границе суши и моря проходила восточная периферия Ишимбинской шовной зоны — главного дренирующего элемента захороненных вод региона, контроль сформированного с участием таких вод осадочного оруденения береговой линией совершенно естествен. Как показали палеогидрогеологические построения М. Е. Королева (1978), расположенная на суше западная периферия этой зоны определяла восточное направление подземного стока в Центральном поднятии Енисейского кряжа. Открытая разгрузка трещинно-жильных вод на восточном склоне этой воздымающейся структуры привела к формированию здесь кварцевых жил и жильных рудных тел, ориентированных поперек его складчатости. Приведенные данные хорошо согласуются с нашими и дополняют друг друга. Самые благоприятные условия для высачивания железоносных растворов и отложения руд

при их встрече с обогащенными кислородом водами создавались в наиболее глубоко врезанных элементах прибрежного рельефа, какими и могли быть упоминавшиеся участки дельт. Высачивание железоносных растворов в прибрежной зоне морского бассейна, безусловно, могло привести к формированию осадочного гематитового оруденения, сопровождаемого хлоритом и сидеритом. С минералого-геохимической стороны такая возможность доказана трудами Ф. В. Чухрова (1973, и др.; Гипергенные окислы железа..., 1975).

Выше при краткой характеристике особенностей сложения руд были приведены аргументы за «сгустковое» происхождение большинства рудных галек. К ним можно добавить и сходство текстур двухкомпонентных руд Ангара-Питского бассейна с брекчиевидными текстурами железистых пород месторождений Караджальской группы. И те и другие чрезвычайно напоминают брекчии с существенной долей материала цемента и с приплюснутыми, иногда изогнутыми «обломками», минеральный состав которых близок к составу цемента, отличаясь от него главным образом количественными соотношениями минералов. Сложный химический состав первично-гелеобразных осадков Караджальских месторождений легче всего объясняется изливанием в море горячих гидротерм, в связи с чем К. М. Алексеевским (1974) предложено использовать такие текстуры в качестве показателя подобных излиятий (правда, целиком связываемых им с вулканическими процессами).

Отметим, что сгустковый характер минералообразования служит одной из необходимых предпосылок для формирования крупных осадочных месторождений в прибрежной полосе моря (Шамрай, 1968). Сказанное не следует понимать как отрицание возможности обломочного происхождения части рудных галек, что вполне естественно в условиях пульсационного тектонического режима развития территории, приводившего к неоднократному наступанию и отступанию моря. В таком случае отложения, давшие начало галькам, были сформированы раньше, а затем раздроблены и сцементированы с частичным замещением хлорита гематитом. Действительно, Н. Х. Белоус (1952) показано, что каждая из слагающих толщу полициклически построенных пачек разделяется на две части: нижнюю с регрессивной последовательностью наслоения и верхнюю — с трансгрессивной. При этом руды регрессивной части лежат согласно на подстилающих породах, возникая в результате прерывисто-непрерывного обогащения осадков соединениями железа, а конгломератовидные разности формируются при их размыве.

Наиболее контрастные проявления глыбово-складчатых и эпейрогенических движений, имевшие место в нижнеангарское время, должны были создавать на фоне прерывистого поступления рудоносных растворов и местных вариаций условий осадконакопления любые возможности как для формирования различных сочетаний «обломочных» и «хемогенных» руд, так и для отражения в составе каждой рудоносной пачки регрессивной и трансгрессивной частей цикла. Независимо от принятой точки зрения соизмеримость скоростей отложения «обломочных» и «хемогенных» руд, как и ряд приведенных выше наблюдений, свидетельствуют о высокой концентрации железа в рудообразующих растворах. Фильтрация таких растворов в карбонатных породах верхов седиментационных циклов объясняет отложение здесь эпигенетического сидерита.

Весьма интересной стороной проблемы источников искоемых рудообразующих растворов является поведение в них других компонентов. В состав руд, как и участвующих в них хемогенно осажденных минералов, в качестве главных компонентов помимо железа входят SiO_2 и Al_2O_3 ; содержания прочих никогда не превышают первых процентов (кроме CO_2 в хлорит-сидеритовых рудах). Оба эти главных компонента — обычные составляющие углекисло-хлоридных термальных вод, ря-

довые содержания которых при температурах 100—150°С измеряются первыми десятичными *г/л* (Басков, Суриков, 1975). Кроме того, по экспериментальным данным В. В. Колодия с соавторами (1978), вынос железа межслоевыми водами глин сопровождается выносом из них глинозема. Отсюда можно заключить, что обогащение алюминием термальных растворов, поступавших в Ишимбинскую шовную зону, происходило, как и обогащение железом, на путях первичной и вторичной миграции, а кремнеземом — главным образом вторичной (т. е. при продвижении в коллекторах). Так или иначе, но поровые воды рудных осадков, отложенных в результате высачивания в акваторию поступавших из глубин Ангаро-Питского прогиба растворов, должны были сохранить обогащенность теми же макрокомпонентами, что и осадки. Поскольку главные рудные скопления локализованы в наиболее глубоко врезанных элементах палеорельефа, отжатие из них поровых вод после захоронения было направлено к относительно приподнятым флангам рудных зон и далее в сменяющие их по латерали породы. Именно так мы трактуем источник возникновения в этих породах хлоритоида. «Микромодель» такого процесса — рост хлоритоида в песчанике «от руды» (см. фиг. 5). Из элементов-примесей отметим германий, которым обогащен глинистый материал и магнетитсодержащие разновидности руд (Семенов, 1962). Как известно, среди природных вод наибольшие концентрации германия присущи хлорсодержащим углекислым термальным водам, в формировании которых предполагается влияние термодегидратационных процессов (Крайнов, 1973).

Пространственно тяготеющие к Ишимбинской шовной зоне месторождения кристаллического магнезита верхнепотоскуйской и аладинской свит приурочены к доломитам этих свит, характеризующимся повышенной магнезиальностью. Формирование подобных залежей, с одной стороны, явно эпигенетических, с другой — имеющих четкую стратиграфическую приуроченность, было недавно рассмотрено Л. В. Анфимовым с соавторами (1980) на примере месторождений Саткинской группы. Ими показано, что магнезитовые залежи здесь представляют собой аподолитовые образования, возникшие при циркуляции в обогащенных магнием доломитах катагенных растворов. Наличие в нижнеангарской свите рудопроявлений марганца, как и спорадическое присутствие его минералов в гематитовых рудах, вполне объяснимо попутным с железом выщелачиванием марганца из пород разреза, что подтверждается экспериментальными данными (Варенцов, Степанец, 1970; Белевцев, 1976). Отложению марганцевых руд из растворов хорошо соответствует то, что генезис этих руд продолжает оставаться дискуссионным — исследователи высказываются как за осадочное, так и за гидротермальное их происхождение. Рудопроявления марганца, пространственно тяготея к гематитовым залежам, как бы ограничивают их с востока.

Широкое развитие нефтепроизводящих глинистых толщ и условия их залегания делают Ангаро-Питский прогиб потенциально нефтеносной структурой. Тем не менее повышенная его проницаемость в эпохи максимальной тектонической активности привела к тому, что эта структура не признана перспективной на нефть и газ. Мелкие скопления углеводородов могли здесь сохраниться только в хорошо запечатанных литологических ловушках (Золотов, 1974). Сказанное хорошо соотносится с выявленной К. И. Лукашевым и А. В. Кудельским (1977) ролью нефтепроизводящих глинистых толщ в генерации железозонных растворов и добавочно проясняет значимость условий перемещения и разгрузки таких растворов в реализации их полезных свойств. Видимо, справедливо заключение, что чем более облегчена разгрузка вод «главной зоны нефтеобразования», тем больше оснований ждать реализации их железо-, а не нефтеносности.

Совокупность изложенного материала позволяет прийти к заключению, что растворы, высвобождавшиеся при катагенетическом преобразовании глинистых толщ Ангаро-Питского прогиба (возрожденные воды), как и перемещавшиеся в коллекторских горизонтах под действием стимулированных ими напорных градиентов пластовые (седиментогенные) воды, были металлоносными и не могли не участвовать в формировании его осадочных железных руд. Даже если к железу, вынесенному из недр прогиба, добавлялось железо, снесенное с суши, вряд ли участие последнего было существенным.

РУДОПРОДУЦИРУЮЩАЯ МОЩНОСТЬ КАТАГЕНННОГО ПРОЦЕССА ГЕНЕРАЦИИ ЖЕЛЕЗОНОСНЫХ РАСТВОРОВ

Для большей объективности попробуем оценить ее на примере наиболее крупного Нижнеангарского месторождения несколькими независимыми способами, не прибегая при этом к сухопитской части рифейского разреза. Последнее обусловлено тем, что согласно развиваемым представлениям ее рудопroduцирующие возможности могли быть реализованы ранее, при переходе от сухопитского к тунгусикскому циклу (гематит в отложениях свиты карточки и низов потоскуйской подсерии).

1. Оценка, исходя из потери железа глинами при отделении от них возрожденных вод. По данным А. К. Рублева, мощность отложений тунгусикской серии в районе Нижнеангарского месторождения около 4200 м; за вычетом верхних 2000 м, где еще не происходит значительной гидрослюдизации глинистых минералов, остается 2200 м. Из них на долю глин при самом скромном подсчете приходится 1600 м. Если принять плотность глин за $2,00 \text{ г/см}^3$, то их условно выделенная полоса, протягивающаяся вдоль тектонической зоны на 20 км (протяженность рудных пластов месторождения) при ширине в 1 км будет весить $64 \cdot 10^9 \text{ т}$. При потере глинами с отделением возрожденных (межслоевых) вод 1% своего веса в виде Fe_2O_3 (см. приведенные выше данные В. В. Колодия) составит в пределах взятой полосы 640 млн. т, или в переводе на 50%-ную руду 1,28 млрд. т, что почти точно соответствует запасам Нижнеангарского месторождения, оцененным в 1,3 млрд. т. (Баланс запасов..., 1958).

2. Оценка со стороны возможного выщелачивания железа из песчаников. Если принять суммарную мощность тунгусикских песчаников за 500 м, а весовое содержание в них Fe_2O_3 за 5% (вместо 8—9%, Румянцев 1973) и считать, что извлекается лишь его десятая часть, то 1,3 млрд. т 50%-ной руды даст прилегающая к тектонической зоне полоса песчаников шириной 5 км.

3. Оценка по количеству возрожденных вод и возможному содержанию в них железа. Мы вычисляем изменение пористости глин, сопоставляя ее значения, полученные по кривой для недоуплотненных осадков (пористость на глубине 3,1 км 15%, см. фиг. 6), со значениями по типовой кривой Н. Б. Вассоевича (пористость на той же глубине 9,1%). При подсчете глины условно объединены в одну толщу, которая помещена в середину подкиргитейского разреза тунгусикских отложений (как сообщалось, мощность такой толщи 1600 м; глубина погружения в 3,1 км соответствует глубине погружения ее середины). Современный объем глин в их непосредственно примыкающей к шовной зоне 20-километровой полосе шириной в 1 км составляет 32 км^3 . Прежний объем той же их полосы был приблизительно на 6% больше ($15\% - 9,1\% \approx 6\%$), т. е. на $1,92 \text{ км}^3$, что и соответствует объему высвобожденных из нее при катагенезе вод. Если принять весовое содержание в них железа за 0,2%, то количество вынесенного металла составит около 40 млн. т. Тогда необходимое для формирования месторождения ко-

личество железа обеспечила бы толща глин мощностью 1600 м и шириной около 16 км. Поскольку средняя дальность латеральной миграции нефти (а соответственно и сопутствующих ей вод) оценивается приблизительно в 25 км (Вебер, 1978), в полученном значении нет ничего чрезмерного, тем более что в подсчете не учитывались седиментогенные воды.

Некоторое расхождение полученных оценок, усугубляющееся тем, что процессы, на которых основаны две первые из них, действуют совместно и должны давать суммарный эффект, объясняется приблизительно подсчетов и положенных в их основу предпосылок.

При всей ориентированности проведенных подсчетов они, несомненно, подтверждают, что в эпохи максимальной тектонической активности из разреза миогеосинклинальных отложений Ангаро-Питского прогиба вместе с водами высвобождались и огромные количества металла, достаточные для формирования искомого железоруднения. С количественной стороны случай осадочного образования железных руд из высачивающихся в акваторию металлоносных растворов можно рассматривать как случай практически 100%-ного высаживания металла.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установлено, что железо, определившее формирование залежей Ангаро-Питского бассейна, переотложено из осадков, захороненных в недрах одноименного прогиба. Переотложившие железо воды высвобожжены из тех же осадков (преимущественно глин) в зоне катагенеза. Процесс образования таких залежей, с одной стороны, отвечает понятию «диагенез осадков с гидротермальным подтоком вещества» (Тимофеев и др., 1974) с поправкой на катагенный источник гидротерм и определяющую роль «подтока» при формировании осадка. С другой стороны, он вплотную примыкает к понятию «термально-осадочное рудообразование» (Чухров, 1975) без какого бы то ни было участия вулканических процессов. Есть все основания полагать, что образование морских руд железа — такая же закономерность развития осадочных бассейнов, как и образование в них месторождений нефти, газа и угля. Вместе с тем рассмотренный материал демонстрирует принципиальную важность палеогидрогеологических факторов в выяснении источников рудного вещества осадочного рудообразования и позволяет сделать следующие общие выводы.

1. Дренирование глубокопроникающими тектоническими нарушениями вод, высвобожденных из осадков на уровне зоны катагенеза, может приводить к участию таких вод в осадочном рудообразовании.

2. Тектонические факторы определяют не только интенсификацию формирования и фильтрации в породах разреза таких потенциально металлоносных вод, но и резко неравномерный во времени и пространстве характер их разгрузки. Необходимая предпосылка реализации такой неравномерности — существенно глинистый состав толщ, подвергающихся катагенетическим преобразованиям.

3. Оценка перспективности на осадочное железоруднение трансгрессивно залегающих комплексов должна учитывать не только их пространственные отношения с глубокопроникающими субаквальными тектоническими зонами, но мощность и состав рассекаемых такими зонами отложений. Наличие среди непрерывного разреза последних на палеоглубинах, соответствующих «главной зоне нефтеобразования», мощных первично существенно монтмориллонитовых глинистых толщ, чередующихся с карбонатными и обогащенными железом проницаемыми породами, можно рассматривать как предпосылку для обнаружения в основании трансгрессивно залегающих комплексов крупных промышленных залежей железных руд.

В заключение авторы считают нужным подчеркнуть, что они не подвергают сомнению прочие возможности формирования осадочного железорудения, в том числе обеспечиваемые переотложением кор выветривания серпентинитов или разгрузкой в акватории железоносных растворов иного происхождения — металлоносных рассолов или вулканических вод. Затронутые вопросы нуждаются в дальнейшей разработке. Эти вопросы — часть общей проблемы роли вод осадочной оболочки Земли в формировании месторождений полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

- Акульшина Е. П., Владимиров А. И., Горовой Л. Я., Ивановская А. В., Кириченко Н. И., Кристи В. Н., Озерский Ю. А., Писарева Г. М. Литолого-геохимическая характеристика обстановок осадконакопления верхнедокембрийских отложений южного Заангарья Енисейского кряжа. — В кн.: Геохимия докембрийских и палеозойских отложений Сибири. Новосибирск, 1973.
- Алексеевский К. М. Брекчиевидные текстуры железомарганцевых руд как указатель их генезиса. — В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. (Краткие тез. IV Всесоюз. семинара). Южно-Сахалинск, 1974.
- Алиев А. И., Керимова А. А. Уплотнение терригенных пород в молодых депрессионных зонах в связи с оценкой коллекторов на больших глубинах. — В кн.: Коллекторы нефти и газа на больших глубинах. Тез. докл. II Всесоюзной конф. М., 1978.
- Анфимов Л. В., Бусыгин Б. Д., Демина Л. Е. Об условиях образования магнетитовых залежей в месторождениях Саткинской группы на Южном Урале. — Литол. и полезн. ископ., 1980, № 1.
- Аскеров Ф. А., Шамсиев А. А. Влияние температуры на механические свойства горных пород. — Изв. АН АзербССР. Сер. геол.-геогр. наук, 1965, № 1.
- Баланс запасов полезных ископаемых СССР на 1 января 1958 г., вып. I. Железные руды. Госгеолтехиздат, 1958.
- Басков Е. А., Суриков С. Н. Гидротермы Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Недра», 1975.
- Белевцев Я. Н. Источники рудного вещества при метаморфогенном рудообразовании. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. «Наука», 1976.
- Белоус Н. Х. К вопросу об условиях формирования железных руд при осадконакоплении. — Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. ФАН СССР. Новосибирск, 1952.
- Буриштар М. С., Назаров Д. А. Миграция нефти и газа в условиях эксфильтрационных водоупорных систем. — В кн.: Первичная и вторичная миграция нефти и газа. Тр. ВНИГНИ, 1975, вып. 178.
- Валуковис Г. Ю., Ходьков А. Е. Роль подземных вод в формировании месторождений полезных ископаемых. Л., «Недра», 1978.
- Варенцов И. М., Степанец М. И. Эксперименты по моделированию процессов выщелачивания марганца морской водой из вулканических материалов основного состава. — Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 2.
- Вассоевич Н. Б. Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков. — Новости нефтяной техники. Сер. геол., 1960, № 4.
- Вассоевич Н. Б., Бурлин Ю. К., Конохов А. И., Карньюшина Е. Е. Роль глин в нефтеобразовании. — Сов. геол., 1975, № 3.
- Вебер В. В. Диагенетическая стадия образования нефти и газа. М., «Недра», 1978.
- Гипергенные окислы железа в геологических процессах. «Наука», 1975.
- Дурмишьян А. Г. О роли аномально-высоких пластовых давлений в миграции углеводородов и формировании залежей (на примере продуктивной толщи Южно-Каспийской впадины). — В кн.: Первичная и вторичная миграция нефти и газа. Тр. ВНИГНИ, 1975, вып. 178.
- Золотов А. Н. Ранние этапы развития Русской и Сибирской платформ, и вопросы нефтегазоносности верхнедокембрийских и нижнепалеозойских отложений. — В кн.: Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. (Тез. докл. к I конфер. ВостСибНИИГГиМС). Иркутск, 1974.
- Иванов В. В., Карус Е. В., Кузнецов О. Л., Царев В. П., Чахмахчев В. Г., Чиркин И. А. О возможной роли динамики напряженного состояния земной коры в формировании и размещении залежей нефти и газа. — Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 4.
- Карцев А. А., Вагин С. Б. О роли «межслоевых» вод глинистых минералов в формировании подземных вод. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1973, № 3.
- Кассин И. Г., Пахомов С. И. К геохимии углекислоты в глубоких зонах подземной гидросферы. — Геохимия, 1969, № 4.
- Колодий В. В., Рипун М. Б., Сиван Т. П. Участие поровых растворов в аутигенном минералообразовании. — В кн.: Геохимия осадочных пород и прогноз полезных ископаемых. Киев, «Наукова думка», 1978.
- Королев М. Е. Гидрогеологические критерии поисков полезных ископаемых. — В кн.: Геология и гидрогеология юго-западных районов Сибирской платформы. Изд-во Казанского ун-та, 1978.

- Крайнов С. Р. Геохимия редких элементов в подземных водах. М., «Недра», 1973.
- Ломтадзе В. Д. Результаты исследований воды, отжатой из глинистых отложений различной степени литификации.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1959, № 9.
- Лукашев К. И., Кудельский А. В. Осадочные породы — один из источников глубинного железа в гиперсфере.— В кн.: Геохимическое изучение гиперсферы. Минск, «Наука и техника», 1977.
- Мухин Ю. В. Процессы уплотнения глинистых осадков. М., «Недра», 1965.
- Нестеров И. Н. Уплотнение глинистых пород.— Сов. геол., 1965, № 12.
- Паталаха Е. И., Блох А. М. Влияние тектонического фактора на обезвоживание рудообразующих растворов.— Вестник АН КазССР, 1972, № 4.
- Петров В. Г. Новые данные о распределении в Енисейском кряже докембрийских осадочных железных руд.— Сов. геол., 1969, № 5.
- Постельников Е. С. Байкальский орогенез (на примере Енисейского кряжа). М., «Наука», 1973.
- Постельников Е. С. Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии. М., «Наука», 1980.
- Пустовалов Л. В., Юдин Н. И. Железорудные отложения Ангара-Питского района в Восточной Сибири.— В кн.: Вопросы седиментологии. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Румянцева Э. Ф. Некоторые особенности отложений красногорской свиты Енисейского кряжа.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1973, № 4.
- Савадский О. А. О поисках рудных месторождений в нефтегазоносных и угленосных районах.— Сов. геол., 1977, № 2.
- Сахибгареев Р. С., Галикеев К. Х. Влияние разрывных нарушений на эпигенез глинистых минералов в нефтеносных отложениях неокома Западно-Сибирской низменности.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 5.
- Семенов В. Н. Германий как возможный индикатор генетических особенностей железорудных месторождений.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края, вып. 3. Красноярск, 1962.
- Тимофеев П. П., Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Боголюбова Л. И., Дриц В. А. Новое в учении о стадиях осадочного породообразования.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3.
- Хитаров Н. И., Пугин В. А. Монтмориллонит в условиях повышенных температур и давлений.— Геохимия, 1966, № 7.
- Холодов В. Н. Песчаный диапризм — новая сторона катагенетических процессов.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 4, 5.
- Холодов В. Н., Туровский Д. С. Стадия осадочного породообразования и редкометалльный рудогенез.— В кн.: Рудоконтролирующие факторы в осадочных породах (тез. докл.). М., 1979.
- Черский Н. В., Царев В. П. О новых моделях физико-химических преобразований горных пород в высокоомобильных областях Земли.— Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 5.
- Чухров Ф. В. Об эволюции минерального состава осадочных железных руд.— Сов. геол., 1973, № 7.
- Чухров Ф. В. Коры выветривания как источник металла некоторых осадочных руд.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 12.
- Чухров Ф. В. Вадозные термальные растворы и рудообразование.— В кн.: Проблемы минерального сырья. М., «Наука», 1975.
- Шамрай И. А. Сгустковое минералообразование и гидродинамическая деятельность как основные причины морского рудонакопления.— В кн.: Генезис и классификация осадочных пород. «Наука», 1968.
- Шляпников Д. С., Штерн Э. К. Растворимость окислов металлов в хлоридно-углекислых растворах при повышенных давлениях углекислоты.— Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 2.
- Шубенин Н. Г. Схема гидрогеологического районирования подземных вод Енисейского кряжа.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Нижнего Приангарья. Красноярск, 1975.
- Юдин Н. И. Литология железорудных месторождений Ангара-Питского бассейна. «Наука», 1968.
- Hayash A. Hydrothermal processes along mid-ocean ridges: on experimentelle investigations.— Contrib. Mineral. and Petrol., 1975, v. 53, No. 3.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
24.III.1980

УДК 551.311.23 : 552.4(988)

ВЫВЕТРИВАНИЕ МАССИВНО-КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД В ТУНДРАХ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ГРЕНЛАНДИИ

О. В. МАКАРОВА

Описаны механизмы и продукты выветривания кристаллических пород в условиях гумидного субарктического климата Юго-Западной Гренландии. Показано, что продукты гипергенного преобразования минерального вещества в этих условиях близки элювию современных кор выветривания гумидно-бореальных ландшафтов и резко отличаются от гипергенных продуктов, формирующихся в холодных пустынях Антарктиды.

Познание начальных стадий выветривания на массивно-кристаллических породах представляет определенный интерес в связи с возможностью изучения в наиболее чистом виде новообразованных и унаследованных продуктов выветривания. Одновременно исследование этого явления позволяет оценить направленность климатической зональности элювиального процесса.

Работы многих исследователей (Полынов, 1945; Ярилова, 1949; Ассинг, 1949; Парфенова, 1950; Глазовская, 1950, 1952, 1958; Черняховский и др., 1976; Черняховский, Градусов, 1977; Таргульян и др., 1978) показали, что в процессе разрушения массивно-кристаллических пород наряду с механизмами физического выветривания участвуют лишайники, водоросли, грибы и другие организмы. Участие организмов в процессах выветривания массивно-кристаллических пород придает определенные черты сходства их элювию даже в достаточно контрастных обстановках. С другой стороны, М. А. Глазовская (1958) отмечала сходство элювия первых стадий выветривания массивно-кристаллических пород, формирующегося в условиях «теплых» пустынь, высокогорного нивального пояса и «холодной» пустыни Антарктиды. Все эти, казалось бы, на первый взгляд резко различные ландшафты близки между собой в том, что процессы выветривания осуществляются в них при резком недостатке жидкой воды в элювиальной зоне инсоляционным прогреванием или охлаждением.

Изучение процесса выветривания в юго-западной Гренландии, вблизи края ледникового покрова, в условиях достаточно влажного морского климата в связи с изложенным представляет определенный интерес, так как дополняет имеющиеся в литературе данные об особенностях выветривания массивно-кристаллических пород и дает сравнительный материал для суждения о климатической зональности элювиального процесса на его первых стадиях.

Материалом для исследования результатов выветривания скальных субстратов в кустарниковых тундрах района Нарсассуак Юго-Западной Гренландии послужили коллекции, собранные Ю. А. Лаврушиным на участках не покрытой льдом суши, на высотах от 0 до 220 м над уровнем моря. Изучение представленного материала показало, что выветривание здесь имеет четкую тенденцию к образованию разрыхлен-

ных элювиальных корок белесого и красноватого цвета на поверхности скальных выходов коренных пород и одновременно к формированию щебенчатого и щебенчато-дресвяного элювия. Остановимся на этих явлениях подробнее, тем более, что возникновение их обусловлено разными процессами.

СОСТАВ ПОВЕРХНОСТНЫХ ЭЛЮВИАЛЬНЫХ КОРОК НА СКАЛЬНЫХ ВЫХОДАХ ОБНАЖАЮЩИХСЯ ПОРОД

Проведенные исследования позволяют думать, что образование поверхностных элювиальных корок связано с химическим выветриванием. Строение и состав корок четко определяются материнским субстратом. Они исследовались на сиенитах, гранитах, гнейсах, порфиритах и карбонатных породах, поверхностные выходы которых в разной степени заселены литофильными лишайниками и водорослями. Сглаженная поверхность скал несет микрокоррозионные формы глубиной до 2—3 мм и имеет отчетливо выраженную разрыхленную корочку мощностью 1—2 мм. Наиболее густо заселены лишайниками отрицательные формы микроповерхности, само появление которых во многом обязано воздействию на минеральную основу кислых продуктов жизнедеятельности лишайников.

Сиениты представлены крупнозернистыми светло-серыми и розовыми породами, содержащими эгирин, щелочную роговую обманку-арфведсонит, калиевые полевые шпаты, биотит, плагиоклазы, граниты темно-зеленого цвета с крупными вкрапленниками плагиоклаза, кварца, хлорита, калиевых полевых шпатов. Изучение поверхностных корок на гранитах и сиенитах (обр. 5, 13, 34) показало, что наиболее интенсивно разрушается олигоклаз (с $N_m' = 1,541 - 1,545$). На их месте в поверхностной корочке остаются пустоты или мучнистая сыпучка того же состава вследствие растворения минерала по системе трещин спайности. Калиевые полевые шпаты и альбит (с $N_m' = 1,537$) более устойчивы. Последние наряду с кварцем образуют положительные микроформы на поверхности выходов и щебня пород. Среди темноцветных минералов в поверхностной корочке наиболее легко и практически полностью разрушается эпидот, на месте которого образуются окрашенные в красные тона остаточные охры. Выветривание присутствующего в породе зеленого, частично хлоритизированного биотита ($N_g' = 1,613$, $N_p' = 1,575$, $N_g' - N_p' = 0,038$) в поверхностной корочке также сопровождается образованием ореолов железистой пигментации. Выветрелые чешуйки биотита отличаются бурым цветом и значительно более слабым плеохризмом, однако полностью сохраняют свои основные кристаллографические формы. Очевидно, они преобразованы в вермикулит или переходные к вермикулиту гидробиотит-вермикулитовые образования. Чешуйки биотита, выходящие на дневную поверхность, разрушаются более основательно. В этих случаях происходит полное разрушение биотита, на месте которого сохраняются только рыхлые красновато-коричневые охристые продукты. На поверхности такие участки в силу своей малой устойчивости образуют микродепресссионные формы. Роговые обманки изменяются слабо. Как правило, они остаются свежими или только слегка окрашены гидроокислами железа. Выветриванием биотита, образованного по биотиту хлорита и эпидота, объясняется появление на разрыхленной поверхности корочки отчетливых красноватых окрасок. Наблюдается незначительное перераспределение части освобождающегося при разрушении темноцветных минералов гидроокислов железа с образованием участков осветления и вторичного обогащения. Вследствие этого вдоль трещин, близ поверхности, иногда образуются черные, коричневые или ржаво-коричневые пленки толщиной в десятки или сотые доли миллиметра. Глянцеватые разности некоторых из них сходны с пленками «пустынного загара».

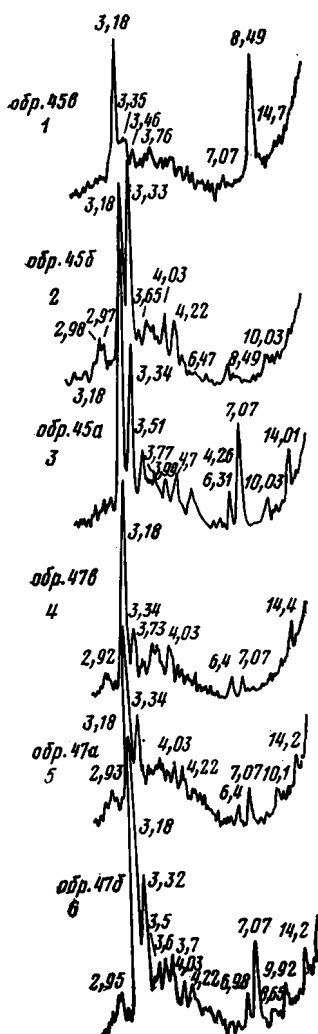
Химический состав сиенита и его выветрелой корки (обр. 5), %

Окисел	Свежая порода	Выветрелая корка	Окисел	Свежая порода	Выветрелая корка
SiO ₂	56,75	58,54	Na ₂ O	6,70	7,17
TiO ₂	2,03	1,89	N ₂ O	1,65	1,68
Al ₂ O ₃	13,61	14,09	H ₂ O ⁺	0,50	0,91
Fe ₂ O ₃	5,18	4,22	H ₂ O ⁻	0,14	0,22
FeO	3,65	2,43	CO ₂	0,28	Нет
CaO	6,06	5,59	C	Нет	0,22
P ₂ O ₅	0,87	0,52	Сумма	100,52	99,52
MgO	2,84	1,88	Кварц	3,12	3,76
MnO	0,20	0,16			

В табл. 1 приводится химический состав свежей породы и ее осветленной поверхностной корки. В пробы выветрелой корки из-за ее небольшой мощности и нечеткости границы попал и свежий материал, что искажает истинные соотношения. Тем не менее из данных, приведенных в табл. 1, можно видеть тенденцию к уменьшению в выветрелой корке количества общего железа, магния и др., т. е. элементов, связанных с теми минералами, которые в наибольшей степени разрушаются в приповерхностной корке.

Далее были изучены поверхностные корки на гнейсах (обр. 45, 47). На свежем сколе порода темно-серого цвета, сланцеватая, среднезернистая с крупными розовыми вкрапленниками полевого шпата. Оптическими и рентгеновскими методами в составе гнейсов определены кварц, серицитизированные полевые шпаты, роговые обманки, хлорит. Корки толщиной 1—2 мм отличаются белесым или ржаво-бурым цветом. Поверхность их бугристая. Бугорки образованы устойчивыми минералами: кварцем, роговыми обманками и калиевыми полевыми шпатами. Плагноклазы и хлориты разрушаются и образуют микродепрессионные формы. Выветрелые плагноклазы вследствие растворения вдоль микротрещин рассыпаются в мучнистую сыпучку, отдельные фрагменты которой полностью сохраняют оптические свойства и рентгендифрактометрические характеристики исходных минералов. В элювиальных корках наследуются практически все порообразующие минералы материнского субстрата (фиг. 1, кривые 4—6), но в некоторых образцах резко увеличивается относительная роль устойчивых минералов, например роговых обманок. Это регистрируется рентгеновским анализом по усилению присущего роговой обманке рефлекса с $d/n=8,49 \text{ \AA}$ (см. фиг. 1, кривые 1—3). В коллекции имелись также отколотые от скальных выходов элювиальные корки на диабазовых порфиритах (обр. 48). Свежие порфиры темно-серого цвета содержат серицитизированные плагноклазы андезин-лабрадорного состава, пироксены, роговые обманки, хлорит, эпидот. Длина вкрапленников плагноклаза достигает 1 см.

Поверхностная элювиальная корка, развивающаяся за счет основной массы породы,—зеленая с рыжими пятнами, на вкрапленниках плагноклаза — белая; мощность ее 1—3 мм. Выветрелая поверхность неровная. Крупные вкрапленники плагноклазов образуют ее положительные формы, а основная масса — отрицательные. Вероятнее всего, это объясняется тем, что основная масса порфиритов содержит большое количество хлорита, который вследствие гидратации легко приобретает глинистую форму и вымывается, соответственно относительно увеличивается содержание полевых шпатов (фиг. 2, кривые 1 и 2). Оставшиеся в элювии хлориты имеют лишь слабые признаки трансформационных изменений. Они выражаются в появлении межслоевых про-

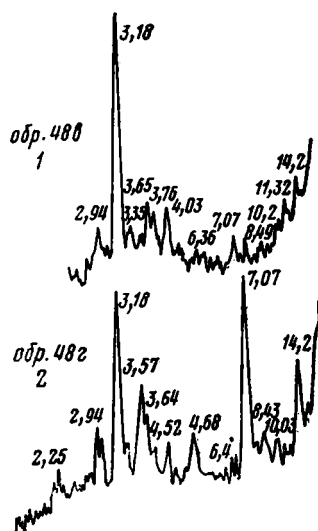


Фиг. 1

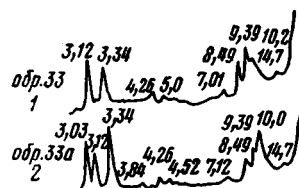
Фиг. 1. Дифрактограммы свежих гнейсов (кривые 3 и 6), их белесых (кривые 2 и 5) и бурых (кривые 1 и 4) элювиальных корок

Фиг. 2. Дифрактограммы свежих порфиритов (кривая 2) и их элювиальных корок (кривая 1)

Фиг. 3. Дифрактограммы карбонатных пород (кривая 2) и их элювиальных корок (кривая 1)



Фиг. 2



Фиг. 3

межутков вермикулитового типа, что следует из незначительного уменьшения d первого базального рефлекса хлорита после прокаливании образца до 550°C . Мучнистый элювий крупных вкрапленников серицитизированного плагиоклаза образован корродированными зернами плагиоклазов с остаточным серицитом.

Карбонатные породы представлены тальково-кальцитовыми (обр. 33). Тальково-кальцитовая порода — темно-серая с белесыми прожилками и пятнами, массивная, плотная, мелкозернистая — отличается сложным составом. Оптическими и рентгеновскими методами в ней определены триоктаэдрическая гидрослюда ($d/n=10.0$; 3.34 Å), тальк (9.39 ; 3.12 Å), дисперсный минерал из группы амфиболов (8.49 Å), кальцит (3.03 Å), апатит и минералы из группы сульфидов (фиг. 3, кривая 2). Элювиальная корка этой породы резко отличается от субстрата светлой окраской. Поверхность ее неровная, кавернозная, а сама корка рыхлая и пористая; мощность ее до 2 мм . В корке полностью растворяется кальцит, и на месте его образуются глубокие каверны и поры. Практически полностью разрушаются сульфидные минералы. Поры, оставшиеся на месте сульфидов, густо окрашены гидроокислами

железа. В местах повышенной концентрации сульфидных минералов мощность ржаво-бурой пористой элювиальной корки увеличивается до 1 см. Рентгеновским методом регистрируется разрушение триоктаэдрической слюды. В результате всех перечисленных процессов в элювиальной корке сохраняется тальк, амфиболы и тримит (см. фиг. 3, кривая 1).

Таким образом, в поверхностных корках обнаружено преобразование олигоклаза, эпидота, хлоритизированного биотита, хлорита триоктаэдрических слюд, частично темноцветных минералов, растворение кальцита, сульфидных минералов, коррозия зерен серицитизированных плагиоклазов. Особенно заметно преобразование биотита в вермикулит и в переходные гидробиотит-вермикулитовые образования. Одновременно важно подчеркнуть, что общая направленность процесса образования поверхностных корок приводит в конечном итоге к появлению в них красноватых или буроватых пятен, связанных с появлением пленок и пятен гидроокислов железа.

СОСТАВ ШЕБЕНЧАТОГО ЭЛЮВИАЛЬНОГО ПОКРОВА

Образование щебенчатого покрова связано с разрушением крупно-, мелко- и среднезернистых пород, в которых содержится сравнительно немного слюд и хлоритов. Щебни полностью наследуют минеральный состав и цвет материнских субстратов. Это говорит о том, что здесь преобладает физическое выветривание, в результате чего образуется мелкозем, полностью сложенный минералами субстрата, а физико-химическое выветривание создает лишь небольшой фон. В коллекции такой элювий представлен следующими породами:

а) сиенитами (обр. 50 и 51) — это массивные, крупнозернистые, светло-серые и розовые породы. Размер зерен достигает 0,5—1,5 см. Петрографическим и иммерсионным методами в них определены эгирин, щелочная роговая обманка-арфведсонит ($N_m' = 1,698$), калиевые полевые шпаты ($N_m' = 1,534$), ближе неопределенные плагиоклазы и биотит ($N_m' = 1,610$). Плагиоклазы практически полностью серицитизированы, биотит частично замещен хлоритом и эпидотом ($N_m' = 1,702$);

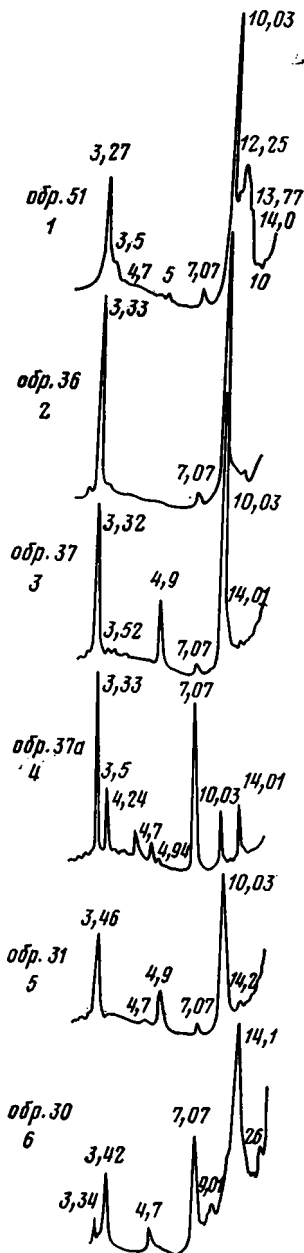
б) оливиновыми диабазами (обр. 36) — серого цвета, состоящими из основных плагиоклазов, оливина, пироксенов и биотита. Биотит частично замещен хлоритом;

в) светло-серыми или зеленовато-серыми плагиогранитами (обр. 37), содержащими кварц, полностью серицитизированный плагиоклаз и незначительное количество хлорита;

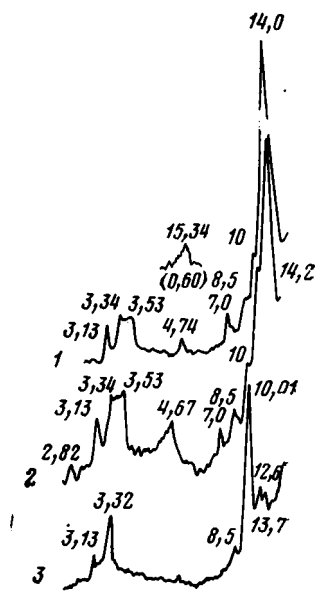
г) зеленовато-серыми кливажированными полевошпатовыми породами (обр. 31), которые состоят из калиевых полевых шпатов ($N_m' = 1,547$) и хлорита;

д) кварцитом (обр. 30) — темно-зеленой плотной породой, состоящей из мозаичного кварца и хлорита. В породе имеются тонкие прожилки кальцита толщиной до 1 см.

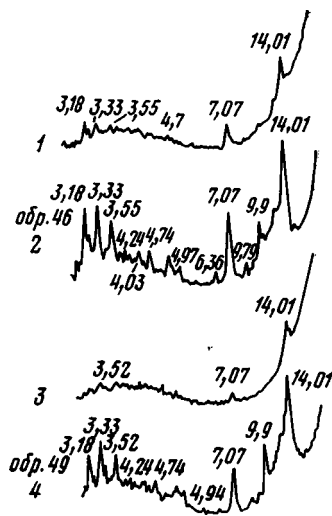
Мелкозем щебенчатого элювия представлен угловатыми зернами размером от долей до нескольких миллиметров и мелкими фрагментами разрыхленного щебня. Мелкозем, или дресва, практически полностью наследуют цвет и минеральный состав материнских субстратов. В нем наследуются даже такие сравнительно малоустойчивые минералы субстратов, как кальцит, биотит, хлорит и смешанослойный хлорит-сметит. Последние три минерала, а также диоктаэдрические слюды (серицит), которые развиваются по плагиоклазам, являются основным глинистым компонентом мелкозема (фиг. 4, кривые 2—6). Изменения, связанные с химическим выветриванием, незначительны. К ним можно отнести лишь образование смешанослойной фазы биотит-вермикулит по биотиту (см. фиг. 4, кривая 1), хлорит-вермикулита и, вероятно, гид-



Фиг. 4



Фиг. 5



Фиг. 6

Фиг. 4. Дифрактограммы отобранных чешуй биотита и хлорита (кривые 1, 2 и 4) и фракций $<0,001$ мм (кривые 3, 5 и 6) из дровяного элювия сиенитов (1), оливиновых диабазов (2), плаггиогранитов (3 и 4), полевошпатовой породы (5) и кварцита (6)

Фиг. 5. Дифрактограммы фракций $<0,001$ мм из пылевато-щебенчатых продуктов ближнего переотложения элювия (обр. 14). 1 — природный ориентированный; 2 — насыщенный глицерином; 3 — прокаленный при 550°C

Фиг. 6. Дифрактограммы фракций $<0,001$ мм пылевато-щебенчатых продуктов ближнего переотложения элювия. 1 и 3 — природные ориентированные препараты; 2 и 4 — препараты, обработанные по методу Мира и Джексона

ратацию слоистых алюмосиликатных минералов. Поскольку этот процесс сопровождается увеличением объема выветривающихся минералов, то не исключено, что именно он служит одной из основных причин образования дресвяного элювия.

Наконец, кратко остановимся на пылевато-щебенчатых продуктах ближнего переотложения элювия. В коллекции есть два типа образований: пылевато-щебенчатые заполнения крупных трещин и затронутые почвообразованием отложения щебенчато-галечных террас. Пылевато-щебенчатые заполнения крупных трещин (обр. 49, 46, 8, 12 и 14) — это переполненные корешками и оторфованными растительными остатками темно-серые щебенчатые суглинки. Щебни и мелкоземистые продукты выветривания, накапливающиеся в трещинах, довольно точно отражают состав окружающих пород и содержат в общем тот же набор минералов, который можно видеть в описанных элювиальных корках на поверхности скальных выходов. Здесь обнаружены зерна кварца, калиевых полевых шпатов, слабовыветрелого биотита, роговых обманок, плагиоклазов, светлых слюд, сильно измененного, окрашенного гидроокислами железа эпидота и т. п. Характерно присутствие диатомовых водорослей и фитолитов, сложенных опалом. В единичных экземплярах они обнаружены во всех исследованных образцах; в обр. 12 диатомовых водорослей много.

В табл. 2 приводится гранулометрический состав мелкозема, отобранного из заполнителя щебня размером больше 1 см. Как видно из табл. 2, в составе мелкозема исследуемых образцов преобладают фракции грубого песка — гравия и алевритового размера. Фракции песчаного размера присутствуют в резко подчиненном количестве. Следует отметить незначительное содержание в составе исследуемого мелкозема фракции $<0,001$ мм. Фракция в количестве, достаточном для рентгеновского исследования, обнаружена в обр. 49, 46 и 14, в обр. 8 и 12 она практически отсутствует. Рентгеновское исследование фракции $<0,001$ мм обр. 14 показало, что в ней преобладает триоктаэдрический вермикулит. В качестве примеси присутствует гидрослюда, смешанослойная вермикулит-хлоритовая фаза и кварц (фиг. 5). Во фракциях $<0,001$ мм обр. 46 и 49 преобладает хлорит, а в примеси присутствуют диоктаэдрические слюды, кварц и полевые шпаты. Дифракционные спектры фракций слабые, но они резко улучшаются после обработки по методу Мира и Джексона (фиг. 6). Это свидетельствует о присутствии во фракциях рентгеноаморфных соединений.

Образцы затронутых почвообразованием отложений щебенчато-галечных террас (обр. 9 и 10) отобраны из верхних горизонтов почвы, развитой на поверхности сухой (обр. 9) и заболоченной (обр. 10) части террасы. Это темно-серые переплетенные корнями растений и оторфованными растительными остатками щебенчатые рыхлые породы с грубопесчаным и алевритовым заполнителем (табл. 3). Для них характерна лучшая окатанность материала по сравнению со щебнем, собранным в трещинах скального субстрата. Крупные обломки пород в почве часто несут разрыхленную и осветленную кайму. Элювиальная кайма по характеру изменения минеральных компонентов аналогична описанным выше элювиальным коркам. Гравийные зерна гранитоидных пород в почве часто разрыхлены так, что легко ломаются между пальцами. Причину дезинтеграции можно видеть в растворении по трещинам спайности плагиоклазов и в слабых трансформационных изменениях биотита. Песчано-алевритовая составляющая пород отличается полимиктовым составом и большим количеством таких минералов, как роговые обманки, и практически свежим биотитом. В них много фитолитов, образованных опалом, а в обр. 10 — разнообразных по форме опаловых раковин диатомовых водорослей. Фракция $<0,001$ мм в составе исследуемых образцов практически отсутствует.

**Гранулометрический состав мелкозема из трещин
(отобрано от щебня >1 см)**

Размер частиц, мм	Содержание фракций, %		
	мелкозем из трещин в скалах с дерчинками мха	мелкозем из трещин в гранитах с высоты ≈ 150 м	мелкозем, затронутый почвообразованием
	обр. 8	обр. 12	обр. 14
>1	27,22	20,65	32,85
1—0,5	4,38	3,91	5,23
0,5—0,25	5,21	4,9	5,78
0,25—0,1	3,42	3,68	2,71
0,1—0,05	4,18	19,33	2,10
0,05—0,01	25,85	14,88	19,78
<0,01	29,74	32,65	31,55
Органическое вещество, %	11,76	10,56	6,5

Таблица 3

**Гранулометрический состав верхних горизонтов почвы
на поверхности террасы (отобрано от щебня >1 см)**

Размер частиц, мм	Содержание фракций, %	
	почва на поверхности галечниковой террасы	почва на заболоченном участке террасы
	обр. 9	обр. 10
>1	35,15	59,21
1—0,5	8,45	8,33
0,5—0,25	8,91	10,13
0,25—0,1	3,78	7,80
0,1—0,05	11,12	6,52
0,05—0,01	12,75	3,04
<0,01	19,84	3,97
Органическое вещество, %	7,78	11,9

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Выветривание массивно-кристаллических пород в условиях кустарниковых тундр Юго-Западной Гренландии приводит к формированию главным образом щебенчатого элювия, в котором практически полностью наследуется минеральный состав материнских субстратов. Отсутствие изменения материнской минеральной основы субстратов в щебенчатом элювии предполагает преобладание механизмов физического выветривания: инсоляционного и морозного.

2. Минеральные изменения субстратов механизмами физико-химического и химического выветривания более отчетливо проявляются в дресвяном элювии, который формируется преимущественно на субстратах, содержащих в породообразующих количествах слоистые алюмосиликатные минералы. Изменения сводятся к гидратации слоистых алюмосиликатных минералов и образованию по периферии кристаллитов триоктаэдрических слюд и хлоритов небольшого количества вермикулитовых межслоевых промежутков. Увеличение высоты новообразованного пакета смешанослойного образования служит дополнительным фактором физического выветривания и дезинтеграции субстратов.

3. Формирование элювиального мелкозема алевритовой размерности осуществляется главным образом в приповерхностных корках скальных субстратов механизмом растворения, очевидно, под прямым воздействием кислотных выделений литофильной флоры. Толщина таких корок обычно не превышает 1—2 мм, максимум 1 см, поэтому продук-

ция мелкозема в элювии незначительна. В приповерхностных корках полностью разрушаются карбонаты, сульфиды и эпидот. На их месте остаются пустоты или пустоты с сеткой и пленками минералов — гидроокислов железа. Легко растворяются основные плагиоклазы. Продукты их выветривания представлены мучнистой сыпучкой, образованной корродированными зернами исходных плагиоклазов и остаточным серицитом. Триоктаэдрические слюды и хлориты у поверхности также растворяются с образованием каверн, но основной механизм их выветривания — деградиационные трансформации, в результате которых формируются вермикулитовые межслоевые промежутки. Кварц, кислые плагиоклазы, калиевые полевые шпаты и роговые обманки относительно более устойчивы и имеют тенденцию к накоплению в элювии и продуктах его ближнего переотложения. В элювиальном мелкоземе Гренландии не происходит накопление растворимых солей и карбонатов.

4. Глинистые минералы в элювии наследуются от материнского субстрата. Исключение составляют вермикулитовые межслоевые промежутки унаследованных триоктаэдрических слюд и хлоритов. Вполне новообразованным минеральным продуктом выветривания могут считаться лишь рентгеноаморфные соединения.

5. Все эти признаки сближают элювий Гренландии с корами выветривания гумидных — бореальных и тундровых ландшафтов (Черняховский, Градусов, 1977; Таргульян и др., 1978) и резко отличают от элювия холодных пустынь Антарктиды, описанных М. А. Глазовской (1958).

Существенное отличие элювиальных корок и элювия Антарктиды заключается в накоплении водно-растворимых солей и карбонатов, что в Гренландии не наблюдалось.

ЛИТЕРАТУРА

- Ассинг И. А. Начальные стадии выветривания и почвообразования на массивно-кристаллических породах. — В кн.: Проблемы советского почвоведения. М., Изд-во АН СССР, 1949, сб. 15.
- Глазовская М. А. Выветривание горных пород в нивальном поясе Центрального Тянь-Шаня. — Тр. Почвенного ин-та им. В. В. Докучаева, 1950, т. XXXIV.
- Глазовская М. А. Рыхлые продукты выветривания горных пород и первичные почвы в нивальном поясе хр. Терской-Алатау. — Тр. Ин-та географии АН СССР, 1952, вып. 49.
- Глазовская М. А. Выветривание и первичное почвообразование в Антарктиде. — Научные доклады высшей школы. Геолого-географические науки, 1958, № 1.
- Парфенова Е. И. Исследование примитивных горно-луговых почв на диоритах хр. Магишо (Северный Кавказ). — Тр. Почвенного ин-та им. В. В. Докучаева, 1950, т. XXXIV.
- Полынов Б. Б. Первые стадии почвообразования на массивно-кристаллических породах. — Почвоведение, 1945, № 7.
- Таргульян В. О., Ивлева А. М., Куликов А. В. Внутрипочвенное выветривание основных пород в элювиальной и элювиально-глеевой обстановках. — В кн.: Почвообразование и выветривание в гумидных ландшафтах. М., «Наука», 1978.
- Черняховский А. Г., Градусов Б. П. Почвенно-элювиальный процесс и его роль в гумидном литогенезе современного континентального блока. — Литол. и полезн. ископ., 1977, № 1.
- Черняховский А. Г., Градусов Б. П., Чижикова Н. П. Типизация, генезис и география современных кор выветривания. — Литол. и полезн. ископ., 1976, № 2.
- Ярилова Е. А. Роль литофильных лишайников в выветривании массивно-кристаллических пород. — В кн.: Проблемы советского почвоведения. сб. 15. М., Изд-во АН СССР, 1949.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
6.V.1980

УДК 552.51 (470.5)

О СОСТАВЕ ПЕСЧАНИКОВ ЗИЛАЙРСКОЙ СЕРИИ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

М. Н. ИЛЬИНСКАЯ

Зилайрская серия на территории Зилайрского и Магнитогорского синклинориев Южного Урала образована специфическим граувакковым комплексом, в составе которого преобладают песчаники. Они были изучены петрографически с применением метода количественного подсчета в шлифах породообразующих обломков пород и минералов мелко-среднезернистой фракции как наиболее информативной. Графические построения круговых диаграмм и гистограмм на основе пересчетов количественных данных выявили особенности состава пород. Зилайрская серия по минералогопетрографической характеристике подразделяется на два комплекса: существенно тефрогенный (кодинский) и граувакковый полимиктовый (зилайрский).

Ритмично построенные и довольно однообразные терригенные отложения зилайрской серии Южного Урала, имеющие некоторое внешнее сходство с флишем, изучались многими исследователями, но работы проводились главным образом на восточном склоне. Наиболее полные обобщения по стратиграфии, литологии и палеогеографическим условиям образования этих отложений представлены в монографиях Г. А. Смирнова с соавторами (1961, 1974), стратиграфические данные изложены, кроме того, в статье А. А. Плюсниной (1974). Придерживаясь стратиграфической схемы, которую установил Г. А. Смирнов с соавторами, напомним, что зилайрская серия объединяет две свиты: нижнюю — кодинскую, относимую к верхнефранскому подъярису, и верхнюю — собственно зилайрскую, отнесенную в основном к фамену и частично к турнэ.

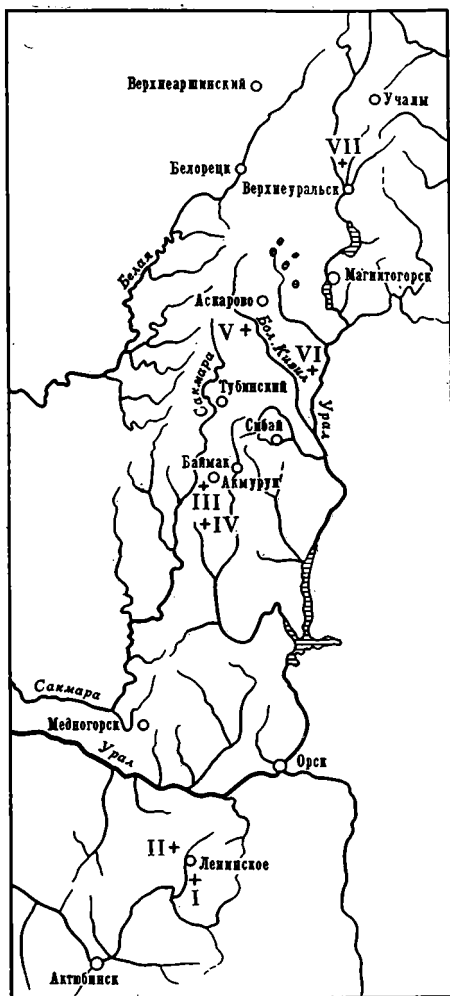
Стратификация собственно зилайрских отложений и механизм их формирования рассмотрены в статье И. В. Хворовой и М. Н. Ильинской (1980). Терригенные осадки зилайра обладают рядом характерных признаков, позволивших выделить их как флишоид зилайрского типа. Это мощные толщи неравномерного чередования разномеристых граувакковых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность песчаных прослоев колеблется в больших пределах, достигая нескольких метров. Они имеют массивное, градированное или линзовидно-слоистое строение. Отложения изменчивы вдоль и поперек простирания. Полная турбидитная модель встречается редко. Формирование зилайрского флишоида, по-видимому, происходило в условиях долинно-веерного комплекса батинального моря у молодой тектонической суши, почти лишенной шельфа (Хворова, Ильинская, 1980).

Кодинская и зилайрская свиты внешне довольно сходны, и, вероятно, между ними существуют фациальные переходы. Вместе с тем они достаточно сильно различаются составом породообразующего обломочного материала. На довольно большой площади распространения зилайрской серии изучены разрезы, приуроченные на западном склоне

к Зилайрскому синклинию, на восточном — к Магнитогорскому синклинию, к его Присакмарской и Магнитогорской зонам (фиг. 1).

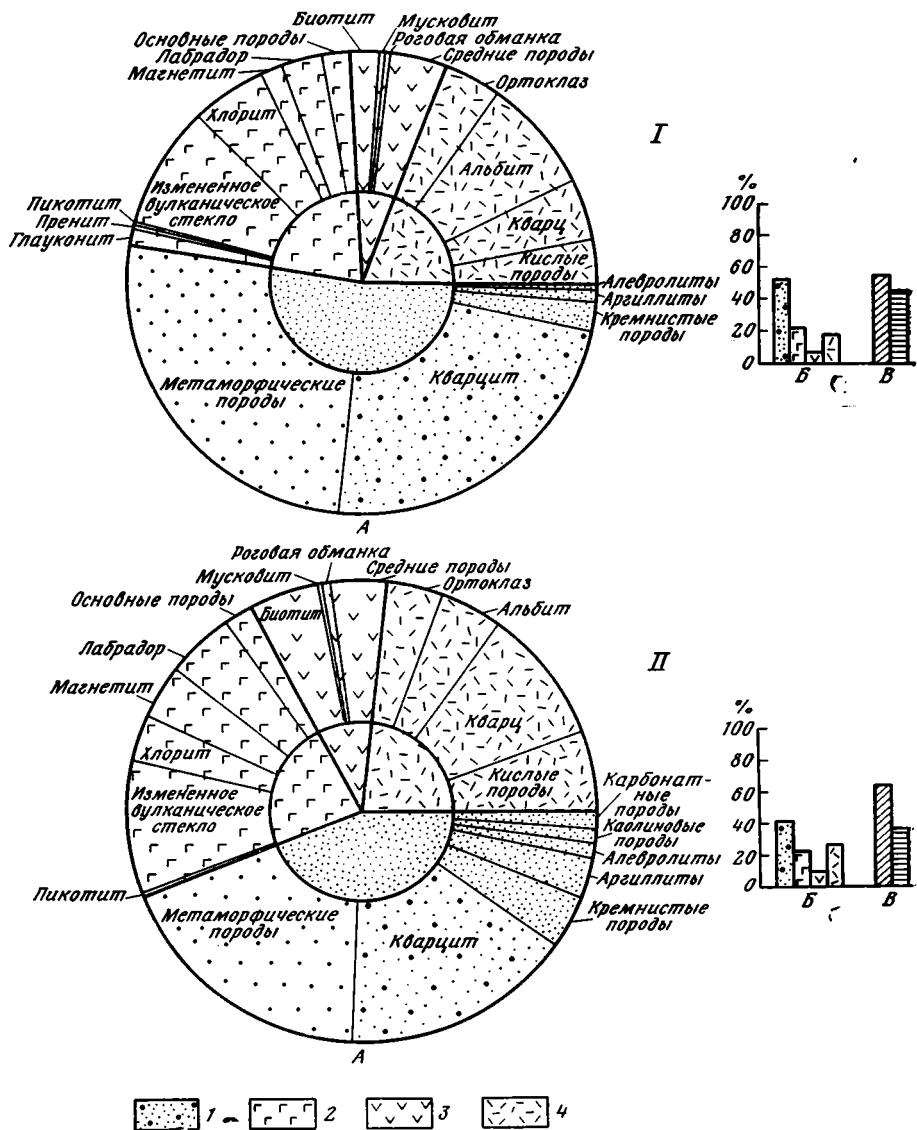
Так как отложения зилайрской серии представляют своеобразный геосинклинальный комплекс, интересно не только рассмотреть механизм его формирования, но и более детально изучить минеральный состав песчанников — главной составляющей серии. В целом обломочные породы имеют полимиктовый состав. В них присутствуют обломки различных пород и минералов. Породы представлены магматическими (эффузивные, интрузивные, жильные основного, среднего и кислого состава), метаморфическими (кристаллические сланцы, кварцы) и осадочными (аргиллиты, алевролиты, карбонаты, силициты) разностями. Среди минералов встречаются кварц, полевые шпаты, роговая обманка, пироксен, оливин, биотит, мусковит, хлорит, эпидот, пренит, глауконит, магнетит, пикотит и редко рассеянные акцессорные минералы. Специальных работ по изучению акцессориев не проводилось.

Породы имеют очень неравномерную сортировку материала, почти всегда, кроме фракции 0,1—0,5 мм, присутствуют отдельные обломки крупнее 0,5 мм и переменное количество обломков меньше 0,1 мм. Обломки, как правило, плохо окатаны, что особенно хорошо видно на кристаллах плагиоклаза. Кажется хорошо окатанными обломки и кристаллы кварца, поступившие в осадок от разрушения кварцевых порфиров, вкрапленники которых имеют округло-овальную, часто заливчато-овальную форму. Обломки же кварцев интрузивных и жильных пород чаще имеют оскольчатую или слабо окатанную форму. Редко встречаются обломки аргиллитов. Они обычно имеют нерезкие внешние очертания, по-видимому, из-за того, что легко разрушаются, как бы расщепляются, и сливаются с цементирующей массой глинистого или глинисто-карбонатного состава. Очень характерно присутствие в зилайрской свите обломков метаморфических пород, которые появляются на этом стратиграфическом уровне впервые, в более древних девонских терригенных толщах метаморфические обломки отсутствуют.



Фиг. 1. Схематическая карта изученного района

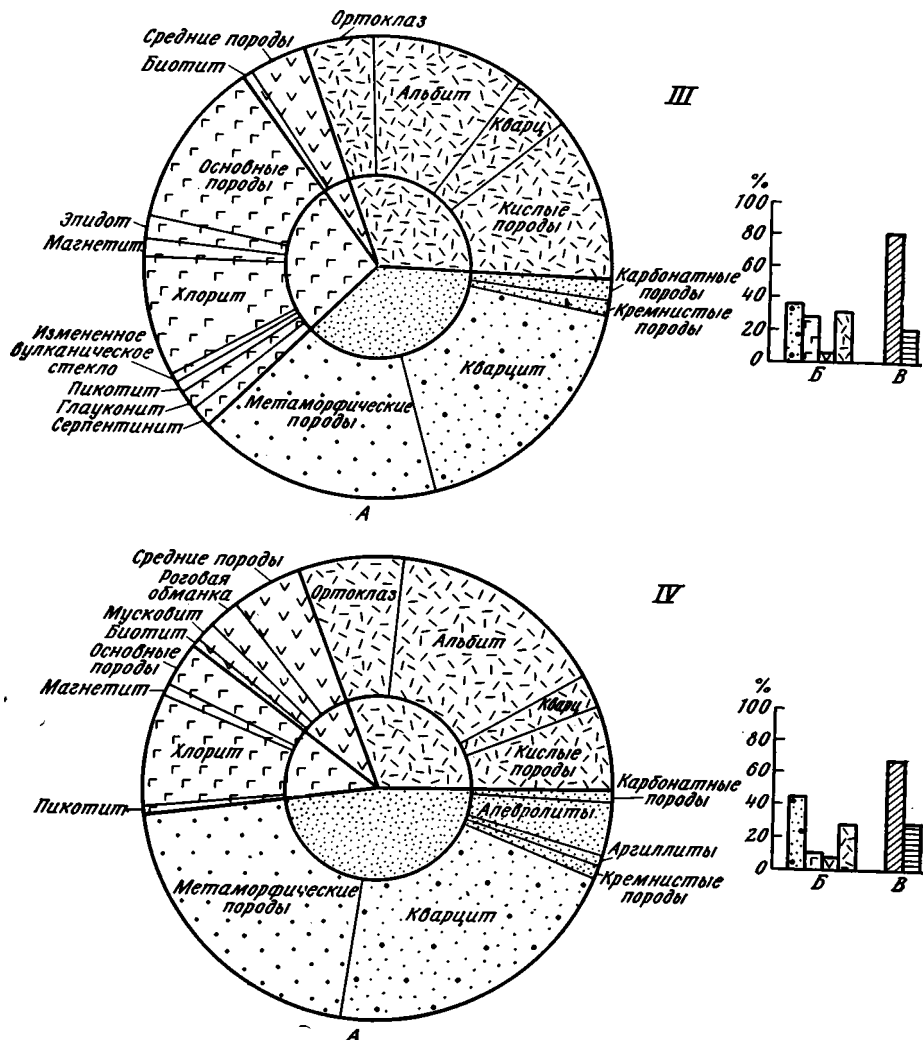
I—VII — разрезы, в которых для мелко-среднезернистых песчанников проведены количественно-минералогические подсчеты в шлифах: I — егендинский, II — тарангульский, III — акмурунский, IV — байкаринский, V — равилловский, VI — альмухометовский, VII — узельгинский



Фиг. 2. Зилаирский синклиорий

I — среднее из 10 подсчетов; II — среднее из 8 подсчетов. Обломки пород: 1 — осадочные и метаморфические; 2—4 — магматические (2 — основного, 3 — среднего, 4 — кислого состава); А — круговая диаграмма распределения обломков пород и минералов; Б — процентное соотношение породообразующих обломков по составу; В — процентное соотношение обломков и цементирующей массы

Наша задача заключалась в том, чтобы изучить вещественный состав граувакковых песчаников на примере детального исследования мелко-среднезернистой (0,1—0,5 мм) фракции как наиболее информативной. При исследованиях использовался метод количественного подсчета породообразующих обломков пород и минералов в шлифах, отображенных в семи разрезах, указанных на фиг. 1. Подсчет зерен в шлифах производился следующим образом: вся полезная площадь делилась на девять частей путем проведения трех горизонтальных и трех вертикальных линий на равных между собой расстояниях. Затем последовательно в обусловленном (любом) порядке в центре каждого участка намечалось поле зрения при окуляре (увел. 8) и объективе (увел. 20),

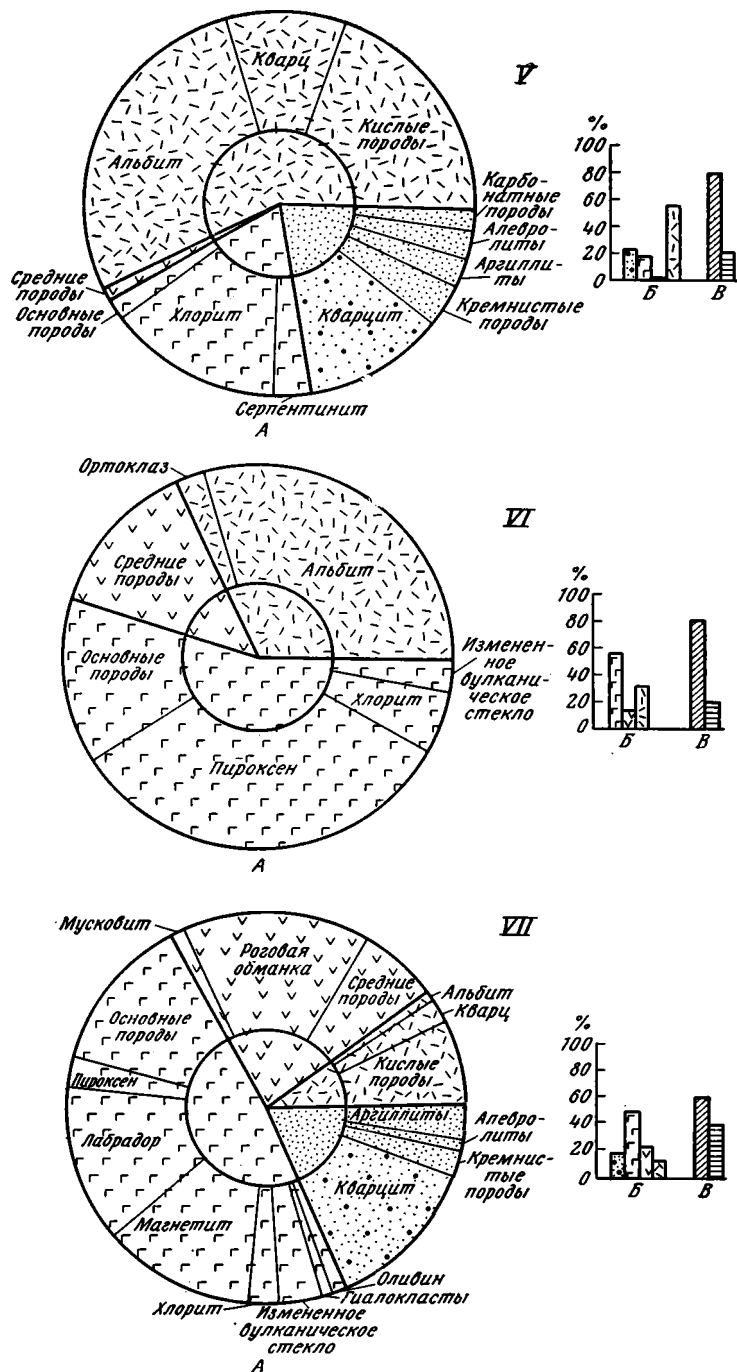


Фиг. 3. Присакмарская зона

III — среднее из 8 подсчетов; IV — среднее из 6 подсчетов. Усл. обозн. см. фиг. 2

после чего сдвигать шлиф было нельзя. После предварительного определения слагающих обломков на установленном поле зрения подсчитывались все обломки размером 0,1—0,5 мм и визуально определялось соотношение обломочного и цементирующего материала в процентах. Обычно в одном поле зрения присутствовало 20—25 обломков, которые соответственно их составу вписывались в трафаретную таблицу, состоящую также из девяти полей. Всего в каждом шлифе подсчитывалось 180—200 обломков. Затем путем несложных расчетов устанавливались процентные (или в градусах) соотношения сначала для каждого шлифа, а затем по данным 6—10 шлифов—средние показатели для каждого изученного разреза (фиг. 2—4).

На основе обработанных результатов количественных подсчетов породообразующих обломков и связующей массы построены круговые диаграммы и гистограммы, удобные для проведения сравнительного анализа изученных разрезов в трех зонах (см. фиг. 2—4). Процентное соотношение обломочных фрагментов по петрографическому анализу отражено на гистограммах Б, здесь все обломки разделены на две



Фиг. 4. Магнитогорская зона

V — среднее из 6 подсчетов; VI — среднее из 6 подсчетов; VII — среднее из 7 подсчетов. Усл. обозн. см. фиг. 2

группы: осадочно-метаморфические и магматические породы. Магматические содержат основные, средние и кислые разности. Обломки кварца с волнистым угасанием включены в количественный состав кварцитов. Круговые диаграммы наглядно демонстрируют количественные соотношения обломков минералов и пород.

ЗИЛАЙРСКИЙ СИНКЛИНИИ

Песчаники изучены здесь в двух разрезах. Один из них, егендинский (I), расположен к юго-востоку; второй, тарангульский (II) — к западу от пос. Ленинское (см. фиг. 1, I, II). Песчаники обоих разрезов сходны по составу и структуре, лишь некоторые различия были выявлены количественными подсчетами в шлифах (см. фиг. 2, I, II). По внешнему виду — это породы табачно-зеленого цвета, массивные или нерезкослоистые в пределах одного прослоя, а иногда с отчетливой градационной слоистостью. Мощность отдельных прослоев колеблется от 0,6 до 3 м. Контакты их с подстилающими мелко- и тонкообломочными породами часто неровные, но резкие, с перекрывающими — как правило, постепенные, но нередко и резкие. Петрографическое изучение обломков показало, что они относятся к метаморфическим, осадочным и магматическим породам.

Обломки метаморфических пород представлены кристаллическими сланцами и кварцитами. Кристаллические сланцы встречаются в виде удлинённых обломков кварц-мусковит-серицитового состава с переменным количеством магнетита и примесью мельчайшей рудной пыли. Иногда в них присутствуют минералы эпидота, цоизита, сидерита, чешуйки хлорита, биотита, мелкие игольчатые кристаллы тремолита и актинолита. Структура обычно лепидогранобластовая. Кварциты присутствуют в виде изометричных угловато-округлых обломков, состоящих из кварца с волнистым угасанием. Иногда в них есть включения небольших чешуек серицита, хлорита, мелких кристаллов магнетита, доломита. Они имеют характерную гранобластовую структуру.

Обломки осадочных пород состоят из силицитов, аргиллитов, алевролитов и карбонатных пород.

Обломки магматических пород представлены микродиабазами, спилитами, андезитами, базальтами, трахитами, микропегматитами, гранофирами, микрогранитами. В группу основных магматических пород отнесены также обломки измененного вулканического стекла, составляющие достаточно большой объем (фиг. 2, А). Это округло-оплавленные, иногда оскольчатые обломки, среди которых различаются плотные и мелкопузыристые разности. Они, как правило, в разной степени трещиноватые, изредка содержат включения чистого прозрачного сидерита, по-видимому, эндогенного происхождения. Стекловатая масса обломков полностью вторично преобразована в палагонит-монтмориллонит-хлоритовый волокнистый агрегат буровато-коричневого цвета.

Обломки минералов представлены кварцем, альбитом, ортоклазом, лабрадором, роговой обманкой, магнетитом, биотитом, хлоритом, мусковитом, пикотитом и небольшим количеством аксессуарных минералов, такими, как апатит, сфен, эпидот.

Кварц имеет округло-оплавленную форму, иногда угловато-округлую с характерными признаками эффузивных вкрапленников или интрузивных обломков. Альбит обычно встречается в виде удлинённых простых или полисинтетически sdвойникованных кристаллов, пелитизированных, иногда кальцитизированных или частично хлоритизированных. Ортоклаз чаще всего имеет вид изометричных или таблитчатых кристаллов, лишенных двойниковой структуры. Как правило, он серицитизирован. Лабрадор присутствует в виде удлинённых и таблитчатых кристаллов, чистых, прозрачных, полисинтетически sdвойникованных,

некоторые частично цеолитизированы, каолинитизированы. Встречаются также обломки, лишенные двойникового строения, но они отчетливо тонкозональные. Отдельные кристаллы сильно трещиноваты, содержат внутри мелкие пузырьки жидкости или газа, а по периферии как бы одеты в буровато-коричневую, вероятно, первоначально стекловатую оболочку, которая была вторично преобразована в тонкодисперсный хлорит-монтмориллонитовый агрегат. Роговая обманка встречается в виде единичных удлиненных кристаллов с резким плеохроизмом в зеленовато-бурых тонах, с характерной спайностью в поперечном сечении. Магнетит имеет облик изометричных обломков, он распределен очень неравномерно. Биотит редко рассеян, это удлиненные пластины или пакеты пластин с резким плеохроизмом в желто-коричневых тонах, иногда по спайности они отчетливо хлоритизированы и ожелезнены. Хлорит неравномерно распределен в породе и имеет вид удлиненных чешуйчатых или округлых агрегатов. В проходящем свете он зеленый, а в поляризованном различаются обломки с низкими аномальными сине-фиолетовыми цветами интерференции, свидетельствующими о магnezиальном составе, и обломки с достаточно высокими цветами интерференции, присущими разностям магnezиально-железистого состава. Мусковит встречается в виде отдельных удлиненных пластинок, прозрачных, чистых с высоким двупреломлением. Пикотит встречается редко, но распределен достаточно равномерно по всей площади в виде изометричных, угловатых и угловато-округлых обломков красно-бурого цвета, с очень высоким рельефом, изотропен. Пренит присутствует в виде единичных обломков и установлен лишь в тарангульском разрезе. Глауконит, так же как и пренит, встречается локально и имеет вид округлых тонкодисперсных агрегатов или обломков их зеленого цвета.

Связующая масса состоит из глинистых минералов тонко- и мелко-агрегатного строения и часто полупрозрачна в проходящем свете из-за обилия гидроокислов железа. Отдельные горизонты мощностью от 0,1 до 0,8 м содержат большое количество сидерита и кальцита, иногда карбонаты образуют цепочки конкреционных стяжений. Структура основной массы обычно базальная или базально-поровая. Соотношение обломков и связующей массы, как видно на фиг. 2, В, почти равновеликое.

МАГНИТОГОРСКИЙ СИНКЛИНИИИ

ПРИСАКМАРСКАЯ ЗОНА

Количественные подсчеты проведены для пород двух разрезов (см. фиг. I; III; IV), один из них (III) расположен примерно в 3 км юго-восточнее пос. Байкара, второй (IV) — на правом берегу р. М. Акурун. Ритмопачки разрезов различаются по строению. Байкаринский представлен крупноритмичными пачками, здесь отдельные прослои среднеобломочных пластов достигают мощности 4 м, но, как правило, 0,7—0,8 м. В акурунском разрезе мощности гранулометрически равных пластов составляют 0,4—1,2 м.

В байкаринском разрезе нет резких переходов от крупнообломочных к мелко- и тонкообломочным образованиям. Здесь встречаются отдельные ритмы, сложенные обломками псефитовой размерности мощностью до 30 м, совершенно лишенные прослоев с пелитовой размерностью. Такие ритмы сменяются мощными, до 100 м, ритмами, сложенными чередующимися алевролитами и аргиллитами с единичными маломощными прослоями с псаммитовой размерностью составляющих обломков.

В акурунском разрезе происходит типичное для зилаира чередование прослоев песчаной размерности с прослоями алевропелитов, но и здесь встречаются ритмопачки мощностью до 7 м, где чередуются пла-

сты, сложенные обломками от крупно- до мелкоцефитовой размерности без единого прослоя более мелкообломочных пород. Мощность отдельных прослоев составляет 0,25—1,2 м, преобладают слои по 0,5 м. Границы между пластами резкие и, как правило, неровные. Часто в пределах одного прослоя видна отчетливая градированность обломочных фрагментов. Обломки представлены метаморфическими, осадочными и магматическими породами и минералами.

Обломки метаморфических пород представлены кристаллическими сланцами и кварцитами. Форма обломков кристаллических сланцев удлиненная, плоская. Встречается несколько их разновидностей по составу. Большинство из них состоит из кварца, серицита, хлорита, мелкозернистого рудного минерала. Некоторые обломки, полупрозрачные в проходящем свете, сложены альбитом и графитом. Встречаются также альбит-графит-актинолитовые, альбит-актинолитовые и альбит-цоизитовые сланцы. Структура их, как правило, микрогранобластовая или лепидогранобластовая. Кварциты встречаются в виде изометричных обломков, иногда — угловато-округлых, состоящих из кварца с волнистым угасанием, чешуек серицита, пластинок мусковита, цоизита, эпидота, иногда магнетита.

Обломки осадочных пород представлены силицитами, алевролитами, аргиллитами и карбонатными породами; распределение их неравномерное. Как видно на круговой диаграмме (фиг. 3, А), составы обломков байкаринского и акмурунского разрезов несколько различны.

Обломки магматических пород представлены диабазами, спилитами, вариолитами, андезитами, трахиандезитами, гранофирами, микропегматитами, серпентинитами, измененным основным вулканическим стеклом. Единственные обломки измененного палагонитизированного и хлоритизированного вулканического стекла и серпентинита встречены лишь в акмурунском разрезе.

Обломки минералов представлены кварцем, альбитом, ортоклазом, роговой обманкой, биотитом, мусковитом, эпидотом, магнетитом, хлоритом, пикотитом, глауконитом; распределены они неодинаково в двух изученных разрезах. В акмурунском разрезе, например, встречены обломки глауконита, отсутствующие в байкаринском разрезе, в котором есть роговые обманки, отсутствующие в акмурунском (фиг. 3, А).

Кварц присутствует в виде двух типов — эффузивный, имеющий характерную форму вкрапленников, и интрузивный, отличающийся угловато-оскольчатыми очертаниями обломков. Как правило, все обломки кварца содержат внутри мелкие пузырьки жидкости и газа, многие из них сильно трещиноваты. Альбит имеет облик удлиненных и таблитчатых кристаллов, они неравномерно пелитизированные, соскори-тизированные, полисинтетически сдвойникованные и полностью лишены каких-либо реликтов более основного плагиоклаза. Иногда присутствуют включения измененного вулканического стекла и изредка можно встретить внутри обломков вторично развившиеся кристаллики кальцита и пренита. Ортоклаз представлен изометричными обломками или таблитчатыми кристаллами, они обычно сильно пелитизированы и серицитизированы. Роговая обманка встречается в виде удлиненных трещиноватых кристаллов или изометричных обломков, сильно плеохроирующих в зелено-бурых тонах. Все кристаллы и обломки имеют нерезкие поверхности ограничения, отчетливо видны неравномерные вторичные замещения обломков карбонатным веществом, хлоритом, гидроокислами железа, и поэтому от рогово-обманковых фрагментов сохраняются обычно лишь небольшие реликты. Биотит присутствует в виде удлиненных пластинок с сильным плеохроизмом в коричнево-желтых тонах, часто ожелезненных или хлоритизированных по плоскостям спайности. Нередко очертания пакета пластинок неровные, как бы изъеденные обволакивающими их гидроокислами железа. Мусковит, так

же как и биотит, имеет вид удлиненных пластинок. Он обладает высоким двупреломлением, нерезкими ограничениями поверхности пакетов пластинок, которые иногда бывают изогнутыми и угасают волнисто. Эпидот встречается в виде единичных изометричных кристаллов или представлен агрегатом мелких зерен, заметно плеохроирующих от бесцветного до желто-зеленого цвета. Магнетит редко и неравномерно рассеян в породе, в основном он имеет вид небольших кристаллов или изометричных обломков их. Хлорит представлен чешуйчатыми или пластинчатыми агрегатами с нерезкими внешними очертаниями. Он обладает аномальной интерференционной окраской фиолетово-синих тонов, свидетельствующей о его магнезильном составе. Пикотит равномерно редко рассеян в массе породы и представлен отдельными угловатыми обломками густого коричневатого-красного цвета с высоким рельефом, изотропными в поляризованном свете. Глаукоцит имеет вид тонкочешуйчатых агрегатов зеленого цвета, скопления их приурочены к округлым или угловатым фрагментам. Они почти изотопны в скрещенных николях, обладают высоким рельефом, как правило, окислены с поверхности и одеты в тонкую оболочку гидроокислов железа.

Связующая масса присутствует в небольшом количестве, заполняя интерстиции между породообразующими обломками и обволакивая их тонкими пленками. Она представлена полупрозрачными образованиями лейкоксена, гидроокислами железа, мелкими чешуйками хлорита и монтмориллонита. Соотношение породообразующих фрагментов и цементирующей массы показано на гистограмме (см. фиг. 2, В). Структура цементации порово-пленочная.

МАГНИТОГОРСКАЯ ЗОНА

В пределах Магнитогорской зоны песчаники изучены во многих разрезах. Эти отложения протягиваются неширокой полосой, с перерывами с севера на юг на несколько сотен километров. В данной зоне наиболее отчетливо различаются отдельные районы и участки, в которых резко проявилась неоднородность состава обломков, слагающих зилаирскую серию. Здесь для примера были выбраны и раздельно охарактеризованы три разреза (см. фиг. 1, V—VII). Два из них расположены на широте хр. Бягода (см. фиг. 1, V, VI). На запад от хребта находится равиловский разрез (V), прослеженный в широтном направлении на правом берегу р. Б. Кизил напротив пос. Равилово, и восточнее хребта — альмухометовский (VI), расположенный в 2 км севернее пос. Альмухометова по левому берегу р. Б. Кизил. Третий, узельгинский разрез (VII) находится в 10 км севернее г. Верхнеуральска, на левом берегу р. Узельги.

Равиловский разрез (см. фиг. 1, V) имеет характерное ритмичное строение. Здесь выделяются либо ритмопачки с преобладанием прослоев мощностью 1—1,5 м, сложенных обломочным материалом псаммитовой размерности, чередующихся с алевритовыми и пелитовыми прослоями толщиной 0,3—0,4 м; либо пачки с преобладанием более мощных мелко- и тонкозернистых пород, тогда как среднеобломочные породы здесь составляют толщи в 0,3—0,5 м. Петрографические исследования мелко-среднеобломочной фракции песчаников показали, что они состоят из обломков метаморфических, осадочных и магматических пород.

Обломки метаморфических пород представлены кварцитами, сложенными кварцем с волнистым угасанием, или агрегатом кварцевых зерен с редкими неравномерно рассеянными включениями чешуек слюдистых минералов, таблитчатых кристаллов кальцита, мельчайших пучков жидкости и газа, изометричных мелких зерен лейкоксена, сферина, тонких прожилков гидроокислов железа. Структура микрограно-

бластовая. Очень редко, но встречаются единичные обломки кремнисто-слюдистых сланцев.

Обломки осадочных пород представлены силицитами, алевролитами, аргиллитами, карбонатными породами.

Обломки магматических пород встречаются главным образом двух типов: жильные и эффузивные, гораздо реже присутствуют интрузивные. Жильные породы состоят из микропегматита, альбитита, а также цоизит-сфен-кварцевых и сфен-сидерит-кварц-альбитовых сростков, по-видимому, гидротермального происхождения. К эффузивным породам относятся кварцевые порфиры, дациты, спилиты, микродиабазы, вариолиты, гиалобазальты. Встречаются редкие обломки андезита полностью карбонатизированные, но отчетливо сохранившие микролитовую структуру. К интрузивным образованиям относятся серпентиниты.

Обломки минералов представлены кварцем, альбитом, хлоритом и единичными кристаллами лабрадора, магнетита и пикотита. Кварц встречается в виде характерных округло-овальных вкрапленников кислых эффузивов и полуокатанных или угловатых осколков, по-видимому, гранитов. Альбит представлен обилием удлиненных или таблитчатых кристаллов, изометричных осколков с двойниковым строением. Он обычно очень сильно пелитизирован, сосюритизирован, по трещинам содержит хлорит и гидроокислы железа, но полностью лишен каких-либо реликтов плагиоклаза более основного состава. Лабрадор встречается очень редко и неравномерно. Он прозрачный, чистый, с простой двойниковой структурой, редко по трещинкам удлиненных кристаллов слабо хлоритизирован и небольшими округлыми участками альбитизирован. Магнетит встречается в виде редких кристаллов квадратной формы или их обломков. Пикотит редко рассеян в породе, изотропный, густо окрашен в темно-красный цвет.

Основная связующая масса состоит из тонкодисперсных агрегатов глинистых минералов, относительно небольшого количества тонкозернистого альбита и гидроокислов железа. В количественном отношении она составляет около 20% от общей массы породы, как это видно на гистограмме (см. фиг. 3, В). Структура цементации порово-пленочная.

Альмухометовский разрез (см. фиг. 1, VI) представлен чередованием ритмопачек от 3 до 6 м, где отдельные пакеты среднезернистых песчаников изменяются по мощности от 1,5 до 0,15 м. Нередко в них видна гранулометрическая градированность. В отдельных прослоях встречаются цепочки сидеритовых конкреционных стяжений размером до 40—50 см. Но петрографические исследования показали, что этот разрез сильно отличается от всех изученных составом мелко-среднезернистых породообразующих обломков. Здесь присутствуют обломки магматических пород, среди которых встречаются базальты, андезито-базальты, андезиты и соответствующие им минералы (см. фиг. 4, VI). Преобладают обломки минералов. Как видно на круговой диаграмме, наибольшее количество составляют пироксен и альбит. Пироксен присутствует в виде удлиненных, таблитчатых или изометричных кристаллов, сильно трещиноватых, бесцветных или очень слабо зеленоватых, неизмененных. Некоторые кристаллы имеют двойниковое строение. Альбит представлен удлиненными и изометричными кристаллами, пелитизированными, полисинтетически sdвойникованными, некоторые по трещинам хлоритизированы. Часто очертания отдельных кристаллов нечеткие. Почти все обломки пород и минералов покрыты темной оболочкой, имеющей вид тонкой облегающей пленки. По-видимому, это было вулканическое стекло, которое нередко проникло также внутрь кристаллов моноклинных пироксенов и плагиоклазов, а затем оно трансформировалось в тонкую глинистую пленку. На этом основании среднеобломочные породы данного региона можно отнести к тефрогенным образованиям.

Основная связующая масса имеет глинисто-альбитово-кремнистый состав. Глинистая составляющая представлена тонкодисперсными пленками вокруг обломков и мелкочешуйчатыми агрегатами, заполняющими промежутки между ними. Кварц и альбит имеют вид округлых стяжений от 1 до 5 мм в поперечном сечении, которые белыми пятнами выделяются в породе. В шлифе отчетливо видно, что эти стяжения представлены прозрачным чистым кварцем и альбитом, выполняющими все интерстиции между породообразующими обломками.

Узельгинский разрез (см. фиг. 1, VII) представлен ритмопачками мощностью по 10—12 м, наполненных главным образом чередующимися алевролит-аргиллитовыми прослоями толщиной от 0,1 до 0,8 м. Слои, сложенные обломками псаммитовой размерности, колеблются по мощности в среднем от 0,1 до 0,6 м и довольно редко встречаются в пределах отдельных ритмопачек. Но наблюдаются отдельные прослои, достигающие 2—2,5 м, где, как правило, отчетливо проявлена отсортированная слоистость или градированность обломочного материала от грубо- и крупнообломочных разностей до мелкообломочных. При этом среднеобломочная часть пласта составляет 1—1,5 м.

Петрографическое изучение показало, что мелко-среднезернистая фракция песчаников состоит из обломков метаморфических, осадочных и магматических пород. Характерной особенностью разреза является то, что слои мелко-среднеобломочных песчаников на разных уровнях имеют различные соотношения обломков, иногда неодинаковый состав, когда выпадает та или иная группа обломков; также отчетливо различаются участки и прослои с неравномерными вторичными изменениями; и, наконец, состав основной цементирующей массы очень изменчив. Можно выделить ряд своеобразных прослоев, в одних из которых прослеживаются совершенно неизменные породообразующие обломки, как бы запакованные в обильном карбонатном цементе, в других в той или иной степени обломки изменены или, лучше сказать, вторично замещены хлоритом, цеолитами, гидроокислами железа, кальцитом и рядом тонкодисперсных глинистых минералов, т. е. тем же набором минералов, который формируется под воздействием гидротермальных процессов и в цементирующей массе.

Обломки метаморфических пород представлены кварцитом, имеют изометричные очертания, содержат внутри отдельные чешуйки хлорита и мельчайшие пузырьки жидкости и газа, а также тонкие мелкие кристаллы апатита. Они часто сильно трещиноватые. По-видимому, сюда же следует отнести единичные удлиненные и как бы расплюснутые зеленые роговые обманки актинолитовой группы, которые поступили в осадок в результате разрушения амфиболитов.

Обломки осадочных пород состоят из редкорассеянных аргиллитов, содержащих тонкодисперсные глинисто-кремнистые агрегаты, мелкообломочные алевролиты кварц-полевошпатового состава, яшмовые и единичные карбонатные фрагменты, а также карбонатизированный раковинный и растительный детрит.

Обломки магматических пород представлены кварцевыми порфирами, альбитофирами, спилитами, серпентинитами, андезитами, микродиабазы, измененным вулканическим стеклом, вероятно, базальтового состава и гиадокластитами того же состава. Степень сохранности очень неравноценная. Наименее измененными выглядят кислые разности пород, тогда как основные их разности, как правило, очень сильно изменены, они ожелезнены, хлоритизированы и карбонатизированы.

Обломки минералов представлены чистым прозрачным лабрадором, полисинтетически sdвойникованным, нередко обладающим зональным угасанием. Форма кристаллов чаще всего удлиненная, реже таблитчатая и неправильно оскольчатая. Также много присутствует кристаллов роговой обманки удлиненной формы, трещиноватых, резко плеохроиче-

ющих в зелено-бурых тонах. В меньших количествах встречаются кварц, зеленый хлорит, моноклинный пироксен авгит-диопсидового ряда, редкие пластинки мусковита. Оливин был выделен условно. В шлифе этот минерал выглядит чистым, прозрачным, обладает высокой дисперсией оптических осей и неполным угасанием в скрещенных николях, одет в плотную непрозрачную оболочку, возможно, измененного, ожелезненного вулканического стекла. Но не исключено, что за оливин был принят диопсид, срез которого в шлифе прошел перпендикулярно плоскости оптических осей. Магнетит присутствует в большом количестве (см. фиг. 2, А, III).

Основная связующая масса содержит тонкодисперсный агрегат глинистых минералов и карбонаты кальция и железа. Структура цементации базальная и базально-поровая.

Таким образом, на примере детального изучения вещественного состава мелко-среднезернистой фракции зилаирских песчаников на достаточно большой территории получены данные, которые позволяют сказать, что изученные породы, являющиеся граувакковыми полимиктовыми песчаниками, почти повсеместно содержат переменное количество примеси тефрогенного материала. Известно, что вулканизм резко затухает еще в конце живет-франского этапа развития Уральской геосинклинали (Сагло, 1969), а в фаменско-нижнетурнейское время он характеризуется узколокальным проявлением в пределах восточной части Магнитогорской зоны. Примером может служить изученный разрез на правом берегу р. Б. Кизил, около дер. Альмухометово. Здесь в составе обломков присутствуют тефрогенные фрагменты (см. фиг. 4, IV) и полностью отсутствуют обломки осадочных и метаморфических пород. Большой примесью вулканогенного материала характеризуются и другие разрезы Магнитогорской зоны: узельгинский и равиловский (см. фиг. 4, V, VII). В итоге можно еще раз подчеркнуть, что обломочный материал, сформировавший изученные толщи, можно классифицировать как производное трех генетических типов образований: 1 — аллохтонный, фрагменты которого возникли в результате денудации и сноса главным образом метаморфических и интрузивных пород с Восточно-Уральского поднятия; 2 — автохтонный, получившийся от разрушения внутрибассейновых поднятий и представленный обломочными фрагментами подстилающих зеленокаменных вулканических и интрузивных образований силур — ниже-среднедевонского возраста; 3 — тефрогенный или вулканокластический, неравномерно и пульсационно поступающий в бассейн осадконакопления в виде продуктов эксплозивных извержений вулканов центрального типа. Круговые диаграммы, построенные по результатам подсчетов обломков пород и минералов в шлифах, наглядно показывают, какая из трех генетических групп обломков преобладает в том или ином разрезе. Процентные соотношения обломков свидетельствуют об одной из главных особенностей состава зилаирских пород, об их неоднородности, что является результатом слабого развития химического выветривания областей питания (Аржавитина, 1976, 1978) и неравномерности вторичных изменений пород, подвергшихся денудации (Аржавитина, Аржавитин, 1978), поэтому состав песчаных пород зилаирской серии характеризуется такой высокой полимиктовостью.

ЛИТЕРАТУРА

- Аржавитина М. Ю. К геохимии пород зилаирской свиты Магнитогорского мегасинклинория. — В сб.: Вопросы минералогии и геохимии руд и горных пород Южного Урала. Уфа, Баш. фил. АН СССР, 1976.
- Аржавитина М. Ю. Особенности минерального состава терригенных пород зилаирской свиты Магнитогорского мегасинклинория. — В сб.: Минералого-геохимические осо-

- бенности колчеданных месторождений вулканогенных и осадочных образований Южного Урала. Уфа, Баш. фил. АН СССР, 1978.
- Аржавитина М. Ю., Аржавитин П. В.* Вторичные изменения пород фаменско-нижнетурнейской вулканогенно-осадочной формации Магнитогорского мегасинклинория.— В сб.: Минералого-геохимические особенности колчеданных образований Южного Урала. Уфа, Баш. фил. АН СССР, 1978.
- Плюснина А. А.* Стратиграфия верхнедевонских отложений северной части Магнитогорского синклинория.— Сов. геология, 1974, № 5.
- Сагло В. В.* История развития девонского вулканизма на восточном склоне Южного Урала.— Вопр. геол. Южного Урала и Поволжья. Изд-во Саратовского ун-та, 1969, вып. 6, ч. I.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А.* Материалы к палеогеографии Урала. Очерк III. Фаменский век.— Тр. Горно-геол. ин-та УФ АН СССР. Свердловск, 1961, вып. 60.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А., Ключина М. Л., Анфимов Л. В.* Материалы к палеогеографии Урала. Очерк V. Франский век. М., «Наука», 1974.
- Хворова И. В., Ильинская М. Н.* Верхнедевонские граувакковые отложения Южного Урала и механизм их формирования.— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 4.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
6.V.1980

УДК 552.58 : 551.71/72(477)

ОРГАНИЧЕСКАЯ ГЕОХИМИЯ УГЛЕРОДИСТОЙ ФОРМАЦИИ ДОКЕМБРИЯ ПРИАЗОВСКОГО БЛОКА УКРАИНСКОГО ЩИТА

В. Е. ЗАКРУТКИН

Изучено распределение органического вещества в целом и его отдельных компонентов (битумоидов, аминокислот и углеводов) в осадочно-метаморфических породах докембрия Приазовского блока. Концентрации органического углерода в метаморфических породах не уступают значениям, свойственным послерифейским образованиям, хотя и являются остаточными. Особенности распределения органического вещества и его отдельных компонентов полностью согласуются с закономерностями, характеризующими органическое вещество более молодых (фанерозойских) осадков.

В последние годы заметно возрос интерес к исследованию углеродистого органического вещества (ОВ) в осадочно-метаморфических комплексах докембрия. Это связано с тем, что без всестороннего изучения этой важной составляющей первично-осадочных пород невозможно правильное понимание не только условий осадконакопления и эволюции седиментогенеза на ранних этапах существования земной коры, но и всей экзогенной истории развития Земли (Сидоренко, Сидоренко, 1975).

Нельзя не отметить и практическую сторону данной проблемы. Еще 10—15 лет назад многие геологи скептически относились к возможности открытия залежей нефти и газа в докембрийских отложениях, ссылаясь на скудность докембрийской жизни, слабую биопродукцию и, как следствие, отсутствие источника органического вещества, необходимого для нефтеобразования. В настоящее время уже нельзя сомневаться в существовании залежей нефти и углеводородных газов в докембрийских отложениях. Это доказано фактами (Вассоевич, 1973; Сидоренко, Сидоренко, 1973). Как отмечает Н. Б. Вассоевич, проблема из качественной стала количественной. Иначе говоря, ставится вопрос о масштабах древнейшего нефтегазообразования и степени сохранности залежей нефти и газа при условии длительного их существования.

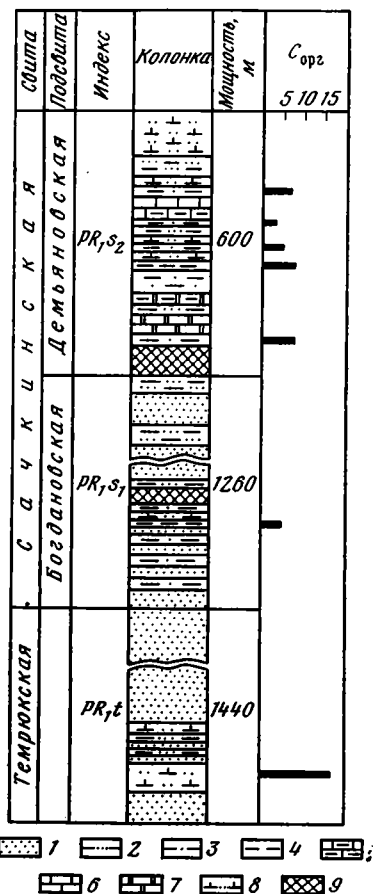
Цель настоящей статьи — выяснить особенности распределения ОВ и его отдельных компонентов в осадочно-метаморфических породах докембрия Приазовского блока Украинского щита. При этом мы опирались на ставшее уже аксиомой положение о едином историко-геологическом, эволюционно усложняющемся принципе развития земной коры от докембрия до современного периода (Сидоренко, 1969), что позволило широко использовать основные закономерности, характеризующие ОВ молодых (фанерозойских) осадков, для интерпретации тех явлений, с которыми мы столкнулись при изучении органического вещества докембрия.

Углеродистая формация Приазовского блока расположена в крайней юго-восточной части Украинского щита. Приазовский блок в геологическом отношении представляет собой докембрийское складчатое сооружение, сложенное неоднородными по составу, интенсивно дислоцированными пара- и ортометаморфическими породами западно- и

центральноприазовской серий архея. Углеродистая формация, включающая все известные в Приазовье месторождения графита, охватывает центральноприазовскую серию в рамках темрюкской и сачкинской свит. Темрюкская свита сложена биотитовыми гнейсами с пачками и прослоями амфиболитов, полевошпатовых кварцитов, высокоглиноземистых и графитовых гнейсов. Мощность ее около 1500 м. Стратиграфически выше расположена сачкинская свита, которая подразделяется на две подсвиты: нижнюю — богдановскую и верхнюю — демьяновскую. Богдановская подсвита представлена биотит-гранатовыми гнейсами, полевошпатовыми и силлиманитовыми кварцитами и кварцито-гнейсами, высокоглиноземистыми и графитосодержащими гнейсами, а также редкими прослоями магнетитовых кварцитов, магнетитосодержащих кристаллических сланцев и амфиболитов. В демьяновской подсвите преобладают биотит-гранатовые гнейсы, магнетитовые кварциты, амфиболовые и пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы, мраморы и кальцифиры, графитосодержащие гнейсы. Мощность сачкинской свиты около 1800 м.

Графитоносные отложения широко представлены в темрюкской свите, где они слагают ряд месторождений и рудопроявлений графита. Мощность отдельных пластов и пачек графитовых пород колеблется здесь в пределах 5—50 м, а содержание графита достигает 30%. В сачкинской свите известно до 15 графитоносных горизонтов, но мощности графитовых пород обычно невелики (2—10 м), а содержание в них графита менее 10%.

Графит в метаморфических породах формации в соответствии с морфогенетической классификацией Св. А. Сидоренко (Сидоренко, Сидоренко, 1975) имеет межзерновую и трещинную формы. Первая из них отмечена практически во всех разновидностях метаморфических пород, но чаще всего встречается в гнейсах, в которых графит обычно ассоциирует с биотитом либо амфиболом, развиваясь по спайности, хотя в амфиболовых гнейсах, напротив, нередко бывает более или менее равномерно рассеян в межзерновом



Фиг. 1. Восстановленный разрез углеродистой формации докембрия Приазовского блока Украинского щита

1 — песчаники; 2 — глинистые песчаники; 3 — песчаные глины; 4 — глины; 5 — мергели; 6 — известняки; 7 — доломиты; 8 — вулканогенно-осадочные породы с пирокластическим материалом основного состава; 9 — железистокремнистые породы

формации в соответствии с морфогенетической классификацией Св. А. Сидоренко (Сидоренко, Сидоренко, 1975) имеет межзерновую и трещинную формы. Первая из них отмечена практически во всех разновидностях метаморфических пород, но чаще всего встречается в гнейсах, в которых графит обычно ассоциирует с биотитом либо амфиболом, развиваясь по спайности, хотя в амфиболовых гнейсах, напротив, нередко бывает более или менее равномерно рассеян в межзерновом

пространстве кварц-полевошпатовой массы. Размеры чешуек межзернового графита составляют 0,1—0,9 мм. С возрастанием в гнейсах количества полевых шпатов (особенно микроклина) содержание графита уменьшается с одновременным увеличением размеров его зерен. Аналогичная связь наблюдается между графитом и гранатом, что характерно и для других графитоносных районов (Солоненко, 1951; Болтыров, Паняк, 1974). Трещинная форма проявлений графита свойственна в основном метаморфическим породам темрюкской свиты. Размеры выделений этого морфогенетического типа изменяются от микроскопического (десятые доли миллиметра) до гигантско-трещинного (первые десятки сантиметров). Микротрещинная форма графита наблюдается обычно в кварцитах и кварцито-гнейсах, в мраморах и кальцифирах. Здесь графит представлен нечетко выраженными ромбоэдрическими кристаллами, реже древовидными и роговидными (ласточкин хвост) сдвойникованными агрегатами. Гигантско-трещинной формой проявления углеродистого вещества обладает большинство графитовых месторождений Приазовского блока (Закруткин и др., 1978).

Как показала реконструкция первичной природы и исходного минерального состава метаморфических пород (Закруткин, 1980), углеродистая формация образована преимущественно песчаниковым комплексом. Кроме песчаников в ней присутствуют глины, карбонатные, железистокремнистые и вулканогенно-осадочные породы, которые хотя и составляют значительно меньший объем формации, однако придают ей особые черты строения, позволяющие назвать ее флишоидной. Углеродистой формации свойственно двучленное цикличное строение (фиг. 1). Первый цикл соответствует темрюкской свите и нижней половине богдановской подсвиты, второй адекватен верхней половине богдановской подсвиты и демьяновской подсвите. В основании циклов залегают сравнительно однородные (возможно, с зачаточной крупной ритмичностью) песчаниковые толщи. Верхние половины циклов ритмично-слоистые. Мощность ритмично-слоистых пачек закономерно увеличивается вверх по разрезу, а однородных — убывает. К ритмично-слоистым пачкам приурочены все породы с повышенным содержанием органического углерода.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА

Результаты определений $C_{орг}$ в исходных породах метаморфических образований Приазовского блока сгруппированы в табл. 1. Из последней видно, что распределение органического углерода непосредственно

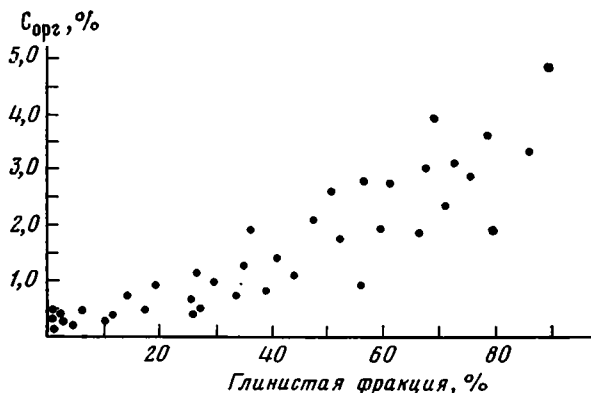
Таблица 1

Содержание $C_{орг}$ в исходных породах параметаморфических образований Приазовского блока Украинского щита и в осадочных породах чехла Русской платформы, %

Породы	Приазовский блок УКШ		Русская платформа
	число образцов	содержание $C_{орг}$	
Глины	19	$\frac{0,56-19,20}{2,43}$	0,74
Песчаники	27	$\frac{0,19-1,10}{0,42}$	0,24
Карбонаты	6	$\frac{0,07-6,02}{0,31}$	0,30

Примечание. В числителе указаны крайние значения содержаний $C_{орг}$, в знаменателе — средние; при подсчете средних не учитывались аномально-высокие содержания $C_{орг}$ (более 5%).

связано с литологическим типом исходных пород, причем более высокие концентрации его (2,43%) приурочены к глинистым породам, тогда как песчаники и карбонатные породы отличаются сравнительно низкими содержаниями $C_{орг}$ (соответственно 0,42 и 0,31%). Более того, в песчаных и карбонатных породах присутствие больших или меньших количеств ОВ обычно сочетается с большей или меньшей их глинистостью. Совершенно чистые пески и доломиты практически свободны от сингенетического ОВ, в то время как мергели, глинистые песчаники и



Фиг. 2. Зависимость между $C_{орг}$ и содержанием глинистой фракции в исходных породах параметаморфических образований

песчаные глины часто не отличаются от «нормальных» глин по концентрациям $C_{орг}$. Прямая зависимость содержаний $C_{орг}$ от количества глинистой фракции в исходных породах метаморфических образований отчетливо видна на фиг. 2. Связь содержаний $C_{орг}$ с гранулометрией вмещающих его терригенных осадков в настоящее время установлена на весьма обширном материале, однако она не является абсолютным законом седиментации (Вассоевич, 1973), так как известны случаи отклонения от нее. Такие отклонения отмечаются в современных осадках заливов и лагун (Вебер, 1956), в глубоководных осадках океанов (Романкевич, 1977), а также среди континентальных отложений (Запивалов, 1961). Вместе с тем статистическая связь количества ОВ с гранулометрическим спектром осадков прослеживается повсеместно в морских фациях различных районов и разного геологического возраста (Запивалов, 1961; Горшкова, 1973; Зуфарова, 1976, и др.). Таким образом, наличие связи между $C_{орг}$ и количеством глинистой фракции в исходных породах углеродистой формации Приазовского блока служит надежным критерием ее формирования в открытой части морского бассейна.

При сравнении средних содержаний $C_{орг}$ (см. табл. 1) в главных типах осадочных пород Приазовья с соответствующими данными для осадочного чехла Русской платформы (по А. Б. Ронову и А. А. Мигдирову, 1970) видно, что цифры сопоставимы только для карбонатных пород. Что касается терригенных осадков, то докембрийские пески и глины по этому показателю заметно превосходят свои более молодые аналоги в чехле Русской платформы. Необходимо к тому же учитывать, что первично-осадочные породы Приазовья, претерпевшие глубокий метаморфизм в условиях амфиболитовой фации, содержат лишь небольшую часть того количества органического углерода, которое присутствовало в них в дометаморфические эпохи. Поэтому вполне вероятно, что в докембрии накоплено ОВ в виде элементарного углерода во много раз больше, чем в отложениях всех последующих периодов фанерозоя (Сидоренко, Сидоренко, 1973).

В битуминологической практике (Методы, 1975) рассеянное органическое вещество (РОВ) осадочных пород обычно фракционируют на следующие компоненты: хлороформенные и спиртобензольные битумоиды (ХБ и СББ), гуминовые кислоты и нерастворимую в органических растворителях часть ОВ (НОВ), представляющую собой смесь сложных углеводородных и неуглеводородных соединений. Наиболее важное значение имеют битумоиды, которые по отношению к ОВ пород подразделяются на сингенетичные (первичные или синбитумоиды) и эпигенетичные (вторичные или эпибитумоиды). Ряд исследователей (Акрамходжаев и др., 1975) выделяют также смешанные битумоиды (миктобитумоиды). Как справедливо отметил В. А. Успенский (1970), такая дифференциация битумоидов на генетические категории — одна из важнейших задач геохимической битуминологии. В основе принципов классификации битуминозных компонентов ОВ лежит представление о том, что их первичная разность (синбитумоид) — закономерный компонент синхронного осадку РОВ для однородных геологических объектов составляет строго определенную долю (Неручев, 1969, и др.). Повышенные содержания битумоидов, не сопровождающиеся соответственно повышенными содержаниями в породах ОВ, принимаются обычно за признак присутствия в породах вторичных битумоидов. Аномально-низкие концентрации битумоидов для замеренных содержаний ОВ рассматриваются как следствие прошедших процессов эмиграции углеводородов и носят название остаточных синбитумоидов. За показатель сингенетичности обычно принимаются наиболее часто встречающиеся (фоновые) содержания битумоидов в породах или в ОВ.

В процессе битуминологических исследований особое внимание нами уделялось диагностике вторичных битумоидов, поскольку их присутствие в породах рассматривается как важнейший геохимический критерий прогноза нефтегазоносности. Результаты битуминологического анализа приведены в табл. 2. Как видно, первично-осадочные породы Приазовья содержат 0,0039—0,0135%, в среднем 0,0082% битумоидов. Среди проанализированных пород наиболее битуминозными оказались песчаники, в которых обнаружено 0,0083—0,0104, в среднем 0,0093% битуминозных веществ. В песчано-глинистых породах среднее содержание битумоидов составило 0,0083, в глинах — 0,0058, в мергеле — 0,0091%, В. А. Успенский (1970) еще в 1949 г. установил, что породы литосферы содержат в среднем 0,001—0,02% битумоидов. Впоследствии эти цифры были подтверждены многими исследователями. Следова-

Таблица 2

Геохимическая характеристика органического вещества (ОВ)
осадочно-метаморфических пород Приазовского блока УКШ

Исходная порода	Содержание, % на породу			Групповой состав ОВ, %			ХБ/СББ
	Сорг	ХБА+С	СББА+С	ХБА+С	СББА+С	ХБ+СББ	
Глина	4,51	0,0041	0,0022	0,091	0,049	0,140	1,8
»	1,90	0,0026	0,0013	0,140	0,070	0,210	2,0
»	19,20	0,0046	0,0027	0,020	0,010	0,030	1,0
Песчаная глина	1,50	0,0058	0,0025	0,390	0,170	0,560	2,3
»	8,10	0,0031	0,0052	0,038	0,064	0,102	0,6
Глинистый песча- ник	0,93	0,0056	0,0035	0,600	0,360	0,960	1,7
То же	0,29	0,0081	0,0017	2,790	0,590	3,380	4,7
Песчаник	0,61	0,0061	0,0022	1,000	0,360	1,360	2,8
»	0,26	0,0064	0,0026	2,460	1,000	3,460	2,5
»	0,60	0,0083	0,0021	1,380	0,350	1,730	3,9
Мергель	6,02	0,0059	0,0032	0,098	0,050	0,150	1,9

тельно, первично-осадочные породы Приазовья характеризуются кларковой битуминозностью.

При наличии сингенетических битумоидов содержание последних, как отмечалось, всегда нарастает параллельно с нарастанием $C_{орг}$, например в ряду песчаник — песчаная глина — глина. Эта закономерность в первично-осадочных породах Приазовья не соблюдается. В случае преобладания эпигенетических битумоидов их содержание контролируется пористостью пород, а не содержанием $C_{орг}$. Такое условие полностью выполняется в данном регионе: наиболее богаты битуминозными веществами песчаники, хотя содержание в них органического углерода иногда на порядок ниже, чем в глинах. Таким образом, можно полагать, что в осадочно-метаморфических породах Приазовья доминирует эпигенетичный тип битумоидов.

СТЕПЕНЬ БИТУМИНОЗНОСТИ ОВ

Абсолютно высокое содержание битумоидов в породах является важным, но не решающим фактором для правильной оценки геохимических предпосылок нефтеобразования, так как относительное содержание битумоидов, т. е. процентное отношение их к ОВ, может быть и незначительным. Так, например, в мергеле (см. табл. 2) содержание $C_{орг}$ и битумоидов соответственно равно 6,02 и 0,0091%. Указанное количество битумоидов — одно из самых высоких в изученных породах. Однако их количество в пересчете на органическое вещество (0,15%) оказывается довольно низким по сравнению, скажем, с песчаником (см. табл. 2), в котором содержание $C_{орг}$ составляет 0,26%, битумоидов столько же, сколько и в мергеле (0,0090%), а по весу на ОВ — в 23 раза больше (3,46%). В этой связи только повсеместно повышенные количества битумоидов в пересчете на ОВ (степень битуминозности ОВ) позволяют судить о региональном процессе битумообразования или битумонакопления.

Как показал обзор литературных данных, степень битуминозности ОВ (β) для различных пород неодинакова и колеблется в пределах 0,7—10% и более. При этом $\beta \leq 2$ считается фоновым значением. Если сравнить степень битуминозности ОВ различных литологических типов пород Приазовья, то окажется, что пелитовые и карбонатные разности отличаются более низкими величинами, чем песчаные. Так, если в глинах средняя величина β составляет 0,13, а в мергеле — 0,15%, то в песчаных глинах и глинистых песчаниках она возрастает до 1,3%, а в чистых песчаниках равна 2,2%. Таким образом, степень битуминозности ОВ первично-осадочных пород находится в прямой зависимости от содержания в них песчаной фракции, тогда как содержание самого $C_{орг}$, как установлено ранее, в обратной.

Степень битуминозности ОВ привлекает внимание многих исследователей при прогнозировании перспектив нефтеносности конкретного региона. При этом считается, что чем выше степень битуминозности, тем больше оснований утверждать, что содержащиеся в породе битуминозные вещества имеют нефтяное происхождение. На самом деле этот вопрос оказывается более сложным. Степень битуминозности ОВ возрастает с уменьшением его концентрации в породе (закономерность Успенского-Вассоевича). Это происходит в основном за счет остаточного накопления битуминозных компонентов в ходе диагенетического разрушения ОВ, причем известно, что такое разрушение в среднем протекает тем более активно, чем ниже содержание в осадке ОВ (Методы, 1975). На степень битуминозности ОВ влияют также литологические особенности вмещающих пород, генетический тип ОВ, степень его метаморфизма и ряд других геологических факторов (Акрамходжаев.

и др., 1975). Иначе говоря, степень битуминозности ОВ зависит от ряда самостоятельных причин, помимо возможности загрязнения его примесями чуждых ему битуминозных веществ.

Из сказанного нетрудно заключить, что использование этого параметра для диагностики генетического типа битумоидов возможно либо при наличии больших серий анализов однотипных пород, обеспечивающих вполне устойчивую характеристику сингенетического фона, либо в комплексе с другими параметрами. Поэтому, учитывая небольшое количество проанализированных образцов, попытаемся на данном этапе выявить зависимость величины β от некоторых геологических факторов, например от глубины первичного залегания или (что одно и то же) от возраста пород. Для этого рассчитаны средние значения параметра β в породах сачкинской и темрюжской свит. Оказалось, что степень битуминозности ОВ и геологический возраст вмещающих пород находятся в прямой зависимости: в сачкинской свите средняя величина β равна 0,80, в темрюжской — 1,2%. Прямая зависимость степени битуминозности ОВ от возраста вмещающих пород для нефтеносных областей фанерозоя — явление хорошо известное (Еременко и др., 1961; Мехтиев, Алиев, 1963; Лапуть, 1970; Зуфарова, 1976, и др.) и полностью соответствует органической теории происхождения нефти. Тот факт, что указанная зависимость присуща и докембрийским углеродсодержащим толщам, свидетельствует, с одной стороны, о биогенном происхождении исследуемого нами углеродистого ОВ, а с другой — о бывших процессах генерации нефти.

Таким образом, приведенные данные убедительно свидетельствуют о том, что в докембрии, так же как и в фанерозое, с возрастом отложений в них усиливаются процессы битумообразования. Это является причиной того, что с увеличением глубины залегания пород повышается температура, препятствующая сорбции битумов породами и, следовательно, благоприятствующая процессам их миграции (Bader et al., 1960).

СООТНОШЕНИЯ ХЛОРОФОРМЕННОГО И СПИРТОБЕНЗОЛЬНОГО ЭКСТРАКТОВ

Соотношение веществ, экстрагируемых различными растворителями — важная характеристика ОВ. Известно (Методы, 1975), что хлороформ извлекает относительно нейтральные органические соединения — масла (а в их составе — углеводороды и гетероэлементы), спиртобензол — преимущественно кислые неуглеводородные вещества. Поэтому считается, что чем больше величина отношения количества хлороформенного битумоида к количеству спиртобензольного (ХБ/СББ), тем более богат он восстановленными соединениями и тем больше оснований относить его к производным нефти. Как видно из табл. 2, для подавляющего большинства исследованных образцов характерно преобладание хлороформенного битумоида над спиртобензольным, что свидетельствует о восстановленной природе битуминозных компонентов ОВ. Важно отметить, что величина отношения ХБ/СББ определяется литологическим составом исходных осадочных пород: минимальные значения этого отношения (0,6—2,3; в среднем 1,5) свойственны глинистым породам, максимальные (1,7—4,7; в среднем 3,1) — песчаникам, а промежуточные (1,9) — мергелю. Более восстановленный характер битумоидов в песчаных породах по сравнению с глинистыми для отложений фанерозоя — факт давно известный. Он обычно объясняется присутствием в песчаниках аллохтонного (вторичного) битумоида (Жижченко, 1974).

Широкое распространение ОВ в первично-осадочных породах докембрия вызывает необходимость познания его состава и структуры на молекулярном уровне. К числу органических соединений, обнаруживаемых в осадочных отложениях докембрия, относятся аминокислоты и углеводы. В живых организмах они входят в состав биополимеров-белков и полисахаридов, поэтому присутствие их в породах может указывать на существование древних продуцентов ископаемого ОВ.

Прежде чем перейти к характеристике аминокислотного и углеводного составов ОВ осадочно-метаморфических пород Приазовья, кратко остановимся на методике определения этих соединений. Выделение аминокислот производилось по методу Э. Дегенса и Дж. Ройтера (1967). Навеску образца в 20 г экстрагировали в 200 мл дистиллированной воды в течение 12—14 ч при комнатной температуре. В этом экстракте после его отделения от осадка центрифугированием и очистки на ионообменной колонке определяли свободные аминокислоты. Осадок, полученный после центрифугирования, сушили в термостате при 37° С, затем гидролизовали в 150 мл 6 н. раствора HCl при 110° С в течение 24 ч. Охлажденный гидролизат центрифугировали, осадок дважды промывали водой. Гидролизат и смывы объединяли, упаривали, выщелачивали 80%-ным спиртом. Затем спирт выпаривали, выщелоченный продукт растворяли в воде и очищали от неорганических солей путем пропускания раствора через ионообменную колонку, содержащую смолу Дауэкс 50×8. Аминокислоты, сорбированные катионитом, элюировали 50 мл 2 н. раствора NH₄OH. Собранный раствор упаривали досуха, остаток дважды перерастворяли в воде и хранили в сухом состоянии в эксикаторе при T=+5° С. Идентификация и количественное определение аминокислот осуществлялись с помощью автоматического анализатора (модель ААА-881, Микротехна, Прага, ЧССР).

Общее содержание углеводов определяли фенол-сернокислотным методом (Dubois et al., 1956). Для этого навеску образца в 1 г обрабатывали 20 мл 72%-ного раствора H₂SO₄ при комнатной температуре в течение 1 ч, а затем центрифугировали. Из центрифугата отбирали 3 пробы по 5 мл, к двум из них добавляли по 0,03 мл фенола и через 30 мин определяли плотность окрашенных растворов на фотоэлектроколориметре. Третьей (холостой) пробой вносили поправку на окраску гидролизата. Содержание углеводов рассчитывали в эквивалентах глюкозы, сравнивая с эталонными образцами (по стандартной кривой для Д-глюкозы) и выражали в частях на миллион. Выделение свободных и связанных углеводов осуществляли в ходе выделения аминокислот¹. Разделение углеводов и аминокислот происходило при пропускании экстрактов и гидролизатов через ионообменные колонки. При этом углеводы в отличие от аминокислот не удерживались смолами, а собирались на выходе колонок. Качественное определение углеводов проводилось методом бумажной хроматографии. На всех стадиях отбора образцов, подготовки их к анализу, а также в процессе анализа устранялись возможные источники загрязнения современной микрофлорой.

Как видно из табл. 3, в осадочно-метаморфических породах Приазовья обнаружено 14 связанных аминокислот с общим содержанием от 2,04 до 11,14 мкг на 1 г породы. Набор аминокислот стабилен во всех изученных образцах, а общие содержания их подвержены заметным колебаниям. При этом наибольшее количество аминокислот (10,45 мкг/г) установлено в глинах, наименьшее (2,33 мкг/г) — в доло-

¹ Выделение и идентификация аминокислот и углеводов выполнено Ю. А. Қалмыковой (Ростовский госуниверситет).

Таблица 3

Средние содержания аминокислот в исходных породах
параметаморфических образований, мкг/г

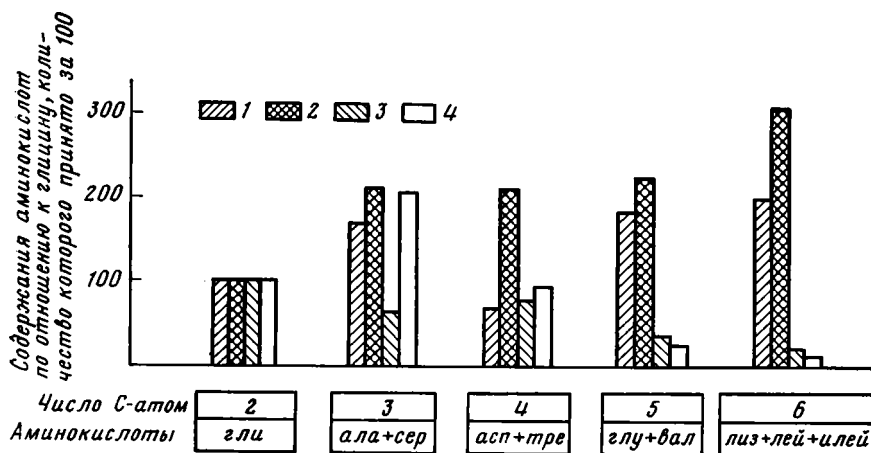
Аминокислота	1	2	3	4
Лизин	0,26	0,90	—	0,39
Аспарагиновая кислота	0,30	0,37	0,20	0,29
Треонин	0,27	0,56	—	0,28
Серин	0,48	0,78	0,14	0,48
Глутаминовая кислота	0,44	0,89	0,30	0,55
Пролин	0,32	0,82	—	0,39
Глицин	0,61	1,64	0,19	0,81
Аланин	0,59	1,69	0,08	0,79
Валин	0,65	1,02	0,27	0,66
Метионин	0,16	—	—	0,05
Изолейцин	0,26	0,38	0,20	0,28
Лейцин	0,42	0,98	0,40	0,60
Тирозин	—	0,17	0,22	0,13
Фенилаланин	—	0,25	0,33	0,19
Сумма	4,76	10,45	2,33	5,89
				(2,04—11,1)

Примечание. 1 — песчаники (две пробы), 2 — глины (две пробы), 3 — доломиты (две пробы), 4 — средние для проанализированных проб. В скобках — пределы колебаний общих содержаний аминокислот в проанализированных пробах.

митах и промежуточное ($4,76 \text{ мкг/г}$) — в песчаниках. Известно, что аминокислоты хорошо сохраняются в осадочных породах благодаря адсорбции на глинистых минералах и особенно на монтмориллоните. О. Вейс (Weiss, 1969) экспериментально установил, что 1 т монтмориллонита может связать 150 кг аминокислот и 200 кг углеводов, причем скорость реакции связывания этих соединений увеличивается с возрастанием температуры до 280°C . Аминокислоты, адсорбированные на глинистых минералах, обладают повышенной термостабильностью (Кгоерелп, 1964) и устойчивостью к действию микроорганизмов (Goh, 1972). Поэтому весьма вероятно, что защитное действие глинистых минералов способствует лучшей сохранности аминокислот именно в первично-глинистых породах докембрия.

Несмотря на то что аминокислоты являются важной составляющей живых систем, сам факт присутствия их в докембрийских углеродсодержащих толщах еще недостаточен для суждения о биогенной природе исследуемого ОВ. За последние 10—15 лет накоплен обширный материал по абиогенному синтезу органических соединений, в том числе и аминокислот (Павловская, Пасынский, 1959; Miller, 1975, и др.), подтвердившему предположение о возможности синтеза аминосоединений в условиях первичной бескислородной атмосферы Земли. Кроме того, широкий набор аминокислот обнаружен в метеоритах (Lawless, 1973; Evered, 1974; Квенволден, 1975). При этом все авторы единодушны в том, что найденные в метеоритах аминокислоты произошли не от внеземной биоты, а скорее возникли во внеземных условиях путем небактериального химического синтеза. Таким образом, существование в природе аминокислот био- и абиогенного происхождения препятствует однозначной генетической интерпретации этих соединений, идентификации в древнейших осадочных породах. С другой стороны, логично предположить, что определенную информацию о природе аминокислот, обнаруженных в докембрийских осадках, можно получить на основе сравнительного анализа с аминокислотами заведомо био- и абиогенного происхождения.

В качестве биогенных объектов взяты синезеленые водоросли — самые древнейшие из живых организмов, которые, возможно, являлись продуцентами ископаемого ОВ в докембрийских породах. Аминокислоты в синезеленых водорослях составляют 30—35% биомассы и представлены довольно значительным содержанием глутаминовой кислоты, аспарагиновой кислоты, глицина, аланина, лизина, треонина и серина (Горюнова и др., 1969). Эти же аминокислоты преобладают в иссле-



Фиг. 3. Распределение аминокислот в графитсодержащих породах докембрия Приазовского блока (1), в синезеленых водорослях (2), метеоритах (3) и абиогенных искусственных системах (4) в зависимости от числа углеродных атомов в молекуле. Принятые сокращения названий аминокислот: гли — глицин, ала — аланин, сер — серин, асп — аспарагиновая кислота, тре — треонин, глу — глутаминовая кислота, вал — валин, лиз — лизин, лей — лейцин, илей — изолейцин

дованных образцах докембрийских пород. Набор аминокислот, установленный в метеоритах и в химических опытах, существенно отличается от совокупности аминокислот, обнаруживаемых в живых системах, наличием значительных количеств непротеиногенных аминокислот (Квенволден, 1975). Таким образом, все аминокислоты, идентифицированные в докембрийских осадочных породах Приазовья, относятся к числу обычно встречающихся в современных белках, т. е. являются протеиногенными.

Рассмотрим теперь характер распределения аминокислот с различным числом углеродных атомов в молекуле (фиг. 3). В синезеленых водорослях содержания аминокислот с тремя С-атомами (аланин+серин), четырьмя (аспарагиновая кислота+треонин), пятью (глутаминовая кислота+валин), шестью (лейцин+изолейцин+лизин) по отношению к глицину, имеющему два С-атома, последовательно возрастают². Аминокислоты из метеоритов и абиогенно синтезированные в искусственных системах дают обратное распределение, т. е. последовательное уменьшение содержаний с увеличением числа С-атомов (Lawless, 1973). Распределение аминокислот, идентифицированных в породах Приазовья, в основном аналогично их распределению в синезеленых водорослях. Исключение составляют аминокислоты с четырьмя С-атомами, которых содержится меньше, чем глицина. Это связано, вероятно, с низкой термостабильностью аспарагиновой кислоты и треонина по сравнению с такими аминокислотами, как глицин, аланин, валин, глутаминовая кислота и лейцин. Таким образом, биогенное происхож-

² Содержания аминокислот с различным числом углеродных атомов вычислены нами по данным С. В. Горюновой и др. (1969).

дение аминокислот, обнаруженных в докембрийских осадочных породах, подтверждается и анализом их распределения в зависимости от числа углеродных атомов в молекуле.

Углеводный состав ОБ изученных образцов следующий: гексозы — глюкоза, галактоза; пентоза — арабиноза и два неидентифицированных углевода. Содержание углеводов колеблется от 240 до 2790 частей на миллион (*ч/млн*) и контролируется составом исходных осадочных пород. Как и в случае с аминокислотами, максимальные количества углеводов (1280—2790, в среднем 2035 *ч/млн*) обнаружены в глинах, минимальные (240—520, в среднем 380 *ч/млн*) — в доломитах, промежуточные (240—620, в среднем 430 *ч/млн*) — в песчаниках. Таким образом, и углеводы при метаморфизме лучше сохраняются в глинистых породах, нежели в песчаных и карбонатных.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что в пределах Приазовского блока Украинского щита концентрации органического углерода в осадочно-метаморфических породах докембрия не уступают значениям, свойственным послерифейским образованиям, хотя и являются остаточными. Особенности же распределения ОБ и его отдельных компонентов полностью согласуются с закономерностями, характеризующими ОБ более молодых (фанерозойских) осадков нефтеносных областей, что свидетельствует, с одной стороны, в пользу его биогенной природы, а с другой — о былых процессах генерации нефти. Таким образом, в раннем докембрии уже существовали в больших количествах продуценты первичного ОБ, а процессы преобразования его в нефть по масштабам, по-видимому, превышали аналогичные процессы в фанерозое. Этому способствовал и качественный состав органики, которая в докембрии была исключительно сапропелевого типа. Однако залежи нефти, сформировавшиеся в докембрийских отложениях, в силу известных геологических причин не могли полностью сохраниться до наших дней (Вассоевич, 1973), поэтому в настоящее время от нефти фиксируются лишь следы преимущественно в виде твердых (шунгит, графит) или полутвердых (битумоиды) продуктов.

ЛИТЕРАТУРА

- Акрамхождаев А. М., Эгамбердыев М. Э. и др. Геолого-геохимические предпосылки нефтегазоносности юго-восточной и центральной частей Средней Азии. Ташкент, «Фан», 1975.
- Болтыров В. Б., Паняк С. Г. Явнокристаллический графит метаморфических комплексов Южного и Среднего Урала. — В кн.: Геология метаморфических комплексов Урала. Тр. Свердл. горн. ин-та, вып. 108, 1974.
- Вассоевич Н. Б. Основные закономерности, характеризующие органическое вещество современных и ископаемых осадков. — В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1973.
- Вебер В. В. Накопление органического вещества в осадках. — В кн.: Накопление и преобразование органического вещества в современных морских осадках. М., Гостоптехиздат, 1956.
- Горшков Т. И. Условия накопления органического вещества в современных осадках морей СССР. — В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1973.
- Горюнова С. В., Ржанова Г. Н., Орлеанский В. К. Синезеленые водоросли. М., «Наука», 1969.
- Дегенс Э. Т., Ройтер Дж. Х. Аналитические методы исследования в органической геохимии. — В кн.: Органическая геохимия, вып. 1. М., «Недра», 1967.
- Еременко Н. А., Гимпелевич Э. Д., Ильина А. А. Некоторые общие закономерности изменения рассеянного органического вещества в зависимости от геологического возраста. — Геология нефти и газа, 1961, № 11.
- Жижченко Б. П. Методы палеогеографических исследований в нефтегазоносных областях. М., «Недра», 1974.

- Закруткин В. Е.* Углеродсодержащие породы докембрия Приазовского блока Украинского щита.— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 5.
- Закруткин В. Е., Закруткин В. В., Тимощенков С. Н.* О роли морфологии и физических свойств графита при оценке степени метаморфизма графитсодержащих толщ Украинского щита.— В кн.: Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1978.
- Запизалов Н. П.* Органическое вещество и битумы в юрских и валанжинских породах Назинской площади.— Тр. СНИИГГИМС, вып. 14, 1961.
- Зуфарова Н. А.* Органическое вещество и нефтегазоносность верхнепротерозойских образований Башкирии. М., «Наука», 1976.
- Квенволден К.* Аминокислоты и жирные кислоты в углистых метеоритах.— В кн.: Происхождение жизни и эволюционная биохимия. М., «Наука», 1975.
- Лануть В. А.* Геохимическая характеристика палеозойских отложений Припятской впадины. М., «Недра», 1970.
- Методы битуминологических исследований.* Л., «Недра», 1975.
- Мехтиев Ш. Ф., Алиев А. А.* Органическое вещество меловых и третичных отложений Прикаспийско-Кубанской области. Баку, Изд-во АН АзССР, 1963.
- Неручев С. Г.* Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. Л., «Недра», 1969.
- Павловская Т. Е., Пасынский А. Г.* Первичное образование аминокислот в ультрафиолетовых лучах и в электрическом разряде.— В кн.: Возникновение жизни на Земле. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Романкевич Е. А.* Геохимия органического вещества в океане. М., «Наука», 1977.
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А.* Эволюция химического состава пород щитов Русской и Северо-Американской платформ.— Геохимия, 1970, № 4.
- Сидоренко А. В.* О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и пост-докембрия.— Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 1.
- Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А.* Докембрийский осадочно-метаморфический фундамент как один из источников углеводородов в земной коре.— В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М., «Наука», 1973.
- Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В.* Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М., «Наука», 1975.
- Солоненко В. П.* Геология месторождений графита Восточной Сибири и Дальнего Востока. М., Госгеолтехиздат, 1951.
- Успенский В. А.* Введение в геохимию нефти. Л., «Недра», 1970.
- Bader R. G., Hoed D. W., Smith J.* Recovery of dissolved organic matter in sea water and organic sorption by particulate material.— Geochim. et cosmochim. acta, 1960, v. 19, No. 12.
- Dubois M., Gilles K. A., Hamilton J. K. et al.* Colorimetric method for determination of sugar and related substances.— Anal. Chem. 1956, No. 28.
- Evered D. F.* Origin proposed for nonprotein amino acids in meteorites.— Nature, 1974, v. 252, No. 5482.
- Goh K. M.* Amino acid levels as indicators of paleosoils in New Zealand soil profiles.— Geoderma, 1972, No. 7.
- Kroepelin H.* Definierte chemische Verbindungen in Posidienschiefer.— In: Advances in organic geochemistry, Pergamon Press, 1964.
- Lawless J. G.* Amino Acids in the Murchison meteorite.— Geochim. et cosmochim. acta, 1973, v. 37, No. 9.
- Miller S. L.* Production of amino acids under possible primitive earth conditions.— Science, 1975, v. 117, No. 3046.
- Weiss O.* Organic derivatives of clay mineral, zeolites and related minerals.— In: Organic geochemistry methods and results. New York, Springer-Verl., 1969.

Государственный университет,
Ростов-на-Дону

Дата поступления
28.XII.1979

УДК 552.58(477)

ПРИРОДА И ГЕНЕЗИС ВЫСОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ УГЛИСТЫХ ОБРАЗОВАНИЙ УКРАИНЫ

О. Е. ИВАНЦИВ, В. А. КУШНИРУК, Г. А. УЖЕНКОВ

В статье рассматривается происхождение углеродсодержащих образований, связанных с осадочно-метаморфическими породами Украинского щита. Доказывается первичная биогенная природа графита.

С осадочно-метаморфическими породами Украинского щита и Восточных Карпат связаны углеродсодержащие образования разных степеней метаморфизма, среди которых выделяются метаантрациты, графитоиды и графиты. Эти высокометаморфизованные образования занимают крайнее положение метаморфического ряда углистого (органического) вещества, располагаясь в следующем порядке возрастания степени метаморфизма: каменный уголь — антрацит — метаантрацит — графитоид — графит.

В процессе регионального метаморфизма осадочных пород, обогащенных концентрированным и рассеянным органическим веществом в условиях повышенных температур и давлений, происходят непрерывные, необратимые превращения органического вещества, а также одной формы в другую. В конечном результате осуществляется переход органического вещества из некристаллического состояния (уголь) в кристаллическое (графит), т. е. превращение каустобиолита в качественно новую форму существования первично-органического вещества — негорючий графит.

Биогенная природа углерода метаантрацитов и графитоидов, их генезис не вызывают принципиальных разногласий, относительно украинских графитов нет единого мнения. Одни исследователи (Двойченко, 1924; Лаврович, 1931; Половинкина, 1929; Шапиро, 1941) считают, что графит образовался за счет глубинных источников углерода, связанных с пневматолитово-гидротермальными процессами, другие (Дубына, 1939; Сердюченко, 1927, 1930; Семененко, Жуков, 1957; Сидоренко, 1971; Сидоренко, 1973; Шелудько, 1957) придерживаются мнения об их органогенно-метаморфическом происхождении. Мы считаем украинские графиты метаморфогенным образованием из первично-органогенного вещества. В пользу этой гипотезы говорят следующие факты: приуроченность графита к четким стратиграфическим комплексам; парагенетическая связь графита с парапородами; пластовая форма залежей и равномерное распределение графита в пластах; характер скопления графита, подчеркивающий первично-осадочные структуры.

Месторождения графита на территории Украинского щита приурочены к раннепротерозойским суперкрупным осадочно-метаморфическим породам, которые относятся к терригенной (углисто-графитовой) формации. Породы этой формации входят в состав бугской (Побугский

графитоносный р-н), ингуло-ингулецкой, криворожской (Криворожский р-н), центральноприазовской (Приазовский р-н) и тетеревской (Волинский р-н) серий нижнего протерозоя, абсолютный возраст которых составляет соответственно 1,7—2,0; 1,9—2,6; 2,1; 1,6—2,3; 1,8—1,9 млрд. лет (Бабков, 1970; Рябенко, Моськина, 1978). Региональная приуроченность графита к одному стратиграфическому комплексу дает все основания предполагать седиментогенное, синхронное попадание в осадочные породы первично-органогенного материала, который в основной массе в настоящее время в породах высоких степеней метаморфизма представлен графитом. Графитоносные метаморфические породы относятся к типичным парапородам и содержат различные гнейсы (биотитовые, гранатовые, кордиеритовые, силлиманитовые, пироксеновые, амфиболитовые и др.), а также кристаллические известняки и кварциты. Среди гнейсов широко распространены графитовые гнейсовые разности (графит-биотитовые, / гранатовые, кордиерит-графит-плагиоклазовые и др.). Такая ассоциация пород и характерные ассоциации их основных породообразующих минералов (биотит, гранат, кордиерит, графит, силлиманит и др.) свидетельствуют о песчано-глинисто-мергелистом характере первично-осадочных отложений, за счет которых при метаморфизме образовался нижнепротерозойский метаморфический комплекс.

Осадочно-метаморфические графитоносные докембрийские образования прорваны и в значительной мере переработаны разновозрастными интрузиями изверженных пород (главным образом гранитами), с которыми связаны аплитовые и пегматитовые жилы. Интенсивная интрузивная деятельность и глубокий метаморфизм привели местами к образованию обширных полей мигматитов. Графитоносные породы прослеживаются небольшими участками почти на всей площади Украинского щита и в значительной степени инъецированы, поглощены, ассимилированы более молодыми интрузиями. В виде маломощных пачек и ксенолитов среди интрузий и мигматитов они известны в Побужье, Криворожье, Приазовье и Волини. Там, где слабо развиты интрузии и лучше всего сохранились участки осадочно-метаморфического комплекса, чаще прослеживаются выходы графита и его месторождения (Побужье, Криворожье). В районах, где интрузии уничтожили и ассимилировали древние осадочные образования или последние сохранились на ограниченных участках, графитоносные породы встречаются довольно редко в виде проявлений и мелких непромышленных месторождений (Волинь). Таким образом, соотношения осадочно-метаморфического и интрузивного комплексов являются основной особенностью в размещении и прогнозировании графитовых месторождений Украинского щита. Такая закономерность отмечается не только в региональном плане, но и на отдельных графитовых месторождениях. Чем сильнее мигматизированы графитовые гнейсы, чем интенсивнее они насыщены гранитными образованиями, тем больше происходит обеднение графитовых руд и меньшую промышленную ценность представляют эти месторождения. Так, на некоторых участках Завальевского и Кашаро-Александровского месторождений (Побужье), на месторождениях Старый Крым, Троицкое, Темрюк, Каратюк и др. (Приазовье) наблюдается значительное преобладание гранитного материала над гнейсами, обусловившие низкую графитоносность этих участков. Богатые графитоносные участки приурочены к осадочно-метаморфическому комплексу с незначительным развитием гранитных интрузий.

Рудопроявления графита отмечаются во всех разностях пород терригенной (углисто-графитовой) формации, однако промышленные скопления он образует исключительно в гнейсовых породах. Наиболее часто графит распространен в биотитовых, биотито-гранатовых, хлоритовых, хлорит-биотитовых и биотито-каолинитовых гнейсах, объединяющихся в одну общую группу графитовых гнейсов. Среднее содержание графита

**Среднее содержание графита в разных типах пород
Украинской графитоносной провинции**

Породы	Содержание графита, %
Метаморфические	
Графитовые гнейсы	5,0—15,0
Биотитовые, биотито-гранатовые гнейсы	2,0—5,0
Силлиманито-кордиеритовые гнейсы	<1,0
Амфиболитовые, пироксеновые гнейсы	<0,5
Кристаллические известняки	<1,0
Кварциты	<1,0
Магматические	
Гранитные массивы	Отдельные гнезда и включения, <1,0
Жильные образования (гранита, пегматита, кварца)	Отдельные гнезда и включения, <1,0
Мигматиты	1,0—3,0

в графитовых гнейсах составляет 5—15%. Среди других пород количество графита незначительно и редко превышает 1% (см. таблицу).

Приуроченность промышленных концентраций графита к породам, образовавшимся за счет глинистых осадков, хорошо согласуется с условиями седиментации и консервации органического материала во всех геологических эпохах. Ф. Кларк и Х. Вашингтон установили, что свыше 98% органического углерода связано с глинистыми осадками. По данным В. А. Успенского и др. (1949), среднее содержание органического углерода в глинах составляет 0,94%, в песчаниках 0,05, в известняках 0,104%. При сравнении данных содержания углерода в осадочно-метаморфических образованиях докембрийского возраста различных регионов установлено, что эти величины в пределах одного порядка. Так, содержание углерода в докембрийских породах Финляндии составляет: в сланцах 0,31—0,41%, в пестрых сланцах 1,0—1,94, в филлитах 0,67, в кварцитах 0,60, в аркозах 0,05%. Иное количество углерода (общего) содержится в изверженных породах: в ультраосновных (дуниты) 0,01%, в основных (базальты, габбро) 0,01, в средних (диориты, андезиты) 0,02, в кислых (граниты, гранодиориты) 0,03% (Виноградов, 1962). Таким образом, первично-осадочные докембрийские породы по общему содержанию углерода незначительно отличаются от осадочных послекембрийских образований. Следовательно, докембрийским осадочным комплексам свойственно высокое содержание свободного углерода, который является метаморфизованным органическим веществом первичных осадков.

Связь органического вещества с глинистыми осадками можно объяснить условиями их седиментации. Органическое вещество обычно оседает на дно моря очень медленно. Скорость, с которой оно опускается, приближается к скорости оседания мелких частиц глины. Следовательно, условия, благоприятные для отложения минеральных частиц, совпадают с условиями отложения органических веществ (Пустовалов, 1940). К этому необходимо добавить, что условия консервации органического материала в глинистых осадках наиболее благоприятны. Перекристаллизация органического вещества проходила в закрытой системе под действием температуры и давления при слабой проницаемости окружающих пород. Сохранению углерода содействовал переход его в модификации, устойчивые при высоких температурах. Обогащение первичных пород

углеродом следует связывать с условиями седиментации и типом организмов определенных зон древних морей. В архей-протерозойское время процесс накопления осадков происходил с большой скоростью, о чем свидетельствуют разнообразие пород и резкая изменчивость их. Одновременно с отложением органического материала осуществлялись быстрый процесс накопления и консервация органического вещества вблизи береговой линии, в зоне «борьбы» между сушей и морем, где обогащенные им глинистые осадки чередуются с песками, галечниками, карбонатными породами. На графитовых месторождениях отмечается переслаивание первично-глинистых, карбонатных, мергелистых и песчаных отложений, т. е. типичных мелководных осадков.

Графитовые гнейсы, к которым приурочены промышленные концентрации графита, имеют пластовую форму залегания, нередко нарушенную в результате внедрения в них магматических пород. Пластовые залежи выступают в виде вытянутых полос, длина которых в несколько раз превышает ширину. Степень насыщения пластовых полос графитом довольно равномерна и выдержана как по простиранию, так и по падению. Значительно реже встречаются маломощные тела и ксенолиты, распространенные преимущественно среди магматических пород, ассимилировавших гнейсовую толщу. Содержание графита в них равномерно и довольно высоко. Графитовые линзы и ксенолиты, как правило, характеризуются небольшими размерами, и поэтому их промышленное значение невелико. Пластовая форма залегания графитоносных пород и равномерное их насыщение графитом позволяют говорить о первичном равномерном распределении органического материала и незначительном перемещении его в процессе метаморфизма. Наблюдение под микроскопом подтверждает сингенетическое происхождение графита. Взаимное прораствание графита с кварцем, полевым шпатом, его параллельные сростания с биотитом, наличие значительного количества включений графита (часто правильной шестигранной формы) в плагиоклазе, гранате, кварце, апатите свидетельствуют о его сингенетическом (аутигенном) образовании.

Таким образом, все рассмотренные факторы — приуроченность графита к определенному стратиграфическому комплексу, равномерное распределение графита в пластах, литолого-петрографический состав пород, взаимоотношения графита с другими минералами вмещающих пород и морфологические особенности графита — довольно убедительно указывают на его аутигенность и первично-органогенное происхождение. Органическая природа украинских графитов также подтверждается данными по изотопному составу углерода (Гринберг, 1971). Графиты из различных гнейсов Завальевского месторождения на Побужье характеризуются значениями δC^{13} от $-2,0$ до $-3,5\%$ и находятся в пределах величин, свойственных углероду живого вещества ($-1,37 \div -2,70\%$), углероду органического вещества из современных осадков ($-1,93 \div -2,62\%$) и углероду битумов ($-2,31 \div -3,68\%$), т. е. биогенному углероду. В пользу органической природы графитов свидетельствуют и результаты геохимических исследований. Е. И. Вульчиным (1974) обнаружено в графитоподобных образованиях Украинского щита и Восточных Карпат повышенное содержание бериллия, вольфрама, меди, молибдена, серебра, распределение которых позволяет говорить о их тесной связи с органическим веществом.

Геолого-структурный анализ распределения углистого (органического) вещества в метаморфических породах показал тесную корреляционную связь между углистым веществом разных степеней метаморфизма и вмещающими породами: метаантрациты, графитоиды и графиты встречаются в метаморфических образованиях определенных фаций метаморфизма (Иванцев, Ненчук, 1974; Иванцев, Уженков, 1977). Залежи карпатских метаантрацитов сосредоточены в метаморфизованных поро-

дах, принадлежащих к фации зеленых сланцев. Породы криворожской серии Украинского щита, вмещающие графитоиды, метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации, а породы бугской, ингуло-ингулецкой, центральноприазовской и тетеровской серий метаморфизованы до амфиболитовой и гранулитовой фации.

На Балтийском, Алданском, Анабарском, Канадском и других щитах эти сходные закономерности можно с успехом использовать при поисках и разведке месторождений графита. Можно утверждать, что в породах зеленосланцевой фации невозможно обнаружить типичный графит и, наоборот, в породах амфиболитовой, не говоря уже о гранулитовой фации, нельзя встретить образования типа метаантрацит или графитоид. Следовательно, от правильного определения фациальной принадлежности вмещающих пород зависит направление поисковых и разведочных работ на графит.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабков Ю. Б. та Інші. Стратиграфічна схема докембрійських утворень Українського щита.— Геол. ж. Київ, «Наукова думка», 1970, № 4.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.
- Вульчин Е. І. Геохімія мікроелементів у каустобіолітах Західних областей України. Київ, «Наукова думка», 1974.
- Грінберг Й. В. та Інші. Хіміко-генетичні співвідношення стабільних ізотопів вуглецю графітів і карбонатів Завалівського родовища.— В зб.: Геологія і геохімія горючих копалин. Київ, «Наукова думка», 1971, вип. 26.
- Двойченко П. А. Геологические наблюдения и обследования месторождений полезных ископаемых Таврии и Украинской кристаллической полосы летом 1923 г.— Вісн. Укр. Від. геол. ком., 1924, вип. 5.
- Дубына И. В. Графитовые месторождения Украинской ССР. Харьков, Госнаучтехиздат, 1939.
- Иванцив О. Е., Ненчук Н. Ф. Распределение разных форм элементарного углерода в метаморфических породах Украины.— В сб.: Геология и геохимия горючих ископаемых. Киев, «Наукова думка», 1974, вып. 37.
- Иванцив О. Е., Уженков Г. А. Закономерности распределения высокометаморфизованных углистых образований в Советских Карпатах и их значение для прогнозирования поисков месторождений графита.— Материалы XI Конгресса Карпато-Балканской геологической ассоциации. Тез. докл. Киев, «Наукова думка», 1977.
- Лаврович Н. С. К вопросу о генезисе Украинских месторождений графита.— Мин. сырье, 1931, № 3.
- Половинкина Ю. И. Материалы к характеристике графитового месторождения балки Власовской.— Материалы общ. прикл. геол., 1929, вып. 134.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. I. М., Госнаучтехиздат, 1940.
- Рябенко В. А., Моськина О. Д. Терригенная (углисто-графитовая) формация Украинского щита и связанные с ней месторождения графита. Геол. ж. Киев, «Наукова думка», 1978, т. 38, № 2.
- Сердюченко Д. П. Старо-Крымское месторождение графита.— Мин. сырье, 1927, № 5, 6.
- Сердюченко Д. П. О генетических отношениях графита Старо-Крымского месторождения Мариупольского округа в связи с общей проблемой графитообразования на Украине.— Изв. Донецкого политехн. ин-та, 1930, № 14.
- Семененко М. П., Жуков Г. В. Петрівська графітоносна світа.— Геол. ж. Київ, «Наукова думка», 1957, т. 17, вип. 3.
- Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Органическое вещество в докембрійских осадочно-метаморфических породах и некоторые геологические проблемы.— Сов. геология, 1971, № 5.
- Сидоренко Св. А. Морфогенетические типы проявлений метаморфизованного органического вещества в осадочно-метаморфических породах докембрия.— В кн.: Угленосные формации и их генезис. М., «Наука», 1973.
- Успенский В. А. и др. О рассеянной форме нахождения углеводородов в различных осадочных породах.— Изв. АН УССР. Сер. геол., 1949, № 5.
- Шапиро И. А. Графит.— В кн.: Неметаллические ископаемые СССР. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1941, т. 5.
- Шелудько Т. Х. Нові дані про графітоносні породи басейну річки Берди.— Геол. зоїрник, вид-во Київського університету, 1957, № 7.

Институт геологии и геохимии
горючих ископаемых АН УССР,
Львов

Дата поступления
1.VI.1978

УДК 549.623.5/6

**СТРУКТУРНО-КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МОНТМОРИЛЛОНИТ-
КАОЛИНИТОВОГО СМЕШАНОСЛОЙНОГО МИНЕРАЛА**

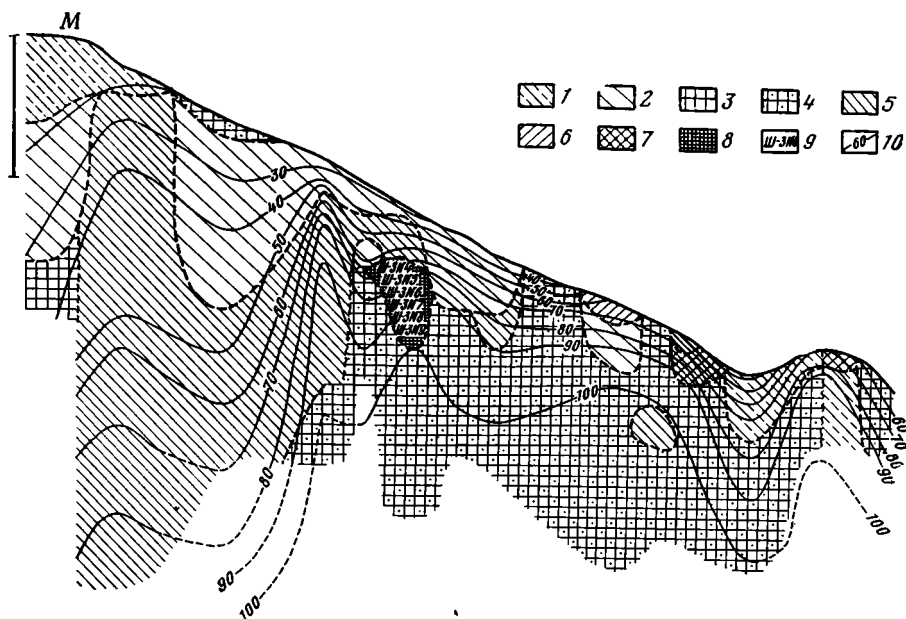
Б. А. САХАРОВ, В. А. ЕРОЩЕВ-ШАК, В. А. ДРИЦ

Смешанослойный монтмориллонит-каолинит распространен на Камчатке среди гидротермально измененных туфов андезито-дацитового состава паужетской свиты в районе Северо-Камбальных струй. Минерал представляет собой структуру, в которой неупорядоченно чередуются 70% монтмориллонитовых и 30% каолининовых слоев, причем 10% монтмориллонитовых слоев содержат в межслойных промежутках гидраргиллитовые сетки. В тетраэдрах монтмориллонитовых слоев практически отсутствуют замещения Si на Al, отрицательный заряд 2:1 слоев локализован в октаэдрах и компенсируется обменными катионами Mg. Кристаллизация смешанослойного минерала осуществлялась из гидротермального раствора при температурах от 70 до 100°С, отличающегося аperiодическими колебаниями pH от 0,9 до 7,5.

Смешанослойные минералы, содержащие в качестве одного из компонентов каолининовые слои, обнаружены в природе лишь в самое последнее время (Shults et al., 1971; Weiwiora, 1971; Sakharov, Drits, 1973; Дриц, Сахаров, 1976; Дьяконов, Куликова, 1975; Градусов, 1976). Эти минералы распространены в самых различных геологических обстановках: корях выветривания, почвах, гидротермально измененных породах, морских отложениях и т. д. Для их надежной идентификации в свое время потребовалось развитие теории дифракции рентгеновских лучей для смешанослойных структур с учетом рассеивающей способности слоев разных типов, различного соотношения и способа их чередования, конечной толщины кристаллов и т. д. (Дриц, Сахаров, 1976). Вместе с тем до сих пор были обнаружены только неупорядоченные смешанослойные минералы каолинит-монтмориллонитового состава, в которых каолининовые слои значительно преобладали над разбухающими монтмориллонитовыми. Условия и механизм образования подобных смешанослойных минералов окончательно не выяснены, так как для формирования каолинита требуется существенно кислая среда, тогда как монтмориллонит формируется в щелочной или близкой к нейтральной среде. То обстоятельство, что все эти минералы содержали значительное количество 7,15-Å слоев, заставляло думать, что единичные монтмориллонитовые слои являются реликтами исходного слоистого минерала, по которому образовались каолининовые слои. Другими словами, вопрос об одновременном формировании каолининовых и монтмориллонитовых слоев в единой структуре оставался открытым. Недавно обнаружены смешанослойные монтмориллонит-каолиниты с преобладанием разбухающих слоев (Тимофеев и др., 1979). В данной работе приводится подробное описание их дифракционных характеристик и условий образования.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА РАСПРОСТРАНЕНИЯ СМЕШАНОСЛОЙНОГО МОНТМОРИЛЛОНИТ-КАОЛИНИТА

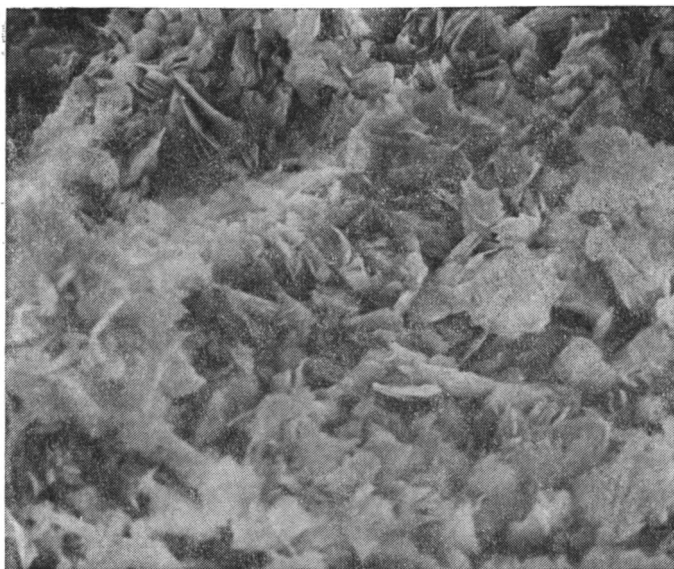
Смешанослойный монтмориллонит-каолинит распространен на Камчатке в породах паужетской свиты, обнажающихся в районе Северо-Камбальных струй на гипсометрических отметках порядка 800 м. Породы паужетской свиты представлены здесь пемзовыми и пепловыми туфами различной размерности — от алевроито-псаммитовой до псефитовой, интенсивно измененными гидротермальными растворами. В силу



Фиг. 1. Ассоциации гидротермальных минералов в разрезе термального поля Северо-Камбальных паровых струй на Камчатке

1 — монтмориллонитовая и смешанослойная каолинит-монтмориллонитовая; 2 — смешанослойная каолинит-монтмориллонитовая; 3 — монтмориллонитовая; 4 — хлорит-монтмориллонитовая; 5 — каолинитовая; 6 — смешанослойная слюда-монтмориллонитовая; 7 — гиббсит-каолинитовая; 8 — смешанослойная монтмориллонит-каолинитовая; 9 — места взятия образцов; 10 — изотермы

высокого гипсометрического положения активные современные гидротермальные растворы представляют собой газопаровые термы, образующие в близповерхностных условиях на обнажениях крутых склонов кислые конденсаты. Толща туфов разбита рядом трещин, которые служат термовыводящими каналами. В процессе гидротермального формирования глинистых минералов наблюдается кольматация трещин, приводящая к возникновению новых местных термовыводящих каналов. В результате формируется профиль гидротермально измененных пород, характеризующийся неравномерным развитием вторичных глинистых минералов (фиг. 1). Каолинит распространен в части склона, где температура ниже 100°C . Смешанослойные каолинит-монтмориллонитовые образования с содержанием монтмориллонитовых слоев до 20% встречаются на участках с температурами, колеблющимися от 20 до 60°C . Смешанослойный монтмориллонит-каолинит приурочен к более высокотемпературным условиям в пределах $70\text{--}100^{\circ}\text{C}$. Монтмориллонит в изученном профиле в настоящее время не образуется и находится в туфах, имеющих температуру около 40°C . Ранее было показано, что при гидротермальном литогенезе монтмориллонит образуется при температурах около 100°C (Ерошев-Шак, Ильин, 1978; Тимофеев и др., 1979).



Фиг. 2. Электронно-микроскопическое изображение гидротермально измененного туфа, сложенного смешанослойным монтмориллонит-каолинитом (обр. Ш-3 № 6), увел. 3500

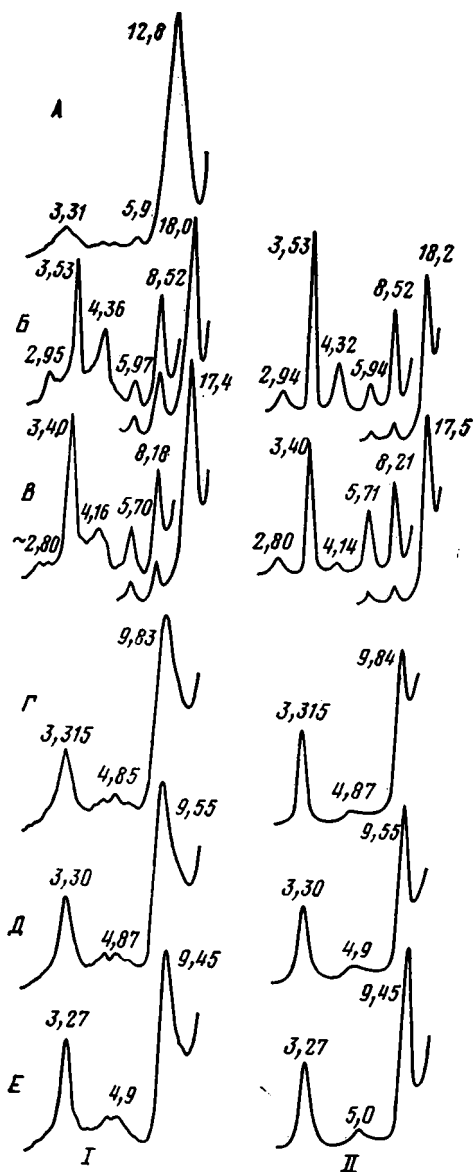
В гидротермально измененных туфах, состоящих из обломков эффузивов и фенокристаллов плагиоклазов и пироксенов, погруженных в массу более мелких осколков такого же состава, смешанослойный монтмориллонит-каолинит развивается по всем обломочным компонентам породы и выполняет поровые пространства. Смешанослойный минерал, замещающий плагиоклазы, образует тонкокристаллические слабополяризующие агрегаты. Этот же минерал, развивающийся при изменении пироксенов, представляет собой оптически ориентированные крупные агрегаты с размером частиц до 1 $\mu\text{м}$. И наконец, в поровых пространствах смешанослойный монтмориллонит-каолинит образует крупные, до 1,5 $\mu\text{м}$, таблитчатые кристаллы, характеризующиеся слегка загнутыми краями (фиг. 2). Морфологически эти кристаллы схожи с кристаллами монтмориллонита, но отличаются большими размерами.

СТРУКТУРНО-КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СМЕШАНОСЛОЙНОГО МОНТМОРИЛЛОНИТ-КАОЛИНИТА

Смешанослойный минерал выделен из породы путем отмучивания и изучался во фракции с размером частиц меньше 0,001 мм рентген-дифрактометрическим методом. Для характеристики минерала использовались данные химического анализа, дериватографии и инфракрасной спектроскопии. Детально изучены образцы Ш-3 № 5, Ш-3 № 6, Ш-3 № 7 (см. фиг. 1). По распределению интенсивностей базальных отражений дифрактограммы, полученные от ориентированных препаратов в естественном, насыщенном глицеринном, этиленгликолем и обезвоженном при разных температурах состояниях (фиг. 3), близки к типичным дифрактограммам смектитов. Однако значения d , наблюдаемые на всех дифракционных картинах, составляют нецелочисленную серию, что свидетельствует о смешанослойной структуре исследуемого минерала. Для дифрактограмм, полученных от образцов, насыщенных органическими жидкостями, характерно, что значения d второго базального отражения существенно меньше $d(002)$ монтмориллонита, которое должно состав-

лять 8,9 Å для образца, насыщенного глицерином, и 8,45 Å для образца, насыщенного этиленгликолем.

Если предположить, что в исследуемом смешанослойном минерале одним из чередующихся компонентов являются разбухающие монтмориллонитовые слои, то уменьшение d второго базального рефлекса по отношению к $d(002)$ монтмориллонита можно объяснить присутствием в структуре 7,15 Å каолининовых слоев. Действительно, Меринг (Mering, 1949) показал, что для полностью неупорядоченных двухкомпонентных смешанослойных структур с чередующимися слоями высотой d_1 и d_2 дифракционные максимумы могут возникать лишь в интервалах значений d между наиболее близкими величинами n/d_1 и m/d_2 где n и m — целые числа. В этих условиях значение $1/7,15$ будет наиболее близко к величинам $2/17,8$ и $2/16,9$ и, следовательно, на дифрактограммах образцов, насыщеных глицерином и этиленгликолем, дифракционный максимум от смешанослойного каолинит-монтмориллонита можно ожидать в области значений d , равных 7,15—8,9 и 7,15—8,45 Å соответственно. Для подтверждения этого предположения по разработанной ранее методике (Дриц, Сахаров, 1976) рассчитаны дифракционные кривые от моделей смешанослойных структур монтмориллонит-каолинит с разным содержанием и способом чередования слоев разных типов и с различными высотами монтмориллонитовых слоев в зависимости от типа обработки образца — насыщения глицерином, этиленгликолем и прокаливании при температуре 300—500° С. Первоначально предполагалось, что высота монтмориллонитового слоя с глицериновыми молекулами в межслой составляет 17,8 Å, с этиленгликолиевыми — 16,9 Å, а в обезвоженном состоянии — 9,6 Å. Однако лишь для образца, насыщенного этиленгликолем, удалось получить хорошее соответствие экспериментальной дифрактограммы с рассчитанной (см. фиг. 3) при $S=0$, $W_k:W_m=0,3:0,7$ и $N=20$ (W с индексами k и m обозначают соответственно содержание каолининовых и монтмориллонитовых слоев, N — общее



Фиг. 3. Экспериментальные (I) дифрактограммы обр. Ш-3 № 7 и рассчитанные (II) дифракционные кривые для модели смешанослойной структуры монтмориллонит-каолинит при $S=0$, $W_k:W_m=0,3:0,7$ и $N=20$

Дифрактограммы образцов: А — воздушно-сухого; Б — насыщенного глицерином; В — насыщенного этиленгликолем; Г — прокаленного до 300, Д — до 400, Е — до 500° С

Значения d двух сильных базальных отражений на рассчитанных дифракционных картинах для моделей смешанослойных структур с чередующимися 7,15; 9,7 и 10,5 — 13,5-А слоями

Высота слоя хлоритоподобного компонента, Å	Содержание слоев разных типов $W_K:W_M:W_M'$					
	0,3:0,65:0,05		0,3:0,6:0,1		0,3:0,5:0,2	
	d	d	d	d	d	d
13,5	9,29	3,28	9,87	3,32	—	—
13,0	9,30	3,28	9,72	3,31	—	—
12,5	9,30	3,27	9,60	3,30	10,4	3,24
12,0	9,29	3,26	9,50	3,29	9,94	3,22
11,5	9,27	3,27	9,40	3,26	9,72	3,27
11,0	9,23	3,28	9,32	3,28	9,53	3,32
10,5	9,17	3,29	9,25	3,30	9,35	3,34

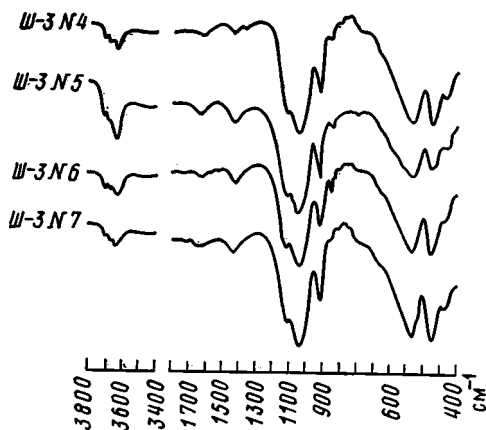
число слоев в кристаллах, S —фактор ближнего порядка). Весьма близкой по распределению интенсивности к экспериментальной дифрактограмме образца, насыщенного глицерином, оказалась рассчитанная при этих параметрах дифрактограмма для модели с чередующимися 17,8- и 7,15-Å слоями, однако хорошего соответствия межплоскостных расстояний не удалось получить даже при изменении в модели смешанослойной структуры соотношения и способа чередования слоев различных типов.

Если допустить, что в среднем монтмориллонитовые слои разбухают с глицерином до высоты пакета в 17,6 Å, то дифракционная кривая, рассчитанная для модели с чередующимися 7,15- и 17,6-Å слоями при $W_K:W_M=0,3:0,7$ и $S=0$, хорошо согласуется с экспериментальной как по значениям d , так и по распределению интенсивностей базальных отражений (см. фиг. 3). Прокаливание образцов при разных температурах приводит к тому, что значения d двух сильных базальных рефлексов в области 9,4—9,8 и 3,27—3,31 Å уменьшаются с увеличением температуры нагрева (см. фиг. 3). Попытки получить соответствие экспериментальных дифрактограмм, зарегистрированных от прокаленных образцов, с рассчитанными для модели с чередующимися 7,15-Å каолинитовыми и 9,6—10,0-Å обезвоженными монтмориллонитовыми слоями оказались безуспешными. По-видимому, монтмориллонитовые слои неоднородно сжимаются при нагревании образцов из-за присутствия в некоторых межслоевых промежутках гидраргиллитоподобных сеток. Вероятно, в рассматриваемом случае происходят старение гидратов алюминия и железа и фиксация их в монтмориллонитовых межслоях, что затрудняет сжатие монтмориллонитовых слоев при нагревании.

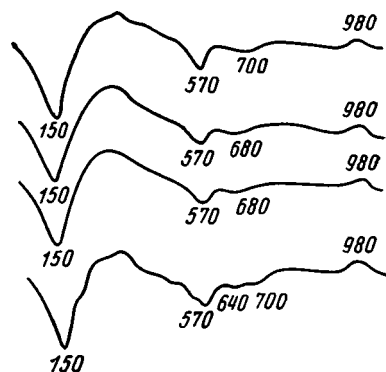
По этой причине были рассчитаны дифракционные картины для моделей с неупорядоченно чередующимися 7,15-Å каолинитовыми, обезвоженными 9,7-Å монтмориллонитовыми и полностью обезвоженными монтмориллонитовыми слоями, высота которых задавалась в интервале значений от 10,5 до 13,5 Å. Количество 7,15-Å слоев принималось равным 0,3, тогда как содержание 9,7- и 10,5—13,5-Å слоев варьировалось в пределах от 0,65 до 0,5 и от 0,05 до 0,2 соответственно. Положение двух основных максимумов, наблюдаемых на рассчитанных дифракционных картинах, в зависимости от содержания и высот чередующихся слоев приведены в табл. 1.

Если провести сравнение межплоскостных расстояний базальных рефлексов на дифрактограммах образцов, прокаленных при разных температурах, с данными табл. 1, то можно установить, что структуре образца, прогретого при $t=300^\circ\text{C}$ соответствует модель с чередующимися 7,15; 9,7 и 13,4-Å слоями в соотношении 0,3:0,6:0,1. При этом же соотношении слоев разных типов структуре образца, прогретого при температуре 400°C , соответствует модель с чередующимися 7,15; 9,7 и 12,2-Å

слоями, а прогретого при 500° С — модель с 7,15; 9,7 и 11,7-А слоями. На фиг. 3 приведены рассчитанные при этих параметрах дифракционные картины, которые хорошо согласуются с экспериментальными по распределению интенсивностей базальных отражений. Следует отметить, что в природе весьма широко распространены так называемые «дефектные» хлориты, у которых высота слоя может постепенно уменьшаться вплоть до 10 Å с увеличением температуры прокаливания за счет значительной обводненности межслоевых промежутков и дефектности одноэтажных



Фиг. 4. ИК-спектры смешанослойных монтмориллонит-каолинитов



Фиг. 5. Кривые нагревания смешанослойных монтмориллонит-каолинитов

слоев (Коссовская и др., 1975). Таким образом, в исследуемом смешанослойном минерале неупорядоченно чередуются 30% каолинитовых и 70% монтмориллонитовых слоев, причем 10% последних содержат в межслойных промежутках гидраргиллитовые сетки. Необходимо иметь в виду, что полученные данные характеризуют объемное соотношение компонентов разных типов.

Переход от объемного W к весовому C содержанию в структуре слоев разных типов осуществляется по формуле:

$$C_{\text{каоил}} = W_{\text{к}} \Sigma A_{\text{к}} / W_{\text{к}} \Sigma A_{\text{к}} + W_{\text{м}} \Sigma A_{\text{м}},$$

где $\Sigma A_{\text{к}}$ и $\Sigma A_{\text{м}}$ — соответствующие суммы атомных весов, составляющих элементарные ячейки каолинита и монтмориллонита. $\Sigma A_{\text{м}}$ вычисляется для обезвоженного состояния монтмориллонита. Для исследованных образцов $C_{\text{к}} : C_{\text{м}} = 0,24 : 0,76$.

Присутствие каолинитовых слоев в изученном смешанослойном минерале фиксируется на ИК-спектрах и кривых нагревания (фиг. 4, 5). На кривых ИК-спектров каолинитовый компонент структуры выделяется по полосам 3710 и 3660 см^{-1} , обусловленным водородными связями между слоями. По ИК-спектрам можно также судить, что в глинистой фракции присутствует небольшое количество карбонатных минералов (полосы 1430 и 865 см^{-1}). На кривых нагревания каолинитовая составляющая определяется по эндотермической реакции дегидроксилизации при температуре 570° С и экзотермическому эффекту при 980° С.

Результаты химического анализа (табл. 2) с учетом весового содержания каолинитовых слоев в смешанослойной структуре гидроокислов железа и алюминия в количестве ~5% и кальцита около 2% позволили вычислить приближенную кристаллохимическую формулу для монтмориллонитовых слоев:



Из приведенной формулы видно, что в тетраэдрах практически отсутствует замещение Si на Al, а весь отрицательный заряд 2 : 1 слоев локализован в октаэдрах, который фактически компенсируется обменными катионами Mg. Необходимо отметить условность записи структурной формулы, так как установлено, что 10% межслоев содержит катионы Al (или Fe). Поэтому часть октаэдрических катионов Al может располагаться в межслоевых промежутках вместо катионов Mg.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СМЕШАНОСЛОЙНОГО МОНТМОРИЛЛОНИТ-КАОЛИНИТА

Смешанослойный монтмориллонит-каолинит образуется при действии гидротермальных растворов на туфы андезито-дацитового состава. В условиях высоких гипсометрических отметок рельефа Камбального хребта глубинные хлоридно-натриевые гидротермальные растворы, находясь выше уровня вскипания-дегазации, существуют в парогазовом состоянии. В приповерхностной зоне они вновь переходят в жидкое состояние, образуя кислые конденсаты. Если глубинные хлоридно-натриевые растворы паужетской гидротермальной системы характеризуются величинами pH 7—8,2, общей минерализацией порядка 2,8—4,1 г/л, концентрацией кремнекислоты до 814 мг/л и повышенными содержаниями натрия, калия, хлора, то их конденсаты в районе Северо-Камбальных струй имеют pH 0,9—6,0, обогащаются магнием, сульфат- и гидрокарбонат-ионами и по своему составу становятся кальциево-магниевыми сульфатно-хлоридными и гидрокарбонатно-сульфатными. В конденсатах отмечается резкое снижение содержания кремнекислоты и общей минерализации. Эти воды становятся хорошими растворителями силикатных минералов и агентами кислотного выщелачивания. В условиях крутого склона Северо-Камбальных струй, расположенного ниже круглогодичного снежника, конденсатные воды систематически разбавляются пресными тальми водами, что приводит к относительному повышению щелочности конденсатов и снижению общей минерализации. Зона смешения конденсатов с тальми водами локализована в средней части склона, снизу ограничена водоупором из плотных пропилитизированных туфов, имеет мощность от долей сантиметров до 1,5 м и характеризуется резкой сменой pH гидротермального раствора от кислой в пределах 0,97—6,0 до щелочной порядка 7,5. Зона охватывает широкий диапазон температур от 20 до 100°С. На участках относительно низких температур (от 20 до 60°С) формируются широко распространенные в природе смешанослойные каолинит-монтмориллонитовые минералы, содержащие до 30% монтмориллонитовых слоев. При температурах от 70 до 100°С образуется впервые обнаруженный монтмориллонит-каолинит с концентрацией монтмориллонитовых слоев до 70%.

Наиболее близко соответствуют по составу минералообразующим растворам и отражают механизм вторичного минералообразования поровые растворы. Состав их формируется в процессе взаимодействия гидротермальных растворов свободной циркуляции (конденсаты, разбавленные тальми водами) с минералами, слагающими туфы. В районе Северо-Камбальных струй поровые растворы представляют собой высокоминерализованные воды с общей минерализацией до 110 г/л, характеризующиеся широким интервалом изменения величин pH — от 0,97 до 7,5, содержанием кремнекислоты от 30,0 до 750,0 мг/л и алюминия — от 20,0 до 1532,0 мг/л (Пампура, 1977). В. Д. Пампурой среди поровых вод измененных туфов района Северо-Камбальных струй выделяются две группы растворов. Первая группа представлена сульфатными железистыми и кальциево-магниевыми растворами с pH 3—7,5. Во вторую группу входят сульфатно-хлоридные кальций-натриевые или алюминий-железокальциевые воды с pH 0,97—6,0.

Химический состав (в %) фракций <0,001 мм *

Компонент	Образцы			Компонент	Образцы		
	Ш-3 № 5	Ш-3 № 6	Ш-3 № 7		Ш-3 № 5	Ш-3 № 6	Ш-3 № 7
SiO ₂	45,94	47,87	45,45	Na ₂ O	0,17	0,08	0,08
TiO ₂	0,61	0,60	0,61	K ₂ O	0,47	0,33	0,33
Al ₂ O ₃	26,36	28,41	28,31	H ₂ O ⁺	12,56	10,66	10,75
Fe ₂ O ₃	2,58	2,27	3,34	H ₂ O ⁻	4,77	4,57	5,08
FeO	Не обн.	Не обн.	0,04	CO ₂	Не обн.	0,09	0,05
CaO	1,01	1,00	1,04	C	1,37	0,68	1,31
MgO	2,67	2,60	2,65	P ₂ O ₅	1,04	0,36	0,43
MnO	0,05	0,06	0,06	Сумма	99,60	99,58	99,53

* Анализ выполнен в химической лаборатории ГИН АН СССР.

При сопоставлении гидротермальных растворов свободной циркуляции с поровыми выявляются следующие особенности. Поровые воды представляют собой растворы свободной циркуляции, обогащенные компонентами растворенных первичных минералов туфов. В пределах ограниченного участка распространения смешанослойных минералов сосуществуют различные типы вод свободной циркуляции и поровых растворов. Из сказанного можно заключить, что в процессе гидротермального изменения туфов происходит растворение первичных минералов туфов и синтез вторичных глинистых минералов, в том числе и смешанослойного монтмориллонит-каолинита. Последнее подтверждается формой выделения смешанослойного минерала, выполняющего поры и трещины в гидротермально измененных туфах района Северо-Камбальных струй. Кристаллизация смешанослойного монтмориллонит-каолинита осуществлялась из раствора, близкого по составу к поровому при температурах от 70 до 100° С, отличающегося резкими колебаниями рН — от 0,9 до 7,5.

Одной из возможных причин формирования монтмориллонит-каолинита может являться смена физико-химической обстановки, которая, с одной стороны, связана с колебаниями рН, обусловленными степенью разбавленности конденсатов тальми водами, и с другой — с влиянием типов растущих слоев на состав и концентрацию компонентов раствора в пограничной зоне роста кристалла. Завершение роста кристаллов осуществлялось в щелочной среде, что подтверждается развитием тонкодисперсных карбонатов в парагенезисе с монтмориллонит-каолинитом.

Установленное в структуре исследованного смешанослойного минерала содержание монтмориллонитовых слоев в количестве 70% свидетельствует о том, что реакционная зона, в которой происходит рост кристаллов, чаще являлась слабощелочной или нейтральной в результате разбавления тальми водами поровых растворов и конденсатов. Образованию монтмориллонитовых слоев также способствовало обогащение растворов SiO₂ и щелочными катионами за счет растворения исходных минералов. Однако по мере образования и роста монтмориллонитовых слоев реакционная зона, расположенная в непосредственной близости от поверхности растущего кристалла, будет относительно обедняться этими компонентами. Если при этом уменьшается рН за счет поступления в эту зону более кислых растворов, то возникают благоприятные условия для образования каолининовых слоев. Непрерывная смена кислотности — щелочности растворов способствует росту то каолининовых, то монтмориллонитовых слоев. При этом щелочность всегда была незначительной, о чем свидетельствует в соответствии с кристаллохимической формулой отсутствие замещения Si на Al в тетраэдрах 2:1 монтмориллонитовых

слоев (Томашенко и др., 1975; Дриц, Коссовская, 1980). Таким образом, в результате аперiodической ритмичности физико-химической обстановки должны формироваться частицы с разным содержанием и последовательностью чередования слоев различных типов. Это обстоятельство фиксируется в структурах исследованных смешанослойных минералов полностью неупорядоченным переслаиванием монтмориллонитовых и каолинитовых слоев.

Лабораторный синтез, осуществленный в кислой среде по матрице исходного слоистого силиката-флогопита (Булатов и др., 1977), показал, что на первой стадии происходит его трансформационное преобразование в гидрофлогопит, а затем через промежуточные фазы смешанослойных каолинит-монтмориллонитов синтетическим путем формируется каолинит. Структуры каолинит-монтмориллонита всегда характеризовались значительным содержанием каолинитовых слоев, и, кроме того, продуктом длительного выщелачивания являлся практически тономинеральный каолинит. Если учесть, что реакции протекали в существенно кислой среде, можно предположить, что небольшая часть монтмориллонитовых слоев, сохранившихся как реликты преобразованных слоев флогопита, оставались как бы «запечатанными» среди новообразованных каолинитовых слоев. Следовательно, в каолинит-монтмориллоните монтмориллонитовый компонент может образовываться как синтетически, так и путем твердофазных трансформационных преобразований. Результаты проведенных исследований однозначно свидетельствуют о том, что монтмориллонит-каолиниты в районе Северо-Камбальных струй образуются путем синтеза из раствора, а не являются продуктом трансформационного преобразования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые обнаруженный смешанослойный монтмориллонит-каолинит представляет собой минерал, структура которого состоит из неупорядоченно чередующихся монтмориллонитовых (70%) и каолинитовых (30%) слоев. В тетраэдрах монтмориллонитовых слоев практически отсутствуют замещения Si на Al, отрицательный заряд 2:1 слоев локализован в октаэдрах и компенсируется обменными катионами Mg. Смешанослойный монтмориллонит-каолинит образовался в результате кристаллизации из гидротермального раствора сложного генезиса: из кислого конденсата, смешанного с тальными пресными водами, обогащенными компонентами растворенных первичных минералов туфов. Раствор характеризовался резкими изменениями pH — от кислой до щелочной и температурами — от 70 до 100° С.

ЛИТЕРАТУРА

- Булатов К. В., Градусов Б. П., Зотов А. В. Экспериментальные исследования закономерностей формирования смешанослойных каолинит-сметитовых минералов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 12.
- Градусов Б. П. Минералы со смешанослойной структурой в почвах. М., «Наука», 1976.
- Дриц В. А., Коссовская А. Г. Геокристаллохимия породообразующих диоктаэдрических смектитов.— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 1.
- Дриц В. А., Сахаров Б. А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М., «Наука», 1976.
- Дьяконов Ю. С., Куликова Г. В. Структурно-генетическая характеристика смешанослойного минерала типа каолинит-монтмориллонит из коры выветривания карбонатно-эффузивных пород (Северный Казахстан).— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 3.
- Ерошчев-Шак В. А., Ильин В. А. Образование глинистых минералов при гидротермальном изменении пород в кальдере Узон (Камчатка).— Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 4.
- Коссовская А. Г., Соколова Т. Н., Дриц В. А., Сахаров Б. А. Парагенезы и история формирования глинистых минералов в бассейнах начальной стадии эвапоритовой седиментации.— В сб. Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.

- Пампура В. Д.* Минералообразование в гидротермальных системах. М., «Наука», 1977.
- Тимофеев П. П., Набоко С. И., Ероцев-Шак В. А., Ильин В. А., Бебешев И. И.* Особенности современного гидротермального литогенеза. I. Наземный гидротермальный литогенез.— Лitol. и полезн. ископ., 1979, № 6.
- Томашенко А. Н., Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В.* Эпигенетическая зональность и координационное положение Al в диоктаэдрических минералах глин.— В сб. Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.
- Mering J.* L'interference des rayons X dans les systèmes à stratification désordonnée.— Acta crystallogr., 1949, v. 2.
- Sakharov B. A., Dritz V. A.* Mixed-layer kaolinite-montmorillonite.— Clays and Clay Minerals, 1973, v. 21.
- Shultz L. G., Shepard A. O., Blackoon P. D., Starkey H. C.* Mixed-layer kaolinite-montmorillonite from the Yucatan Peninsula, Mexico.— Clays and Clay Minerals, 1971, v. 19.
- Weiwiara A.* A mixed-layer kaolinite-montmorillonite.— Clays and Clay Minerals, 1971, v. 19.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
6.V.1980

К ВОПРОСУ ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ ДАВСОНИТА (ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ)

Л. Н. ФУРМАКОВА

Приведены результаты изучения кристаллических продуктов в системе $\text{Al}(\text{NO}_3)_3\text{—Na}_2\text{CO}_3\text{—H}_2\text{O}$ при комнатной температуре и атмосферном давлении. Переменными параметрами приняты исходная концентрация $\text{Al}(\text{NO}_3)_3$ и отношение концентраций $\text{Na}_2\text{CO}_3/\text{Al}(\text{NO}_3)_3$. В опытах с исходной концентрацией $\text{Al}(\text{NO}_3)_3$ 0,1 М при отношении $\text{Na}_2\text{CO}_3/\text{Al}(\text{NO}_3)_3=2$ кристаллизуется давсонит. Система $\text{Al}(\text{NO}_3)_3\text{—Na}_2\text{CO}_3\text{—H}_2\text{O}$ с исходной концентрацией $\text{Al}(\text{NO}_3)_3$ 0,01 М по направленности процесса кристаллизации аналогична системе $\text{Al}(\text{NO}_3)_3\text{—NaOH—H}_2\text{O}$ и характеризуется образованием в ходе старения осадков тригидроокисей алюминия типа байерита и гиббсита. Определена минимальная концентрация растворов Na_2CO_3 , необходимая для взаимодействия их с аморфной гидроокисью алюминия для образования давсонита. Изучен характер разложения давсонита в дистиллированной воде в проточных условиях. Возникновение при этом гиббсита подтверждает возможность его образования по давсониту в коре выветривания давсонитсодержащих пород.

За последнее десятилетие в литературе появилось немало сообщений о находках давсонита на территории СССР (Лазаренко, Мельников, 1966; Бирина, 1973; Белоус, Кузнецова, 1969; Бгатов, Ван, 1974; Коршунов и др., 1978, и др.). Считавшийся редким, этот минерал после сообщений о громадных запасах давсонита в формации Грин-Ривер (США) привлек внимание геологов как возможное сырье для алюминиевой промышленности.

Известны рудопроявления давсонита различного генезиса (Баталин и др., 1975; Станкевич, Баталин, 1976). Давсонит в Закарпатье, сопровождающий сульфидные ртутные месторождения, считается гидротермальным (Лазаренко, Мельников, 1966). Ассоциирующий с содовыми минералами давсонит формации Грин-Ривер имеет седиментационноэпигенетическое происхождение (De Voto et al., 1970). Происхождение проявлений давсонита, связанных с угленосными сериями, некоторые авторы связывают с воздействием на пепловый материал подземных щелочных вод, насыщенных CO_2 , поставщиком которого является органическое вещество (Волкова, Рекшинская, 1975). Очень часто генезис давсонита неясен. Примером может служить давсонит в коре выветривания пород карбона в Припятском прогибе (Бирина, 1973; Курочка и др., 1972; Дмитриев и др., 1975). Несмотря на некоторое расхождение, исследователи, занимавшиеся этим вопросом, допускают возможность образования давсонита без участия гидротермальных растворов, путем взаимодействия содовых вод с алюмосиликатными породами.

В связи с этим было интересно изучить условия кристаллизации давсонита при комнатных температурах и атмосферном давлении. Сведений о синтезе давсонита при этих параметрах немного, хотя сообщения о получении давсонита в лабораторных условиях известны еще с конца прошлого века (Lowig, 1882). Большая часть исследований посвящена

Таблица 1

Изменение концентрации Al_2O_3 в растворе, pH раствора и минерального состава осадка в процессе старения геля гидроокиси алюминия, полученного осаждением из 0,1 М раствора $Al(NO_3)_3$ растворами Na_2CO_3 различной концентрации

№ опыта	α	Концентрация Na_2CO_3	Остаточная концентрация Al_2O_3 в растворе, мг/л				pH раствора						Минеральный состав осадка			
			45 дней	130 дней	196 дней	358 дней	10 мин.	3 дня	45 дней	130 дней	196 дней	358 дней	45 дней	130 дней	196 дней	358 дней
660	5	0,5	Нет *	Нет	Нет	Нет	9,76	9,65	9,68	9,65	9,64	9,85	Давсонит плохо окрист.	Давсонит	Давсонит	Давсонит +
661	4	0,4	»	»	0,24	»	9,30	9,43	9,36	9,48	9,65	9,38	Давсонит	»	То же	То же
662	3	0,3	»	»	Нет	»	8,72	8,78	7,88	8,55	9,42	9,15	»	»	Давсонит	Давсонит
663	2,5	0,25	0,50	»	»	1,32	7,10	7,37	7,57	8,40	9,15	9,06	Начало кристаллизации тригидроокиси Al	»	Давсонит + начальная фаза кристал. тригидроокиси Al	»
664	2,0	0,20	3,96	9,68	16,96	Нет	6,20	7,05	8,45	9,00	9,05	9,20			Начало кристаллизации тригидроокиси Al	Байерит
665	1,5	0,15	0,52	Нет	Нет	»	4,85	5,45	5,22	8,20	9,12	8,93			Байерит	Гиббсит
666	1,0	0,10	Исходная	Исходная	Исходная	Исходная	4,40	4,50	4,37	4,40	—	4,10	Осадок нет			

* «Нет» означает концентрацию Al_2O_3 ниже предела чувствительности метода, т. е. ниже 0,04 мг/л.

Т а б л и ц а 2

Изменение pH раствора, содержания Al_2O_3 в растворе и минерального состава осадков, полученных при осаждении из 0,01 М раствора $Al(NO_3)_3$ растворами Na_2CO_3 различной концентрации

№ опыта	Концентрация Na_2CO_3 , М	Концентрация Al_2O_3 в растворе, мг/л			pH раствора через					Минеральный состав осадка через		
		32 дня	90 дней	158 дней	10 мин	4 дня	12 дней	32 дня	58 дней	12 дней	32 дня	158 дней
639	0,05	1,2	1,00	2,96	9,80	9,94	10,00	9,70	9,55	Байерит, следы гиббсита	Байерит	Байерит, гиббсит
640	0,04	Нет	0,52	0,40	9,25	9,37	9,47	9,13	9,45	Следы бемита	Байерит, следы диаспора (?)	То же
641	0,03	8,3	0,88	1,34	8,60	8,60	8,85	8,62	9,15	Аморфный	Кристаллизация тригидроокиси	Байерит или нордстрандит
642	0,02	Нет	Нет	0,1	6,40	6,68	7,70	8,05	8,25	Аморфный	Начало кристаллизации тригидроокиси	Нордстрандит, следы байерита
643	0,01	Не опр.	Не опр.	177,4	4,62	4,62	4,45	4,43	4,40	Осадка нет	Опалесценция р-ра	
644	0,005	Исх.	Исх.	Исх.	4,35	4,32	4,47	4,30	4,32	Осадка нет		

Исходная и остаточная концентрация растворов Na_2CO_3 и NaHCO_3 в опытах

№ опыта	Исходная Na_2CO_3	Исходная NaHCO_3	NaHCO_3	Na_2CO_3	NaHCO_3	Na_2CO_3
			г/л			
			через 30 дней		через 90 дней	
636	0,05	5,30	—	—	1,96	1,512
640	0,04	4,24	—	—	1,47	1,176
641	0,03	3,18	—	—	0,159	0,924
642	0,02	2,12	—	—	Нет	0,42
643	0,01	1,06	—	—	»	Следы
644	0,005	0,53	—	—	»	»
660	0,5	53,00	11,60	5,71	12,19	6,97
661	0,4	42,40	7,31	4,41	7,31	4,96
662	0,3	31,80	4,24	5,04	1,696	6,132
663	0,25	26,50	2,67	3,36	0,848	3,114
664	0,20	21,20	1,29	1,93	0,848	1,93
665	0,15	15,90	Нет	0,017	Нет	0,084
666	0,10	10,60	»	0,017	»	0,168

синтезу этого минерала при повышенных значениях P и T . Давсонит возникает при карбонизации алюминиевых растворов при низких температурах (Смирнов, 1959) и в гидротермальных условиях (Томилов, Бергер, 1968) путем обработки геля гидроокиси алюминия или гидроокиси этого металла растворами карбоната и бикарбоната натрия (Томилов и др., 1971; Смирнов, Лобанова, 1965; Calvet, Tibon, 1953; Besson et al., 1972, 1973).

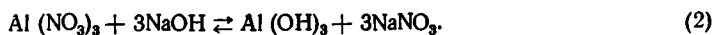
В данной статье рассматривается влияние концентрации растворов карбоната натрия на характер взаимодействия с аморфной гидроокисью алюминия. Исходными для экспериментов служили 0,1 и 0,01 М растворы $\text{Al}(\text{NO}_3)_3$. Осаждение гидроокиси алюминия производилось растворами Na_2CO_3 разной концентрации для варьирования молярного отношения концентраций $\text{Na}_2\text{CO}_3/\text{Al}(\text{NO}_3)_3$, которое в дальнейшем для краткости будем обозначать α . Полученные осадки старели в маточном растворе. Периодически отбирались пробы суспензий. Минеральный состав осадка определяли с помощью рентгенометрического анализа (метод порошкограмм). Съемка осуществлялась в камерах РКУ-114 с использованием нефилтрованного Fe-излучения. Концентрацию Al в контактирующих с осадком растворах определяли колориметрически с алюмином на спектрофотометре СФ-4, pH измерялся с точностью 0,05 ед. на потенциометре ЛПУ-01. Начальные условия опытов и результаты приведены в табл. 1 и 2.

При рассмотрении кристаллизации в системе $\text{Al}(\text{NO}_3)_3\text{—Na}_2\text{CO}_3\text{—H}_2\text{O}$ выявлен совершенно различный характер кристаллических продуктов в опытах с концентрацией 0,1 М $\text{Al}(\text{NO}_3)_3$ и 0,01 М $\text{Al}(\text{NO}_3)_3$. В опытах с меньшей концентрацией $\text{Al}(\text{NO}_3)_3$ кристаллизуются гидроокислы алюминия, тогда как начиная с $\alpha=2$ в опытах с 0,1 М растворами $\text{Al}(\text{NO}_3)_3$ появляется давсонит. Такое различие становится понятным, если обратиться к механизму образования осадков в обеих сериях опытов.

Растворы карбоната натрия всегда сильно гидролизваны в растворе:



Появляющаяся в процессе гидролиза гидроокись натрия взаимодействует с солью алюминия, осаждая его гидроокись:



В опытах с высокими исходными концентрациями $\text{Al}(\text{NO}_3)_3$ и Na_2CO_3 возможно взаимодействие полученной аморфной гидроокиси алюминия с избытком соды и образование давсонита:



Если реакция (2) протекает практически мгновенно (осадок $\text{Al}(\text{OH})_3$ появляется сразу же после сливания растворов), то реакция (3) идет весьма медленно. Давсонит в опытах с максимальной концентрацией Na_2CO_3 фиксируется лишь через 1,5 месяца, в остальных опытах еще позже.

В серии опытов с низкими исходными концентрациями $\text{Al}(\text{NO}_3)_3$ и Na_2CO_3 характер продуктов осаждения и направленность процесса их старения в целом аналогична таковому в системе $\text{Al}(\text{NO}_3)_3 - \text{NaOH} - \text{H}_2\text{O}$.

В табл. 3 приведены результаты определения остаточной концентрации карбонатов натрия в опытах с Na_2CO_3 . Поскольку в серии опытов 639—644 давсонит не обнаружен в продуктах старения геля гидроокиси алюминия, можно считать, что даже максимальные остаточные концентрации карбоната и бикарбоната натрия, определенные для этих опытов (1,96 г/л Na_2CO_3 и 1,512 г/л NaHCO_3), недостаточны для образования давсонита из гидроокиси алюминия. Предельную концентрацию содовых растворов, не вызывающих еще образования давсонита, можно найти и из серии опытов 660—665. В опыте 664, где давсонит еще не образуется, остаточная концентрация карбонатов составляет 1,29 г/л Na_2CO_3 и 1,93 г/л NaHCO_3 , что очень близко к предельной концентрации, определенной из опыта 639. Следовательно, можно считать, что для образования давсонита необходимы растворы с концентрацией $\text{NaHCO}_3 + \text{Na}_2\text{CO}_3$ выше ~ 3 г/л.

Если скорость образования давсонита прямо пропорциональна концентрации Na_2CO_3 , то степень окристаллизованности его ухудшается с ростом концентрации соды. Это проявляется в уширении линий на рентгенограммах и неполном наборе их (табл. 4).

Химический анализ полученных давсонитов позволил определить наличие в молекуле давсонита 1,5 молекулы кристаллизационной воды, что согласуется с данными М. Н. Смирнова и Ц. Левица (Смирнов, 1959; Lowig, 1882), установивших, что давсонит, полученный при $t < 84^\circ\text{C}$, содержит 1,5 молекулы кристаллизационной воды ($\text{NaAl}(\text{OH})_2\text{CO}_3 \cdot 1,5\text{H}_2\text{O}$, а при $t > 84^\circ\text{C}$ кристаллизационная вода в нем отсутствует. Наличие или отсутствие кристаллизационной воды в молекуле давсонита, вероятно, может служить индикатором температуры образования этого минерала.

Заслуживает внимания тот факт, что в проведенных опытах нигде не кристаллизуется давсонит совместно с гиббситом. Между тем в природе такая ассоциация встречается, и появление ее — один из неясных вопросов генезиса давсонита. Для формации Грин-Ривер де Вото с сотрудниками (De Voto et al., 1970) предложили одновременную кристаллизацию давсонита и гиббсита в процессе накопления осадков на дне озерных бассейнов из щелочных, богатых CO_2 растворов. В пределах Припятской впадины при изучении давсонита Осташковской площади В. П. Курочка отмечает замещение гиббситом давсонита (Дмитриев и др., 1975), при этом он допускает возможность образования гиббсита за счет давсонита для Заозерной площади. Г. Н. Фролов подобно де Вото (De Voto et al., 1970) считает, что образование основной массы давсонита и гиббсита происходило путем их сокристаллизации за счет перетолженного с ближайших областей сноса каолинита на дне озерных водоемов под воздействием щелочных растворов, насыщенных CO_2 . По

Таблица 4

Межплоскостные расстояния давсонитов, полученных в опытах 660—663 через 358 дней с начала синтеза до и после разложения водой

660				661				662				663				Давсонит (из таблиц ASTM)	
до разложения водой		после разложения водой		до разложения водой		после разложения водой		до разложения водой		после разложения водой		до разложения водой		после разложения водой			
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
Сред. шир.	5,66	Сл. шир.	5,65	10	5,60	10	5,68	10	5,60	10	5,64	10	5,72	10	5,62	100	5,67
Сил.	3,35	Сл.	4,78	2	3,34	3	4,70	3	3,35	1	4,842	1	4,91	2	4,832	5	4,94
	3,19	Сл.	4,27	1	3,07	3	4,32	8	2,77	1	3,71	4	3,34	3	4,70	5	4,51
Средн. шир.	2,79	Сл. шир.	2,78	10	2,79	1	3,36	1	2,60	5	3,40	1	3,08	2	4,48	60	3,38
Шир.	2,50	Сл. шир.	2,48	1	2,65	2	3,178	3	2,497	3	3,10	1	3,04	4	4,342	20	3,31
				3	2,497	3	3,073	3	2,142	10	2,80	10	2,78	2	3,70	20	3,09
				3	2,15	2	2,792	3	1,99	2	2,63	3	2,61	5	3,37	5	2,950
				3	1,98	2	2,614	3	1,72	5	2,52	4	2,44	2	3,19	5	2,834
				2	1,689	2	2,502	3	1,65	3	2,166	1	2,23	5	3,07	90	2,784
				5	2,225			3	2,002	1	2,20	2	2,822	70	2,601		
				1	2,163			1	1,841	4	2,16	10	2,780	40	2,560		
				1	1,987			2	1,742	1	2,07	5	2,606	30	2,221		
				1	1,836			1	1,698	5	1,99	5	2,500	60	2,151		
				1	1,718			2	1,662	3	1,96	2	2,440	20	2,066		
				1	1,86	2	2,370	70	1,988								
				1	1,83	1	2,278	40	1,949								
5	1,73	8	2,146	70	1,928												
3	1,69	2	2,072	50	1,689												
3	1,66	6	1,993	60	1,656												
1	1,62	2	1,955														
1	1,54	1	1,902														

мнению Ф. Л. Дмитриева с соавторами (1975), основная масса давсонита Припятской впадины образовалась за счет изменений таких высокоглиноземистых минералов, как каолинит, бемит и гиббсит, в открытой системе под действием вод, обогащенных бикарбонатом натрия и углекислотой.

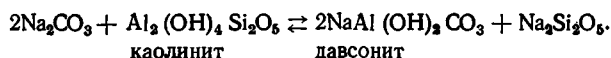
Для решения вопроса о природе ассоциации давсонит — гиббсит важно выяснить вопрос об устойчивости давсонита. С. А. Хасиева с соавторами (1964), изучавшие условия разложения алюмокарбоната натрия водой, пришли к выводу об относительной неустойчивости алюмогидрокарбоната Na в воде при 25°С — за 85 ч степень разложения достигает 50%, твердая фаза представлена алюмокарбонатом натрия и бемитом. Устойчивость алюмокарбоната к разложению в воде зависит от степени окристаллизованности давсонита: чем лучше окристаллизован давсонит, тем труднее он разлагается в воде.

Мы проводили разложение давсонита водой в проточных условиях. Одинаковые навески давсонита разной степени окристаллизованности (из опытов 660—663 — через 358 дней) помещались на фильтр и промывались одинаковым количеством воды (1 л) в течение 10 дней. На рентгенограммах всех образцов появились линии тригидрата алюминия (табл. 4). При этом в опытах 660 и 661 (α соответственно равно 5 и 4) кристаллизуется байерит, в опытах 662 и 663 (α равно 3 и 2,5) появляются линии гиббсита, причем в опыте 663 можно говорить о хорошо окристаллизованном гиббсите, так как на рентгенограмме имеется полный набор основных линий этого минерала.

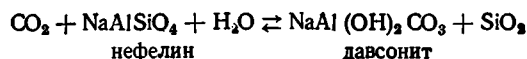
Если учесть, что байерит является неустойчивой фазой тригидрата алюминия, имеющей тенденцию к переходу в гиббсит, то, вероятно, можно говорить о более легком образовании гиббсита при разложении давсонита с уменьшением α (по мере перехода от опыта 660 к 663), т. е. с уменьшением избытка карбоната натрия.

Таким образом, результаты наших опытов подтверждают возможность образования гиббсита за счет разложения давсонита при инфильтрации атмосферных вод и ставят под сомнение возможность возникновения ассоциации давсонит — гиббсит при сокристаллизации этих минералов (табл. 1 и 4). Кроме того, тесная связь минералов в наших опытах с концентрацией Na_2CO_3 , вероятно, в некоторых случаях может объяснить смену давсонита гиббситом (или наоборот) сезонными или какими-либо другими колебаниями концентрации содовых вод.

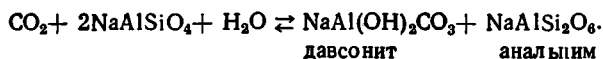
В природе возникновение давсонита происходит скорее всего за счет взаимодействия содовых растворов не с гелем гидроокиси алюминия, а с высокоглиноземистыми силикатами, например с каолинитом. Кремневая кислота является настолько слабой, что вытесняется из солей даже угольной кислотой, поэтому вполне возможна такая схема преобразования каолинита в давсонит:



$\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$, являясь растворимым силикатом, удаляется из сферы реакции. Вероятно, давсонит может возникать и при взаимодействии CO_2 с породами, содержащими достаточное количество Na:



или



Диапазон условий образования давсонита в природе может быть достаточно широк. Основным условием должно быть наличие концентрированных содовых растворов и глиноземсодержащих минералов или CO_2 и силикатов, богатых щелочами.

ВЫВОДЫ

1. Ориентировочно определена минимальная концентрация содовых растворов, приводящая к образованию давсонита при взаимодействии с аморфной гидроокисью алюминия при комнатной температуре ($\sim 3 \text{ г/л NaHCO}_3 + \text{Na}_2\text{CO}_3$).

2. Продуктом разложения давсонита водой при комнатной температуре в проточных условиях является гиббсит.

3. Сравнительная легкость разложения давсонита водой с образованием гиббсита подтверждает возможность образования в некоторых случаях ассоциации гиббсит — давсонит за счет разложения давсонита.

ЛИТЕРАТУРА

- Баталин Ю. В., Станкевич Е. Ф., Касимов Б. С., Максимович Я. В., Дмитриев Ф. Л., Курочка В. И., Фролов Г. Н. Давсонит и перспективы его поисков в СССР — Сов. геология, 1975, № 3.
- Бгатов В. И., Ван А. В. Давсонит в Верхнетерсинском районе Кузбасса и перспективы его поисков. — Сов. геология, 1974, № 11.
- Белоус У. Р., Кузнецова С. В. Давсонит з Дружківсько-Костянтинівського ртутного рудопроявлення в Донбасі. — Доповід. АН УРСР, сер. Б, 1969, № 1.
- Бирин Л. М. Давсонит в коре выветривания пород карбона Белоруссии. — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 1.
- Волкова А. Н., Рекшинская Л. Г. Эпигенетический давсонит угленосной формации Кузбасса. — В сб.: Проблемы генезиса бокситов. «Наука», 1975.
- Дмитриев Ф. Л., Курочка В. П., Мальская М. Д., Пушкина С. А., Фролов Г. Н. Давсонит в нижнекаменноугольных отложениях Припятской впадины в Белоруссии. — В сб.: Проблемы генезиса бокситов. «Наука», 1975.
- Коршунов Н. А., Власов В. В., Ковязин А. И., Озол А. А. Первая находка давсонита в Закавказье. — Сов. геология, 1978, № 2.
- Курочка В. П., Фролов Г. Н., Дмитриев Ф. Л., Жукова А. М. О находке давсонита в Белоруссии. — Докл. АН БССР, 1972, т. 16, № 6.
- Лазаренко Э. Л., Мельников В. А. О давсоните из Закарпатья. — Минералог. сб. Львовск. ун-та, 1966, т. 23, вып. 3.
- Смирнов М. Н. Изучение условий образования, состава и свойств алюмокарбоната натрия. — Ж. прикл. химии, 1959, т. 32, вып. 6.
- Смирнов М. Н., Лобанова Е. В. Образование гидроалюмокарбоната натрия в гидротермальных условиях при взаимодействии гидраргиллита с бикарбонатом натрия. Исследования в области химии и технологии мин. солей и окислов. М. — Л., «Наука», 1965.
- Станкевич Е. Ф., Баталин Ю. В. О распространении и происхождении давсонита. — Литол. и полезн. ископ., 1976, № 3.
- Томилов Н. П., Бергер А. С. О фазовом составе продуктов второй стадии карбонатизации алюминатных растворов. — Цветные металлы, 1968, № 7.
- Томилов Н. П., Бергер А. С., Ворсина И. А. Синтетический давсонит и его физико-химическая характеристика. — Зап. Всес. минералог. о-ва, сер. 2, 1971, т. 100, вып. 3.
- Хасиева С. А., Зеликман А. Н., Иванова Р. В. Исследование гидролитического разложения галлокарбоната и алюмокарбоната натрия. — Азерб. хим. ж., 1964, № 6.
- Besson H., Caillere S., Henin S. Notes des membres et correspondants et notes presentes on transmises par leurs seins. — Compt. rend. S. D., 1972, t. 275, No. 18.
- Besson H., Caillere S., Henin S., Prost R. Notes des membres et correspondants et notes presentes ou transmises par leurs seins. — Compt. rend. S. D., 1973, t. 277, No. 3.
- De Voto R. H., Stevens D. N., Bloom D. N. Dabconum and gibbsite in the Green River Formation. — Miner. Mag., 1970, v. 60, No. 5.

УДК 553.635 : 551.781 (479.25)

**БИОХЕМОГЕННЫЙ ЦЕЛЕСТИН В ПАЛЕОГЕНОВЫХ
ОТЛОЖЕНИЯХ АРМЯНСКОЙ ССР
(БАССЕЙН ЛЕВОБЕРЕЖЬЯ р. АРАКС)**

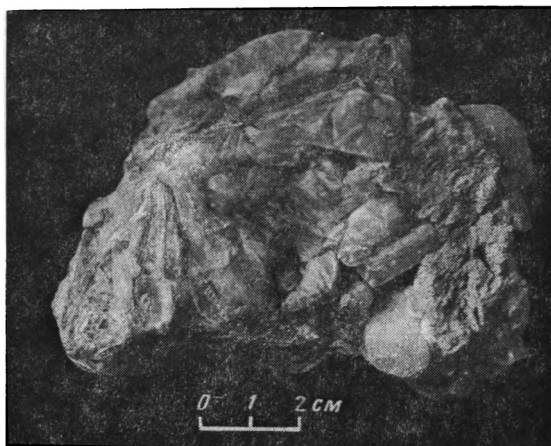
А. А. САДОЯН, Г. М. МКРТЧЯН

Выведена гипотеза о первичном биогенном поглощении стронция известковидными организмами из морской воды нормальной солености. В стадии диагенеза и катагенеза после инверсии арагонита в кальцит происходит перераспределение вытесненного стронция. Соединившись с сульфат-ионами подземных вод, стронций отлагается в порах и пустотах пород в виде целестина.

В осадочных породах палеогена Армянской ССР встречаются минеральные скопления стронция, представленные преимущественно целестином, реже стронцианитом. Целестин — один из распространенных характерных аксессуарных минералов тяжелой фракции пород дания — нижнего эоцена (терригенно-карбонатная флишевая субформация), среднего — верхнего эоцена (карбонатно-терригенная флишевая субформация), верхов верхнего эоцена и нижнего — среднего олигоцена (нижняя молассовая формация) бассейна левобережья р. Аракс. Сравнительно крупное проявление (месторождение) целестина, приуроченное к карбонатным, а в меньшей мере к терригенным породам верхнего эоцена, находится в бассейне среднего течения р. Арпа, в районе с. Малишка (Гаспарян, 1963; Джрбашян, Садоян, 1978). Небольшое скопление целестина и стронцианита выявлено в даний — палеоценовых отложениях в районе с. Двин (Сатян и др., 1966). Мелкие целестиновые образования обнаружены авторами в верхнеэоценовых органогенных известняках в районах сел Шагап, Гетап, Ехегнадзор. Целестин встречается преимущественно в виде жеоид (фиг. 1) размерами до $6 \times 8 \times 10$ см в органогенных известняках, реже в конгломератах. В районе Малишкинского стронциевого месторождения нами выявлены также редкие четковидные жилы (мощностью до 8 см) бледно-голубого целестина, обычно приуроченные к массивным слоям глинистых алевролитов и глин. Последние залегают стратиграфически и гипсометрически ниже основных рудоносных известняковых пластов с жеодами целестина. В датско-палеоценовых отложениях района с. Двин наблюдаются также линзочки целестина и стронцианита.

Характерно, что большинство верхнеэоценовых скоплений стронция находится в органогенных, часто в кораллово-водорослево-фораминиферовых пластовых, реже в массивных биогермных известняках, образовавшихся в сублиторальной области шельфа с теплым температурным режимом и нормальной соленостью морской воды. Известно, что стронций — один из распространенных элементов в морской воде. По данным Р. А. Хорна (1972), концентрация стронция в морской воде составляет 8 мг/л, тогда как содержание кальция в ней — 400 мг/л, кремния —

3 мг/л, а бария — 0,03 мг/л. По данным К. К. Турекяна (Turekian, 1964), величина отношения $\frac{\text{Sr}}{\text{Ca}} \times 10^3$ в морской воде равна 20,2; в реках — 4,5—8,2, в кораллах — 20; в моллюсках — 3,75, а в глубоководных карбонатных осадках морей — 5,25. На основании спектрографического изучения нескольких сот проб карбонатных пород и раковин И. Л. Кальп с соавторами (Kalp et al., 1952) пришли к заключению, что в среднем со-



Фиг. 1. Жеода крупнокристаллического радиально-лучистого и таблитчатого целестина голубовато-белого цвета (более светлый) в органогенном известняке (более темный)

держание стронция в известковых раковинах в 2 раза больше, чем во вмещающей карбонатной массе. Характерно, что в кальцитовых раковинах содержание стронция значительно меньше, чем в арагонитовых.

По мнению Ф. Р. Сигеля (Siegel, 1960), во всех случаях, когда стронций в современных кораллах присутствует в количествах, близких к изначальным, инверсия первичного арагонита в кальцит затруднена. Он считает, что эта инверсия проявляется лишь при удалении значительного количества исходного стронция. А. А. Лоуэнстем (Диагенез и катагенез осадочных образований, 1971) отмечал определенное уменьшение величины отношения $\frac{\text{Sr}}{\text{Ca}}$ в ходе перекристаллизации. Например, неизменен-

ные кораллы с содержанием около 1,4% стронция перекристаллизуются в микрозернистый кальцит с содержанием 0,7% стронция, тогда как относительно грубозернистый агрегат кальцита, возникающий в этом же случае, содержит 0,2% карбоната стронция. Изученные нами раковины палеогеновой фауны преимущественно состоят из кальцита. Содержание стронция в них (по данным спектрального анализа) * сравнительно низкое (табл. 1), хотя частично выше, чем во вмещающих породах (табл. 2).

* Спектрографические определения выполнены методом приближенно-количественного спектрального анализа на спектрографе ИСП-30 и количественного спектрального анализа на спектрографе ДФС-8 с решеткой 1200 штр/мм Г. М. Мкртчяном. Правильность анализа обеспечивалась использованием эталонов, приготовленных путем разбавления кальциевой основной государственных стандартных образцов № 1433-78, 1434-78, 1435-78. Кроме того, часть образцов проанализирована эмиссионным пламенно-фотометрическим способом.

Таблица 1

Содержание Sr в ископаемых известковой фауны

Ископаемые известковой фауны	Кол-во анализов	Содержание стронция, %	
		пределы колебаний	среднее
Фораминиферы			
нуммулиты	11	0,01—0,13	0,066
глобигерины	10	0,12—0,71	0,371
Кораллы	10	0,056—0,56	0,267
Пелещиподы	4	0,071—0,13	0,096
Гастроподы	4	0,089—0,87	0,407

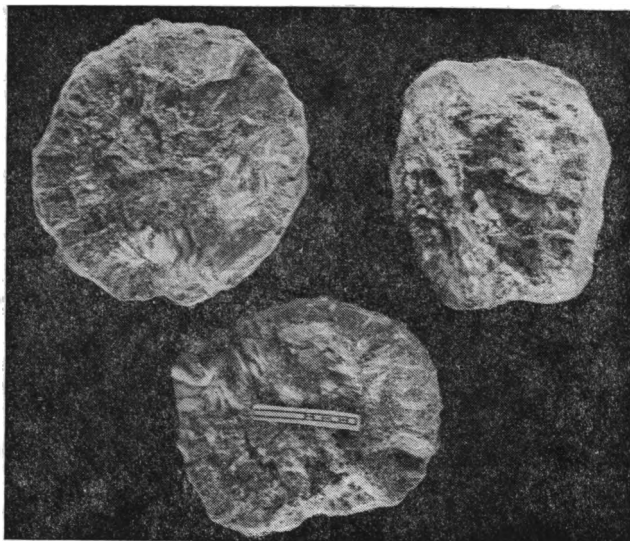
Таблица 2

Содержание Sr в породах верхнего эоцена — нижнего олигоцена бассейна среднего течения р. Арпа Армянской ССР, %

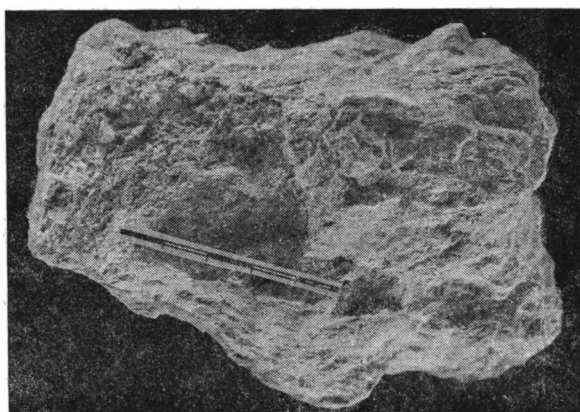
Породы	Количество анализов	Содержание стронция	
		пределы колебаний	среднее
Известняки органогенные, преимущественно биогермные	46	0,018—3,2	0,251
Те же известняки, без учета проб с макроскопически заметными скоплениями целестина	43	0,018—0,56	0,084
Известняки кремнистые	4	0,024—0,06	0,032
Известняки доломитизированные	3	0,013—0,13	0,058
Алевриты, песчаники, гравелиты с глинисто-кремнистым цементом	11	0,01—0,42	0,080
Мергели, глины известковые	7	0,032—0,13	0,069
Туфы разнотермные	7	0,021—0,101	0,055
Туфобрекчии, туфоконгломераты	10	0,014—0,24	0,061
Андезит-базальты, диорит-порфиры, габбро-порфиры	15	0,024—0,12	0,059

В табл. 1 не приведены высокие содержания стронция (больше 3,2%) в тех верхнеэоценовых кораллах, где крупнокристаллический целестин заполняет их трубки, септы и другие полости (фиг. 2—4).

Анализ данных табл. 2 показывает, что среднее содержание стронция в указанных породах верхнего эоцена — нижнего олигоцена превышает их кларковые содержания (Бурков, 1964; Бурков, Подпорина, 1962; Турекян, Калп, 1959; Папоян, 1978). Вероятно, в некоторых локальных мелководных участках верхнеэоценового моря (например, в Вайке) благодаря вулканическим и поствулканическим газогидротермальным процессам происходило частичное обогащение морской воды и осадков стронцием (Набоко, 1959; Stanley, Faure, 1979). В Вайке, в бассейне среднего течения р. Арпа, наблюдается также довольно заметная связь между верхнеэоценовым (возможно, отчасти и нижнеолигоценовым) вулканизмом и органогенным, преимущественно рифогенным карбонатообразованием (Джрбашян, Садоян, 1978). Известно, что первоначально значительная часть кораллово-водорослевых карбонатных образований и раковин многих моллюсков, фораминифер и других известковывающих организмов была сложена преимущественно араго-нитом (Карбонатные породы, т. I, 1970, т. II, 1971; Kalp et al., 1952;

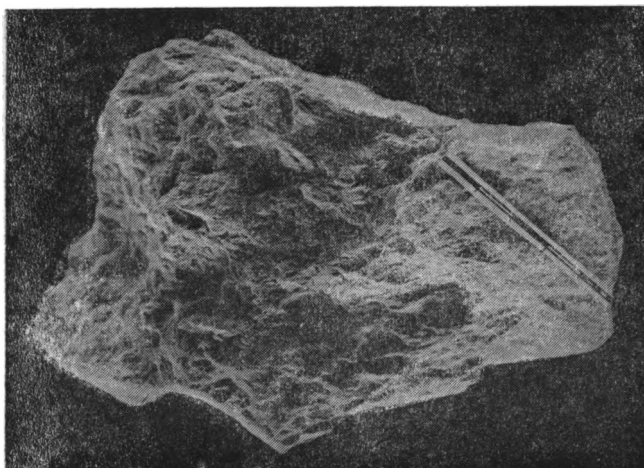


Фиг. 2. Внутренние полости мелких, округлых органогенных построек, заполненные крупнокристаллическим, плитчатым целестином голубовато-белого цвета и мелкозернистым кальцитом буровато-желтого цвета. Короткие, радиальные септы внешней оболочки представлены: белые — целестином; темно-желтые — кальцитом



Фиг. 3. Внутренняя перекристаллизованная поверхность кораллового известняка. Здесь в основной массе мелкозернистого кальцита наблюдаются (см. слева) пустоты, заполненные крупнокристаллическим целестином (обр. 3503)

Siegel, 1960). В силу изоморфизма стронция и кальция в кристаллических решетках карбонатных минеральных образований, особенно арагонитовых, в благоприятных условиях участвует и стронций, который частично замещает кальций. Таким образом, при образовании палеогеновых карбонатных органогенных отложений известьевыделяющими организмами из морской воды наряду с кальцием был поглощен и накоплен стронций. Сравнительно высокие средние содержания стронция (табл. 3) приурочены к карбонатным, терригенно-карбонатным и карбонатно-терригенным породам дания — нижнего эоцена, верхней части среднего и всего верхнего эоцена и нижнего — среднего олигоцена бассейна левобережья р. Аракс (Армянская ССР и Нахичеванская АССР).



Фиг. 4. Внешняя, почти неперекристаллизованная поверхность кораллового известняка (обр. 3503) с сохранившимися очертаниями колониальных кораллов, но без скоплений целестина

Основным источником стронция в терригенных породах дания — палеогена являются карбонатные образования, слагающие биохомогенный цемент, а также биоморфные и обломочные компоненты. Дополнительными источниками стронция, вероятно, можно считать полевые шпаты (из палеогеновых, меловых и юрских осадочных и вулканогенно-осадочных и докембрийских метаморфизованных пород), обломки палеозойских известняков и в резко подчиненном значении — вулканические и прокладистические образования эоцена (особенно верхнего эоцена) и олигоцена (Stanley, Faure, 1979). Характерны низкие содержания стронция в вулканогенно-осадочных, туфогенных, почти неизвестковых или слабо-известковых отложениях среднего эоцена, что еще раз доказывает наличие тесной связи между стронциенакоплением и карбонатообразованием.

В палеогеновых биогермных известняках, в известковых раковинах нуммулитов, пелелипод и гастропод содержание стронция резко преобладает над барием, а в терригенных, вулканогенно-осадочных и изверженных породах — наоборот (табл. 4). Следовательно, стронций в сравнительно заметных количествах участвовал в формировании карбонатных образований, а барий — в изверженных и вулканогенно-осадочных. Небольшие примеси бария в целестиновых жеодах и жилах — результат изоморфизма стронция и бария.

Формирование целестиновых скоплений, вероятно, происходило следующим образом. В стадии диагенеза и катагенеза, после инверсии арагонита в кальцит происходит перераспределение вытесненного стронция. Соединившись с сульфат-ионами подземных вод, стронций отлагается в порах и пустотах пород в виде целестина. Редко в некоторых пустотах под микроскопом наблюдается тонкая кайма ангидрита-гипса, садка которых из поровых вод обычно предшествует садке заполняющего пустоты целестина (Бурков, Подпорина, 1962). В стадии катагенеза и гипергенеза иногда образуются невыдержанные инфильтрационные жилы целестина. Таким образом, первоначальное извлечение из морской воды и накопление стронция в карбонатных и карбонатно-терригенных отложениях дания — палеогена, развитых в бассейне левобережья р. Аракс, происходит преимущественно биогенным путем, а дальнейшее постсе-

Содержание Sr в породах дания — палеогена, %

Количество проб	Возраст	$K_2^d - R_2^1$	R_2^2	R_2^{2-3}	$R_2^3 - R_2^{1-2}$
	Формации и субформации	Флишевая			Нижнемолассовая
	Породы	терригенно-карбонатная	пирокласто-осадочная	карбонатно-терригенная	
18	Известняки обломочные	$0,032-0,42$ $0,092$			
9	Гравелиты, песчаники, алевролиты	$0,03-0,1$ $0,075$			
10	Мергели	$0,03-0,18$ $0,090$			
27	Туффиты псаммопелитовые		$0,01-0,1$ $0,031$		
27	Туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты		$0,01-0,1$ $0,034$		
21	Порфириды, туфы, туфобрекчии		$0,01-0,1$ $0,025$		
61	Песчаники, алевролиты известковистые			$0,013-0,50$ $0,071$	
25	Глины известковые			$0,01-0,3$ $0,065$	
26	Гравелиты, песчаники, алевролиты				$0,03-0,2$ $0,082$
12	Глины, мергели				$0,03-0,13$ $0,073$
46	Известняки органогенные, часто биогермные				$0,018-0,56$ $0,096$
32	Андезит-базальты, диорит-порфириды, габбро-порфириды, туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты				$0,014-0,24$ $0,059$

Примечание. В числителе указаны крайние пределы значений, в знаменателе — средние значения.

диментационное преобразование и минеральное скопление — хемогенным способом. В этой связи нам кажутся спорными утверждения некоторых авторов, что временами соленость верхнеэоценового морского бассейна Ехегнадзора также заметно превышала нормальную (Гаспарян, 1963), что повышенная минерализация вод датско-палеоэоценового реликтового морского залива (Сатнан и др., 1966) обусловила непосредственную хемогенную садку минералов стронция. В флишевых отложениях дата-палеоэоцена района с. Двин, горы Котуц, везде встречаются мелкие планктонные, реже бентосные фораминиферы (*Globorotalia membranacea* Ehrenbergi, *Gl. angulata* White, *Globigerina triloculoides* Plummer, *Gl. pseudobulloidis* Plummer, *Gl. varianta* Subbotina, *Anomalina* sp. и др., определения Ю. А. Мартиросян) — стеногалинные организмы, обитавшие в датско-палеоэоценовых морях нормальной солености.

Примечательно то обстоятельство, что в известковых раковинах указанных фораминифер, по данным спектрального анализа, установлены заметные содержания стронция (0,12—0,71%). Следует отметить также, что флишевые отложения обычно образуются преимущественно в умеренно глубоководных морских бассейнах, трогах. Известно, что в Ехегнадзорском районе, особенно на участках Малишкинского стронциевого проявления, жеоды целестина встречаются преимущественно в орнано-

Величина отношения Sr/Ba в разных типах пород, карбонатных раковинах и целестиновых жеодах и жилах

Вещество	Sr/Ba	Вещество	Sr/Ba
Интрузивные породы (гранодиориты)	0,12	Алевриты, песчаники, гравелиты известковистые	0,56
Субвулканические и вулканические породы	0,55	Глины	0,59
Туфы	0,26	Известняки биогермные	13,50
Туфоконгломераты	0,19	Нуммулиты	5,46
Туфобрекчи	0,41	Перециподы	12,0
Туффиты разнозернистые	0,44	Гастроподы	86,2
Туфоалевриты, туфопесчаники, туфогравелиты	0,45	Целестин (жеодовый и жильный)	3,65

генных известняках, где основными пороодообразующими компонентами являются водоросли, кораллы и фораминиферы. Следовательно, верхнеэоценовое море в областях образования стронциеносных известковых органогенных построек имело нормальную соленость и хемогенная садка целестина из этой воды маловероятна.

Необходимо добавить, что датско-палеоэоценовые и верхнеэоценовые известняковые слои с целестиновыми скоплениями часто подстилаются и перекрываются известковыми алевритистыми глинами, в которых наблюдаются стяжения пирита. Известно, что пиритовые конкреции характерны преимущественно для гумидных восстановительных обстановок осадконакопления (Страхов, 1961, 1962). По данным А. П. Виноградова и А. Б. Ронова (1956), наблюдается четко выраженная тенденция увеличения содержания стронция от более древних карбонатных образований к более молодым. Так, например, содержание стронция в третичных отложениях в 50 раз больше, чем в протерозойских породах. А ведь доказано, что более молодые, мезозойско-кайнозойские карбонатные породы имеют в основном органогенное происхождение.

На основании вышеизложенного можно сделать вывод, что в датско-палеоэоценовых отложениях левобережья р. Аракс стронций был извлечен биогенным способом из морской воды нормальной солености извествьывделяющими организмами и накоплен в преимущественно арагонитовых раковинах и органогенных постройках, замещая в их кристаллических решетках небольшую часть кальция в силу изоморфизма этих двух элементов. В стадии перехода арагонита в кальцит освобожденный стронций, реагируя с сульфат-ионами подземных вод, отлагается в порах и пустотах пород в виде целестина.

ЛИТЕРАТУРА

- Бурков В. В. Стронций.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. I. М., «Наука», 1964.
- Бурков В. В., Подпорина Е. К. Стронций. Минералогия, геохимия и главные типы месторождений.— ИМГРЭ, Изд-во АН СССР, 1962, вып. 12.
- Виноградов А. П., Ронов А. Б. Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений.— Геохимия, 1956, № 6.
- Гаспарян И. Г. Целестин в нижнетретичных отложениях Ехегнадзорского района Армянской ССР.— Изв. АН АрмССР. Сер. геол. и геогр. наук, 1963, т. XVI, № 4—5.
- Джрбашян Р. Т., Садоян А. А. Особенности верхнеэоценового вулканогенно-осадочного литогенеза Вайоцдзора.— Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1978, № 4.
- Диагенез и катагенез осадочных образований. «Мир», 1971.
- Карбонатные породы. «Мир», т. I, 1970; т. II, 1971.
- Набоко С. И. Вулканические эксталяции и продукты их реакций.— Тр. лаборатории вулканологии. Изд-во АН СССР, 1959, вып. 16.

- Папаян А. С. Некоторые данные о скелетном веществе кораллов Армянской ССР.— Изв. АН АрмССР, 1978, № 2.
- Сатиан М. А., Степанян Ж. О., Мкртчян Г. М. О целестине и стронцианите из отложений дания-палеоцена у с. Двин.— Докл. АН АрмССР, 1966, т. 42, № 5.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II, 1961; т. III, 1962.
- Турекиан К. К., Калп Дж. Геохимия стронция.— В кн.: Геохимия редких элементов. Изд-во ИЛ, 1959.
- Хорн Р. А. Химия моря. «Мир», 1972.
- Kalp J. L., Turekian K. K., Boyd D. W. Strontium contents of limestones and fossils — Bull. Geol. Soc. America, 1952, v. 63.
- Siegel F. R. The effect of strontium on the aragonitecalcite ration of Pleistocene corals.— J. sediment. petrol., 1960, v. 30.
- Stanley K. O., Faure G. Isotopic composition and sources of strontium in sandstone cements: The High Plains sequence of Wyoming and Nebraska.— J. sediment. petrol., 1979, v. 49.
- Turekian K. K. The marine geochemistry of strontium — Geochim. et cosmochim. acta, 1964, v. 28.

Институт геологических наук
АН АрмССР,
Ереван

Дата поступления
14.II.1980

УДК 550.42 : 596.45 (471.5)

БЕРИЛЛИЙ В МОРСКИХ НИЖНЕПАЛЕОГЕНОВЫХ И ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАУРАЛЬЯ

Н. А. ГРИГОРЬЕВ

Впервые определен минеральный баланс Be в прибрежно-морских отложениях. В глауконитовых песчаниках основными носителями его являются глауконит и монтмориллонит, в песках — каолинит и кварц. В глинах 67—99% Be составляют монтмориллонитовые минералы. В железных рудах почти весь Be находится в минералах железа. Впервые показано, что при формировании прибрежно-морских отложений накапливаются значительные массы реакционноспособных форм Be, среди которых преобладают ионы, относительно слабо связанные в монтмориллонитовых минералах (очевидно, находящиеся в ионообменном комплексе).

Бериллий не входит в число элементов, геохимия и минералогия которых интенсивно изучается в связи с исследованием морских и океанических осадков (Литология., 1979). Вместе с тем данные о распределении и формах нахождения его в толщах морского происхождения интересны в научном и практическом отношении. В почвах над такими толщами известны многочисленные неконтрастные вторичные литогеохимические аномалии бериллия неясной природы. Значительная часть гидротермальных бериллиевых месторождений, сформировавшихся в связи с гранитным магматизмом, находится в морских отложениях (Закономерности..., 1977). Предполагается, что последние благоприятны для осаждения рассматриваемого элемента, но могут быть и одним из его источников (Сердюченко, 1973). Известно, что в континентальных и морских толщах повышенным содержанием бериллия характеризуются железные руды, фосфориты, некоторые бокситы, угли, а также глины (Григорьев, 1978), в которых бериллия примерно столько же, как в гранитах (Беус, 1960, 1974). Судя по результатам исследования флиша Украинских Карпат (Вульчин и др., 1978), породы морского происхождения, как и осадочные породы вообще (Григорьев, 1978), содержат не только бериллий, прочно связанный в силикатах, но и его реакционноспособные формы. Однако количество и закономерности распределения последних можно лишь предполагать.

Ниже впервые приведены результаты специального изучения вопроса о распределении бериллия в мелководных морских отложениях, проведенного на примере меловых и палеоценовых отложений Зауралья, вскрытых пятью скважинами на линии между г. Алапаевском и пунктом, расположенным в 40 км юго-восточнее г. Ирбита. Разрез можно рассматривать, в частности, и как модель для определения вероятного первичного минерального баланса бериллия в раннепалеозойских прибрежно-морских отложениях. Здесь представлены продукты выветривания геосинклинальных образований Урала, где количественное соотношение важнейших групп горных пород близко к определенному А. Б. Роновым с коллегами (1972) для областей эрозии допалеозойских континен-

Химический и минеральный состав важнейших горных пород (и руд) разреза, %

Компонент	Песчаник, № 59	Песок, № 89	Глины					Железные руды, № 104
			№ 98	№ 70	№ 66	№ 74	№ 79	
SiO ₂	73,72	95,29	66,40	66,18	59,03	60,19	51,13	14,62
TiO ₂	0,17	0,14	0,65	0,65	0,85	0,85	1,00	0,17
Al ₂ O ₃	4,35	0,52	11,02	11,76	14,79	14,46	18,98	2,03
Fe ₂ O ₃	5,79	0,35	4,99	4,60	7,06	5,88	5,91	23,15
FeO	2,87	—	0,72	0,86	1,19	1,00	4,02	32,33
CaO	0,98	0,00	0,42	0,42	0,56	0,42	0,63	2,23
MgO	1,40	0,00	2,20	2,00	2,10	2,00	2,25	1,20
Na ₂ O	0,63	0,03	1,13	1,05	1,34	1,39	1,09	0,17
K ₂ O	2,84	0,04	1,85	1,85	2,53	2,44	2,63	0,06
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	13,48
H ₂ O ⁺	4,35	0,93	5,87	5,60	5,81	7,29	8,83	7,62
H ₂ O ⁻	2,39	0,11	4,46	4,04	3,73	3,32	2,40	1,48
P ₂ O ₅	0,48	0,03	0,06	0,04	0,70	0,07	0,19	1,49
F	0,035	0,005	0,029	0,032	0,050	0,019	0,015	0,025
Cl	0,016	0,005	0,031	0,017	0,015	0,011	0,017	0,028
Сумма	100,024	97,45	99,83	99,099	99,755	99,34	99,092	100,081
Кварц	30	98	}36	}40	}24	}25	}10	15
Опал	29	—						—
Гетит	—	—	—	—	—	—	—	40
Каолинит	—	2	—	—	—	—	—	5
Глауконит	20	—	2	3	—	—	—	—
Монтморил- лонит	20	—	55	55	75	72	88	—
Апатит	1	—	—	—	—	—	—	—
Сидерит	—	—	—	—	—	—	—	35
Сухой оста- ток	—	—	5	1	1	2	2	—
Прочие	—	—	2	1	—	1	—	—
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100

кварцем и опалом с примесью смешанослойного хлорит-монтмориллонитового образования и гидрослюда (см. фигуру). В палеоценовых глинах установлены: глауконит, гетит и сульфиды, в верхнемеловых — глауконит, сульфиды и флюорит. Алевритистые верхнемеловые глины (пробы № 66 и 74) отличаются от кремнистых в основном меньшим содержанием SiO₂, тонкодисперсной части кварца и опала, смешанослойных образований, небольшой примесью каолинита и органического вещества (на термограмме экзотермический эффект при 330°C). Установлены: минерал группы апатита, сульфиды. Песок кварцевый прибрежно-морской меловой (проба № 89) сложен кварцем, из мезозойских кор выветривания гранитов с примесью каолинита и, возможно, монтмориллонита. Глины углисто-алевритистые лагунные (?) меловые (проба № 79) характеризуются минимальным содержанием SiO₂, тонкодисперсной части кварца и опала, максимальным — монтмориллонита с примесью хлорит-монтмориллонитового смешанослойного образования, наиболее заметной примесью тонкодисперсного органического вещества. Установлены сидерит и сульфиды. В прибрежно-морских меловых железных рудах (проба № 104) оолиты сложены преимущественно сидеритом с примесью кварца, тонкодисперсная часть — гетитом с примесью каолинита (см. фигуру). Несмотря на значительное содержание P₂O₅ (см. табл. 1) фосфаты не выявлены.

В первой пачке средневзвешенное содержание бериллия $1,9 \cdot 10^{-4}\%$. В глауконитовых песчаниках содержание вдвое выше, чем в кремнистых глинах (табл. 2), но в последних находится 72% от общего количества этого элемента. В глауконитовых песчаниках минералы-концентраты:

Таблица 2

Содержание бериллия в морских и континентальных отложениях Зауралья

Пачки	Горные породы	Исследовано		Содержание Ве, $n \cdot 10^{-4} \%$			Распреде- ление Ве в морских отложениях, %
		проб	метров керна	от	до	средне- взвешенное	
I	Глауконитовые песчаники	2	23	2,6	4,0	3,6	13
	палеоценовые	3	12	0,5	3,3	2,3	
	верхнемеловые						
	Кремнистые глины	2	54	0,7	2,0	1,2	34
II	палеоценовые	7	119	0,6	3,5	1,8	
	верхнемеловые						
	Пески	1	3	—	—	1,1	0,5
	Алевритистые глины	9	84	0,9	4,2	2,5	25
III	Сидериты	1	1	—	—	3,3	0,5
	Гравелиты, конгломераты	3	6	1,7	1,9	1,8	1
	Кварцевые пески	3	89	0,0	0,4	0,3	3
	Глины	1	24	—	—	4,0	12
IV	Железные руды	3	16	1,2	9,3	5,5	11
	Континентальные глины	4	36	1,9	2,6	2,2	—

Таблица 3

Содержание бериллия в минералах, $n \cdot 10^{-4} \%$

Минерал	Песчаник, № 59	Песок, № 89	Глины					Железные руды, № 104
			№ 98	№ 70	№ 66	№ 74	№ 79	
Кварц	0	0,2	}0,9	—	—	}0,2	—	0,7
Опал	0,8	—		—	—		—	—
Гетит	—	—	—	—	—	—	—	12
Каолинит	—	11	—	—	—	—	—	—
Глауконит	13	—	12	3,6	—	—	—	—
Монтмориллонит	4,9	—	2,4	2,3	4,6	3,1	4,5	—
Апатит	11	—	—	—	—	—	—	—
Сидерит	—	—	—	—	—	—	—	5,4
В пробе в целом								
общее	4,0	0,4	2,0	1,7	4,2	2,9	4,0	6,0
растворимого в 6 н. HCl	1,8	0	0,5	0,8	1,7	1,3	2,3	5,2

Таблица 4

Минеральный баланс бериллия, % к общему количеству

Минерал	Песчаник, № 59	Песок, № 89	Глины					Железные руды, № 104
			№ 98	№ 70	№ 66	№ 74	№ 79	
Кварц	0	50	}16	—	0	}3	0	2
Опал	6	—		—	0		0	—
Гетит	—	—	—	—	—	—	—	80
Каолинит	—	55	—	—	—	—	—	—
Глауконит	65	—	12	7	—	—	—	—
Монтмориллонит *	25	—	67	74	81	94	99	—
Апатит	3	—	—	—	—	—	—	—
Сидерит	—	—	—	—	—	—	—	26
Сумма	99	105	95	81	81	97	99	108

* С примесью смешанослойных образований и гидрослюды.

глауконит и апатит (табл. 3), минералы-носители: глауконит и монтмориллонит (табл. 4). В сухом остатке содержится $1,7 \cdot 10^{-4} \%$ бериллия, что, как показывает расчет, объясняется (как и в случае других горных пород) неполной коагуляцией класса $< 0,5$ мкм, сопровождающейся к

тому же частичным переходом из него бериллия в раствор. В 6 н. HCl растворимо 45% рассматриваемого элемента. В кремнистых глинах минералы-концентраторы: глауконит и монтмориллонит (включая смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые образования), минерал-носитель — монтмориллонит (табл. 4). в 6 н. HCl растворимо 25—47% бериллия. Содержание бериллия, растворимого в 6 н. HCl, в первой пачке в целом составляет $0,7 \cdot 10^{-4}\%$.

Во второй пачке средневзвешенное содержание бериллия существенно выше — $2,5 \cdot 10^{-4}\%$; максимально оно в сидеритах, минимально — в песках (см. табл. 2). В алевритистых глинах находится 96% бериллия; содержание его здесь выше, чем в кремнистых глинах предыдущей пачки. Почти весь бериллий сосредоточен в монтмориллоните, причем содержание его в последнем выше, чем в монтмориллоните кремнистых глин (см. табл. 3). В алевритистых глинах 41—45% бериллия растворимо в 6 н. HCl. Среднее содержание растворимой его части во второй пачке больше, чем в первой, — $1 \cdot 10^{-4}\%$.

В третьей пачке содержание бериллия сильно варьирует. Здесь установлены и максимальные (в железных рудах и углисто-алевритистых глинах) и минимальные (в кварцевых песках) его значения (см. табл. 2). В целом из-за значительного объема кварцевых песков в третьей пачке в среднем только $1,6 \cdot 10^{-4}\%$ этого элемента. В кварцевых песках больше половины бериллия приходится на каолинит. Это единственная в разрезе порода, где разница содержания до и после обработки в 6 н. HCl не выходит за рамки возможных ошибок ее определения. В углисто-кремнистых глинах (проба № 79) весь бериллий содержится в монтмориллоните (с примесью смешанослойных образований); 58% его растворилось в 6 н. HCl. В железных рудах минералы-концентраторы и минералы-носители бериллия: тонкодисперсный гетит и сидерит (см. табл. 3, 4); 87% этого элемента растворилось в 6 н. HCl. Общее содержание растворимого бериллия в третьей пачке, как и во второй, — $1 \cdot 10^{-4}\%$.

Континентальные глины по содержанию рассматриваемого элемента превосходят кремнистые, но уступают глинам более мелководных морских отложений (см. табл. 2). Основная масса его сосредоточена здесь, очевидно, в каолините. Растительные остатки, которых значительно меньше, чем глинистых минералов, несколько уступают им и по содержанию бериллия. В одной из проб определено: в глинистой части $1,6 \cdot 10^{-4}\%$ Be, в растительных остатках $1,1 \cdot 10^{-4}\%$.

Таким образом, распределение бериллия в мелководных морских отложениях неравномерно. Даже в близких по составу горных породах оно сильно варьирует, например, в глинах от $6 \cdot 10^{-5}$ до $4 \cdot 10^{-4}\%$. В глинах и железных рудах оно увеличивается в направлении прибрежных отложений в основном за счет нарастания содержания реакционноспособных форм. В прибрежных отложениях последние даже преобладают над бериллием, прочно связанным в силикатах и кварце. Отмеченное, очевидно, обусловлено тем, что здесь осаждается большая часть тех ионов бериллия, которые в континентальных условиях мигрируют в растворенном состоянии (Григорьев, 1978). Среди реакционноспособных форм преобладают ионы, относительно слабо связанные в силикатах с большой ионообменной емкостью, прежде всего в монтмориллонитах. Ионный обмен — один из наиболее совершенных природных механизмов разделения элементов (Овчинников и др., 1972). Следовательно, в мелководных морских отложениях имеются значительные массы ионов бериллия, способных к относительно легкому и избирательному переходу в растворы. Не исключено, что это одна из причин локализации в таких отложениях части гидротермальных бериллиевых месторождений (Закономерности..., 1977).

С учетом данных, полученных раньше (Григорьев, 1979), можно предполагать, что образование вторичных литогеохимических ореолов берил-

лия в почвах над морскими отложениями, не измененными гидротермальными растворами, связано в основном с механическим рассеянием материала железных руд, некоторых слоев глин, глауконитовых песчанников, а также с осаждением вблизи границ глеевых почв ионов этого элемента, перешедших в растворы из ионообменного комплекса глинистых минералов.

ЛИТЕРАТУРА

- Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Беус А. А. Уточненный подсчет среднего содержания бериллия в литосфере.— Геохимия, 1974, № 2.
- Вульчин Е. И., Зелизна С. Т., Федущак М. Ю., Радченко Л. М., Казаков С. Б. Микроэлементы в черных аргиллитах Украинских Карпат.— Геология и геохимия горючих ископаемых. Республ. межведомств. сб., 1978, № 50.
- Григорьев Н. А. Бериллий в экзогенном цикле. М., «Наука», 1978.
- Григорьев Н. А. Процессы рассеяния и концентрации при образовании вторичных литогеохимических аномалий бериллия.— Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 3.
- Закономерности формирования гидротермальных месторождений бериллия. М., «Недра», 1977.
- Литология и геохимия осадков Тихого Океана.— Тр. ГИН АН СССР, 1979, вып. 334.
- Овчинников Л. Н., Челищев Н. Ф., Наджарян В. Н. Возможные физико-химические факторы дифференциации металлов при рудообразовании.— Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972.
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Ярошевский А. А. К геохимической истории внешних оболочек земли.— Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972.
- Сердюченко Д. Н. Геохимические связи углерода в процессах формирования осадочно-метаморфических месторождений.— В кн.: I Международный геохимический конгресс. Докл., т. IV, кн. 2, 1973.
- Умова Л. А., Цаур Г. И., Шатров В. П. Палеогеография Восточного склона Урала и Зауралья в меловое и палеоценовое время. Свердловск, 1968.

Институт геологии и геохимии
УНЦ АН СССР,
Свердловск

Дата поступления
1.IV.1980

УДК 550.4 : 551.761 (575.4)

**ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАЛЫХ ХИМИЧЕСКИХ
ЭЛЕМЕНТОВ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ ТРИАСА
ЮЖНОГО МАНГЫШЛАКА**

Н. Б. ПИИП

На основе статистической обработки результатов 190 количественных спектральных анализов изучено распределение 11 малых химических элементов в осадочных породах триаса Южного Мангышлака.

На основе результатов количественных спектральных анализов¹ рассмотрено распределение V, Ni, Cr, Co, Cu, Mn, Ti, Pb, Sr, Ba, В по отделах и ярусам триаса Южного Мангышлака для песчаников, алевролитов, аргиллитов, известняков. Выявлена специализация пород разных свит по комплексам малых элементов и их содержаниям. Проанализировано 190 образцов с определением восьми элементов — V, Ni, Cr, Ti, Mn, Cu, Sr, Ba; в 134 образцах определялись свинец и кобальт, в 160 — бор. Полученные результаты анализов разделены на четыре группы по стратиграфическим подразделениям триаса: верхний, средний, оленекский ярус нижнего триаса, долнапинская свита предположительно нижнетриасового возраста.

Верхний триас представлен преимущественно терригенными породами — переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами с разной примесью вулканогенного материала. Из отложений верхнего триаса для спектрального анализа отобраны образцы пород на площади Северо-Ракушечная в скв. 1 (3303—3373 м), 2 (3320—3390 м), 5 (3555—3570 м) и на площади Южный Жетыбай в скв. 4 (2980—3165 м). В среднем триасе карбонатные породы чередуются с терригенными. Карбонаты представлены известняками разного облика, иногда в значительной степени доломитизированными. Породы среднего триаса изучены с помощью спектральных анализов на площади Северо-Ракушечная в скв. 1 (3450—3549 м), 2 (3400—3560 м), 9 (3717—3724 м), на площади Южный Жетыбай в скв. 21 (3515—3750 м), 4 (3400—3690 м), на площади Темир-Баба в скв. 1 (3065—3390 м). В оленекском ярусе нижнего триаса кроме терригенных пород, туффов и туфов, так же как в среднем триасе, присутствуют карбонаты. Карбонаты представлены в основном оолитовыми, сгустковыми и глинистыми известняками. Из отложений оленекского яруса нижнего триаса для спектрального анализа отобраны образцы на площади Темир-Баба в скв. 1 (3430—3715 м), площади Жетыбай в скв. 25 (2650—3115 м), площади Южный Жетыбай в скв. 4 (3690—3700 м), на площади Узень в скв. 116 (2270—3180 м), 1-Т (2421—2452 м), 115 (2635—3040 м), на площади Северо-Ракушечная в скв. 1 (3605—3620 м). Долнапинская свита представлена красноцветными отложениями — песчаниками, алевролитами, аргиллитами.

¹ Количественные спектральные анализы выполнены в лаборатории физических методов анализа ИМГРЭ.

Таблица 1

Содержание элементов в разных стратиграфических подразделениях триаса, %

Возраст	Показатели	Pb $\times 10^{-3}$	Ni $\times 10^{-4}$	Co $\times 10^{-3}$	Cr $\times 10^{-3}$	V $\times 10^{-3}$	Ti $\times 10^{-3}$	Mn $\times 10^{-3}$	B $\times 10^{-3}$	Cu $\times 10^{-3}$	Sr $\times 10^{-3}$	Ba $\times 10^{-3}$
Верхний триас	Число анализов	19	23	19	23	23	23	23	9	23	23	23
	Среднее арифметическое	7,90	1,70	11,30	4,75	6,80	17,58	6,62	0,27	3,85	3,96	2,36
	Пределы колебаний	0,8—20	0,1—5	3—25	0,8—12	0,4—20	0,1—35	1,0—43	0,19—0,45	0,8—8	3—7	0,9—6
Средний триас	Число анализов	34	54	35	54	54	54	54	37	54	54	54
	Среднее арифметическое	24,08	0,83	4,06	2,19	4,47	12,05	2,82	0,35	12,45	73,18	3,60
	Пределы колебаний	0,4—200	<0,5—7	<3—18	0,3—12	0,3—16	<0,1—45	0,3—9,5	<0,06—0,8	0,4—200	2—400	0,5—30
Нижний триас (олонецкий ярус)	Число анализов	48	77	48	77	77	77	77	77	77	77	77
	Среднее арифметическое	4,55	3,85	9,54	5,46	9,13	28,71	8,34	0,52	11,66	39,87	4,32
	Пределы колебаний	1,5—11	<0,5—14	<3—20	0,5—12	<0,3—32	1—80	0,7—32	0,06—1,1	0,5—250	5—440	0,5—36
Нижний триас (долнапинская свита)	Число анализов	32	39	32	39	39	39	39	39	39	39	39
	Среднее арифметическое	4,10	5,75	20,31	8,12	12,66	34,05	7,87	0,54	5,66	20,28	4,68
	Пределы колебаний	1,7—9	0,5—13	8—36	1,5—22	0,9—43	3,1—65	1,8—27	0,24—0,9	1,2—18	5—78	0,7—22
	Предел чувствительности анализа	0,1	0,5	3	0,5	0,3	0,1	0,7	0,06	0,3	0,4	0,5

Таблица 2

Содержание элементов в основных типах пород среднего триаса, %

Породы	Показатели	Pb $\times 10^{-3}$	Ni $\times 10^{-3}$	Co $\times 10^{-4}$	Cr $\times 10^{-3}$	V $\times 10^{-3}$	Ti $\times 10^{-3}$	Mn $\times 10^{-2}$	B $\times 10^{-2}$	Cu $\times 10^{-3}$	Sr $\times 10^{-3}$	Ba $\times 10^{-3}$
Песчаники	Число анализов	4	10	4	10	10	10	10	9	10	10	10
	Среднее арифметическое	22,02	0,96	6,5	2,59	3,36	17,0	2,00	0,32	16,52	13,7	2,87
	Пределы колебаний	2,6—80	0,1—2,6	4—9	<0,5—5,2	0,8—6,2	2—36	1,4—4,5	0,12—0,61	3—38	2—60	0,5—7
	Модальное значение	3,55	0,34	6,9	3,55	5,9	28,0	1,63	0,31	33,70	15,1	1,6
	Среднее по К. Таркяну и К. Ведеполю	$7 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-1}$	$X \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$X \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$X \cdot 10^{-3}$
Алевриты	Число анализов	7	7	7	7	7	7	7	6	7	7	7
	Среднее арифметическое	31,47	0,94	5,0	1,12	2,77	19,85	3,43	0,43	8,24	38,85	4,71
	Пределы колебаний	1,7—200	0,3—1,7	3—8	0,7—2,5	1,5—4	4—26	1,7—6	0,29—0,65	0,5—6,4	7—200	2—8
	Модальное значение	3,90	0,79	5,90	1,60	3,40	18,0	3,30	0,39	2,90	15,3	3,80
Аргиллиты	Число анализов	5	9	5	9	9	9	9	7	9	9	9
	Среднее арифметическое	15,92	0,77	5,0	2,80	8,05	17,05	4,05	0,46	3,07	39,33	5,66
	Пределы колебаний	1—70	0,1—1,7	<3—10	0,5—8	1,2—38	3,7—31	1,2—9,5	0,06—0,8	0,4—10	3—100	<1—30
	Модальное значение	1,72	0,75	3,5	3,3	7,7	29,25	3,96	0,69	3,10	6,9; 74	1,60
	Среднее по К. Таркяну и К. Ведеполю	$2 \cdot 10^{-3}$	$6,8 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$9 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$4,6 \cdot 10^{-1}$	$8,5 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$5,8 \cdot 10^{-2}$
Известняки	Число анализов	19	22	19	22	22	22	22	9	22	22	22
	Среднее арифметическое	22,66	0,59	2,78	1,37	1,88	1,42	2,24	0,14	18,22	140,86	3,07
	Пределы колебаний	0,4—150	0,1—7,0	<3—18	<0,5—12	0,3—5	<0,1—7	0,3—7	0,06—0,20	0,6—200	7—400	1—20
	Модальное значение	16,0	0,30	3,75	0,40	1,66	0,79	2,90	0,05	6,40	294,30	1
	Среднее по К. Таркяну и К. Ведеполю	$9 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$6,1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-3}$
	Предел чувствительности анализа	0,1	0,5	3	0,5	0,3	0,1	0,7	0,06	0,3	0,4	0,5

Для каждого стратиграфического подразделения триаса выделены минимальные и максимальные содержания анализируемых элементов, подсчитаны средние арифметические и модальные значения. То же самое сделано в каждом подразделении отдельно для песчаников, алевролитов, аргиллитов и известняков. Выявлены следующие особенности распределения элементов по разрезу: элементы группы железа Ni, Co, Cr, V, Ti, а также Ba и В имеют наибольшие значения средних концентраций в красноцветах донапинской свиты нижнего триаса (табл. 1). Превышение средней концентрации бора в отложениях донапинской свиты по сравнению с оленекским ярусом очень небольшое и, возможно, связано с осолонением при выпаривании мелководных морских бассейнов (В. Эрнст, 1976). Повышенные содержания бора в отложениях оленекского яруса по сравнению с таковыми в породах верхнего и среднего триаса, вероятно, обусловлены поступлением бора в бассейн осадконакопления как составной части продуктов вулканических извержений. Среди оленекских пород широко распространены туфы и туффиты, а в осадочных породах присутствует значительная примесь вулканогенного материала. Породы среднего триаса содержат наибольшие средние концентрации свинца, меди и стронция. В породах оленекского яруса наиболее высокое значение среднего содержания установлено для марганца.

Изучение характера распределения малых химических элементов по типам пород среднего триаса дало возможность установить следующее. 1. В песчаниках средние содержания свинца, марганца, меди, кобальта, никеля, стронция, бария значительно превышают среднее значение для песчаных пород (табл. 2). Концентрации остальных четырех элементов (Cr, Ti, B, V) близки к средним значениям для песчаников. 2. В аргиллитах содержания почти всех проанализированных элементов ниже средних значений для аргиллитов по К. Таркяну и К. Ведеполу (Turekian, Wedepohl — Краткий справочник по геохимии, 1961), за исключением бария и стронция, содержания которых близки кларковым, а также свинца, средняя концентрация которого почти в 8 раз выше кларковой. 3. В известняках содержания изученных элементов ниже или близки к средним значениям для карбонатных пород, за исключением свинца, меди и стронция. Средняя концентрация свинца в известняках среднего триаса превышает кларк для карбонатных пород в 25 раз, для меди — в 45 раз, для стронция — в 2 раза.

При сравнении содержаний малых элементов в разных типах пород среднего триаса (см. табл. 2) установлено, что наибольшее значение средних концентраций хрома, ванадия, марганца, бора, бария имеют аргиллиты; в песчаниках — повышенные значения средних содержаний наблюдаются у кобальта и никеля, а алевролитах — у свинца и титана; в известняках — у меди и стронция. При этом для кобальта, хрома, ванадия, бора, меди, марганца, бария, никеля дисперсия средних содержаний для разных типов пород невысока и не превышает трети порядка, а для стронция и титана достигает целого порядка. Близкие значения содержаний Co, Cr, V, B, Mn, Ba, Ni в разных типах обломочных пород свидетельствуют о том, что эти элементы поступали в бассейн осадконакопления в основном с обломочным материалом. Количество меди в породах среднего триаса большей частью составляет 0,002—0,005%, но в ряде случаев в песчаниках и известняках концентрация ее возрастает более чем в 100 раз, что связано с осаждением ее из водной среды. Причем если более высокие значения средних и максимальных концентраций меди обнаружены в известняках, то повышенные модальные значения этого элемента наблюдаются у песчаников. Содержания свинца в аргиллитах, алевролитах, песчаниках обычно колеблются в пределах 0,001—0,004% и лишь в отдельных образцах алевролитов и песчаников повышаются до 0,08—0,2%. В карбонатных породах концентрации свинца возрастают по сравнению с таковыми в терригенных породах почти на

Таблица 3

Содержание элементов в основных типах пород оленекского яруса нижнего триаса, %

Породы	Показатели	Pb $\times 10^{-3}$	Ni $\times 10^{-3}$	Co $\times 10^{-4}$	Cr $\times 10^{-3}$	V $\times 10^{-3}$	Ti $\times 10^{-3}$	Mn $\times 10^{-3}$	B $\times 10^{-3}$	Cu $\times 10^{-3}$	Sr $\times 10^{-3}$	Ba $\times 10^{-3}$
Песчаники	Число анализов	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11
	Среднее арифметическое	4,49	1,21	5,81	3,83	2,53	19,45	5,83	0,25	2,27	33,81	8,27
	Пределы колебаний	1,8—9,4	<0,5—4,3	<3—17	0,8—6,4	0,7—23	10—35	<0,7—10	0,06—0,82	0,5—15	3—60	1—36
	Модальные значения	3,37	1,53	6,30	4,75	3,38	16,90	7,75	0,20	0,67	35,5	65
	Среднее по К. Таркяну и К. Ведеполу	7 $\cdot 10^{-4}$	2 $\cdot 10^{-4}$	3 $\cdot 10^{-5}$	3,5 $\cdot 10^{-3}$	2 $\cdot 10^{-3}$	1,5 $\cdot 10^{-1}$	X $\cdot 10^{-4}$	3,5 $\cdot 10^{-3}$	X $\cdot 10^{-4}$	2 $\cdot 10^{-3}$	X $\cdot 10^{-3}$
Алевриты	Число анализов	3	8	3	8	8	8	8	8	8	8	8
	Среднее арифметическое	5,2	3,95	8,66	6,30	10,6	34,87	8,95	0,48	11,32	22,25	3,88
	Пределы колебаний	5,0—5,3	1,1—10	6—12	2,4—6,3	1,6—24	21—61	3—22	0,31—0,79	1,9—44	5—61	0,6—15
	Модальные значения	5,2	1,90	8,20	6,32	9,90	33,0	7,12	0,45	12,0	7,4	1,6
Аргиллиты	Число анализов	24	47	24	47	47	47	47	47	47	47	47
	Среднее арифметическое	4,85	4,77	12,83	6,55	12,24	32,7	8,85	0,62	14,79	32,23	3,34
	Пределы колебаний	2,4—8,0	1,3—14	6—20	2,6—12	1,3—32	5,5—55	2,4—24	0,07—1,1	1,8—250	5—190	0,6—15
	Модальное значение	3,70	6,30	15,33	7,23	15,14	34,60	6,70	0,65	9,65	16,0	1,6
	Среднее по К. Таркяну и К. Ведеполу	2 $\cdot 10^{-3}$	6,8 $\cdot 10^{-3}$	1,9 $\cdot 10^{-3}$	9 $\cdot 10^{-3}$	1,3 $\cdot 10^{-3}$	4,6 $\cdot 10^{-1}$	8,5 $\cdot 10^{-2}$	1 $\cdot 10^{-2}$	4,5 $\cdot 10^{-3}$	3 $\cdot 10^{-2}$	5,8 $\cdot 10^{-2}$
Известняки	Число анализов	7	9	7	9	9	9	9	9	9	9	9
	Среднее арифметическое	4,77	1,94	6,85	2,75	4,75	26,01	9,63	0,35	4,98	98,4	5,01
	Пределы колебаний	3,8—11	0,5—5,6	3—18	0,5—7	0,7—10	4,7—80	2,8—32	0,06—0,79	0,6—15	6—440	0,5—21
	Модальные значения	3,4	1,60	7,75	2,56	3,60	19,00	6,18	0,37	10,0	35,5	1,6
	Среднее по К. Таркяну и К. Ведеполу	9 $\cdot 10^{-4}$	2 $\cdot 10^{-3}$	1 $\cdot 10^{-5}$	1,1 $\cdot 10^{-3}$	2 $\cdot 10^{-3}$	4 $\cdot 10^{-2}$	1,1 $\cdot 10^{-1}$	2 $\cdot 10^{-3}$	4 $\cdot 10^{-4}$	6,1 $\cdot 10^{-2}$	1 $\cdot 10^{-3}$
	Предел чувствительности анализа	0,1	0,5	3	0,5	0,3	0,1	0,7	0,06	0,3	0,4	0,5

порядок и составляют обычно 0,01—0,05% (максимальное содержание 0,15%). Распределение свинца в рассматриваемых породах подобно распределению его в турнейских породах Оренбургской обл., где также установлена приуроченность свинца к карбонатам (Кузнецов, Пийл, 1973). На факт содержания повышенных концентраций свинца в карбонатах указывают и французские исследователи (Салле, Дебизер, 1978). Для титана характерно постоянство состава в обломочных породах (песчаниках, алевролитах, аргиллитах) и резкое уменьшение в известняках; этот элемент поступал в бассейн осадконакопления с обломочным материалом. Стронций концентрируется в известняках, где его среднее значение более чем в 2 раза, а модальное почти в 5 раз превышает кларк для известняков по К. Таркяну и К. Ведеполю (см. табл. 2). Накопление стронция в известняках могло происходить как хемогенным, так и биогенным путем. Возможно, здесь происходило химическое осаждение стронция в связи с повышением его концентрации в водных растворах усыхающих морских лагун. Интересно распределение бария в породах среднего триаса. В аргиллитах среднее содержание этого элемента близко к кларку для глинистых пород по К. Таркяну и К. Ведеполю (см. табл. 2), тогда как в песчаниках и известняках оно значительно выше кларка (на порядок в песчаниках и в 30 раз в известняках). Значительное накопление бария в некоторых образцах карбонатно-терригенных пород нижней перми Урало-Эмбенской обл. объясняется вторичным характером этого явления (Катченков, 1959). Вероятно, и в исследуемом районе повышенные содержания бария в песчаниках и известняках имеют вторичный характер.

В оленекское время так же, как и в другие временные подразделения триаса, в песчаных породах средние содержания большей части элементов превышают кларки для этого типа пород по К. Таркяну и К. Ведеполю. Содержания хрома, ванадия и титана близки к кларковым, а у бора оно несколько ниже (табл. 3). В аргиллитах средние содержания почти всех элементов несколько меньше или близки к кларковым, за исключением меди и свинца. В известняках средние содержания почти всех элементов выше кларковых значений, приводимых для известняков К. Таркяном и К. Ведеполем, за исключением Mn и Ni , у которых средние концентрации близки к кларковым. Этим карбонаты оленекского яруса резко отличаются от карбонатных пород среднего триаса, где, наоборот, средние содержания большинства элементов ниже средних концентраций, по К. Таркяну и К. Ведеполю, за исключением свинца, меди и стронция. Средние концентрации титана, марганца, никеля, кобальта, ванадия в карбонатах оленекского яруса превышают значения этого параметра в тех же породах среднего триаса соответственно в 18; почти в 5 раз; 3,5; 2,5 и более чем в 2 раза. Обратная картина наблюдается для свинца, меди и стронция, средняя концентрация которых в карбонатах среднего триаса больше чем в этих же породах оленекского яруса соответственно в 5; 3,5 и 1,5 раза. При сравнении средних содержаний исследуемых элементов в разных типах пород (см. табл. 3) выявлено, что никель, кобальт, хром, ванадий, бор и медь концентрируются в основном в аргиллитах, титан — в алевролитах (причем если брать модальные значения, то титан образует более высокие концентрации тоже в аргиллитах), марганец и стронций имеют повышенные средние концентрации в известняках, барий — в песчаниках, при этом для большинства элементов дисперсия средних значений в разных типах пород не превышает трети порядка.

В породах красноцветной долнапинской свиты концентрируются элементы группы железа — ванадий, никель, кобальт, хром, титан; а также бор и щелочноземельный элемент барий. Почти все элементы имеют наиболее высокие средние содержания в аргиллитах долнапинской свиты, и только у бария, стронция и марганца повышенные средние концентрации обнаружены в песчаниках.

Выявленные закономерности в распределении малых элементов по разрезу триаса могут быть использованы при корреляции триасовых отложений.

ЛИТЕРАТУРА

- Эрнст В. Геохимический анализ фаций. Л., «Недра», 1976.
Войткевич Г. В. Краткий справочник по геохимии. М., «Недра», 1970.
Катченков С. М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Гостоптехиздат, 1959.
Кузнецов В. Г., Пийп Н. Б. Литолого-фацальная и геохимическая характеристика турнейских отложений Оренбургской области. Тез. докл. семинара «Фации и геохимия карбонатных отложений». Л., 1973.
Салле К., Дебизер Ж. Формирование нефтяных залежей. Пер. с франц. М., «Недра», 1978.

ИГ и РГИ,
Москва

Дата поступления
6.VII.1979

УДК 552.52(470.5)

ГЛИНООБРАЗОВАНИЕ В РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНОМ САКМАРСКОМ БАСЕЙНЕ ПАЛЕОЗОЯ ЮЖНОГО УРАЛА

М. А. РАТЕЕВ, Т. А. ВОЗНЕСЕНСКАЯ, Б. П. ГРАДУСОВ

Показаны особенности минерального состава глинистых пород раннегеосинклинальных палеозойских формаций Сакмарской зоны Южного Урала. Установлено, что, несмотря на существенные постседиментационные изменения, они зависят от характера первичного материала питающих провинций: терригенного, вулкано-терригенного и пирокластического. Следовательно, состав глинистых образований обусловлен в первую очередь местом формирования их в бассейне относительно различных источников питания.

Выяснение генезиса глин, развитых в древних эвгеосинклинальных отложениях, сопряжено с некоторыми трудностями, которые вызваны рядом причин. К ним относятся: сложное тектоническое строение складчатых областей, разнообразие вулкано-магматических проявлений и сильная фациальная изменчивость отложений. Поэтому для того чтобы дать генетическую характеристику глинистых накоплений в бассейнах геосинклинального типа, необходимо проведение комплексных тектонических и литологических исследований. Такой комплексный подход к изучению эвгеосинклинальных толщ осуществлен в Сакмарской структурно-фациальной зоне (Руженцев, 1976; Хворова и др., 1978). Зона представляет собой узкую, субмеридионального простираения полосу развития нижне-среднепалеозойских вулканогенно-осадочных образований с офиолитами, расположенную в пределах верхнепалеозойских миеосинклинальных серий западного склона Южного Урала. Длина ее превышает 200 км, ширина варьирует от 20 до 40 км. В последние годы многие геологи рассматривают Сакмарскую зону как крупную аллохтонную массу, шарьированную с востока (Камалетдинов и др., 1970; Кропачев, 1970; Пейве и др., 1971, и др.).

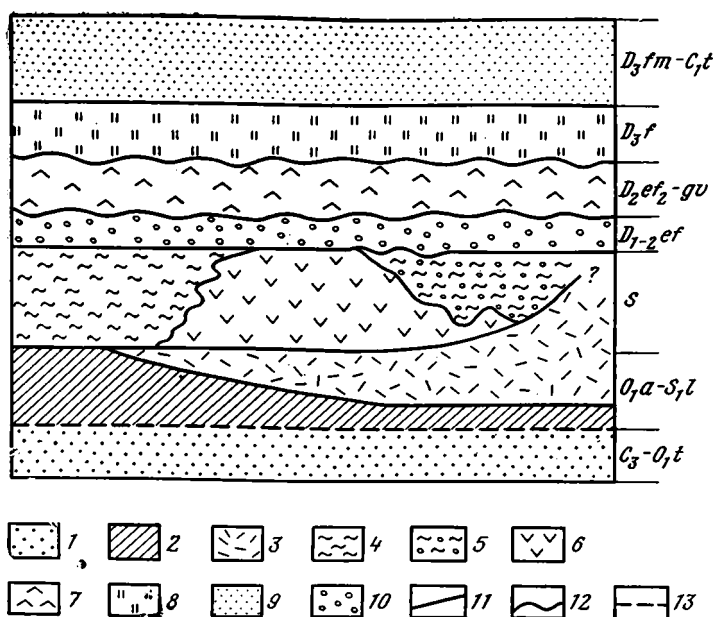
Внутренняя структура Сакмарского аллохтона сложна и гетерогенна. Для зоны в целом характерно покровное строение и широкое развитие серпентинитов и серпентинитового меланжа. Палинспастическая реконструкция, проведенная С. В. Руженцевым, позволила восстановить первоначальные положения разновозрастных разнофациальных комплексов. А это в свою очередь привело к воссозданию физико-палеогеографических условий образования разнообразных формаций во времени и пространстве (Хворова и др., 1978).

ФОРМАЦИИ САКМАРСКОГО АЛЛОХТОНА

Сакмарский аллохтон сложен образованиями большого возрастного диапазона: от кембрийских до каменноугольных. Они представлены сменяющими друг друга по разрезу следующими формациями: эффузивно-терригенная, терригенно-кремнисто-туфовая, эффузивно-кремнистая,

олистостромовая, туфово-эффузивная, туффито-кремнистая, граувакковая (фиг. 1).

Эффузивно-терригенная формация (C_3--O_1t) в вертикальном формационном ряду является самой нижней, включающей отложения куагачской и кидрясовской свит, и отвечает рифтовой (грабенной) стадии в истории формирования Сакмарской зоны. Выходы формации фрагментарны и занимают небольшую площадь, что обусловлено тектоническими причинами и физико-географической обстановкой осадконакопления. В конце кембрия здесь начинались разрыв и раздвигание континентальной плиты, произошло образование седиментационного бассейна небольших размеров, довольно мелководного; в нем накапливался преимуще-



Фиг. 1. Формационный ряд Сакмарской зоны

Формации: 1 — эффузивно-терригенная; 2—3 — терригенно-кремнисто-туфовая (2 — кураганская свита, 3 — косистекская и губерлинская); 4—6 — эффузивно-кремнистая (4 — сакмарская, 5 — херсонковская свиты, 6 — основные вулканиты); 7 — олистостромовая; 8 — туфово-эффузивная; 9 — туффито-кремнистая; 10 — граувакковая. **Контакты:** 11 — согласные, 12 — несогласные, 13 — тектонические

ственно обломочный материал разной гранулометрии, представленный сиалической кластикой (кварц, плагиоклазы, слюда, в подчиненном количестве — калишпаты, аргиллиты, силициты, эффузивы, кварциты и серицитовые сланцы). Такого типа обломочные породы определяют облик формации и принимают участие в ее строении на большей части распространения последней (кидрясовская свита). Лишь на крайнем юге Сакмарской зоны характер формации резко меняется в связи с проявлениями базальтового вулканизма (куагачская свита). Аргиллиты в формации распространены локально, образуют очень маломощные прослои и ассоциируют с мелкообломочными породами, сложенными сиалической кластикой.

Терригенно-кремнисто-туфовая формация (O_1a--S_1l) сменяет во времени эффузивно-терригенную, охватывает отложения кураганской, губерлинской и косистекской свит и отвечает началу океанической стадии развития Сакмарского бассейна. Начало времени образования формации, отвечающее кураганской свите, знаменуется довольно быстрой сменой мелководных условий относительно глубоководными. Северо-запад-

ная часть бассейна представляла собой котловину, где накапливалась мощная толща пелагических илов с редкими и маломощными прослоями субаркозового песчаного и алевроитового материала. Силикатная кластическая приносилась в бассейн с северо-запада, где располагался континент. Юго-восточнее котловины возвышались островные вулканы, представлявшие кислую пирокластическую, которая участвовала в формировании пород косистекской и губерлинской свит. У подножия вулканов, кроме отложения тефры, происходило формирование тонких смешанных осадков, в том числе и глин.

В строении *эффузивно-кремнистой формации (S)* принимают участие осадочные образования (в сакмарской и херсонковской свитах) и вулканические (в блявинской, байтерекской и сугралинской свитах). Накопление этих толщ происходило на океанической стадии развития Сакмарского бассейна, когда раздвиг континентальных плит достигал максимальных размеров. В современной структуре зоны отложения формации занимают подавляющую часть площади, что связано прежде всего с их первоначальным широким распространением. В первой половине силура бассейн наследует некоторые черты ордовикского периода. Он вырисовывается относительно глубоководным, здесь накапливаются углеродистые глинисто-кремнистые илы (сакмарская свита). В центральной части бассейна подводными излияниями базальтов создаются вулканические поднятия. В конце силура началось постепенное сжатие структур океанического типа и превращение их в континентальные. Этот процесс привел к созданию внутрибассейновых кордильер, которые явились источником внутрибассейновой кластической (херсонковская свита).

Олистостромовая формация ($D_{1-2}ef$) представлена шандинской свитой. Образование ее отвечает переходной стадии развития Сакмарской зоны, когда процесс сжатия получил дальнейшее развитие. В начале девона обстановка осадконакопления резко изменилась. Бассейн обладал сложным тектоническим и вулканическим рельефом. Поднятия часто служили основанием, на котором формировались органогенные карбонатные отложения. В соседних депрессиях накапливались тонкие кремнистые и пепловые осадки. Для этого времени характерен андезитовый вулканизм. Эксплозии и землетрясения вызывали огромные оползни и обвалы.

Туфово-эффузивная (D_2ef_2-gv) туффито-кремнистая (D_3f) и граувакковая (D_3fm-C_1t) формации представлены соответственно чанчарской, егиндинской и зилаирской свитами. Образование этих формаций происходило в континентальную стадию развития Сакмарской зоны. Первая формация сложена трахиандезито-базальтами, туфобрекчиями, липаритами, полимиктовыми песчаниками и известняками. В составе второй резко преобладают силициты, содержащие прослои глинизированных пеплов андезитового состава, третья представлена мощной серией граувакковых песчаников.

ОСОБЕННОСТИ ГЛИНООБРАЗОВАНИЯ НА РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЯХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Из анализа глинистого материала, принимающего участие в строении формаций, видно, что наиболее широко глинообразование проявлено в формациях, отвечающих океанической и отчасти переходной стадиям развития Сакмарского прогиба, которые охватывают ордовикский и силурийский периоды. На всех остальных стадиях глинообразование играло резко подчиненную роль. Поэтому основное внимание в статье уделяется глинистым образованиям терригенно-кремнисто-туфовой и эффузивно-кремнистой формаций. Минералогические типы глинистых пород и ассоциации глинистых минералов выделялись по микроструктурным признакам, микроскопическим особенностям и дифрактометрии фракции $<0,001$ мм (табл. 1).

Таблица 1

Литологические типы пород и ассоциации глинистых минералов

Стадия тектонического развития зоны	Формации	Свиты	Основные литологические типы пород	Места отбора проб аргиллитов	№ образцов	Литологические типы глинистых пород	Ассоциации глинистых минералов
Континентальная	Граувакковая	Зилаирская	Граувакковые песчаники	р. Кураган	202/72	Желтовато-зеленый туфогенный аргиллит	Смешанослойный минерал (С-М), упорядоченный
	Туффито-кремнистая	Егиндинская	Силициты с прослоями глинизированных пеплов	»	203/72	То же	То же
				»	205/72	Зеленовато-желтый глинизированный туф	Два типа смешанослойных минералов упорядоченные (С-М) и (Х-М)
	Туфово-эффузивная	Чанчарская	Трахиандезито-базальты, туфобрекчии, липариты, полимиктовые песчаники и известняки				
Переходная	Олистостромовая	Шандинская	Полимиктовые конгломераты и песчаники с глыбами и линзами известняков				
	Эффузивно-кремнистая	Херсонковская	Кремнеобломочные породы разной структуры, туффиты, кремнисто-глинистые сланцы	р. Урал	94/72	Темно-серый туфогенный аргиллит	Смешанослойный минерал (Х-М) типа, с примесью гидрослюда и кварца
Океаническая		Сакмарская	Фтаниты, глинисто-кремнистые сланцы	р. Сакмара	165/72	Черный туфогенный аргиллит	То же
				г. Медногоorsk	3081	Зеленый аргиллит	Гидрослюда с примесью кварца
					3076	Темно-серый аргиллит	Железистая гидрослюда с примесью кварца
				р. Киндерля	4230	Темно-серый кремнистый аргиллит	Гидрослюда с примесью кварца

Таблица 1 (продолжение)

Стадии тектонического развития зоны	Формация	Свиты	Основные литологические типы пород	Места отбора проб аргиллитов	№ образцов	Литологические типы глинистых пород	Ассоциации глинистых минералов
	Терригенно-кремнисто-туфовая	Косистекская	Кислые туфы, обломочные и кремнистые туффиты, кремнистые аргиллиты	р. Медес	126/71	Бирюзовый аргиллит	Гидрослюда с примесью смешанослойного (Х-М) минерала
				»	857/72	Темно-красный аргиллит	Гидрослюда с хлоритом и примесью кварца
				р. Кос-Иstek	1222/72	Желтовато-зеленый аргиллит	Гидрослюда с примесью полевого шпата
				р. Жаксы-Каргала	1284/72	Серый аргиллит	Гидрослюда с примесью кварца
				То же	778/71	Бутылочно-зеленый кремнистый туфоаргиллит	Гидрослюда с примесью смешанослойного (Х-М) минерала и полевого шпата
				р. Кос-Иstek	156/69	Зеленый туфоаргиллит	Гидрослюда, примесь смешанослойного (Х-М) минерала и полевого шпата
				»	156 ^а /69	Зеленый туфоаргиллит	Гидрослюда с примесью смешанослойного (Х-М) минерала и полевого шпата
				»	798/71	Зеленый туфогенный алевропелит	Смешанослойный (Х-М) минерал с примесью гидрослюда
				»	799/71	Лиловый туфогенный алевропелит	Гидрослюда, хлорит, примесь смешанослойного (Х-М) минерала
		Губерлинская	Кислые туфы, обломочные и кремнистые туффиты, кремнистые аргиллиты	М. Чураево г. Тая-Муин	391/71 498/71	Зеленый туфоаргиллит Лиловый туфоаргиллит	Гидрослюда с хлоритом Гидрослюда с малой примесью хлорита

Таблица 1 (окончание)

Стадии тектонического развития зоны	Формации	Свиты	Основные литологические типы пород	Места отбора проб аргиллитов	№ образцов	Литологические типы глинистых пород	Ассоциации глинистых минералов
Океаническая	Терригенно-кремнисто-туфовая	Губерлинская	Кислые туфы, обломочные и кремнистые туф-фиты, кремнистые аргиллиты	р. Терекла (у Медногорска)	636/71	Зеленый туфоаргиллит	Гидрослюда с хлоритом
				г. Медногорск	4186	Зеленый туфогенный аргиллит	Гидрослюда с примесью смешанослойного (Х-М) минерала
				г. Медногорск	677/71	Голубовато-зеленый туфоаргиллит	Гидрослюда с хлоритом
				Юмагузино	700/71	Зеленый туфогенный аргиллит	Смешанослойный минерал типа (Х-М)
				д. Беркут р. Сакмара	941 ^а /72 132/72	Красный алевропелит Зеленый алевропелит	Гидрослюда, кварц Гидрослюда, примесь смешанослойного (Х-М) минерала и кварц
Рифтовая (грабеновая)	Эффузивно-терригенная	Кураганская	Аргиллиты	»	148/72	Зеленый аргиллит	Гидрослюда, кварц
				»	175/72	Красный аргиллит	То же, кварц
				р. Киндерля	948/72	Красный аргиллит	»
				р. Хмелевка	1082/72	Желтовато-зеленый алевропелит	Железистая гидрослюда, примесь хлорита и кварца
				р. Эбита	879/72	Зеленый аргиллит	Гидрослюда, примесь смешанослойного (Х-М) минерала
		Кидрясовская	Кварц-плагноклазовые песчаники с прослоями гравелитов, алевролитов и аргиллитов	р. Жаксы-Каргала	1228/72	Зеленый алевропелит	Железистая гидрослюда, примесь смешанослойного (Х-М) минерала и серпентина-(Р)

Примечание. С — слюдяные структурные пакеты; Х — хлоритовые пакеты; М — монтмориллонитовые пакеты.

Глинистые отложения эффузивно-терригенной формации

Как уже отмечалось, аргиллиты в формации развиты незначительно, образуют маломощные и редкие прослои в толще алевролитов и мелкозернистых песчаников. Обычно аргиллиты имеют табачно-зеленую окраску и тонкоплитчатый облик. Реже среди них встречаются буровато-красные разности с мелкокостыльчатой отдельностью. Среди аргиллитов различаются чистые и алевритистые разности. В составе обломочного материала последних преобладают угловатые зерна кварца, встречаются обломки зеленокаменно измененных эффузивов. Глинистая фракция $<0,001$ мм состоит на 60—80% высокожелезистой гидрослюдой диоктаэдрического типа (фиг. 2, 1). В виде примеси присутствует смешанослойный хлорит-монтмориллонитовый минерал (с небольшим количеством набухающих смектитовых пакетов и серпентин). Этот минерал, по-видимому, связан с фрагментами основных зеленокаменно измененных эффузивов. В проходящем свете зерна имеют бытулочно-зеленую окраску, в поляризованном — их интерференционная окраска заметно варьирует от тускло-серой низких порядков до синевато-серой второго порядка. Различия величины двупреломления смешанослойных минералов хлорит-монтмориллонитового (X-M) типа, очевидно, обусловлены соотношением структурных пакетов.

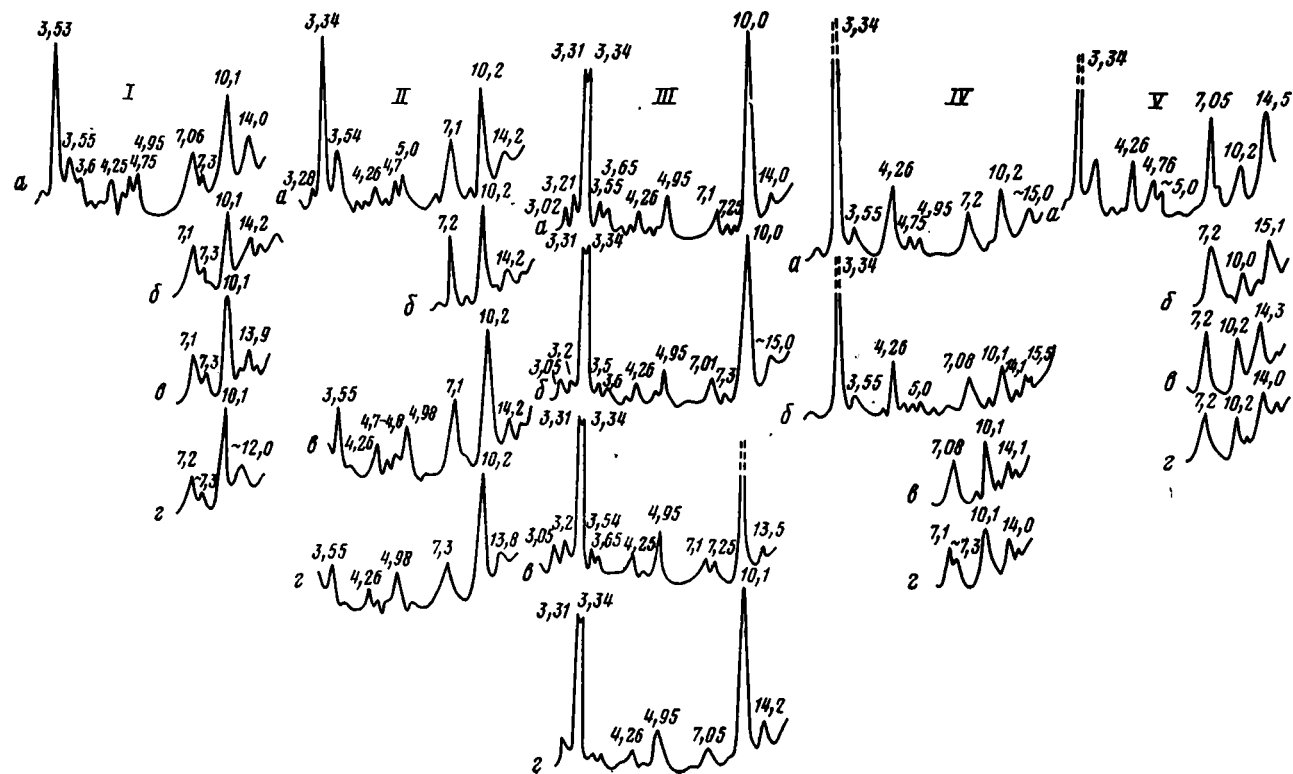
Микроскопическое изучение показывает, что изометричные частицы гидрослюды перекристаллизованы в эпигенетическую стадию в чешуйчатые агрегаты и мельчайшие удлиненно-призматические кристаллы с характерной для диоктаэдрических слюд золотисто-желтой интерференционной окраской. Из неглинистых минералов во фракции $<0,001$ мм обнаруживается примесь кварца. В тяжелой фракции алевролитов и песчаников, ассоциирующих с аргиллитами, обильны малоустойчивые минералы группы эпидота (Хворова и др., 1975б), что указывает на незрелый характер обломочного материала. Этим объясняется отсутствие в составе глинистой фракции начального каолинита, поскольку среди исходных размывавшихся пород кварцитов, гранитогайсов, основных эффузивов отсутствовали каолинитсодержащие породы кор выветривания. Монтмориллонит же, если и поступал из питающей провинции, то был в дальнейшем преобразован (в эпигенезе) в смешанослойные минералы или гидрослуду, присутствие которых установлено в аргиллитах эффузивно-терригенной формации.

Глинистые отложения терригенно-кремнисто-туфовой формации

Аргиллиты в пределах формации распространены очень широко. Среди них выделяются три минеральных типа.

Первый тип аргиллитов характерен для кураганской свиты (западная градация формации), почти нацело слагающий мощные разрезы (до 500 м). На крайнем северо-западе среди глин развиты обломочные породы разной гранулометрии, сложенные сиалическим материалом, количество их резко сокращается в юго-восточном направлении. Аргиллиты имеют преимущественно сургучно-красную окраску, менее распространены табачно-зеленые разности. Обычно аргиллиты обладают костыльчатой отдельностью, реже тонкоплитчатой. Характерны примазки марганца. Различаются чистые разности и алевритистые.

Чистые аргиллиты сложены тонкодисперсной слабо двупреломляющей массой глинистого вещества серой интерференционной окраски первого порядка. Эта масса переполнена многочисленными мельчайшими слабоудлиненными призматическими беспорядочно расположенными кристалликами гидрослюды, имеющими более высокое двупреломление (золотисто-желтая интерференционная окраска). Общая масса чистых аргиллитов слабо раскристаллизована. Алевритистые разности от-



Фиг. 2. Рентгенодифрактограммы фракции $<0,001$ мм глинистых пород палеозоя Южного Урала (а — воздушно-сухие препараты, б — насыщенные глицирином, в — прокаленные при 300°C , г — прокаленные при 550°C)

I — кидрясовская свита, обл. 1228/72 (р. Жаксы-Каргала), железистая гидрослюда с примесью неупорядоченного смешаннослойного хлорит-монтмориллонитового (Х-М) минерала и серпентина (?); II — кураганская свита, обр. 132/72 (р. Сакмара), гидрослюда с малой примесью смешаннослойного хлорит-монтмориллонитового минерала; III — косистекская свита обр., 126/71 (р. Медес), железистая гидрослюда с малой примесью смешаннослойного хлорит-сметитового компонента; IV — косистекская свита, обр. 799/71 (р. Кос-Иstek), гидрослюда, хлорит и смешаннослойный (Х-М) минерал; V — херсонковская свита, обр. 94/72 (р. Урал), смешаннослойный (Х-М) минерал с примесью гидрослюды

личаются обилием угловатого обломочного кварца и пластинок мусковита. Обломочный материал распределен более или менее равномерно, но иногда образует линзовидные сгущения. Он погружен в глинистую массу, имеющую чешуйчатое строение и более интенсивно перекристаллизованную, чем общая масса чистых аргиллитов.

Глинистая фракция $<0,001$ мм как зеленых, так и красных разностей имеет одинаковый, в основном гидрослюдистый состав (фиг. 2, II). Она состоит из диоктаэдрических гидрослюдов с повышенным содержанием железа и небольшим количеством набухающих пакетов (порядка 10—20%). Реже встречается примесь смешанослойного (X-M) минерала (менее 30%) с небольшим количеством смектитовых пакетов. По данным А. А. Гаврилова (1967), гидрослюда в аргиллитах кураганской свиты имеет модификацию 1 М. Она могла являться компонентом древних пелагических осадков, поскольку широко распространена в современных океанических илах. Поэтому мы не видим особых оснований приписывать ей, как это делает А. А. Гаврилов, туфогенную природу. Более того, надо учитывать и то обстоятельство, что аргиллиты кураганской свиты ассоциируют с сиалической обломочной кластикой, поступавшей в бассейн с северо-запада, где располагался континент, который являлся и основным источником глинистого вещества.

Для подавляющей массы кураганских глин характерна красноватость. Существует две точки зрения на природу окраски. А. А. Гаврилов (1967) считает ее постседиментационной; возникновение ее он связывает с содержанием в этих породах MgO и соотношением $Fe_2O_3 : FeO$. В зеленых аргиллитах $Fe_2O_3 : FeO < 5 : 2$, а содержание $MgO > 2$ (2,5—5%). В красных разностях $Fe_2O_3 : FeO > 5 : 2$, а $MgO < 2—2,2$. А. А. Гаврилов полагает, что при наличии достаточного количества магния последний связывается с Fe^{2+} в решетке триоктаэдрических хлоритов, которые и придает породе зеленую окраску. При недостатке Mg^{2+} избыток Fe^{3+} переходит в форму гематита, который пропитывает глинистое вещество аргиллитов, придавая последним кирпично-красную или ярко-красную окраску. Действительно, иногда в зеленых аргиллитах обнаруживается примесь хлорита, но далеко не во всех образцах. Кроме того, если такой механизм хроматических реакций принимать за реальный, то его реализация возможна только в глубинном катагенезе и даже начальном метаморфизме, где исчезает существенное воздействие S_{org} в обводненном осадке (Страхов, 1962). Однако, как было показано А. А. Гавриловым (1967), породы кураганской свиты не дошли до стадии глубинного катагенеза и тем более начального метаморфизма.

Другая точка зрения, которой придерживается Т. А. Вознесенская (Хворова и др., 1978), сводится к специфике процессов выветривания питающих провинций в раннем палеозое, когда отсутствовала в сколь-нибудь значительном количестве наземная растительность и на суше происходила концентрация окислов железа (Ziegler, McKerrow, 1975). При быстро развивающейся трансгрессии, которая имела место на территории Сакмарской зоны в раннем ордовике, окислы железа вместе с другим осадочным материалом поступали в бассейн, формируя красноватые отложения. Такого типа отложения широко развиты в геосинклинальных нижнепалеозойских толщах Норвегии, Британских островов, Аппалачей и залегают в основании трансгрессивных серий.

Второй тип аргиллитов встречается среди отложений косистекской и губерлинской свит и ассоциирует с силицитами, туффитами, тонкими витрическими и кристалло-витрическими туфами, состав которых варьирует от липаритового до андезитового. Этот комплекс пород составляет центральную градацию формации. Аргиллиты обладают оливково-зеленым и табачно-зеленым цветом разных оттенков; реже попадаются сургучно-красные и темно-бурые разности. Зеленая окраска обусловлена присутствием хлорита или смешанослойных хлорит-монтмориллонитов.

вых образований, красная — наличием тонкораспыленного гематита. Аргиллиты обычно имеют костыльчатую или игольчатую отдельность, реже плитчатую. Среди них различаются чистые и алевроитистые разновидности, в последних присутствуют кварц и плагиоклазы.

По данным рентгенографии, глинистая фракция $<0,001$ мм аргиллитов состоит на 80% из железистой диоктаэдрической гидрослюда, смешанослойных хлорит-монтмориллонитовых (X-M) образований или триоктаэдрического Mg—Fe-хлорита. Отмечается много рентгеноаморфного вещества, присутствие кварца и полевых шпатов (фиг. 2, III). Под микроскопом видно, что аргиллиты сложены многочисленными мельчайшими изометричными кристаллитами, зернами и слабоудлиненными беспорядочно ориентированными чешуйками гидрослюда, которые цементируются тусклой серой, слабодвупреломляющей, хлоритизированной массой. В общей массе глинистого вещества встречаются отдельные витрокласты с расплывчатыми, нечеткими контурами. В поляризованном свете в аргиллитах обнаруживается перекристаллизация всей массы глинистого вещества в чешуйчатые спутанно-волоконистые агрегаты диоктаэдрической гидрослюда зеленовато-желтого цвета, пластинки которой цементируются слабодвупреломляющей серовато-зеленой массой хлорита. Эта перекристаллизация произошла в постседиментационную (эпигенетическую) стадию. При этом не исключается, что первоначальный осадок мог содержать и монтмориллонит либо в виде отдельной фазы, либо в форме тонкодисперсного продукта девитрификации вулканического стекла, который затем в эпигенезе был преобразован в смешанослойный хлорит-монтмориллонитовый (X-M) минерал. Следовательно, эпигенетические преобразования в аргиллитах данного минерального типа, вероятно, играли заметную роль.

Таким образом, в отличие от глинистого вещества аргиллитов первого типа, существенно терригенного, в аргиллитах второго типа заметную роль играл и тонкий пирокластический материал, который поступал с востока из эксплозивных вулканов, а терригенные глинистые минералы приносились с запада и северо-запада с континента.

Третий тип аргиллитов также приурочен к отложениям косистекской и губерлинской свит, но встречается в разрезах, характеризующих восточную градацию формации. В ее строении принимают участие туфы от липаритовых до андезитовых, тефроида, обломочные и кремнистые туф-фиты, яшмы и аргиллиты. Макроскопически аргиллиты этого типа сходны с предыдущим. Глинистая фракция $<0,001$ мм состоит лишь на 50—60% из диоктаэдрической слюды, резко возрастает роль триоктаэдрического смешанослойного хлорит-монтмориллонитового минерала с относительно повышенным содержанием монтмориллонитовых пакетов (до 30%). Последний обнаруживает признаки упорядоченности (наличие рефлекса с $d/n \approx 32$ Å). Отмечается много рентгеноаморфного вещества, кварц, полевые шпаты (фиг. 2, IV).

Под микроскопом видно, что аргиллиты образованы мельчайшими зернами и чешуйками гидрослюда, причем общая гидрослюдистая масса в них более раскристаллизована и более двупреломляет, чем в аргиллитах второго типа. Здесь чаще встречается материал алевроитовой размерности, представленный витрокластикой, обломками кислых эффузивов, биотитом, реже роговой обманкой. Образование зеленых хлорит-монтмориллонитовых минералов происходило здесь не по основной массе, как во втором типе аргиллитов, а в основном по пирокластам. Это подтверждается замещением смешанослойным минералом хлорит-монтмориллонитового типа сравнительно крупных пластинок биотита (с бурыми реликтами последнего в ядре или по краям измененной пластины) либо развитием его по более редким темноцветным минералам. В поляризованном свете смешанослойный хлорит-монтмориллонитовый минерал обнаруживает довольно сильное двупреломление, обладает си-

невато-зеленой и синевато-серой интерференционной окраской второго порядка, что свидетельствует о существенном количестве в нем монтмориллонитовых пакетов.

Некоторые особенности глинообразования в аргиллитах второго и третьего типа, вероятно, связаны с наличием и соотношением катионов Mg^{2+} и Fe^{2+} как в исходных породах, так и в составе поровых вод. Там, где баланс этих катионов был достаточен для построения кристаллической решетки триоктаэдрического $Mg-Fe$ -хлорита, последний развивался в виде самостоятельной фазы. В тех условиях, где они содержались в меньшем количестве, их хватало лишь на построение отдельных хлоритовых пакетов в структуре хлорит-монтмориллонитовых смешанослойных образований. Глинистые аргиллиты третьего типа формировались вблизи центров эксплозивных вулканов и вдали от континента. Это обстоятельство и обусловило специфику исходных илов и последующих вторичных преобразований.

Таким образом, устанавливается, что состав аргиллитов терригенно-кремнисто-туфовой формации обусловлен главным образом местом формирования их в бассейне, который на западе обрамлялся континентом, а в восточной части его существовали эксплозивные вулканы. Соответственно в западной части бассейна накапливались существенно терригенные илы, в центральной — пеплово-терригенные, а на востоке — терригенно-пепловые.

Изученные разности глинистых пород имеют некоторые особенности и в химическом составе. Так, аналитические данные (табл. 2) свидетельствуют, что все описанные типы аргиллитов отличаются высокой железистостью. Содержания суммарного железа колеблются от 3 до 10%¹, но наиболее характерны значения 6—8%. При этом Fe_2O_3 всегда преобладает над FeO (исключения крайне редки). Содержания марганца варьируют в широких пределах от 0,07 до 0,64, а единичные — от 1,1 до 3,4%. В целом наблюдается некоторая тенденция изменения химического состава аргиллитов от первого типа к третьему. Она выража-

¹ В таблице приведены выборочные химические анализы, имеющиеся в распоряжении авторов.

Таблица 2

Химический состав аргиллитов терригенно-кремнисто-туфовой формации (исходные породы), %

№ п. п.	Типы аргил- литов	Компоненты														Сумма
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	CO ₂	
1	Первый	67,96	0,68	10,79	7,59	0,29	0,28	3,01	1,62	1,35	2,93	3,89	0,27	Нет	Нет	100,61
2	»	54,66	1,02	19,19	7,73	1,29	0,64	0,95	2,20	1,35	4,58	5,90	0,41	»	»	99,62
3	Второй	65,94	0,60	13,69	5,47	0,93	0,24	1,39	1,87	2,83	3,33	2,09	0,11	»	»	99,61
4	»	76,48	0,51	9,03	2,58	2,09	0,23	0,72	1,76	1,85	3,33	1,04	0,25	»	»	100,02
5	Третий	63,03	0,85	12,16	8,89	0,84	0,08	1,95	1,69	2,42	5,42	Нет	0,97	»	1,36	99,70
6	»	72,66	0,68	10,04	3,33	2,00	0,13	1,83	2,12	0,79	2,60	2,84	0,23	»	0,14	100,48

Примечание. 1, 2, 3, 5 — красные аргиллиты, 4, 6 — зеленые.

ется в увеличении процентного содержания CaO , MgO и Na_2O . Если в первых двух типах K^{1+} всегда преобладает над Na^{1+} , то в третьем отмечаются и обратные соотношения. Это обстоятельство дополнительно свидетельствует о том, что в первичном осадке здесь была велика роль пеплового материала, так как тефра в терригенно-кремнисто-туфовой формации является селективно натровой.

Глинистые отложения эффузивно-кремнистой формации

Набор слагающих формацию пород довольно большой, но главная роль среди них принадлежит основным эффузивам и силицитам, которым подчинены кремнеобломочные породы и аргиллиты. Помимо того в формации встречаются туфы кислого и среднего состава, тефроиды, туффиты и разнообразные песчаники. Среди глинистых отложений различаются красные, зеленые и темно-серые аргиллиты. Красные и зеленые разности имеют ограниченное распространение и сходны по составу с кураганскими. Гораздо шире распространены темно-серые аргиллиты, которые являются одним из характернейших типов пород данной формации. По составу среди них выделяется два минеральных типа.

Первый тип аргиллитов встречается в отложениях сакмарской свиты и тесно ассоциирует с фтанитами и фтанитоидами. Это темно-серые породы, обогащенные углеродистым веществом ($1,2\text{—}2,9\%$ $\text{C}_{\text{орг}}$), обычно чистые, без примеси обломочного материала, обладающие мелкоплитчатой и листоватой отдельностью. Нередко в них обнаруживается граптолитовый детрит. Примесь алевритового материала очень редка и представлена мелкими угловатыми зернами кварца, калишпатов, плагиоклазов и чешуйками мусковита. Микроскопически аргиллиты представлены тонкочешуйчатыми разностями, иногда с признаками одновременного угасания, микросланцеватые. Глинистая фракция $<0,001$ мм характеризуется мономинеральным составом и слагается исключительно диоктаэдрической гидрослюдой. Из неглинистых минералов отмечается обилие кварца и рентгеноаморфного вещества.

Такая мономинеральность глинистой фракции (ее чисто гидрослюдистый состав) связана с тем, что в исходных илах отсутствовал в сколько-нибудь заметном количестве пирокластический или тонкозернистый материал зеленокаменно измененных вулканических пород. Причиной этого явилось изменение палеогеографических условий формирования аргиллитов данного типа. Они накапливались в условиях бассейна котловинного типа, унаследованного от ордовикского периода. Однако бассейн значительно расширился, что привело к отдалению его как от источника сиалической кластики (на западе), так и от эксплозивных вулканов (на востоке). Свойственный же этому времени подводный базальтовый вулканизм характеризовался преимущественно эффузивным типом деятельности.

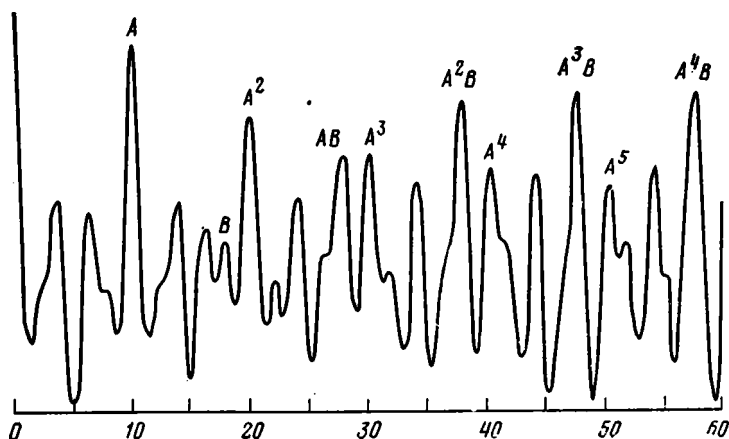
Второй тип аргиллитов приурочен к отложениям херсонковской свиты и ассоциирует с туфогенными силицитами, кремнеобломочными породами, иногда содержащими примесь зеленокаменного материала. Среди пород этой свиты встречаются и полимиктовые зеленокаменные граувакки (Хворова и др., 1975б). Аргиллиты темно-зеленые с кусковатой и костыльчатой отдельностью. По кливажу часто окрашены в буровато-черный цвет гидроокислами марганца. Глинистая фракция $<0,001$ мм состоит из диоктаэдрической гидрослюды (40—50%) и смешанослойного триоктаэдрического хлорит-монтмориллонитового минерала с малым содержанием монтмориллонитовых пакетов. Заметно обогащение ее кварцем и рентгеноаморфным веществом (фиг. 2, V). Среди аргиллитов различаются чистые и алевритистые разности. Под микроскопом видно, что чистые аргиллиты слагаются тонкочешуйчатой гидрослюдой и

смешанослойным хлорит-монтмориллонитовым минералом. В алевритистых аргиллитах микроскопически обнаруживаются два типа вторичных изменений. В первом типе происходит замещение отдельных зерен и обломков эффузивов голубовато-зеленым смешанослойным (Х-М) минералом с довольно высоким двупреломлением (в синевато-серых тонах второго порядка) и агрегатной поляризацией. Второй тип замещения сопровождается развитием вторичного гидрослюдистого минерала светлосиневато-голубой окраски, агрегативно поляризующего в желтых тонах второго порядка. Гидрослюдистый минерал образуется как по пластинкам биотита, так и по глинистой массе цемента, выходя за контуры отдельных зерен.

Формирование отложений херсонковской свиты началось со второй половины силура, когда процесс растяжения сменился сжатием, что привело к появлению внутрибассейновых кордильер (Хворова и др., 1975а), сложенных основными эффузивами и кремнями с прослоями аргиллитов первого типа. Этот материал принимал участие в образовании обломочных и глинистых осадков, что и определило полиминеральность последних. Кроме продуктов разрушения основных эффузивов в состав исходных илов поступало базальтовое и андезитовое стекло, оскольчатые хлоритизированные фрагменты которого встречаются в виде алевритовой примеси. Специальное изучение вулканических стекол из одновозрастных гиадокластитов (Хворова и др., 1974) показало, что в результате вторичных преобразований по ним формируется ряд глинистых минералов, в том числе триоктаэдрические хлориты, хлорит-монтмориллонитовые смешанослойные образования (с различным содержанием монтмориллонитовых пакетов) и монтмориллонит.

Глины туффито-кремнистой формации

С точки зрения минеральных преобразований пирокластики интересны рентгеноструктурные данные, полученные по глинистым породам из туффито-кремнистой формации франского яруса. Они встречаются в виде маломощных прослоев среди силицитов, туффитов и терригенных полимиктовых пород разной гранулометрии. Среди аргиллитов различаются как глинистые, так и алевритистые разновидности; алевритовый материал представлен в основном плагиоклазами, реже кварцем. Иногда улавливаются реликты витрических фрагментов. Кроме того, наблюдаются прослои глинизированных пеплов андезитового состава. Об основности



Фиг. 3. График преобразований Фурье $\Phi'(z)$ смешанослойных хлорит-монтмориллонитовых минералов. Франский ярус, обр. 203/72 (р. Кураган)
 А — слоистые пакеты, В — монтмориллонитовые пакеты

пирокластического материала можно судить по ассоциирующим с ним тефроидам, сложенным плагиоклазами (андезин, лабрадор) и обломками андезитов, являющимися производными андезитовой тефры. Иногда в самих туфах встречаются кристаллы андезина и лабрадора. Фракция $<0,001$ мм глинизированных туфов представлена двумя типами смешанослойных минералов: упорядоченно слюда-монтмориллонитовым и хлорит-монтмориллонитовым минералами.

Анализ аргиллитов из той же формации показал, что они сложены смешанослойными диоктаэдрическими образованиями. Рассчитанный для одного из образцов график функции $\varphi'(z)$ свидетельствует о том, что образование состоит из слюдистых и монтмориллонитовых пакетов (фиг. 3). Их соотношение соответствует $A : B = 70 : 30$. Чередование пакетов имеет выраженные признаки упорядоченности по закону AB и A^2B и A^3B . Специфика минерального состава аргиллитов туфито-кремнистой формации, вероятно, связана с тем, что образование глинистого вещества происходило в результате разрушения местных внутрибассейновых поднятий, в строении которых существенную роль играли глиноземистые и щелочные базальтоиды туфово-эффузивной формации. Об этом свидетельствует состав полимиктовых песчаников, ассоциирующих с аргиллитами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В приконтинентальном геосинклинальном прогибе, каким являлся Сакмарский бассейн, на ранних стадиях его развития состав глинистых образований был обусловлен главным образом местом формирования их в бассейне относительно источников питания терригенным и вулканогенным материалом. Вблизи континента, поставлявшего сиалическую кластику, накапливались мономинеральные существенно гидрослюдистые илы, чистые или с примесью алевритового материала. Около эксплозивных вулканических аппаратов происходило образование полиминеральных глин; в составе исходных илов существенную роль играл пирокластический материал, трансформация которого в глинистые минералы осуществлялась в постседиментационную стадию преобразования осадков, наряду с гидрослюдой в этих аргиллитах в значительном количестве присутствуют смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые образования. Далее от вулканов, но еще в зоне их влияния, также накапливались полиминеральные илы, в которых доля пеплового материала уменьшалась, а гидрослюдистая составляющая возрастала. Аналогичную картину вариаций состава глин (после постседиментационных эпигенетических преобразований) создавала и гиалокластика.

Таким образом, оказывается, что, несмотря на относительно сильные постседиментационные, эпигенетические изменения глинистых пород, в их минеральном составе довольно отчетливо проявляется зависимость от первичного осадочного и пирокластического материала питающих провинций.

ЛИТЕРАТУРА

- Гаврилов А. А. Марганценосный вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Южного Урала и Северных Мугуджар.— Тр. ГИН АН СССР, 1967, вып. 169.
- Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т. Складчатые покровы западного склона Южного Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4.
- Кропачев С. М. Тектоническое строение Сакмарской зоны Южного Урала.— Вестник МГУ. Геология, 1970, № 1.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Перфильев А. С., Поспелов И. И., Руженцев С. В., Самыгин С. Г. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.
- Руженцев С. В. Краевые офиолитовые аллохтоны (Тектоническая природа и структурное положение).— Тр. ГИН АН СССР, 1976, вып. 283.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., «Наука», 1962.

- Хворова И. В., Вознесенская Т. А., Золотарев Б. П., Ильинская М. Н., Руженцев С. В. Формации сакмарского аллохтона (Южный Урал).—Тр. ГИН АН СССР, 1978, вып. 311.
- Хворова И. В., Вознесенская Т. А., Руженцев С. В. Раннегеосинклинальные формации Сакмарской зоны Южного Урала.—Литол. и полезн. ископ., 1975а, № 4.
- Хворова И. В., Градусов Б. П., Ильинская М. Н. Гналокластиты и некоторые особенности их минерального преобразования.—Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3.
- Хворова И. В., Ренгартен Н. В., Вознесенская Т. А. Особенности минерального состава обломочных пород раннегеосинклинальных формаций (на примере Южного Урала).—В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975б.
- Ziegler A. M., McKerrow W. S. Silurian marine red beds.—Amer. J. Sci., 1975, v. 275, No. 1.

ГИН АН СССР,
Почвенный институт,
Москва

Дата поступления
30.V.1980

УДК 553.632 : 551.736(474)

КАЛИЕНОСНОСТЬ ЦЕХШТЕЙНОВЫХ ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИБАЛТИКИ

С. М. КОРЕНЕВСКИЙ, Ю. В. КАЗАНОВ, А. Л. ПРОТОПОПОВ

Рассматривается калиеносность цехштейновой галогенной формации советской Прибалтики. Намечаются площади наиболее перспективные для поисков калийных солей типа хартзальца. Характеризуются марганцевая и борная минерализация, ассоциирующие с галогенными толщами.

На территории советской Прибалтики галогенные отложения встречаются в силурийских, девонских и пермских толщах. Соли, однако, имеются только в позднепермской цехштейновой галогенной формации, тогда как в остальных толщах эвапориты представлены лишь гипсом и реже ангидритом. Цехштейновая галогенная формация Гданско-Калининградского залива огромного цехштейнового солеродного бассейна Западной Европы распространена почти на всей территории Балтийской синеклизы — в пределах Калининградской обл., Литвы и польского Поморья. Как и во всех тупиковых заливах этого цехштейнового солеродного бассейна, в прибалтийском наиболее полным и калиеносным является самый нижний цикл Верра.

Почва галогенной формации в районах городов Шауляя и Вильнюса находится на плюсовых отметках. На балтийском побережье Польши (Леба, Жамовиц) она лежит на глубинах от —600 до —900 м. Южнее, к Калининграду и линии Поланув — Битув — Гданск (Польша), она погружается до —1500 м и далее к линии Нова Корчма — Косцежин — Пасленк до —200 м и к Грудзендзу примерно до —3000 м. С возрастанием глубины залегания формации увеличивается ее мощность. В р-не Лебы и у юго-западных границ Калининградской обл. она достигает 220—320 м, возрастая к Косцежину до 400 м и к Грудзендзу почти до 600 м. Здесь разрез цехштейновой галогенной формации представлен всеми четырьмя циклами (Верра, Стассфурт, Лейне и Аллер), хотя мощности двух верхних заметно сокращены.

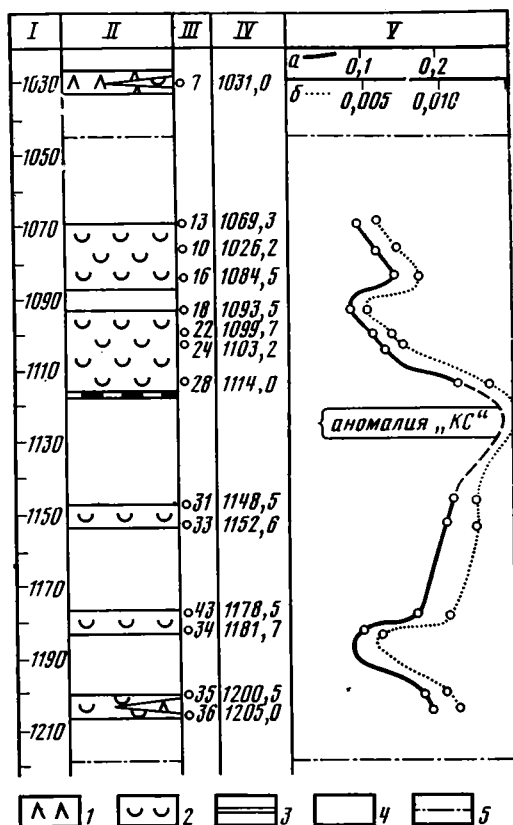
В полосе менее глубокого залегания галогенной формации в польском Поморье (Леба) и советской Прибалтике ее разрез представлен преимущественно отложениями самого нижнего цикла Верра. На советской территории в его объеме П. И. Сувейздис (1975) выделил калварийскую (1—9 м), саснавскую (0,4—1,7 м), новоакмянскую (до 50—70 м) и прегольскую (до 276 м) свиты. Первые три свиты соответствуют горизонтам белого лежа, медистых сланцев и цехштейнового известняка центральных цехштейновых бассейнов Польши и ГДР; прегольская свита — горизонтам нижнего ангидрита, древнейшей каменной соли и верхнего ангидрита цикла Верра.

Цехштейновая галогенная формация здесь окаймляется узкой полосой рифогенно-карбонатного комплекса мощностью до 20—80 м. Внутри бассейна он сменяется карбонатно-ангидритовым комплексом мощно-

стью от десятков метров до 150 м. Далее следуют галито-ангидритовый литокомплекс с локальными останцами залежей каменной соли, галитовый (локально ангидрито-галитовый), имеющие мощность от 150 до 300 м. В полосе от поднятия Лебы, под дном Гданского залива и южнее его, а также на юго-западе Калининградской обл. формация представлена калиеносным комплексом.

В настоящее время калийно-магниевые соли среди древнейшей каменной соли цехштейновой формации Балтийской синеклизы встречаются лишь на поднятии Лебы и на юго-западе Калининградской обл. В побочных цехштейновых заливах Верра-Фульда и Нижнерейнском они представлены хартзальцем, а также карналлитовой породой. На поднятии Лебы в средней части разреза древнейшей каменной соли обнаружены четыре линзообразные залежи полигалитовой породы в р-нах Сважева, Хлапова, в окрестностях Мирошина и южнее его. Мощность их до 6,5 м, содержание в породе K_2O достигает 15,06% (Вернер, 1972). У пос. Хлапова в каменной соли обнаружены включения карналлита, каинита, глазерита и левента. Одной из скважин в кровле горизонта древнейшей каменной соли встречено три пропластка карналлитовой породы с реликтами каинита (Роборский, 1975). По данным петрографического изучения, полигалитовая порода относится к десцендентным образованиям, возникшим за счет гипергенного изменения первичных калийно-магниевых солей. З. Вернер (Osika а. о., 1975) полигалитовые линзы объединяет в единый горизонт и считает их образование первично-седиментационным.

В советской Прибалтике залежь полигалитовой породы впервые встречена Нивенской (Южно-Калининградской) опорной скважиной, которая горизонт древнейшей каменной соли пересекала в интервале 1045—1219 м (Романов, Золотова, 1962). Нижняя часть его разреза представлена первично-седиментационной каменной солью, местами слоистой и включающей миллиметровые прослоечки ангидрита. Верхняя часть разреза сложена, видимо, перекристаллизованной, более чистой крупнокристаллической каменной солью. В средней части разреза встречается серая и молочно-белая каменная соль. Именно к ней приурочена полигалитовая порода с содержанием калия 13,12%, керн которой поднят с глубины 1116—



Фиг. 1. Изменение содержания брома и значения бромхлорного коэффициента по разрезу соляной толщи в Нивенской скважине (по Л. М. Тамошюнасу, 1963; с дополнениями)

I — глубина, м; II — литология: 1 — ангидрит, 2 — галит, 3 — полигалит, 4 — интервалы без керна, 5 — кровля и почва соляной толщи; III — номера проб; IV — глубина отбора проб, м; V — кривые значений бромхлорного коэффициента (а) и содержания брома (б)

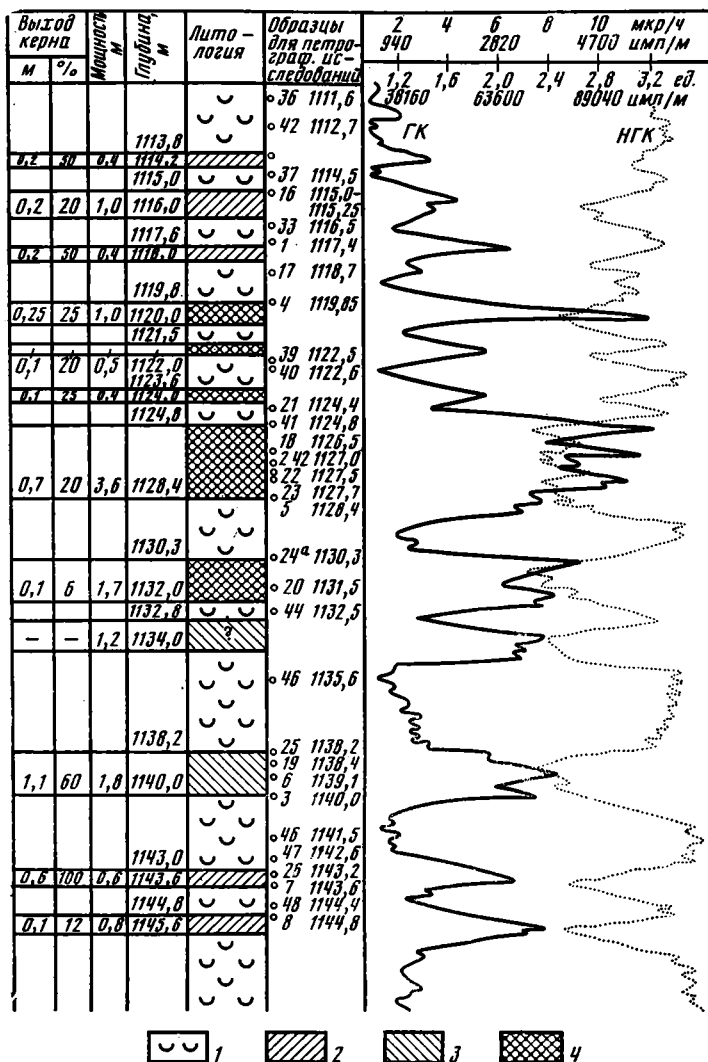
1117 м. Полигалитовая порода микро- и мелкозернистая с отчетливо выраженной пучковидной и спутанно-волокнистой структурами, указывающими на значительную перекристаллизацию породы (Яржемский, 1959). В микрожеодах широкопризматические кристаллы полигалита выросли на их стенках. Слоистость в породе отсутствует. По данным пересчета химического анализа, в полигалитовой породе содержится: 97,96% полигалита, 0,91% галита, 0,78% сильвина и 0,46% нерастворимого остатка. Керна полигалитовой породы, видимо, поднят из кровли калийной залежи. Ниже, до глубины 1147 м, керн из этой скважины не поднимался, а в интервале 1147—1153 м он уже представлен каменной солью с включениями полигалита и резе сильвина (0,39% К). Тенденция изменения содержания брома и значения бромхлорного коэффициента в ниже- и вышележащей каменной соли показывают, что они возрастают в 2—3 раза снизу и сверху к бескернавому интервалу 1117—1147 м (фиг. 1). Значения бромхлорного коэффициента максимальны непосредственно в кровле (0,226) и почве (0,222) этого предположительно полигалитового интервала (Тамошюнас, 1963). Данные каротажа «КС» (учитывая наблюдающиеся совпадения максимумов «ГК» и «КС») показывают, что наиболее значительная аномалия выделяется в интервале 1125—1130 м. Не исключено, что полигалитизации здесь подверглась лишь верхняя часть залежи первичного хартзальца.

Восточнее Нивенской скважины на Северо-Гусевской площади в керне из верхней части древнейшей каменной соли местами наблюдается значительная вкрапленность полигалита — до 6—10 и даже 20%. В интервалах мощностью от 0,1 до 2 м по скв. 2 содержание калия достигает 1,47—5,22%. Эти прослои сложены глинистой ангидрито-полигалитовой породой.

В ряде скважин, пройденных нефтегазовыми организациями на юго-западе Калининградской обл., по данным гамма-каротажа и частично кавернометрии, в древнейшей каменной соли выделены аномалии, которые могут указывать на наличие калиеносных интервалов. Такие интервалы с интенсивностью гамма-излучения в 1,5—2 раза выше фоновой, в частности, отмечены на Ладушкинской (скв. 2 и 10, в интервале 1170—1184 м, 1210—1213 и 984—991 м), Багратионовской (скв. 1, интервал 1045—1046 м) и Ушаковской площадях (скв. 1, интервал 930—935 м). Они имеются и по разрезу скважин Мамоновской и южнее (уже на польской территории) в Железной Гуре.

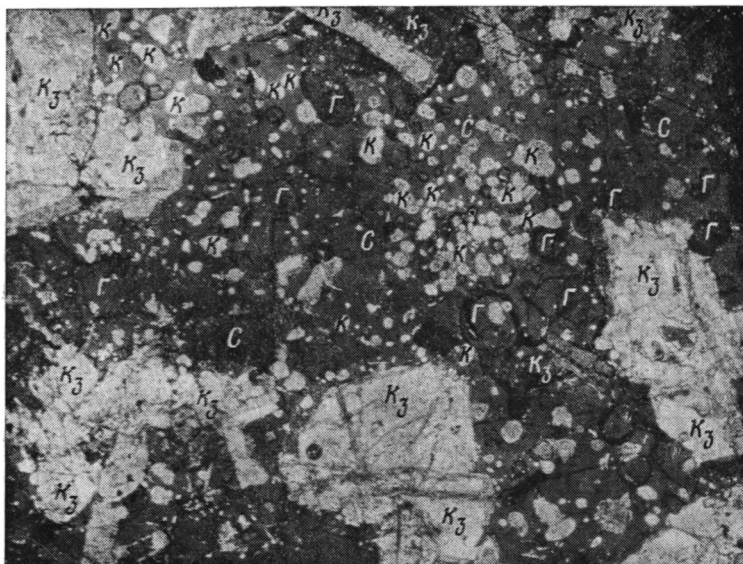
На основе анализа структурно-геологических критериев и приведенных выше данных о калиеносности прибалтийского цехштейна в 1976 г. С. М. Кореневским (ВСЕГЕИ) сделан прогноз о более высоких перспективах калиеносности в Мамоновском прогибе и прежде всего в его Подлеснинской (Нивенской), Александровской и особенно собственно Мамоновской локальных впадинах. Восточнее, в том числе и в Черняховском прогибе, могли быть встречены только полигалито-галитовые и полигалитовые породы. В соответствии с этим прогнозом ныне пройдены Подлеснинская и Александровская скважины. Последняя, однако, была задана на склоне ангидритового вала, разделяющего Александровскую и Мамоновскую впадины, и прошла только по каменной соли (208 м).

Скважина 2, пройденная у пос. Подлесное в 4,5 км к северо-западу от Нивенской скважины, пересекла мощную соляную толщу (190 м) с калиеносной зоной в интервале 1113,8—1145,6 м. По керну и по данным гамма-каротажа в разрезе ее отбито 12 пропластков с калийно-магниевыми солями (фиг. 2), мощностью от 0,4 до 1,8 м, а в интервале 1124,8—1128,4 м — 3,6 м. Суммарная мощность этих пропластков 13,4 м. Интенсивность гамма-аномалий достигает 8—12 мкр/ч при фоне соляной толщи 2—4 мкр/ч. Петрографическое изучение образцов керна из калийных интервалов, выполненное А. Л. Протопоповым, показало, что они сложены галитом, сильвином, кизеритом, карналлитом и полигалитом. Мес-



Фиг. 2. Геологический разрез калиеносной зоны по скв. 2 у пос. Подлесное

тами эта порода по составу приближается к хартзальцу. В пробе с интервала 1127,5—1127,6 м (из самого мощного калийного пропластка) химическим анализом обнаружено 9,7% калия и 9,12% магния (в пересчете около 20% сильвина и 45% кизерита). В пробах с интервалов 1124,8—1125,1 и 1130,3—1132,0 м определено 4,74 и 4,62% калия, 7,21 и 7,86% магния. Более 5,5% калия установлено в пробе с интервала 1128,1—1128,4 м. Следует отметить, что при проходке скв. 2 по многим калийным интервалам (особенно в наиболее интересных, с глубины 1120 до 1140 м) был плохой выход керна в пяти из семи калийных пропластков (от 6 до 60%), что, несомненно, отразилось на оценке степени калиеносности разреза, так как калийно-магнєвые соли размывались в первую очередь.



Фиг. 3. Участок кизерито-сильвинового хартзальца разномзернистой структуры (галито-кизерито-сильвиновая порода) с включениями реликтов карналлита

С — сильвин (темный основной фон); Кз — кизерит; К — карналлит; Г — галит (темные округлые зерна). Шлиф № 24 (глуб. 1130,3 м), увел. 13, николи+

калиеносной зоны (1132—1145 м) среди каменной соли такого же состава выделяются четыре калийных пропластка (0,6—1,8 м). Два нижних представлены чередующимися прослоями галитовой, полигалитовой и кизерито-полигалитовой пород, третий (1,8 м) — кизерито-галитовой породой с зернами полигалита, сильвина или карналлита; четвертый пропласток не охарактеризован керном.

В средней части разреза зоны (1119,8—1132,0 м) три наиболее мощных калийных пропластка (1,0—3,6 м) сложены кизерито-галиевой и сильвино-кизерито-галиевой (хартзальц) породами (фиг. 3). В верхней части разреза зоны три маломощных калийных пропластка (0,4—1 м), по единичным образцам керна, представлены полигалито- и кизерито-галитовой породами с примесью сильвина или карналлита. Разделяются калийные пропластки средней и верхней части разреза калиеносной зоны каменной солью с прослоями кизерита и полигалита. Таким образом, в средней части разреза зоны в калийных пропластках заметно возрастает содержание кизерита и сильвина (местами карналлита).

Скважина, пройденная у пос. Подлесное, интересна тем, что ею впервые в цехштейне Прибалтики обнаружены пропластки хартзальца, залежи которого характерны для немецкого цехштейна. Эта порода и здесь, видимо, является первичной для калиеносного горизонта, а полигалиты являются ее гипергенными производными в периферийных приподнятых полосах галогенной формации.

Конкретные данные и прогнозы калиеносности цехштейновых отложений советской Прибалтики еще более убедительно свидетельствуют, что наиболее перспективной для поисков калийно-магниевых солей типа хартзальца является Мамоновская впадина. Здесь целесообразна проходка трех поисковых скважин: 1) между скважинами в Подлесном и Мамоново, 2) восточнее скважины в Мамоново и 3) в 8—10 км к западу от Александровской скважины. Следует завершить оценку калиеносности цехштейновых отложений в Нивенской впадине проходкой одной по-

исковой скважины в осевой ее части, примерно в 3—4 км к северо-западу от Подлесного, а в случае получения хороших результатов и еще одной — на северо-западном крыле впадины.

Цехштейновая галогенная формация Прибалтики интересна не только соляным сырьем — каменной солью, хартзальцем и полигалитами, ангидритами (гипсами) и карбонатными породами, но и сопутствующей минерализацией.

С карбонатными горизонтами цехштейна здесь может быть связано наличие самородной серы, подобно обнаруженной в Эмсланде (ФРГ), флюоритовой минерализации, такой, как в Южном Гарце (P_2Z_2) и в округе Гера (P_2Z_3) на месторождении Каашвитц, а также целестина, барита и марганцевой минерализации. Так как цехштейновая калиеносная формация Прибалтики относится к сульфатно-хлоридному подтипу, то с ней может быть связана бороносность. В подошве формации находится горизонт медистых сланцев, локально несущий свинцово-цинковую и иную (Со, V, Ni, Cr и др.) минерализацию. В периферийных полосах карбонатных горизонтов цехштейна, представляющих рифовые сооружения, возможно наличие скоплений углеводородов. Наконец, с процессами гипергенеза галогенных отложений связано образование бромсодержащих рассолов.

ЛИТЕРАТУРА

- Гуревич Г. И., Казанов Ю. В. Полезные ископаемые Калининградской области. Калининград, Кн. изд-во, 1976.
- Гуревич Г. И., Шустов В. А., Вострякова Н. В. Калининградский соленосный бассейн и перспективы его калиеносности.— В сб. Новое в геологии месторождений полезных ископаемых северо-запада РСФСР. М., 1979.
- Кадунас В. Б. Геолого-геохимическая характеристика верхнепермских карбонатных отложений Южной Прибалтики. Автореф. канд. дис. Вильнюс, 1967.
- Корнеевский С. М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М., «Недра», 1973.
- Романов Ф. И., Золотова А. И. Южно-Калининградская (Нивенская) опорная скважина.— Тр. ВНИГРИ, вып. 197. Гостоптехиздат, М., 1962.
- Сувейдзис П. И. Пермская система Прибалтики.— Тр. ЛитНИГРИ, вып. 29, Вильнюс, 1975.
- Тамошюнас Л. М. К вопросу о распределении брома в цехштейновой каменной соли Южной Прибалтики.— Вопр. геол. Литвы. Вильнюс, 1963.
- Яржемский Я. Я. Краткая минералого-петрографическая характеристика соленосной толщи по разрезу Калининградской скв. 1-Р.— Тр. ВНИИгалургии, вып. 35. Л., 1959.
- Osika R. and oth. Formacje metalogeniczne w utworach permskich na obszarach platformowych Europy.— Kwart. geol., 1975, t. 19, No. 4.
- Poborski J. O halogenicznych zjawiskach krasowych w permie gornym na wyniesieniu Leby.— Przegl. geol., 1975, No. 7 (267).
- Poborski J. Nowsza mapa stosunkow litofacjalnych w zaglebiu cechsztyńskim w Polsce.— Przegl. geol., 1976, No. 5 (277).
- Werner Z. Złoza soli potasowych w rejonie Zatoki Puckiej. Przew. XLIV Zjazd du PTG, Wyd. Geol., Warszawa, 1972.

ВСЕГЕИ ВНИИгалургии,
Ленинград,
Калининградская КГРП СЗГУ,
г. Гусев

Дата поступления
1.XI.1979

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.332.21

«МОРЕНОПОДОБНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ» ИЛИ «ДИАМИКТОН»?

В. В. ЗАМОРУЕВ

В настоящее время в русской геологической терминологии отсутствует общий термин широкого значения для обозначения несортированных отложений, содержащих частицы различного размера — от глины до крупных валунов и глыб. Как известно, такие отложения могут формироваться под действием различных агентов — ледников, горных рек, обвалов, селей, солифлюкции, подводного оползания и др. В связи с этим необходим общий родовой термин, нейтральный в генетическом отношении, который охватывал бы всю указанную категорию отложений. Применяющийся в настоящее время термин «*мореноподобные отложения*» включает в себе указание на возможный способ накопления этих отложений, подчеркивает их сходство с ледниковыми образованиями и невольно направляет мысль исследователя на вероятность возникновения данных отложений в результате деятельности ледников, хотя в действительности они могут иметь совершенно иное происхождение. Как отмечают Р. Ф. Флинт и его соавторы (Flint et al., 1960), в ряде случаев сам термин «*мореноподобные отложения*» побуждал геологов отдать предпочтение ледниковому генезису изучавшихся ими отложений. Впоследствии более тщательное исследование этих образований привело к пересмотру представлений о их ледниковом происхождении. Описательные термины «валунные суглинки», «валунные глины» неточны и часто не соответствуют характеру отложений. Кроме того, эти термины столь часто применялись по отношению к ледниковым образованиям, что стали восприниматься как термины с генетическим содержанием.

Необходимость общего термина, нейтрального в генетическом отношении, особенно остро ощущается в тех случаях, когда речь идет о проблематичных отложениях, генезис которых является предметом дискуссии. В настоящее время даже противники ледникового происхождения тех или иных толщ вынуждены называть их «*мореноподобными отложениями*» (Данилов, 1979).

Аналогичные терминологические трудности испытывали и англоязычные геологи. Применявшийся в англоязычной геологической литературе термин «*till-like deposits*» является аналогом русского термина «мореноподобные отложения», и ему присущи все отмеченные выше недостатки. Р. Ф. Флинт с соавторами (Flint et al., 1960^{1,2}) предложили термин «*диамиктон*»¹ («*диамиктит*» — для литифицированных образований) для обозначения несортированных известковистых терригенных от-

¹ От греческого διαμύωμι — тщательно перемешивать.

ложений, состоящих из частиц песчаной размерности и крупнее, включенных в глинистый заполнитель. Представляется целесообразным использовать этот термин, поскольку, как показала практика, подобрать его эквивалент в русском языке не удастся. Достоинства термина помимо указанных выше преимуществ являются его краткость и благозвучность. Он широко используется в зарубежной геологической литературе и включен в геологические энциклопедии (Fairbridge, Bourgeois, 1978)².

ЛИТЕРАТУРА

Геологический словарь, т. 1, 2. М., 1978.

Данилов И. Д. О генезисе толщ мореноподобных отложений равнин Севера.— В кн.: Исследования прибрежных равнин и шельфа арктических морей. Изд-во МГУ, 1979. Fairbridge R. W., Bourgeois J. (ed.). The encyclopedia of sedimentology. Dowden, Hutchinson and Ross, Inc., 1978.

Flint R. F., Sanders J. E., Rodgers J. Symmictite: a name for nonsorted terrigenous sedimentary rocks that contain wide range of particle sizes.— Bull. Geol. Soc. America, 1960, v. 71, No. 4.

Flint R. F., Sanders J. E., Rodgers J. Diamictite: a substitute term for symmictite.— Bull. Geol. Soc. America, 1960, v. 71, No. 12.

ВСЕГЕИ,
Ленинград

Дата поступления
6.V.1980

УДК 552.323.4 : 552.313.8(571.66)

ПЕПЛЫ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ИЗВЕРЖЕНИЙ НЕКОТОРЫХ АНДЕЗИТОВЫХ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ

Н. П. КУРАЛЕНКО

Изучение пирокластических продуктов извержений представляет весьма существенный интерес для разработки критериев диагностики разных типов вулканокластиков в осадочных породах и для исследований истории развития вулканических сооружений, разнообразных корреляций и реконструкций. К настоящему времени выяснены многие особенности извержений андезитовых вулканов Камчатки и других районов (Пийп, 1948; Горшков, Богоявленская, 1965; Гущенко, 1965; Горшков, Дубик, 1969; Дубик, Меняйлов, 1969; Лучицкий, 1971; Малеев, 1977, и мн. др.). Менее полно изучена специфика различных типов образующейся вулканокластиков.

Для того чтобы по возможности восполнить этот пробел, в настоящем сообщении подробно рассматриваются петрографические и структурные особенности пеплов достаточно хорошо изученных извержений вулканов Безымянного (1955—1956 гг.) и Шивелуча (1964 г.). На основе сопоставления тефры из голоценового почвенно-пирокластического чехла, развитого у подножий вулканов Северной Камчатки, и из позднплейстоценовых покровных отложений Центральной Камчатской депрессии показана возможность выделения среди древних пепловых отложений ряда типов, характерных для определенных вулканических извержений.

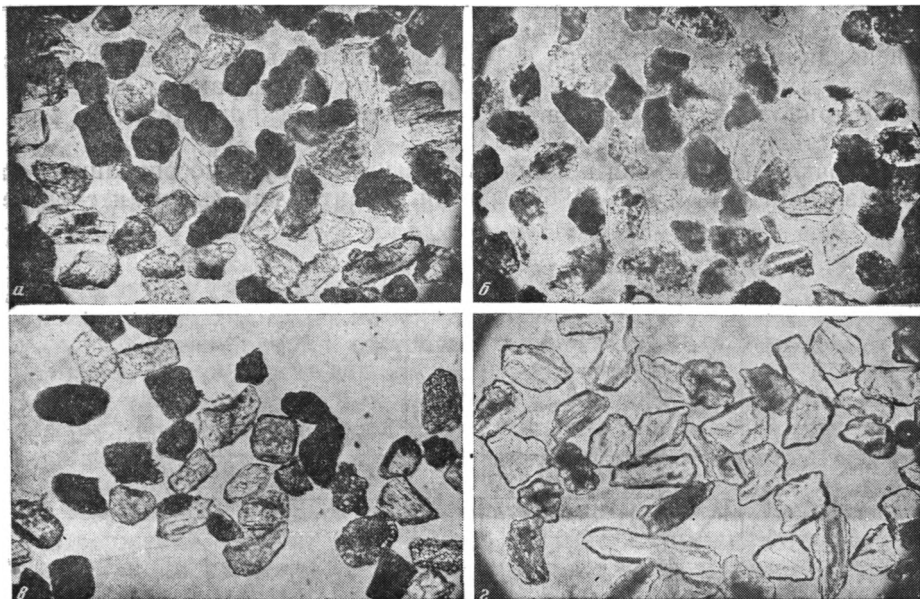
² В «Геологическом словаре» (1978) термин «диамиктон» отсутствует.

Как показало изучение извержений вулканов Безымянного в 1955—1963 гг. (Горшков, Богоявленская, 1965; Гущенко, 1965) и в 1965 г. (Дубик, Меняйлов, 1969), Шивелуча в 1944—1950 гг. (Меняйлов, 1955, и др.) и в 1964 г. (Горшков, Дубик, 1969), в эруптивной деятельности их выделяются следующие основные закономерно чередующиеся этапы, выраженные в той или иной степени. 1. В периоды между пароксизмальными извержениями либо перед ними происходят относительно слабые извержения преимущественно вулканского типа¹. 2. Собственно пароксизмальные извержения начинаются катастрофическими направленными взрывами, уничтожающими экструзивные купола прошлых извержений и значительную часть вулканической постройки. 3. Сразу же вслед за этими взрывами происходят мощнейшие кратковременные плиннианские выбросы ювенильной пирокластики. 4. При спаде газового давления они сменяются пирокластическими потоками. В заключение извержения может медленно выдавливаться экструзивный купол (например, у Безымянного). Первые два этапа наиболее хорошо выражены в эруптивном цикле вулкана Безымянного (1955—1956 гг.), во время которого образовался мощный пепловый горизонт.

1. Нижнюю, серую тонкозернистую часть этого горизонта слагают пеплы докуминационных эксплозий вулканского типа. Было показано (Горшков, Богоявленская, 1965; Гущенко, 1965), что эти пеплы состоят из резургентного материала — разнообразных угловатых фрагментов стекла с $n=1,524—1,527$ (до 40—50%) и обломков минералов (до 50—60%): плагиоклазов и в меньшем количестве ромбических пироксенов, роговой обманки, магнетита. Специальные исследования тефры этого вулкана подтвердили, что фрагменты стекла представляют собой обломки основной массы лав. Они насыщены микролитами, кристаллитами и рудной пылью нередко в таком количестве, что становятся непрозрачными в проходящем свете (фиг. 1, а). Характерно, что в гранулометрическом спектре этого типа тефры содержание обломков минералов постоянно растет при переходе к тонкозернистым фракциям: от 30—35% в крупнопесчаных до 70—80% в мелкоалевритовых и пелитовых (фиг. 2, а). При этом во всех фракциях обломки основной массы лав и минералы сохраняют угловатую форму. По существу эта тонкозернистая пирокластика является продуктом энергичного взрывного дробления старых, а также свежих, но практически затвердевших, хорошо раскристаллизованных пород, слагавших стенки вулканического канала. Вулканские эксплозии Безымянного в 1965 г. дали в целом сходную резургентную пирокластику, состоящую из фрагментов основной массы лав, обломков и идиоморфных зерен минералов (Дубик, Меняйлов, 1969). Образование подобного типа тефры отмечено также при извержениях вулкана Карымского (Малеев, 1968).

2. Пирокластика пароксизмального направленного взрыва вулкана Безымянного слагает верхнюю, несколько более крупнозернистую часть этого же пеплового горизонта. Она также состоит из различных угловатых, плотных фрагментов основной массы андезитов, насыщенной минеральными выделениями, и обломков минералов (см. фиг. 1, б), распределение которых по фракциям сходно в пеплах извержений вулканского типа (см. фиг. 2, б). Точно такой же состав имеет и тонкозернистый заполнитель отложений направленного взрыва. Грубообломочный материал этих отложений содержит угловатые обломки плотных серых, буроватых андезитов, слагавших вершинный купол вулкана. Отложения направленного взрыва и связанные с ними пеплы являют собой нагляд-

¹ В статье используются общепринятые названия типизации извержений — тип Вулкано (вулканский) и Безымянный (см. И. В. Лучицкий, 1973; и др.)



Фиг. 1. Вулканические пеплы разных типов извержений (фр. 0,25—0,1 мм)

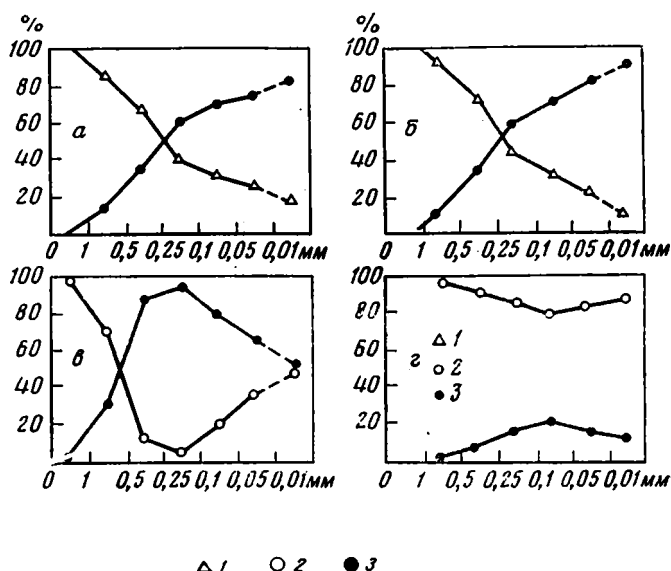
а — докульминационных вулканических эксплозий Безымянного в 1955 г.; **б** — пароксизмального взрыва Безымянного 30 марта 1956 г.; **в** — плинианских выбросов вулкана Шивелуч в 1964 г.; **з** — кальдерообразующего извержения в восточной вулканической зоне

ный пример того, как благодаря колоссальной силе взрыва огромное количество (0,4 км³, по Горшкову, Богоявленской, 1965) плотных пород было превращено в щебень, дресву и мелкозем. В верхней части слоя пеплов направленного взрыва появляется примесь частиц бесцветного пористого стекла, количество которых растет вверх по разрезу (до 30%). Частицы содержат умеренное количество минеральных выделений и выбрасывались сразу же за направленным взрывом в раскаленном состоянии. Они образовались при дезинтеграции пористой, умеренно раскристаллизованной лавы из более глубоких частей магматического канала. Эти выбросы быстро сменились мощным пирокластическим потоком. Таким образом, несмотря на существенное различие масштабов эксплозий вулканического типа и направленного взрыва, они дали в целом сходную, преимущественно резургентную пирокластику, состоящую из продуктов энергичного взрывного дробления твердых либо чрезвычайно вязких пород. Важно отметить, что, как показывает сравнительное изучение состава тефры и вулкано-терригенных пород, такая резургентная пирокластика ни по минералого-петрографическому составу, ни по форме частиц принципиально не отличается от продуктов механической дезинтеграции сходных пород экзогенными процессами.

3. В отличие от тефры вулканических эксплозий и направленных взрывов пеплы последующих плинианских выбросов состоят из достаточно однородного ювенильного материала. Типичным примером являются пеплы извержения вулкана Шивелуча в 1964 г. Характерные особенности этих пеплов определяются в первую очередь спецификой исходного расплава, который к моменту извержения содержал большое количество минералов. Исследование пемзовидных бомб и лапиллей, образовавшихся при дезинтеграции расплава, показывает, что содержание минеральной фазы псаммитовой (преобладает) и алевритовой размерности достигает 60—70% и более. В процессе образования минералов в остаточном

расплаве все более растет газовое давление. Поэтому во время извержения при падении внешнего давления эти порции расплава мгновенно вспениваются и распадаются на стеклянную пыль, освобождая минералы, которые при этом обычно не разрушаются, а сохраняют на себе оболочку тонкопористого стекла. Образующиеся осколки стекла имеют остроугольные очертания.

В начале извержения плинианские выбросы, судя по описаниям очевидцев (Горшков, Дубик, 1969), имели характер как бы гигантской про-



Фиг. 2. Распределение основных компонентов вулканических пеплов разных типов извержений по фракциям

Пеплы: а — допароксизмальных вулканических эксплозий Безымянного в 1955 г.; б — пароксизмального взрыва Безымянного 30 марта 1956 г.; в — плинианских выбросов вулкана Шивелуч в 1964 г.; г — из покровных отложений, связанные с кальдерообразующим извержением. 1 — обломки основной массы лав; 2 — частицы стекла; 3 — минералы

дувки и достигали, очевидно, наибольшей силы. Естественно, что при этом расплав практически нацело дезинтегрировался на минералы и стеклянную пыль, разносимые затем ветром на значительные расстояния. В дальнейшем, при спаде давления газов, в тefре, по-видимому, росла доля недезинтегрированных пемзовых фрагментов, выпадавших в основном на склонах вулкана, и в заключение плинианские выбросы сменились пирокластическими потоками. В соответствии с ходом извержения и составом извергавшегося материала распределение основных компонентов пепла в гранулометрическом спектре его совершенно иное, чем в пирокластике взрывов типа Вулкано и Безымянного. Песчаные фракции состоят почти нацело из минералов (см. фиг. 1, в). Так, например, песчаные пеплы, широко распространившиеся во время этого извержения на прилегающих к вулкану территориях, в том числе в районе Усть-Камчатская (80 км от вулкана), содержат в основном идиоморфные кристаллы плагноклаза, роговой обманки, реже гиперстена, заключенные в оболочку пористого стекла. Фрагменты лав и пористого стекла в них присутствуют в резко подчиненном количестве (до 10%). При переходе к тонким фракциям пеплов этого извержения в них растет доля частиц стекла (см. фиг. 2, в). Эти фракции выпали в основном за пределами суши.

Известно, что вследствие достаточно высокой степени раскристаллизации исходного андезитового расплава (содержание SiO_2 , по Горшкову и Дубику, 1969, равно 58,8—60,8%) остаточное стекло в пеплах, судя по показателю преломления ($n=1,504\text{—}1,510$), имеет дацитовый состав. Эоловая дифференциация андезитовой тефры, как и всякой другой, проявляющаяся в разделении материала по крупности и удельному весу, неизбежно приводит к изменениям валового химического состава формирующихся пепловых горизонтов. Необходимо подчеркнуть, что эта дифференциация в ювенильных пеплах плинианских выбросов будет наиболее значительна вследствие дезинтеграции исходного расплава на кристаллическую и витрическую фазы. При этом пылеватые разности, более богатые стеклом, будут несколько более кислыми, чем исходный расплав, а песчаные фракции, состоящие в основном из минералов,— более основными. Например, песчаный пепел, выпавший в районе Усть-Камчатска, содержит лишь 54% кремнезема (Горшков, Дубик, 1969). Сходный характер влияния эоловой дифференциации на валовой химический состав показан и для пеплов вулкана Безымянного (Гущенко, 1965; Дубик, Меняйлов, 1969).

4. Пирокластические потоки, образующиеся в заключительные стадии извержений, состоят из наименее раскристаллизованного материала, слагавшего наиболее глубокие и горячие части магматической колонны. Пеплы, сопровождающие эти потоки, далеко не распространяются и, так же как мелкозернистый заполнитель этих потоков, состоят из фрагментов пористого стекла (до 60—80%) и идиоморфных зерен минералов (20—40%). Важно подчеркнуть, что помимо степени раскристаллизации материал пирокластических потоков вследствие дифференциации расплава может отличаться от тефры предшествующих выбросов и химическим составом. Различия эти легко выявляются при сопоставлении данных показателей преломления стекла и соотношений различных минералов, хотя проявляются они при извержении разных вулканов не одинаково. Например, в пирокластике извержения вулкана Шивелуча в 1964 г. подобные различия весьма слабые (Горшков, Дубик, 1969). Но известно, что они могут достигать и больших значений. Так, при извержении вулкана Катмаи в 1912 г. вначале были мощные выбросы кислой беспироксеновой риолитовой пемзы, а затем образовался андезитовый пирокластический поток (по Горшкову, Богоявленской, 1965). Это обстоятельство необходимо учитывать при корреляциях и реконструкциях вулканической деятельности по данным тефрохронологии.

Таким образом, пирокластика исторических извержений вулканов Безымянного и Шивелуча четко разделяется на два основных типа: а) преимущественно резургентные пеплы, образовавшиеся при взрывном дроблении старых и свежих, но затвердевших пород вулканической постройки (вулканский и безымянный типы взрывов) и б) ювенильные пеплы мощных плинианских выбросов, состоящие из фрагментов сильно раскристаллизованного газонасыщенного расплава.

2. АНДЕЗИТОВЫЕ ПЕПЛЫ ИЗ ГОЛОЦЕНОVOГО ПОЧВЕННО-ПИРОКЛАСТИЧЕСКОГО ЧЕХЛА

У подножий действующих вулканов Северной Камчатки широко развиты почвенно-пирокластические чехлы, в результате изучения которых история вулканической деятельности может быть восстановлена с достаточно большой точностью (Мелекесцев и др., 1969). В этих чехлах особенно ясно прослеживаются светлые прослои пеплов, большинство которых, как установлено (Пийп, 1948; Гущенко, 1965, и др.), образовалось при извержениях вулкана Шивелуч. Проведенные автором исследования показали, что по составу и особенностям строения здесь могут

быть выделены пеплы, соответствующие двум типам извержений. Резургентная тефра, образовавшаяся при вулканских эксплозиях и мощных направленных взрывах, встречается лишь в тонких прослоях. Так же как и у вулкана Безымянного, она состоит в основном из разнообразных угловатых фрагментов основной массы лав (до 30—50%) и осколков минералов (40—50%) с подчиненной ролью остроугольных частиц пористого стекла (до 20%). Фрагменты основной массы имеют угловатую форму, плотные либо слабо пористые, светло-серые, серые, буроватые до черного, красноватые. В проходящем свете они обычно полупрозрачные, вследствие того что содержат большое количество минеральных выделений различной крупности.

Основная масса пеплов вулкана Шивелуча, слагающая наиболее мощные прослои, образовалась при плинианских выбросах, по своему характеру сходных с извержением в 1964 г. В течение голоцена состав извергаемого материала несколько варьировал, что проявляется, в частности, в разных соотношениях тяжелых минералов пеплов (Гептнер, Пономарева, 1979). Распределение этих пеплов на площади определяется особенностями их эолового разноса в момент извержений и дифференциацией в первую очередь по крупности. Поэтому вблизи вулкана они представлены в основном наиболее грубыми накоплениями — пемзовыми бомбами, лапиллями, песком. На большом расстоянии начинают преобладать песчаные и алевропелитовые разности. В двух прослоях пеплов III_2 и III_3 (по нумерации Брайцевой и др., 1978) эти разности дают четкую градиционную слоистость, обусловленную последовательностью выпадения частиц разной крупности из эруптивной тучи. В основании прослоев залегают крупнозернистые пески, вверх по разрезу сменяющиеся все более тонкозернистым материалом. Во всех случаях в пеплах из разрезов этой зоны, как и в пеплах 1964 г., песчаные разности состоят в основном (на 60—100%) из идиоморфных зерен плагиоклаза, роговой обманки, пироксенов, часто покрытых оболочкой пористого стекла. Фрагменты пористого стекла, плотной основной массы лав присутствуют в подчиненном количестве. При переходе к более тонкозернистым разностям повышается содержание остроугольных частиц стекла (до 50—70%). Характерно, что минералы, соответствующие микролитовой фазе исходного расплава, в этих разностях часто также не имеют признаков раздробления и нередко покрыты оболочкой стекла. При прослеживании этих прослоев пеплов на большое расстояние (до 100 км и более) можно видеть, что в них лишь несколько возрастает содержание осколков стекла. В связи с этим важно подчеркнуть, что особенности состава тонких пеплов, выпавших на удалении от вулкана, лишь отчасти могут быть объяснены действием эоловой дифференциации. Соотношения стекла и минералов в тонких фракциях пепла в первую очередь зависят от содержания микролитовой фазы в исходном расплаве. Исходя из этих данных, можно уверенно говорить, что даже тонкозернистые пеплы, выпавшие на большом удалении от эруптивных центров, могут быть использованы для восстановления типа происходивших извержений и характера извергавшихся продуктов.

3. ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ПЕПЛЫ ИЗ ПОКРОВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В толще покровных отложений Центральной Камчатской депрессии, вскрытых в ряде разрезов на правобережье р. Камчатки, присутствуют многочисленные прослои светло-серых и белых андезитовых и более кислых пеплов, образовавшихся во время крупнейшей вспышки кислого вулканизма в Восточной вулканической зоне, который сопровождался образованием обширных пирокластических и игнимбритовых покровов и мощным кальдерообразованием (Мелекесцев, 1967). Расстояние разрезов от возможных центров извержений достигает 100 км и более. По

структурным и минералого-петрографическим особенностям в этих пеплах можно выделить три основные группы.

1. Пеплы, имеющие сходство с резургентными пеплами вулканов Шивелуча и Безымянного, залегают в виде тонких (до 2—3 см) серых и светло-серых прослоев и состоят из разнообразных угловатых фрагментов основной массы лав и обломков (40—60%) плагиоклазов, пироксенов, роговой обманки. Фрагменты основной массы насыщены микролитами, различны по цвету — от серых до бурых, черных, обычно плотные, реже умеренно пористые. Образование этих пеплов можно связать с вулканской эксплозивной деятельностью и мощными взрывами, разрушавшими вулканические постройки и купола. Остальные горизонты пеплов в отличие от вышеописанных содержат в основном ювенильный материал, образовавшийся, очевидно, при мощных плинианских выбросах в различной степени раскристаллизованного расплава. Среди них достаточно ясно выделяются разности, сходные с плинианской тефрой вулкана Шивелуча, и стекловатые пеплы, связанные, вероятно, с собственно кальдерообразующими извержениями. Характерно, что в целом для этих пеплов выдерживается отчетливая тенденция — чем кислее пирокластика и соответственно ниже показатель преломления стекла, тем меньше в ней содержится минералов и обломков пород.

2. Плинианская пирокластика, сходная с голоценовыми плинианскими пеплами вулкана Шивелуча, залегают в виде светло-серых прослоев мощностью до 3—4 см. Песчаные фракции ее состоят в основном из идиоморфных зерен (50—80%) основных плагиоклазов, роговой обманки, пироксенов, магнетита и пористых фрагментов стекла (до 50%). В алевритовых и пелитовых фракциях, наоборот, преобладают осколки стекла (до 70—80%). При этом набор минералов в пеплах отвечает скорее андезитовому исходному расплаву, а показатель преломления остаточного стекла отвечает нередко дацитам и липарито-дацитам ($n = 1,502—1,518$).

3. Образование мощных (до 20—30 см) прослоев белых стекловатых пеплов, характерных для покровных отложений, может быть связано с кальдерообразующими извержениями в Восточной и отчасти в Южной вулканических зонах. Эти пеплы состоят в основном из разнообразных фрагментов пористого бесцветного стекла (см. фиг. 1, г), имеющего, судя по показателям преломления, дацитовый и липаритовый состав (величина n колеблется в разных пеплах от 1,493 до 1,512). В подчиненных количествах (см. фиг. 2, г) в песчаных (до 20—30%) и алевритовых (до 10—15%) фракциях присутствуют идиоморфные зерна, а иногда обломки плагиоклаза (андезина), роговой обманки, слюды, иногда апатита, циркона. В части этих пеплов содержание минералов не превышает первых процентов. При кальдерообразующих извержениях, как известно, выбрасываются нередко многие десятки кубических километров дезинтегрированного расплава. Пеплы их распространяются и выпадают в значительных количествах на расстояниях в сотни километров и известны во многих невулканических районах (Лучицкий, 1971, и др.). Помимо пеплов при извержении образуются мощнейшие пемзовые пирокластические и игнимбритовые потоки, отложения которых чрезвычайно широко распространены на прилегающих к кальдерам территориях (Мелекесцев и др., 1969; Лучицкий, 1971).

Интересно отметить различия, которые обнаружены в пеплах, образовавшихся в период извержения, предшествовавший образованию пемзовых пирокластических и игнимбритовых потоков. В этих пеплах частицы стекла имеют изометричные, угловатые, оскольчатые, рогульчатые очертания, т. е. они образовались при дезинтеграции очень вязкого расплава. Из пеплов, обычно достаточно богатых стеклом, часть образовалась, вероятно, при дезинтеграции более жидкого и горячего расплава. В них преобладают тонкопористые удлиненные, трубчатые, тонковолокнистые,

неправильные частицы стекла. Чрезвычайно характерно, что отдельные фрагменты несут ясные следы пластических деформаций, имеют каплевидную, крючковатую, сглаженную форму. Это обстоятельство дает основание предполагать, что с извержениями подобного жидкого перегретого расплава и было связано образование покровов спекшихся, пирокластических потоков и игнимбритов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование позволяет сделать вывод о том, что андезитовая, дацитовая и липаритовая пирокластика как современных, так и древних отложений разделяется по минералого-петрографическим и структурным признакам на три основные группы, связанные с существенно различными типами вулканической деятельности.

1. Резургентная пирокластика извержений вулканического и безымянного типов, образующаяся при эксплозивном дроблении как старых, так и свежих, но очень вязких или даже затвердевших, достаточно хорошо раскристаллизованных пород. Эта пирокластика ассоциирует с отложениями раскаленных лавин, направленных взрывов, с лавовыми потоками и экструзиями и в меньшей степени с пирокластическими потоками.

2. Ювенильная тефра мощных плинианских извержений, образующаяся при дезинтеграции вязкого газонасыщенного расплава, в котором содержится большое количество минералов, выделившихся в период, предшествующий извержению. Эта тефра у подножий вулканов переслаивается с отложениями пирокластических потоков и реже с отложениями направленных взрывов и раскаленных лавин.

3. Стекловатая ювенильная тефра мощных кальдерообразующих извержений, образующаяся при дезинтеграции раскаленного газонасыщенного кислого расплава, который содержит лишь небольшое количество минеральной фазы. Эта тефра распространяется наиболее далеко от центров извержений. Вблизи кальдер она переслаивается с мощными пемзовыми пирокластическими и игнимбритовыми покровами.

4. Выявленные минералого-петрографические и структурные особенности тефры разных извержений андезитовых вулканов позволяют считать, что тонкозернистые пеплы, выпадающие на больших расстояниях от эруптивных центров, могут быть использованы не только для далеких корреляций вулканогенных и осадочных толщ. Они дают возможность делать определенные выводы о характере и масштабе вулканической деятельности в районах, удаленных на многие десятки и даже сотни километров.

ЛИТЕРАТУРА

- Брайцева О. А., Мелекесцев И. В., Пономарева В. В. Возрастное расчленение голоценовых вулканических образований Толбачинского дола.— В сб.: Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975—1976 гг. М., «Наука», 1978.
- Гентнер А. Р., Пономарева В. В. Применение минералогического анализа для корреляции пеплов вулкана Шивелуч.— Бюл. вулканол. станций, 1979, № 56.
- Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955—1963 гг. М., «Наука», 1965.
- Горшков Г. С., Дубик Ю. М. Направленный взрыв на вулкане Шивелуч.— В сб.: Вулканы и извержения. М., «Наука», 1969.
- Гущенко И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М., «Наука», 1965.
- Дубик Ю. М., Меняйлов И. А. Новый этап эруптивной деятельности вулкана Безымянного.— В сб.: Вулканы и извержения. М., «Наука», 1969.
- Луцицкий И. В. Основы палеовулканологии, т. I. М., «Наука», 1971.
- Малеев Е. Ф. Характер пирокластики вулканостромболианских взрывов Карымского вулкана.— Бюл. вулканол. станций, 1968, № 44.
- Малеев Е. Ф. Вулканогенные обломочные горные породы. М., «Недра», 1977.
- Мелекесцев И. В. Масштаб и возраст последней крупнейшей вспышки кислого вулканизма на Камчатке.— В сб.: Вулканизм Камчатки и Курильских островов. М., «Наука», 1967.

Мелекесцев И. В., Краева Т. С., Брайцева О. А. Почвенно-пирокластический чехол и его значение для тефрохронологического метода.— В сб.: Вулканогенные фации Камчатки. М., 1969.

Меняйлов А. А. Вулкан Шивелуч: его геологическое строение, состав и извержения.— Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 9. М., 1955.

Пийп Б. И. Новое эруптивное состояние вулкана Шивелуч с конца 1944 г. по май 1945 г. и некоторые замечания о геологической структуре этого вулкана и его прошлых извержениях.— Бюл. вулканол. станций на Камчатке, 1948, № 14.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
14.IV.1980

УДК 553.63 : 551.7 (571.56)

ЗАВИСИМОСТЬ ФОСФОРИТОНАКОПЛЕНИЯ ОТ ПЕРИОДИЧНОСТИ И НАПРАВЛЕННОСТИ ОСАДОЧНЫХ ПРОЦЕССОВ

Г. Н. ШУБАКОВ, М. М. ЯЗМИР, В. Л. АНИЧКИН

Представление о связи фосфоритонакопления со стадиями эволюционной направленности процессов литогенеза развивалось многими исследователями (Архангельский, 1927; Гиммельфарб, 1965; Казаков, 1950, и др.) и рассматривалось в числе критериев прогноза и поиска осадочных месторождений фосфоритов. Некоторые геологи связывают фосфоритонакопление с трансгрессиями и регрессиями (Бушинский, 1954, и др.) или только с регрессиями (Еганов, 1964; Казаков, 1950, и др.). Они считают, что наибольшее количество фосфоритов образовалось в морских условиях. Однако неясно, в какую стадию морского седиментогенеза формируются месторождения, коррелируется ли стратиграфическое положение последних с осадочными циклами и контролируется ли их величина порядком этой цикличности.

Эта проблема связи заинтересовала нас, и мы задались целью рассмотреть ее на конкретном регионе, памятуя о том, что каждая крупная геоструктурная единица земной коры характеризуется специфическими особенностями развития. В качестве примера выбраны мезозойские отложения Восточно-Европейской платформы. Выбор эталона не случаен и продиктован такими вескими причинами, как высокая степень изученности самих отложений, их относительная сохранность и самое главное—приуроченность к ним огромного количества месторождений желваковых фосфоритов, различающихся по структурному положению, литолого-фациальным условиям образования, размерам месторождений, вещественному составу и т. д.

Характерные особенности общей направленности развития Восточно-Европейской платформы в киммерийский этап и связанного с ним мезозойского седиментогенеза изучены А. П. Карпинским, уточнены и дополнены А. Б. Роновым, В. Е. Хайным, В. Д. Наливкиным и др. Они заключаются в преобладании поднятий над опусканиями, малых амплитудах погружений, сравнительно небольших площадях распространения морей и широком развитии терригенных формаций в середине этапа. В использованных нами фундаментальных работах (Атлас..., 1968; История..., 1964; Палеогеография СССР, 1975; Ронов, 1949, и др.) содержатся убедительные материалы, свидетельствующие об изменении во времени и конфигурации площадей, заливаемых морем, и цикличности (Вассоевич, 1978) этого изменения. На фоне киммерийского мегацикла продолжительностью примерно 150—175 млн. лет проявились позднетриас-волж-

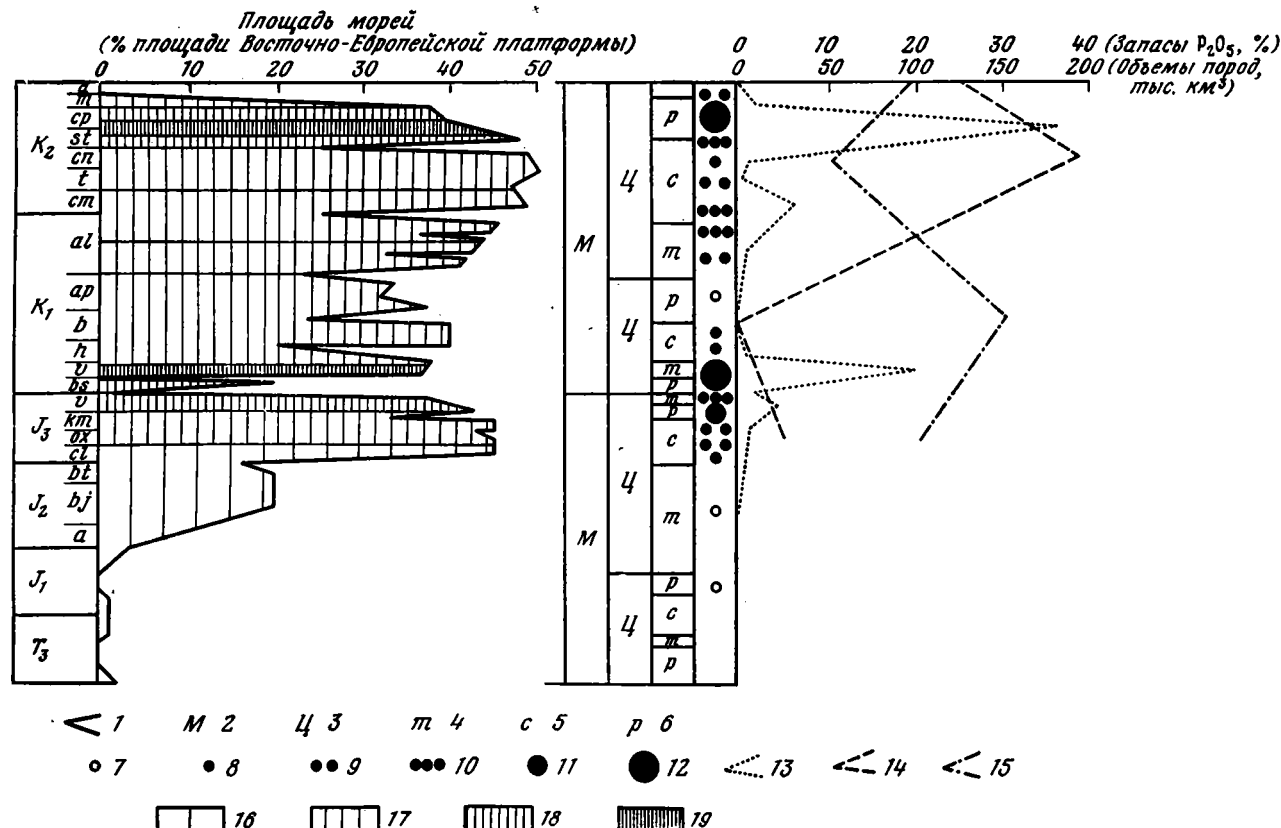
ский и берриас-датский макроциклы длительностью приблизительно в 60 и 70 млн. лет. В пределах последних выделены позднедриас-тоарский и аален-волжский, берриас-аптский и альб-датский мезоциклы, которые соответствуют циклам 2-го порядка В. Д. Наливкина и др. (История..., 1964). В каждом из мезоциклов проявились элементарные циклы, такие, как аален-батский, келловей-оксфордский, киммериджский и др.

История геологического развития Восточно-Европейской платформы отображена также в смене формаций во времени, которая определяется прежде всего крупной циклическостью, создающей основные формационные ряды платформы. С. Н. Бубновым (1960), Н. М. Страховым (1960) и другими учеными показана эволюционная направленность морской осадочной седиментации и значение трансгрессивной, стабильной и регрессивной стадий ее развития. На трансгрессивной стадии, как показано названными исследователями, а также Р. Н. Валеевым с сотрудниками (1978), формируются формации продуктов механического разрушения областей сноса. На стабильной стадии образуются главным образом биохемогенные формации при подчиненном значении терригенного компонента. На регрессивной стадии, когда седиментация происходит в сокращающихся и промежуточных водосборах, создаются галогенные формации в аридном климате и терригенные высокосозревшие (по В. П. Казаринову и др., 1969) — в гумидном. Нами сделана попытка проследить изменение интенсивности фосфоритонакопления в киммерийском мегацикле геологического развития Восточно-Европейской платформы в связи с циклическостью более высокого порядка.

История развития Восточно-Европейской платформы на киммерийском этапе характеризовалась многостепенной циклическостью, последовательность проявления которой зафиксирована в наборах осадочных формаций, отражающих ход седиментогенеза. Поэтому задача заключалась в выявлении связей процесса фосфоритонакопления с порядком циклическости при акцентировании внимания на возрастной приуроченности фосфоритов к определенным осадочным формациям и масштабах их скоплений. Для получения характеристики циклической седиментации использован предложенный А. Л. Яншиным (1973) метод построения эпюр, в основе которого лежит измерение на мелкомасштабных литолого-палеогеографических картах СССР (Атлас..., 1968) залитых морем площадей последовательно для каждого века. Результаты измерений в виде точек привязаны к системе координат, на которой по оси абсцисс отложены процентные отложения залитых морем площадей к общей площади платформы, а на оси ординат помещена геохронологическая шкала (Нейман, 1974). Кривые, полученные при соединении отдельных точек, отражают ход процессов седиментогенеза на Восточно-Европейской платформе в киммерийский мегацикл (см. фигуру).

Поскольку литолого-палеогеографические карты построены для каждого этапа для максимума трансгрессии, на первоначальном графике были потеряны многие фактически существующие перерывы, прослеженные в конкретных районах. С целью отражения их мы, используя литературные материалы (История..., 1964; Казаков, 1950; Палеогеография СССР, 1975; Ронов, 1949; Сазонова, Сазонов, 1967, и др.), ввели на соответствующих временных интервалах графика узкие обращенные регрессивные пики, что наметило циклы более высоких порядков и тем самым увеличило информативность эпюр.

Данные по фосфоритонакоплению, взятые из обобщающих работ (Гиммельфарб, 1965; Горбунова и др., 1976; Сагунов, Ткачев, 1975; Шубаков, 1971, 1974, 1976; Шубаков и др., 1969, и др.), показаны на графике в виде качественной и количественной характеристик интенсивности фосфоритонакопления, отнесенных к соответствующим стратиграфическим интервалам. Названные характеристики отражены в виде вертикальной штриховки внутри площади кривых, где показана степень продуктивности



Закономерности фосфоритонакопления в киммерийский этап развития Восточно-Европейской платформы

1 — кривые изменения величины площадей, покрываемых морем (по материалам «Атласа литолого-палеогеографических карт СССР», 1968). Циклы геологического развития: 2 — макроциклы и 3 — мезоциклы. Группы формаций по стадиям литогенеза: 4 — трансгрессивной, 5 — стабильной и 6 — регрессивной. Интенсивность фосфоритонакопления: 7 — фосфоритопоявления, 8 — единичные (1—4) мелкие (менее 10 млн. т P_2O_5) месторождения, 9 — среднее количество (5—9) мелких месторождений, 10 — большое количество (10—25) мелких месторождений, 11 — средние (10—50 млн. т P_2O_5) и большое количество мелких месторождений, 12 — крупные (более 50 млн. т P_2O_5), средние и очень большое количество (более 25) мелких месторождений и 13 — кривые процентного выражения запасов P_2O_5 . Объемы накопившихся пород (тыс. км³): 14 — карбонатных и 15 — терригенных. Степень продуктивности: 16 — малопродуктивная, 17 — низкопродуктивная, 18 — средне-продуктивная и 19 — высокопродуктивная

(левая часть графика), и в виде точечных знаков, отнесенных к ведущим для каждого стратиграфического интервала формациям, что дает представление о масштабе фосфоритонакопления и частоте его проявления (правая часть графика). Количественная характеристика интенсивности киммерийского фосфоритонакопления показана также в виде кривых процентного выражения запасов.

Анализ приведенного графика свидетельствует о зависимости данных показателей фосфоритонакопления от порядка периодичности осадочного процесса. Периодичность фосфоритонакопления (при прослеживании макроциклов) четко выражена в постепенном наращивании этого процесса (лейас — мальм) и резком его спаде (конец мальма, начало раннего мела), вновь в постепенном наращивании (готерив — кампан) и опять резком его спаде (маастрихт — даний). Она контролируется поздне триас-волжским и берриас-датским макроциклами, причем подготовительные стадии накопления фосфоритов падают на трансгрессивные и стабильные, а максимальное фосфоритонакопление — на регрессивные части макроциклов.

На первый взгляд серьезным исключением из намечающейся закономерности является формирование промышленного фосфоритонакопления на ранней стадии мелового макроцикла (берриас — валанжин). Однако это исключение как нельзя лучше подтверждает общее правило, ибо трансгрессивный берриас-валанжинский рудогенез как бы наращивает мальмскую последовательность фосфоритонакопления и является его завершением, а не самостоятельным этапом. Характерно, что после берриас-валанжинского максимума фосфоритонакопление резко затухает, возобновляясь только через три века — в середине альба. Таким образом, дополнительно напрашивается вывод о том, что крупные месторождения фосфоритов, образовавшиеся в начале раннемеловой трансгрессии, очевидно, сформировались за счет использования фосфатного резерва юры, созданного на регрессивной стадии поздне триас-волжского макроцикла.

Циклические закономерности поведения фосфоритного оруденения вызывают необходимость объяснения их не только сравнительно кратковременным латеральным, но и длительными историко-геологическими процессами перемещения, осаждения и накопления фосфатного вещества. Очевидно, на трансгрессивной стадии макроциклов подготавливались условия для мобилизации фосфора из окружающей среды (принос с суши, минерализация остатков фауны и флоры, извлечение из донных осадков), а начиная со стабильной и в регрессивную стадию эта мобилизация осуществлялась. В противном случае мы не наблюдали бы столь четкой картины постепенного наращивания фосфатной составляющей в течение геологического времени с резким ее спадом после достижения максимума.

На графике отчетливо видно, что в отличие от макроциклов подчиненные им циклы не характеризуются какой-либо устойчивостью в распределении фосфоритов. При этом последние могут в них находиться то в трансгрессивной, то в регрессивной части цикла, либо вообще отсутству-

Объемы карбонатных и терригенных пород (в тыс. км³), накопившихся в течение киммерийского мегацикла на Восточно-Европейской платформе (по А. Б. Ронову, 1949)

Отложения	Верхняя юра	Нижний мел	Верхний мел	Палеоген
Карбонатные	26,3	—	198,2	45,0
Терригенные	101,1	157,6	52,5	155,2

ют в нем. В приведенной таблице менее отчетливо¹, но также проявляется зависимость фосфоритонакопления от эволюционной направленности осадочной седиментации. Она выражается в уменьшении роли карбонатакопления от поздней юры к раннему мелу и от позднего мела к палеогену и соответственном увеличении доли терригенного осадконакопления:

Естественно, что рассмотренная схема процессов фосфоритонакопления для киммерийского мегацикла Восточно-Европейской платформы будет отличаться от процессов фосфоритонакопления в байкальском, каледонском, герцинском и альпийском мегациклах. Ряд особенностей развития складчатых областей также не позволяет механически переносить выявленные закономерности на становление геосинклинальных фосфоритоносных формаций. Однако зависимость масштабов фосфоритонакопления от порядка периодичности и эволюционной направленности процессов литогенеза может служить одним из критериев мелкомасштабного прогноза месторождений фосфоритов для условий древних, а возможно, и молодых платформ. Представляется также целесообразным дальнейшее совершенствование метода сравнительно-циклического анализа процессов фосфоритонакопления.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Стратиграфия и геологические условия образования русских фосфоритов.— В кн.: Фосфориты СССР. Л., Изд-во Геол. ком., 1927.
- Атлас литолого-палеографических карт СССР. Т. III (триасовый, юрский и меловой периоды). М., Изд-во АН СССР, 1968.
- Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, 1960.
- Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Валеев Р. Н. и др. Классификация платформенных формаций на примере Восточно-Европейской платформы.— В сб.: Осадочные формации и их нефтегазоносность. Всес. семинар. МГУ, 25—27 апреля 1978 г.— Тез. докл. Изд-во МГУ, 1978.
- Вассоевич Н. Б. Предисловие (К изучению геоформаций).— В сб.: Осадочные формации и их нефтегазоносность. Всесоюзный семинар. МГУ, 25—27 апреля 1978 г.— Тез. докл. Изд-во МГУ, 1978.
- Гиммельфарб Б. М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М., «Недра», 1965.
- Горбунова Л. И., Шубаков Г. Н., Ванчугов В. С. и др. Литология фосфоритоносных отложений Русской платформы.— В кн.: Литология фосфоритоносных отложений. М., «Наука», 1976.
- Еганов Э. А. Случаи формирования пластовых фосфоритов на регрессивных стадиях осадконакопления.— Геол. и геофизика, 1964, № 3.
- История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. М., «Недра», 1964.
- Казаков А. В. Геотектоника и формирование фосфоритовых месторождений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 5.
- Казаринов В. П., Бгатов В. И., Гурова Т. И. и др. Выветривание и литогенез. М., «Недра», 1969.
- Нейман В. Б. Теория и методика палеотектонического анализа. М., «Недра», 1974.
- Палеогеография СССР. Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 3 (триасовый, юрский и меловой периоды). М., «Недра», 1975.
- Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода). М., Изд-во АН СССР, 1949.
- Сазунов В. Г., Ткачев В. Р. Фосфоритоносные отложения Западного Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1975.
- Сазонова И. Г., Сазонов Н. Т. Палеогеография Русской платформы в юрское и нижнемеловое время. Л., «Недра», 1967.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. II. Изд-во АН СССР, 1960.
- Шубаков Г. Н. Фосфоритоносность мезозойских отложений Среднего Поволжья.— Тр. Геол. ин-та, Казань, 1971, вып. 29.
- Шубаков Г. Н. Структурно-формационные условия образования платформенных желваковых фосфоритов Европейской части СССР.— В кн.: Формационный метод в прогнозе и изучении месторождений горнохимического сырья. М., «Недра», 1974.

¹ Приведенные цифры объемов накопившихся пород характеризуют не отдельные ярусы, а верхнеюрский, нижне- и верхнемеловые отделы и палеоген в целом.

Шубаков Г. Н. Фосфоритовосность востока Европейской части СССР и прилегающих районов.— В кн.: Условия формирования и закономерности размещения месторождений нерудного сырья Европейской части СССР. Изд. Казанск. ун-та, 1976.

Шубаков Г. Н., Латыпов Н. Г., Колобов К. Н. Характеристика фосфоритовых месторождений.— В кн.: Фосфориты Среднего Поволжья. Изд. Казанск. ун-та, 1969.

Яншин А. Л. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. XLVIII, вып. 2.

ВНИИгеолнеруд,
Казань

Дата поступления
28.II.1979

УДК 550.4 : 546.76 : 551.311.23(470.5)

О ГЕОХИМИИ ХРОМА ПРИ ЛАТЕРИТНОМ ВЫВЕТРИВАНИИ ОСНОВНЫХ ПОРОД КЕМПИРСАЙСКОГО РАЙОНА МУГОДЖАР

Ю. И. КИМ

Вопросы геохимии хрома при выветривании горных пород затронуты во многих работах, но выводы в них о подвижности этого элемента не однозначны. Так, А. И. Перельман (1966) относил хром к ряду наименее подвижных элементов в гумидной зоне. О накоплении хрома в верхних зонах латеритной коры выветривания ультраосновных и основных пород свидетельствуют данные А. М. Нсанова (1972), Н. И. Кириенко (1972), Р. Г. Гобермана и др. (1975), причем абсолютное содержание элемента увеличивается по некоторым массивам в 2 раза и более. Вместе с тем Н. А. Лисицына (1973) показала на примере различных в возрастном и географическом отношении разрезах кор выветривания, что хром обычно выносятся из них. Особенно значителен вынос хрома из профилей латеритного выветривания порфиритов Батумского побережья Кавказа (75% от первоначального количества) и Тургайского прогиба (70%). Указанные цифры вполне сопоставимы с относительной величиной выноса такого подвижного элемента, как кремний. Наряду с этим Н. А. Лисицыной приводятся данные по латеритной коре выветривания базальтов о. Таити, где вынос хрома составил всего 2%, а в профиле выветривания по гранитам наблюдалось даже некоторое увеличение его содержания.

В чем же заключаются причины столь различного поведения хрома? По мнению упомянутого автора, хром, как и ряд других малых элементов, в основном концентрируется в устойчивых аксессуориях, и поэтому его поведение при выветривании зависит не столько от химических свойств, сколько от способности аксессуарных минералов к гипергенным изменениям. Сравнение молодых и древних латеритных кор выветривания показало, что в поведении хрома намечается определенная тенденция к относительному увеличению количества вынесенного хрома в глубь эпох (табл. 1).

Согласно описаниям Н. А. Лисицыной (1973), разрез мезозойской коры выветривания порфиритов, где ею установлен максимальный вынос хрома, в значительной степени претерпел воздействие наложенных процессов (обеления, сидеритизации, а возможно, и ресиликации). Следовательно, не исключена возможность влияния наложенных (эпигенетических) процессов на поведение хрома. Объектом для проверки этого тезиса взята мезозойская латеритная кора выветривания габброидов Кемпирсайского района, отличающихся повышенным содержанием хрома. Габброиды представлены амфиболизированными разностями эвтакситовой текстуры мелко- и среднезернистой структуры. Минеральный состав

Вынос хрома при выветривании основных пород в различные геологические эпохи (по данным Н. А. Лисицыной, 1973)

Время корообразования	Материнская порода	Вынос хрома, № от содержания в исходной породе
Современное—четвертичное	Базальт (о. Танти)	2
	» (о. Оаху)	30
	Долерит (Гвинея)	36
Плиоцен—современное Юрско-эоценовое—меловое	Порфирит (Батумское побережье)	75
	Амфиболит (Укр. щит)	50
	Лабрадорит (Укр. щит)	50
	Норфирит (Тург. прогиб)	70

габбро-основной плагиоклаз (битовнит), амфибол (куммингтонит), пироксен (диопсид), гранат и хромшпинелиды (магнотеррихромит, хромпикотит). Пересчет химического анализа на минеральный состав по пробе 11а показал, что порода в основном состоит из битовнита № 86 (78,5%) и куммингтонита (13%), содержание пироксена составило 2,6% граната и хромшпинелидов 2,5%. Для определения хрома в основных минералах габбро отобраны мономинеральные фракции. В результате спектрального анализа этих фракций установлены содержания хрома: в плагиоклазах 0,01%, амфиболах 0,05, пироксенах 0,02%. Учитывая, что валовое содержание хрома в породе равно 0,4%, становится ясно, что основными хромсодержащими минералами являются хромшпинелиды.

Содержание хрома в псевдоморфных бокситах, по данным спектрального анализа, изменяется от 0,8 до 1% и более, а в галлуазит-каолинитовых глинах, окружающих реликтовые блоки бокситов, снижается до 0,05—0,3%. Средние значения соответственно составляют в бокситах более 0,9% (по семи пробам) и в глинах 0,2% (по 19 пробам). Пересчеты в изобъемном варианте по пробам, отобранным с контакта (обр. 100 и 101^а), показали, что содержание хрома в боксите равно 15,0 мг/см³, а в галлуазит-каолинитовой породе, образующей «оболочку» вокруг боксита, составляет всего 1,32 мг/см³ или около 9% от первоначального. Вынос хрома в этом конкретном случае составил более 90%.

Ввиду того что в габброидах Кемпирсайского района хром в основном сконцентрирован в хромшпинелидах, представляло интерес изучить характер изменения их при процессах выветривания. Это, безусловно, позволит наметить пути миграции хрома. Как показало изучение 28 образцов, отобранных из различных зон коры выветривания, содержание хромшпинелидов в них колеблется от 1 до 7,9%. Свежие хромшпинелиды имеют коричнево-бурый, иногда до черного, и темно-зеленый цвет, в шлифах они изотопны. Показатель преломления меняется от 1,750 в темно-зеленых разностях до 1,876 в черных. Форма зерен изометричная, неправильная, блеск сильный, металлоидный, твердость очень высокая, обладают слабыми магнитными свойствами. При выветривании хромшпинелиды претерпевают химические и структурные изменения. При этом они обесцвечиваются, становятся тонкоагрегативными и в связи с этим менее твердыми; изменяются их оптические свойства, в частности уменьшается показатель преломления. Характер выветривания хромшпинелидов нередко отчетливо виден в пределах одного зерна: черная неизменная центральная часть его окаймляется более светлой, буро-коричневой оторочкой, постепенно переходящей на периферии в кремово-желтое вещество.

С целью определения минеральной природы продуктов выветривания хромшпинелидов из обр. 13 псевдоморфного боксита Ново-Бура-

**Рентгенограммы минералов группы шпинели из псевдоморфного боксита
(обр. 13) Ново-Бурановского рудопоявления (условия съемки: Fe—антикатод,
V—50 кВ, I—8 мА, T—30 мин, D—57,3 мм, d препарата 0,3—0,5 мм)**

Цвет черный, N=1,876				Цвет черный, по краям зерен бурый				Цвет буро-коричневый, N=1,773				Цвет желтый, N=1,755		
магнетит				хромит				шпинель				шпинель		
образец		Эталон по справ. «Минералы», т. II, 1967		образец		Эталон по Михееву (1957)		образец		Эталон по Михееву (1957)		образец		
J	d/n, Å	d/n	J	J	d/n	d/n	J	J	d/n	d/n	J	J	d/n	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	5,08	
—	—	4,84	1/2	—	—	4,80	5	—	—	4,66	3	5	4,66	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,16	2	1	3,13	
5	2,96	2,98	5	5	2,92	2,93	6	5	2,86	2,86	6	5	2,85	
3	2,83	—	—	3	2,70	—	—	3	2,69	2,69	5	4	2,65	
10	2,53	2,53	10	10	2,48	2,49	10	10	2,44	2,44	9	10	2,44	
3	2,29	2,43	1/2	2	2,24	2,39	1	2	2,24	2,23	4	3	2,22	
8	2,09	2,10	4	9	2,05	2,07	7	9	2,02	2,02	9	7	2,01	
2	1,77	—	—	2	1,73	1,70	4	2	1,72	1,71	4	3	1,72	
1	1,71	1,71	3	2	1,66	—	—	2	1,65	1,64	5	3	1,65	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,57	
8	1,61	1,61	1/2	9	1,57	1,59	9	9	1,56	1,57	4	7	1,56	
10	1,47	1,48	8	10	1,44	1,46	9	10	1,43	1,42	10	10	1,43	
—	—	1,32	1	1	1,37	1,39	1	1	1,37	1,35	3	1	1,37	
1	1,26	1,26	3	1	1,29	1,31	2	1	1,28	1,27	3	1	1,28	
—	—	—	—	4	1,24	1,26	5	3	1,23	1,23	7	5	1,23	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,22	
2	1,19	1,21	1	1	1,20	1,19	3	—	—	—	—	1	1,19	
—	—	—	—	2	1,17	1,16	2	3	1,17	1,16	6	4	1,17	
—	—	—	—	1	1,14	—	—	2	1,13	1,13	5	2	1,13	
1	1,11	1,12	2	1	1,12	1,11	3	1	1,12	1,11	2	1	1,12	
—	—	—	—	—	—	—	—	4	1,08	1,08	6	4	1,08	
4	1,07	1,09	6	7	1,05	1,07	6	8	1,05	1,05	10	9	1,05	
3	1,03	1,04	4	1	1,03	1,03	3	1	1,03	—	—	1	1,03	
—	—	—	—	5	1,01	—	—	7	1,01	—	—	8	1,01	
—	—	—	—	2	1,00	—	—	1	0,99	—	—	2	1,00	
5	0,98	—	—	2	0,98	0,98	2	—	—	—	—	—	—	

Примечание. Рентгеноструктурный анализ проведен в Северо-Казахстанском геолуправлении. Аналитик Н. В. Пономарева.

новского рудопоявления нами были отобраны четыре визуально отличающиеся фракции: черного, буровато-черного, буро-коричневого и желтого цвета. В результате рентгеноструктурного анализа удалось выяснить, что неизмененные зерна черного и буровато-черного цвета представлены магнетитом и хромитом (цейлонитом), а выветрелые разности имеют структуру, близкую к нормальной шпинели (табл. 2), т. е. в процессе выветривания происходит трансформация минералов, содержащих значительное количество Fe^{2+} и Cr^{3+} , в алюмомагнезиальную шпинель. Об этом же свидетельствуют и данные пересчетов химических анализов обогащенных фракций, выделенных из псевдоморфного боксита (обр. 102-х, свежие хромшпинелиды) и галлуазит-каолиновой глины с реликтовой структурой габбро (обр. 14-к, продукты выветривания хромшпинелидов).

Как видно из табл. 3, фракция 102-х почти целиком состоит из хромшпинелидов, а фракция 14-к содержит значительное количество примеси каолинита (15,5%) и гетита (10,3%), находящихся в тонкоагрегатном сростании со шпинелью. В процессе выветривания происходит значительный вынос из хромшпинелидов железа и хрома при относительном накоплении алюминия и магния (табл. 4).

Химический и минеральный состав обогащенных фракций свежих хромшпинелидов (обр. 102-х) и продуктов их выветривания (обр. 14-к)

Компонент	Содержание, %		Компонент	Содержание, %	
	обр. 102-х	обр. 14-к		обр. 102-х	обр. 14-к
SiO ₂	0,41	7,20	Шпинель	—	73,7
Al ₂ O ₃	54,40	59,00	Хромшпинелиды	95,4	—
Fe ₂ O ₃ (вал)	12,90	11,70	Гетит	—	10,3
MgO	16,54	18,20	Каолинит	0,9	15,5
Cr ₂ O ₃	12,90	0,20	Гиббсит	1,4	—
П. п. п.	0,60	3,20	Σ	97,7	99,5
Σ	97,75	99,50			

Таблица 4

Химический состав хромшпинелидов (обр. 102-х) и продуктов их выветривания (обр. 14-к) после вычета примесей и приведения баланса к 100%

Компонент	Содержание, %	
	обр. 102-х	обр. 14-к
Al ₂ O ₃	55,66	71,78
H ₂ O ₃ (вал)	13,52	3,26
MgO	17,30	24,69
Cr ₂ O ₃	13,52	0,27
Σ	100,00	100,00

Эмпирическая формула свежего хромшпинелида (обр. 102-х) имеет следующий вид: $(Mg_{0,70} \cdot Fe_{0,30}^{2+})O \cdot 1,03(Al_{0,86} \cdot Cr_{0,14})_2O_3$, а продукт его выветривания — $(Mg_{0,93} \cdot Fe_{0,07}^{2+})O \cdot 1,07Al_2O_3$. По вариационной диаграмме В. Е. Трегера (1958) эти минералы соответствуют цейлониту и шпинели. В целом процессы выветривания хромшпинелидов приводят к заметному накоплению R_2O_3 и уменьшению содержания RO. Если в исходном минерале (цейлоните) $R_2O_3 : RO = 1,03$, что почти соответствует теоретическому отношению, то в продукте его изменения (шпинели) $R_2O_3 : RO = 1,07$. Наблюдаемые отклонения соотношения R_2O_3 и RO от теоретического при сохранении кристаллической решетки минерала, по мнению У. Брэгга и Г. Кларингбулла (1967), вполне возможны и обусловлены тем, что избыточные ионы алюминия занимают октаэдрические позиции покинувших кристаллическую решетку ионов R^{2+} и R^{3+} . В данном случае избыточные ионы алюминия, видимо, занимали места Fe^{2+} и Cr^{3+} .

Хром, высвободившийся из решетки минералов, в силу неблагоприятной геохимической обстановки не мог мигрировать далеко, поэтому основная масса его продолжала оставаться в пределах латеритного профиля в виде свободной гидроокиси. Этим, вероятно, объясняется высокое содержание хрома в латерит-бокситовых породах. Но в последующее время, в иных климатических условиях, когда латеритный профиль оказался перекрытым неогеновыми глинами, произошла химическая деградация профиля, повлекшая за собой ресубликацию бокситов и вынос хрома. Присутствие в неогеновых отложениях гипсовых конкреций свидетельствует об избытке сульфат-ионов в неогеновом бассейне и соответственно в водах, дренировавших латеритный профиль в этот промежуток времени. Трехвалентный хром, находившийся до этого в нерастворимой гидроокисной форме, в присутствии сульфат-ионов переходил в раствор, а затем выносился за пределы коры выветривания.

Таким образом, зафиксированное в настоящее время распределение хрома в древних корах выветривания обусловлено суммарным эффектом:

от гипергенных преобразований пород в период корообразования и в последующее время. Поэтому при изучении геохимии хрома в древних корях выветривания обязательно следует учитывать роль наложенных процессов, происходивших в иной геохимической обстановке.

ЛИТЕРАТУРА

- Брэгг К., Кларингбулл Г.* Кристаллическая структура минералов. М., «Мир», Серия «Наука о земле», 1967.
- Гоберман Р. Г. и др.* Геохимические особенности формирования и преобразования бокситов Ново-Бурановского рудопоявления.— В кн.: Новые данные по геологии бокситов, вып. III. М., Изд. ВИМСа, 1975.
- Кириенко Н. И.* Подвижность элементов и их баланс в корях выветривания ультраосновных пород (на примере Шевченковского, Малого и Большого Аккаргинского и Джетыгаринского массивов).— В кн.: Вопросы геологии коры выветривания Казахстана, вып. I. Алма-Ата, Изд. КазИМСа, 1972.
- Киселев Л. И.* Древняя латеритная кора выветривания в Мугодарах.— В кн.: Вопросы геологии коры выветривания Казахстана, вып. I. Алма-Ата, 1972.
- Лисицына Н. А.* Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М., «Наука», 1973.
- Минералы.*— Справочник, т. II, вып. 3. М., «Наука», 1967.
- Михеев В. И.* Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Нсанов А. М.* Изменение хромшпинелидов в коре выветривания ультраосновных пород.— В кн.: Вопросы геологии коры выветривания Казахстана, вып. I. Алма-Ата, 1972.
- Перельман А. И.* Геохимия ландшафта. М., Изд-во «Высшая школа», 1966.
- Трегер В. Е.* Таблица для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Производственное геологическое
объединение «СевКазгеология»,
Кустанай

Дата поступления
6.V.1980

МЕТОДИКА

УДК 550.4 : 546.48 + 546.815

КОНЦЕНТРИРОВАНИЕ КАДМИЯ И СВИНЦА В ВИДЕ КОМПЛЕКСОВ С КАДИОНОМ С ОРГАНИЧЕСКИМИ СООСАДИТЕЛЯМИ ПРИ АНАЛИЗЕ ПРИРОДНЫХ ВОД

Л. П. ОРЛОВА, В. В. ГОРШКОВ

Содержание кадмия и свинца в природных водах весьма низкое, поэтому прямое определение этих элементов возможно лишь в крайне редких случаях. Как правило, необходимо проводить предварительное концентрирование элементов перед их аналитическим определением (Зырин, Обухов, 1977; Обухов, Горбатов, 1977; Обухов, Макаревич, 1978). В настоящее время к методам определения и концентрирования кадмия и свинца проявляется повышенный интерес в связи с тем, что соединения этих элементов весьма токсичны и представляют серьезную опасность для человека и животных при увеличении загрязнения ими окружающей среды (Беляев, Орешкин, 1974; Орешкин, 1977; Орешкин и др., 1977).

При анализе природных вод для целей концентрирования особенно удобно использовать методы соосаждения, так как выделять определяемые элементы обычно приходится из больших объемов. Соосаждение с органическими соосаждителями по степени абсолютного концентрирования, простоте и аппаратурному оформлению превосходит все другие методы (Орлова, 1969). Природные воды различаются как по степени минерализации, так и по количеству органических веществ и их качественной характеристике. При проведении ряда специальных исследований необходима методика, позволяющая проводить определение микроэлементов при различном их содержании в природных водах, разнообразных по составу.

Для концентрирования кадмия и свинца при анализе природных вод нами использован прием соосаждения с применением органического реагента — кадмона С, тяжелого органического катиона — хлорида дифенилгуанидиния и соосаждителя — 2,4-динитроанилина. Выбранный реагент характеризуется высокой эффективностью действия и способен образовывать комплексные растворимые соединения с кадмием и свинцом. Эти комплексные соединения способны соосаждаться с индифферентным органическим соосаждителем — 2,4-динитроанилином только при введении в исследуемый раствор тяжелого органического катиона. В данном случае для этой цели нами использован хлорид дифенилгуанидиния. Были изучены условия соосаждения: влияние величины рН (см. фигуру), количество реагента и соосаждения лежат в пределах 9—11 для кадмия и 8,5—10 для свинца. Применение такой системы позволяет количественно выделить изучаемые элементы при их содержании до 10^{-3} мкг в объеме 200 мл с отделением от макроосновы (Ca, Mg, P, K, Na, Si). Апроба-

ция метода проводилась на образцах природных вод, различных по химическому составу, величине плотного остатка и содержанию органических веществ. Проверка способа концентрирования соосаждения выполнялась методом добавок.

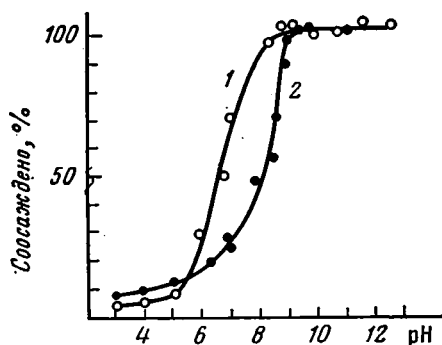
Полученные экспериментальные данные (табл. 1) показали, что соосаждение кадмия и свинца предлагаемым методом происходит практически полностью (на 92—100%) при анализе вод с различной степенью минерализации (от 0,1 до 20 г на 1 л). Благодаря высокой эффективности разработанного метода его можно использовать даже при анализе сложных по составу сильноминерализованных природных вод, лимитатрических вод, величина плотного остатка которых составляла более 30 г на 1 л.

Нами исследовано влияние органического вещества анализируемых вод на полноту выделения изучаемых элементов. Опыты проводились с образцами грунтовых вод торфяных почв, характеризующихся повышенным содержанием органических веществ (от 1,0 до 200 мг/л углерода). С помощью разработанного

метода осуществлялось концентрирование кадмия и свинца в образцах природных вод без предварительного разрушения органических веществ и параллельно в тех же образцах — после разрушения органических веществ.

Установлено, что при содержании органических веществ в исследуемых образцах природных вод не выше 50 мг/л (в расчете на углерод) выделение кадмия и свинца происходит полностью. При более высоких содержаниях углерода (70—200 мг/л) кадмий выделяется количественно, а свинец лишь на 67—75%. Это обстоятельство указывает на то, что механизм соосаждения кадмия и свинца различен. Кадмий является специфическим реагентом на кадмий и очень активно реагирует с этим элементом. Со свинцом же, по-видимому, реакция происходит менее активно, а повышенное содержание углерода в растворе еще более понижает активность действия кадмийона С.

Экспериментальные данные показали, что для полного выделения свинца совместно с кадмием при анализе вод с повышенным содержанием органических веществ следует вводить на тот же объем исследуемого раствора в 2 раза больше реагентов (табл. 2). Следовательно, предла-



Зависимость полноты соосаждения Cd (1) и Pb (2) от величины pH

Анализ грунтовых вод различной степени минерализации

Таблица 1

Почва	pH	Плотный остаток, г/л	Количество макроэлементов, мг/л					Содержание микроэлементов, мкг/мл		Введено, мкг/мл		Обнаружено, мкг/мл	
			K	Na	Ca	Mg	Fe	Pb	Cd	Pb	Cd	Pb	Cd
Солонец	8,0	18,7	6,0	4100	416	464	0,6	0,18	Следы	2,0	1,0	2,20	0,98
»	8,0	10,9	5,6	2600	416	200	0,6	0,30	»	2,0	1,0	2,40	1,05
Темноцветная	8,0	0,5	3,6	820	372	240	0,7	0,10	Не обн.	2,0	1,0	2,00	0,96
Солонец	8,4	10,8	9,1	2100	452	388	0,7	0,18	Следы	2,0	1,0	2,15	0,92
Каштановая до полива	8,3	0,4	4,7	345	300	232	0,6	0,05	Не обн.	2,0	1,0	2,10	1,00
Каштановая после полива	8,1	0,1	1,0	140	116	88	0,6	0,10	»	2,0	1,0	2,20	0,94

Таблица 2

Зависимость полноты соосаждения Cd и Pb от количества введенных реагентов при анализе природных вод

Содержание углерода, мг/л	На V=200 мл введено, мл			Введено, мкг/мл		Обнаружено, %	
	каддона С 0,1%	ДФГ *, 20%	2,4-динитро-анилина, 7%	Cd	Pb	Cd	Pb
60	4,0	2,0	1,0	1,0	2,0	100	60
60	8,0	4,0	2,0	1,0	2,0	94	100
60	16,0	4,0	2,0	1,0	2,0	102	100
70	4,0	2,0	1,0	1,0	2,0	100	70
70	8,0	4,0	2,0	1,0	2,0	98	100
70	16,0	4,0	2,0	1,0	2,0	97	100

* Хлорид дифенилгуанидина.

Таблица 3

Анализ природных вод окрестностей г. Череповца

Место взятия образца	pH	Плотный остаток, г/л	Fe ₂ O ₃ , мкг/мл	C, мг/л	Содержание микроэлементов, мкг/мл		Введено, мкг/мл		Обнаружено, %	
					Cd	Pb	Cd	Pb	Cd	Pb
Карьер Воскресенское	6,7	0,31	0,04	79,2	0,03	0,16	1,0	2,0	98	100
д. Мелечкино	7,5	0,11	0,04	7,2	0,01	0,10	1,0	2,0	96	95
									96	95
									99	100
Озеро Б. Двор	6,9	0,39	0,34	230	0,02	0,16	1,0	2,0	100	95
Горячая речка	7,1	0,25	0,01	57,6	0,03	0,14	1,0	2,0	93	99
									98	102
									100	93
р. Ягорба	7,2	0,29	0,01	72,0	0,02	0,04	1,0	2,0	98	105
									100	96

Таблица 4

Атомно-абсорбционное определение Cd и Pb в природных водах с различным содержанием органических веществ после концентрирования

Место взятия образцов	pH	Fe ₂ O ₃ , мкг/мл	C, мг/л	Плотный остаток, г/л	Обнаружено без концентрирования, мкг/мл		Обнаружено после концентрирования, мкг/мл	
					Pb	Cd	Pd	Cd
Торфяник, Орехово-Зуево	5,4	1,76	66,0	0,3	0,18	Следы	0,25	Следы
Торфяник, д. Тишково, Моск. обл.	6,2	0,64	40,2	0,1	Следы	»	0,01	»
р. Упа	6,0	0,04	19,2	0,2		Не обн.	0,10	0,01
Снег, Моск. обл.	5,2	0,16	1,8	—	0,20	»	0,17	Следы
Лизиметрическая вода, Моск. обл.	4,6	0,56	60,0	0,3	Следы	»	0,09	0,002

гаемый метод позволяет проводить анализ природных вод без предварительного разрушения органических веществ, что значительно ускоряет время и облегчает условия проведения анализа.

Небольшое количество солей (0,1—1% от содержащихся в исследуемом растворе) может механически захватываться осадком. Поэтому после проведения соосаждения и фильтрования осадок необходимо отмыть специально приготовленным промывным раствором от механически захваченных солей. После озоления осадка определение кадмия и свинца в концентрате можно проводить любым методом. Нами использован

пламенный вариант атомно-абсорбционного метода. Вес озолненного концентрата в среднем составляет 10—50 мг при проведении концентрирования из объема 1 л, следовательно, коэффициент обогащения довольно высокий. Квадратичная ошибка (стандартное отклонение из 20 определений) для кадмия составляла 4,7, для свинца 8,0%. Разработанный метод применялся для определения содержания кадмия и свинца в природных водах, различных по степени минерализации, содержанию органических веществ, величине рН и другим показателям. Метод проверен на реальных образцах с использованием метода добавок (табл. 3, 4).

МЕТОДИКА

Образец природной воды фильтруют или центрифугируют для того, чтобы отделить взвешенные минеральные частички почвы или породы. При этом первые порции фильтрата отбрасывают ($\sim 0,5$ л), для анализа используют последующие порции фильтрата определенного объема. Центрифугирование проводят до полного осветления раствора. Точно отмеренный объем воды помещают в стеклянный стакан. Для анализа обычно применяют образец объемом 200—1000 мл, но иногда используют и большие объемы.

Если вода имеет кислую реакцию, то добавлением аммиака ее подщелачивают до рН 4—5. Затем при периодическом перемешивании прибавляют реагенты из расчета на объем 200 мл: 4,0 мл кадиона С, 2,0 мл хлорида дифенилгуанидиния и аммиак до установления величины рН исследуемого раствора $\approx 9,0$ —10,0. После этого приливают постепенно 1 мл раствора 2,4-динитроанилина, все перемешивают, выпадает осадок, который через 10—15 мин отфильтровывают через фильтр «белая лента». Если для анализа используется больший объем воды, то количество приливаемых реагентов соответственно увеличивается.

При анализе природных вод с повышенным содержанием органических веществ (более 50 мг/л углерода) чтобы обеспечить полное выделение свинца, количество прибавляемых реагентов следует удвоить. После того как осадок отфильтрован, его необходимо промыть на фильтре промывным раствором 3—5 раз в зависимости от степени минерализации анализируемых образцов. Если плотный остаток исследуемых вод превышает 20 г/л, то промывку повторяют 7—10 раз. Осадок на фильтре подсушивают, переносят вместе с фильтром в кварцевый тигель, добавляют 2—3 капли H_2SO_4 (1 : 1) и озоляют в муфельной печи при температуре 400—450° С. После озоления осадок растворяют в соляной или азотной кислоте (1—2 мл) при нагревании, переносят в мерную колбу и доводят бидистиллированной водой до определенного объема. В полученном растворе проводят определение кадмия и свинца атомно-абсорбционным методом.

РЕАКТИВЫ

1. Кадион С — 0,1%-ный водный раствор, свежеприготовленный.
2. Хлорид дифенилгуанидиния — 20%-ный раствор: 200 г дифенилгуанидиния растворяют в 84 мл концентрированной HCl при слабом нагревании, полученный раствор разбавляют до 1 л бидистиллированной водой. При разбавлении возможно частичное выпадение осадка.
3. 2,4-динитроанилин — 7%-ный ацетоновый раствор.
4. HNO_3 — дважды перегнанная.
5. HCl — дважды перегнанная.
6. Аммиак — очищенный насыщением.
7. H_2SO_4 — ч. д. а.
8. Промывной раствор — к 1 л бидистиллированной воды добавляют 10 мл кадиона С, 5 мл хлорида дифенилгуанидиния, 2 мл 2,4-динитроанилина и аммиак до величины рН 9,0—9,5.

- Беляев Ю. И., Орешкин В. Н.* Определение кадмия, серебра и таллия во взвешенном веществе морских и речных вод атомно-абсорбционными и атомно-флюоресцентным методом с непламенным электроконтактным атомизатором твердых проб.— Океанология, 1974, т. 14, вып. 5.
- Зырин Н. Г., Обухов А. И.* Спектральный анализ почв, растений и других биологических объектов. Изд-во МГУ, 1977.
- Обухов А. И., Горбатов В. Р.* Возможности спектральных методов определения кадмия в объектах окружающей среды. Тез. докл. Всесоюзного симпозиума «Современные методы определения микроэлементов». Кишинев, 1977.
- Обухов А. И., Макаревич Р. А.* Атомно-абсорбционное определение цинка, кадмия и свинца в природных и сточных водах. Тез. докл. 2-й областной научно-технической конференции «Микроэлементы в сельском хозяйстве и спектральные методы их определения в почвах, кормах, водах и биологических объектах». Тамбов, 1978.
- Орешкин В. Н.* Изучение распределения и миграции кадмия в Тихом океане с помощью методов атомно-абсорбционного и атомно-флюоресцентного анализа с непламенной атомизацией твердых проб. Автореф. канд. дис. ИО АН СССР, М., 1977.
- Орешкин В. Н., Беляев Ю. И., Внуковская Г. Л.* Атомно-абсорбционный и атомно-флюоресцентный методы определения кадмия, свинца, серебра, таллия и висмута в водной взвеси с применением непламенного электроконтактного атомизатора.— В сб.: Второе Всес. совещ. по анализу природных и сточных вод. Тез. докл. М., «Наука», 1977.
- Орлова Л. П.* Концентрирование Zn, Cu, Co и Mo с органическими соосаждителями при анализе почв, растений и природных вод. Автореф. канд. дис. М., Почвенный ин-т, 1969.

Почвенный институт,
ВИМС, Москва

Дата поступления
16.VIII.1979

УДК 553.1 : 53

ВЫДЕЛЕНИЕ МАЛЫХ ПРИМЕСЕЙ (ОТ $\sim 0,1$ ДО $\sim 0,001\%$) ЛЕГКИХ ЗЕРЕН ИЗ БОЛЬШИХ НАВЕСОК ОБРАЗЦОВ (~ 10 кг)

М. Я. КАЦ, В. Д. ШУТОВ, Т. Г. ФАЛЬКЕНГОФ

В последнее время показано, что при исследованиях вещественного состава горных пород большое значение имеет выделение из них фракций зерен не только тяжелых, но и самых легких минералов для последующих специализированных анализов, даже если их содержание в породе очень невелико. Когда содержание легких минералов в исходной смеси достаточно велико, эту задачу можно решить известными способами (в емкости с тяжелой жидкостью, в колонке с градиентом плотности жидкости и др.). Однако если в исходной смеси содержится небольшое количество легких минералов ($\leq 0,1\%$ от массы породы), то выделить их по плотности очень затруднительно, так как основная масса увлекает более тяжелые зерна минералов, слагающих породу. Действительно, если на каждое зерно, которое легче жидкости, приходится много тысяч зерен, которые тяжелее жидкости, то при своем движении они увлекают легкое зерно. Это явление будет проявляться тем сильнее, чем меньше процент легких зерен в исходной смеси минералов и чем больший процент составляет объем исходных зерен минералов от объема тяжелой жидкости. Избежать такое явление можно путем резкого уменьшения концентрации исходной смеси минералов в тяжелой жидкости. Но при этом примерно во столько же раз усложняется опыт.

Цель настоящей работы — разработать метод выделения малых примесей (от $\sim 0,1$ до $\sim 0,001\%$) легких зерен из больших навесок образцов (~ 10 кг), чтобы получать хотя бы по несколько десятков милли-

грамм интересующих минералов для исследования их современными специализированными методами (рентгеновский и микронзондовый анализы, световая и электронная микроскопия и т. п.).

ПРИНЦИП МЕТОДА

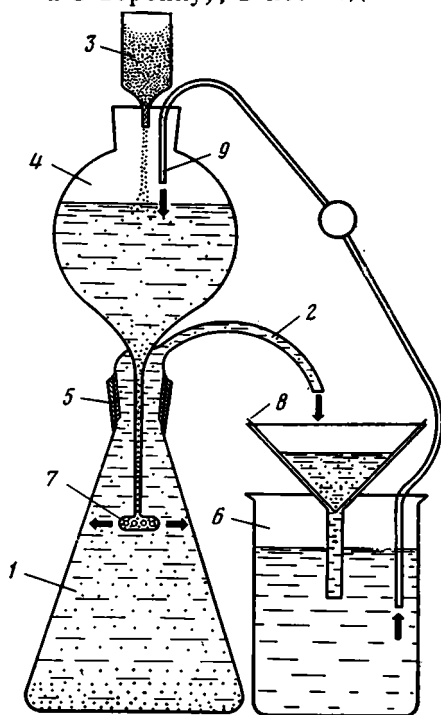
Процесс выделения в тяжелой жидкости малых примесей легких зерен ведут непрерывно в условиях очень малой концентрации исходных зерен в рабочем объеме жидкости. При этом создается замкнутая циркуляция ограниченного объема тяжелой жидкости ($\sim 1-2$ л) необходимой плотности, в которую непрерывно вводят струю исходных зерен и из которой в условиях малой концентрации их в жидкости непрерывно всплывающие зерна подхватываются потоком и выделяются на фильтре, а тяжелые осаждаются на дно.

ОПИСАНИЕ ТЕХНИКИ ЭКСПЕРИМЕНТА

Устройство для выделения малых примесей легких зерен состоит из емкости 1 (фиг. 1) с тяжелой жидкостью и боковым отводом 2. Над емкостью предусмотрены дополнительное устройство 3 типа песочных часов (воронка с капиллярным отводом) для дозированной подачи зерен исходной смеси минералов, а также воронки 4, прикрепленная к емкости с помощью шлифа 5. Воронка служит для ввода тяжелой жидкости из сборника 6 и узкой струи исходной смеси минералов из устройства 3 для получения тяжелой жидкости с малой концентрацией зерен исходной смеси минералов ($\leq 1\%$). Эта жидкость вводится в емкость с тяжелой жидкостью в виде горизонтальных струй из боковых отверстий 7 диаметром ~ 2 мм, предусмотренных внизу. Для пропускания вытекающего через боковой отвод избытка тяжелой жидкости в емкости и осаждения зерен легче жидкости служит фильтр 8, за которым установлен сборник 6, куда стекает тяжелая жидкость без зерен. Дополнительное устройство 9 предназначено для перевода тяжелой жидкости из сборника в воронку. В условиях малой концентрации исходной смеси минералов малые примеси зерен, которые легче жидкости, всплывают несмотря на то, что подаваемое количество зерен, имеющих большую плотность, тонет. Тяжелая жидкость циркулирует таким образом, что всплывающие легкие зерна непосредственно от горизонтальных струй подхватываются вверх потоком жидкости, который направляют на фильтр, где зерна осаждаются. Следует подчеркнуть, что вертикальная составляющая скорости потока жидкости у горизонтальных струй очень мала (в 100 или более раз меньше, чем скорость горизонтальных струй, ибо общее сечение отверстий 7 примерно в столько же раз меньше сечения емкости в этом месте) и поэтому почти не влияет на увлечение вверх зерен, которые тяжелее жидкости. Отметим еще одну особенность описываемого метода. Если зерна, которые легче жидкости, проходят путь кверху порядка диаметра струй ($\sim 5-10$ мм) в жидкости, то этого уже достаточно, чтобы они подхватывались потоком и выносились на фильтр. А обычно при делении зерен по плотности в емкости с тяжелой жидкостью, где вначале все перемешивается, зерна, которые легче жидкости, должны пройти путь кверху через всю толщу жидкости в емкости до ее поверхности, чтобы дальше их можно было выделить.

Процесс разделения осуществляется следующим образом. В качестве тяжелой жидкости используется смесь одной из известных тяжелых жидкостей с ее легким растворителем. Плотность смеси определяется с помощью пары реперов плотности методом «тонет-всплывает» (Кац и др., 1975). Значение плотности жидкости подбирают так, чтобы она была на несколько сотых больше плотности выделяемых малых примесей легких минералов, но меньше плотности основной массы зерен исходной смеси:

минералов. Предварительным микроскопическим анализом шлифов породы устанавливают минералы, слагающие породу. Объем заготавливаемой тяжелой жидкости примерно равен сумме объемов воронки, емкости и сборника. Тяжелая жидкость через воронку заполняет емкость и затем переливается через боковой отвод и фильтр в сборник. Обеспечив с помощью дополнительного устройства перевод тяжелой жидкости из сборника в воронку (простейший вариант — периодическое переливание жидкости из сборника в воронку), в нее подают струю зерен исходной

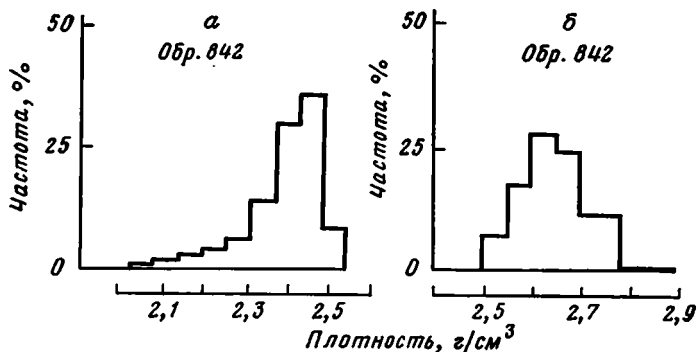


Фиг. 1. Схема устройства для выделения малых примесей (от $\sim 0,1$ до $\sim 0,001\%$) легких зерен из больших навесок образцов (~ 10 кг)

смеси минералов из дополнительного устройства. В результате непрерывного движения тяжелой жидкости по замкнутому циклу — воронка, емкость до горизонтальных струй, отвод, фильтр, сборник, воронка и т. д. — и постоянной подачи струи зерен исходной смеси минералов в воронку легкие зерна собираются на фильтре, а тяжелые на дне емкости.

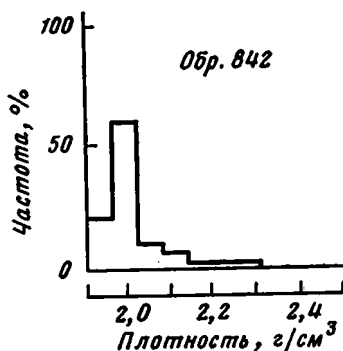
ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДА

Метод разработан и использован при исследовании глауконита из пород ритма Аврора в центральной части флишевого бассейна северо-западного Кавказа мелового возраста (Шутов и др., в печати). Для детального изучения генезиса глауконита в породах этого ритма бассейна были собраны по площади большие исходные образцы породы (~ 10 кг), чтобы проанализировать в них также и очень малые примеси, имеющие отношение к генезису глауконита. Микроскопически установлено, что породу слагают в основном кварц, карбонаты и глауконит с зернами размером $\geq 0,1$ мм и плотностью $> 2,45$ г/см³. После протоочки породы из размерной фракции 0,1—0,25 мм глауконит выделялся общепринятыми методами на магнитных сепараторах (на ленточном, а затем на СИМе). Далее было предположено, что в породе могут содер-



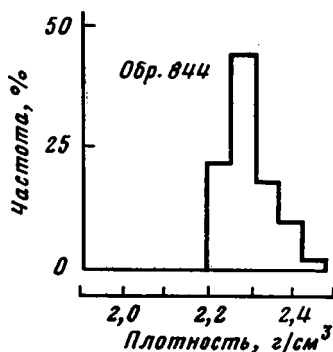
Фиг. 2. Гистограммы распределения глобул по плотности обр. 842 ритма Аврора из флишевого бассейна северо-западного Кавказа мелового возраста

a — «немагнитные» глобулы, размер зерен 0,1—0,25 мм (выделено ~ 3 г из исходного образца ~ 7 кг); *b* — глобулы из этого же образца, выделенные общепринятыми методами на магнитных сепараторах



Фиг. 3

Фиг. 3. Гистограмма распределения по плотности зерен угля, обнаруженных в легкой фракции ($< 2,45 \text{ г/см}^3$) обр. 842 (общее количество выделенного угля ~ 20 мг из исходного образца ~ 7 кг)

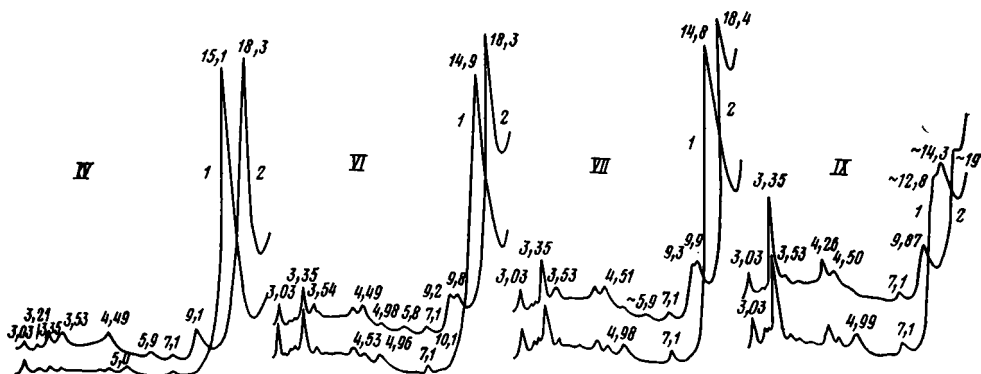


Фиг. 4

Фиг. 4. Гистограмма распределения по плотности зерен содалита, обнаруженных в легкой фракции ($< 2,45 \text{ г/см}^3$) обр. 844 (общее количество выделенного содалита ~ 50 мг из исходного образца ~ 5 кг)

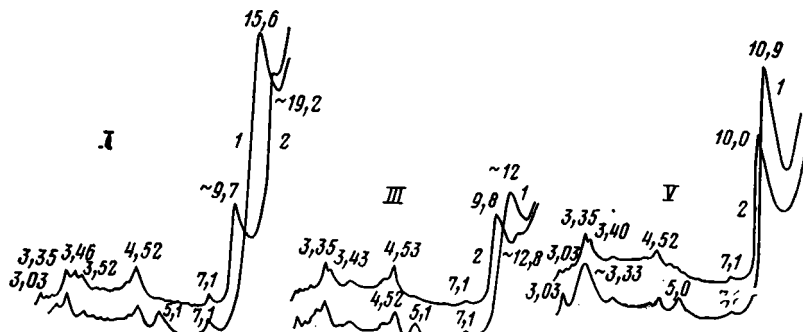
жаться в небольшом количестве также метакolloидные выделения смешанослойных структур с очень малой магнитной восприимчивостью, чтобы выделиться на стандартных магнитных сепараторах вместе с основной массой глауконита, причем их плотности могут быть $< 2,45 \text{ г/см}^3$. Было решено из отвалов ленточного магнитного сепаратора выделить эти метакolloидные образования¹ в тяжелой жидкости с плотностью $2,45 \text{ г/см}^3$. В качестве тяжелой жидкости использовалась смесь бромформы с диметилформамидом, которая калибровалась с помощью двух реперов плотностью $2,442$ и $2,452 \text{ г/см}^3$. Однако известными способами такого типа зерна с плотностью $< 2,45 \text{ г/см}^3$ практически совсем не выделялись. Предположив, что таких зерен очень мало в породе и известными способами они не выделяются, так как увлекаются основной массой более тяжелых зерен, разработали описываемый метод. Этим методом из

¹ В дальнейшем будем условно называть их «немагнитными».



Фиг. 5. Дифрактограммы разных плотностных фракций «немагнитных» глобул, выделенных из обр. 842 (из отвала ленточного магнитного сепаратора)

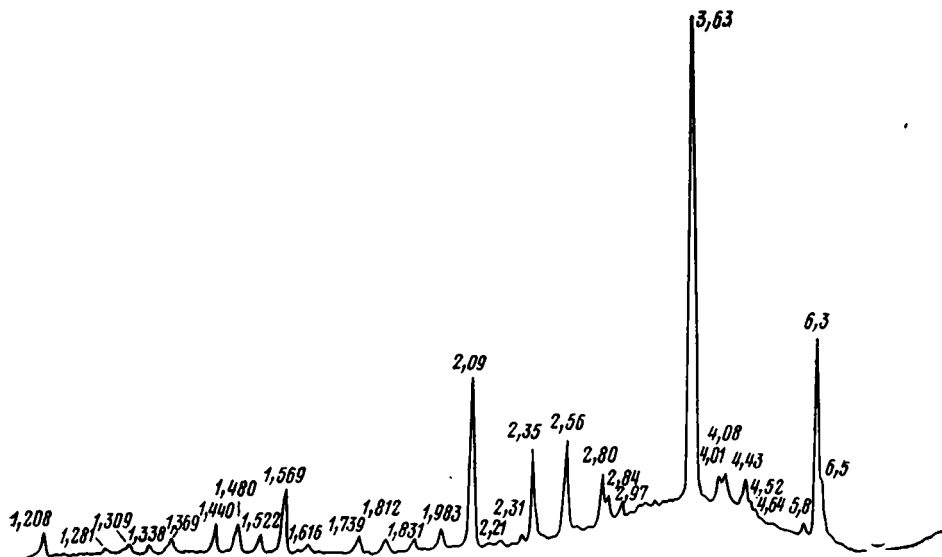
1 — природный образец; 2 — насыщенный глицирином; фракции: IV — 2,13—2,20; VI — 2,27—2,32; VII — 2,32—2,37; IX — 2,43—2,48 $г/см^3$



Фиг. 6. Дифрактограммы разных плотностных фракций глобул из исходного обр. 842, выделенных общепринятыми методами на магнитных сепараторах.

1 — природный образец; 2 — насыщенный глицирином; фракции: I — 2,32—2,40; III — 2,50—2,55; V — 2,60—2,64 $г/см^3$

размерных фракций 0,1—0,25 мм, выделенных в количестве нескольких килограммов из больших исходных образцов породы, на фильтре 8 (см. фиг. 1) в течение одного-двух рабочих дней осаждалось по несколько десятков граммов из каждого образца. Однако на фильтре выделялись не только зерна с плотностью $< 2,45 г/см^3$, но также небольшой процент и более тяжелых зерен (кварц, карбонаты, глауконит) за счет вертикального потока тяжелой жидкости в емкости 1. А такие навески уже легко анализируются методом ступенчатого изменения плотности жидкости (Кац, 1977). Этим методом из полученного легкого концентрата каждого образца выделялось уже небольшое количество зерен с плотностью $< 2,45 г/см^3$ — в пределах от десятков миллиграммов до первых граммов. Оказалось, что эти легкие зерна из большинства образцов породы действительно содержат небольшие примеси «немагнитных» метакolloидных выделений. Кроме того, во многих образцах обнаружены зерна угля, а в двух образцах с периферии бассейна — зерна содалита. Причем каждый из этих трех компонентов оказался гетерогенным: они характеризуются специфическими гистограммами распределения их зерен по плотности. Гистограммы позволяют оценить вероятность проявления в данной породе зерен с определенными физико-химическими свойствами. Для иллюстрации приводим некоторые из гистограмм распределения зерен по плотности (фиг. 2, 3, 4), дифрактограммы разных плот-



Фиг. 7. Дифрактограмма содалита, выделенного с легкой фракцией ($< 2,45 \text{ г/см}^3$) из обр. 844 (снята с наиболее чистых зерен с плотностью в области $2,20\text{--}2,35 \text{ г/см}^3$)

ностных фракций легких «немагнитных» метакolloидных выделений одного из образцов (фиг. 5) и тяжелых зерен глауконита из того же образца, выделенных общепринятыми методами на магнитных сепараторах (фиг. 6), а также дифрактограмму содалита (фиг. 7). Следует иметь в виду, что частоты на гистограмме 2, а для легких «немагнитных» образований в области $> 2,45 \text{ г/см}^3$ явно занижены, ибо, как уже указывалось выше, зерна с такой плотностью попадают в выделенный легкий концентрат лишь частично. Необходимо подчеркнуть, что каждый из обнаруженных трех компонентов, входящих в выделенный легкий концентрат зерен ($< 2,45 \text{ г/см}^3$), составляет очень малую долю (от $\sim 0,1$ до $\sim 0,001\%$) от исходной массы образца породы. Такие малые примеси ранее, как правило, не исследовались, и нами изучены впервые. Известные до сих пор методы подготовки образцов к специализированным анализам не позволяют выделять их. С другой стороны, анализ каждого из этих трех компонентов внес свою лепту в выявление генезиса глауконита в этом бассейне.

Общепринято считать, что содалит имеет гидротермальное происхождение. Обнаружение его в образцах на периферии бассейна (см. фиг. 4, 7) показывает, что в подаче исходного материала для формирования глауконита могли принимать участие и гидротермы. Анализ распределения легких «немагнитных» метакolloидных выделений в образцах глауконита показал, что они являются составной частью стадийного гетерогенного спектра глауконита, состоящего как из магнитных, так и «немагнитных» выделений. Причем легкие «немагнитные» выделения содержат в основном монтмориллонит и серию смешанослойных образований, а тяжелые магнитные — в основном серию смешанослойных образований вплоть до чистого глауконита (см. фиг. 2, 5, 6). На периферийных участках бассейна «немагнитных» выделений заметно больше, они тяготеют к зонам конседиментационных разломов, ограничивающих флишевый трог. При переходе ко внутренним участкам бассейна процент «немагнитных» выделений постепенно сокращается до полного исчезновения в центре. Выделенные фракции зерен угля детально не исследовались. Установлено лишь, что их основное содержание ($\leq 0,001\%$) приуро-

чено также к периферии бассейна и быстро падает до 0 по мере продвижения к центру бассейна, что хорошо подчеркивает фациально-батиметрические особенности флишевого бассейна.

В заключение подчеркнем, что приведенные результаты экспериментов убедительно показывают, что при детальном исследовании вещественного состава горных пород перспективно анализировать специализированными методами и малые примеси легких минералов, которые возможно выделять новой описанной методикой.

ЛИТЕРАТУРА

Кац М. Я. Анализ гетерогенности минералов. М., «Наука», 1977.

Кац М. Я., Рассказов А. А., Долгопольская Е. Ф. Реперы плотности.— В сб.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
19.V.1980

ХРОНИКА

УДК 552.5 : 553.061.33

**О ВСЕСОЮЗНОМ СЕМИНАРЕ ПО ОЦЕНКЕ НЕФТЕМАТЕРИНСКОГО
ПОТЕНЦИАЛА СЕДИМЕНТИТОВ**

Н. Б. ВАССОВИЧ, О. К. БАЖЕНОВА, Ю. К. БУРЛИН, С. Г. НЕРУЧЕВ

С углублением наших знаний о процессах происхождения нефти и углеводородных газов все большее число ученых стремится с наибольшей достоверностью решить вопрос о потенциальных возможностях тех или иных осадочных толщ рождать углеводороды и отдавать их для формирования залежей. Трудно переоценить как практическое, так и теоретическое значение этой проблемы. Исследование в этой области непосредственно связано с прогнозами нефти и газа на крупных территориях и в акваториях, а также с выяснением роли органического вещества в осадочной оболочке Земли.

В последние годы исследования по оценке нефте- и газоматеринского (НГМ) потенциала седиментитов проводятся на историко-генетической основе, в большинстве случаев они являются существенной составной частью количественной оценки перспектив нефтегазоносности. С большим вниманием результаты работ в этом направлении обсуждались на состоявшемся в декабре 1979 г. в МГУ Всесоюзном семинаре «Методы оценки нефте- и газоматеринского потенциала седиментитов», организованном секцией происхождения нефти научного совета по проблемам геологии и геохимии нефти АН СССР совместно с кафедрой геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета МГУ. К началу работы семинара были опубликованы тезисы 90 докладов.

Участники семинара (более 160 человек из 42 организаций АН СССР, высшей школы, министерств и ведомств) заслушали и обсудили 21 доклад на заседаниях, кроме того, у стендов были рассмотрены результаты работ еще около 60 авторов и авторских коллективов. Тематика докладов распределялась по ряду основных направлений. Большая часть докладов была посвящена опыту применения существующих методов оценки НГМ потенциала при определении перспектив нефтегазоносности конкретных районов и развитых в них толщ. Другое направление в работе семинара было посвящено уточнению самого понятия «нефтематеринский потенциал». Значительное внимание было уделено дальнейшему совершенствованию методов оценки потенциала (на основе балансовых расчетов расхода органического вещества, путем моделирования процессов генерации и выхода углеводородов и др.).

Семинар открыл председатель оргкомитета член-кор. АН СССР Н. Б. Вассоевич. Он подчеркнул, что семинар проходит в канун 225-летия флагмана советской высшей школы — Московского государственного университета, организованного М. В. Ломоносовым. Это особенно знаменательно, так как именно М. В. Ломоносов высказывал прогрессивные идеи об образовании нефти, которые вошли в фундамент современной научной теории. На общем фоне успехов в области изучения нефтематеринских свит в настоящее время отмечается недостаточная разработанность методов количественной оценки нефте- и, особенно, газоматеринского потенциала. Причиной этого является отсутствие общепринятых эмпирических моделей, подтвержденных практикой и объективно характеризующих закономерности изменения всего комплекса параметров основных генетических типов седиментитов в литогенезе. Большое внимание должно быть уделено семантично-терминологической стороне науки. Это касается определения понятий, связанных с нефтематеринскими свойствами пород (их нефтематеринского потенциала и степенью его реализованности). Сами свойства являются сложными и неоднозначными. В этом отношении можно говорить об общетеоретическом и более узком сугубо практическом подходе. С общих позиций подавляющее большинство седиментитов рождает углеводороды, которые являются материнскими. Однако с позиций практического экономического подхода важно вычленил те породы и осадочные толщ, которые способны создавать первично рассеянные углеводороды в таких количествах, что при подходящих условиях концентрации они будут давать фазообособленные скопления нефти как таковой. Наступление в ходе геологического развития той или иной толщи главной фазы нефтеобразования (ГФН) приводит к тому, что в истории этой толщи существует пе-

риод, когда она еще лишь потенциально нефтематеринская, а после ГФН — уже реально нефтематеринская. Важным обстоятельством является анализ условий реализации нефтематеринского потенциала, что может быть осуществлено лишь на базе системного подхода к изучению строения и взаимоотношения различных толщ в разрезе осадочно-породного бассейна. Только такой подход позволяет оценивать как внешние, так и внутренние факторы оценки степени реализации потенциала.

Значительное внимание на семинаре было уделено условиям реализации нефтематеринского потенциала пород не только в наиболее изученных глинистых толщах, но также в карбонатных и кремнистых, показана неоднородность условий проявления ГФН в этих различных по характеру отложениях.

В результате работы семинара участники его отметили значительное продвижение в отдельных аспектах оценки потенциала седиментитов со времени предыдущего семинара по нефтематеринским свитам и принципам их диагностики. Предложено отдельно рассматривать нефте- и газоматеринские потенциалы, различать генерационный и эмиграционный потенциалы, отражающие в известной мере самостоятельные процессы. Определение второго показателя является, безусловно, гораздо более сложным (но и более существенным), чем первого. По степени реализованности необходимо различать начальный (исходный) и остаточный нефтематеринский потенциал. Для разработки удовлетворительного строго обоснованного балансового метода количественной оценки потенциала, что является наиболее актуальной задачей, необходима объективная оценка выхода (потерь) всей гаммы газов, низкокипящих, высокомолекулярных углеводородов и асфальтеново-смолистых веществ на всех последовательных этапах литогенеза. Для различных пород и геологических условий должны быть выработаны *соответствующие* коэффициенты эмиграции, под которыми понимается отношение количества эмигрировавших битумоидов (УВ) к их исходным образовавшимся количествам. Решение всех задач по оценке потенциальных возможностей седиментитов наиболее целесообразно при условии создания классификации всех типов седикахитов с использованием данных элементного состава ОВ.

Решение вопроса об определении нефтематеринского потенциала отложений (начального и остаточного) должно осуществляться на основе историко-генетического геолого-геохимического метода при обязательном системном подходе, комплексно с учетом всех взаимосвязей между материнским органическим веществом и минеральной частью седиментитов, а также связанных с ними вод. Необходимо изучать конкретные условия реализации потенциала для пород в составе различных осадочных геотформаций на разных стадиях развития, учитывая, что нефтегазообразование является стадийным процессом.

МГУ, Москва
ВНИГРИ, Ленинград

Дата поступления
20.II.1980

УДК 553.068

СЕМИНАР «РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕДКИХ И ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ»

В. Н. ХОЛОДОВ, Е. М. ШМАРНИЧ, Д. С. ТУРОВСКИЙ

25—27 октября 1979 г. в пансионате АН СССР «Звенигородский» под Москвой состоялась Всесоюзный семинар «Рудоконтролирующие факторы и условия образования месторождений редких и цветных металлов в осадочных породах», организованный Междудепартаментным литологическим комитетом АН СССР совместно с Научным советом по рудообразованию. В семинаре участвовало 190 человек, было заслушано 45 научных докладов. Кроме того, 40 авторов демонстрировали графические материалы, характеризующие геологические, литолого-геохимические и минералого-геохимические особенности отдельных месторождений, рудоносных зон и провинций. Во вступительном слове зам. председателя Междудепартаментного литологического комитета, председатель секции руд цветных и редких металлов *В. Н. Холодов* отметил, что семинар представляет собой первую попытку обмена опытом между геологами-уранщиками, гидрогеологами и специалистами, изучающими руды меди, свинца и цинка в осадочных породах. Он призвал участников активно обсуждать возникающие проблемы с целью разработки единой терминологии и достижения наибольшего взаимопонимания.

На утреннем заседании 25 октября были рассмотрены теоретические проблемы редкометаллового рудообразования и современного рудообразования. В докладе *Е. М. Шмарнича* и *А. К. Лисицина* охарактеризовано состояние проблемы генезиса пластообразных эпигенетических месторождений урана в породах осадочного чехла. Выделено два класса таких месторождений: 1) окислительного и 2) восстановительного эпигенеза, — изу-

ченных с разной степенью детальности и различающихся набором поисковых критериев. Особое внимание авторы уделили характеристике месторождений восстановительного класса и поставили перед специалистами проблемы изучения роли экзогенных и эндогенных факторов в редкометальном рудогенезе, а также исследования эволюции пластово-инфильтрационных рудообразующих процессов в фанерозое. В докладе *В. Н. Холодова* и *Д. С. Туровского* обоснованы представления о том, что реализация рудных процессов в осадочных толщах может происходить не только в диагенезе или в прямой связи с магматизмом, но и в результате развития регионального катагенеза путем взаимодействия вод и пород. Авторы рассмотрели два типа рудоносных растворов и соответствующие им типы «наложенного» рудогенеза. *Е. В. Пучков* охарактеризовал стратиформные полиметаллические месторождения каратауского и атасуйского типов, рассмотрел важнейшие факторы, определяющие их генезис, и подчеркнул роль органического вещества в локализации рудной минерализации. *В. Г. Клер* посвятил свое сообщение закономерностям распределения редких и малых элементов в углях и описанию промышленных скоплений германия, галлия, молибдена, селена и других металлов в угленосных толщах. В докладе *В. И. Данчева* суммированы результаты изучения некоторых месторождений урана и сделана попытка обосновать их генетическую классификацию.

Большой интерес вызвали доклады, посвященные современному рудообразованию в морях и океанах. Так, например, *Г. Н. Батуриным* и *Т. В. Розановой* рассмотрены новые материалы о полиметаллических рудопроявлениях рифтовых зон, показана исключительная сложность этого явления и рассмотрен механизм полигенного поступления рудного материала в бассейны. В докладе *И. И. Волкова* и *Л. Е. Штеренберга* описаны важнейшие особенности трех главных типов железомарганцевых конкреционных и пласто-линзовидных руд и дана новая интерпретация их генезиса. Сообщение *Г. Ю. Бутузовой*, *И. И. Волкова* и *Н. А. Лисицыной* посвящено минерало-геохимическим особенностям рудопроявлений свинца, цинка, меди, марганца и железа в солеродных впадинах Красного моря. Авторы особенно подчеркнули те характерные черты рудоносных осадков, которые позволяют выделять их гомологи на континентах. *В. Н. Холодов* и *И. Ю. Лубченко* путем анализа распределения свинца в осадках морей и океанов показали, что современный осадочный процесс не создает рудных концентраций свинца; основная масса рудных скоплений этого элемента носит наложенный характер и возникает в связи с вулканогенно-гидротермальными процессами.

На вечернем заседании 25 октября и утреннем 26 октября рассматривались в основном проблемы закономерностей размещения и происхождения стратиформных месторождений цветных и редких металлов. Доклад акад. АН УзССР *В. И. Попова*, *В. Ю. Заплетнова* и *О. Д. Шевченко* посвящен анализу процессов рудогенеза в рифейской углеродисто-силицистовой формации Кызылкумов. Авторы раскрыли полигенетическую природу стратиформного медного оруденения, связав формирование его с седиментацией и процессами выветривания. *Т. Д. Джумалиев*, *У. А. Асаналиев*, *И. Д. Турдукеев* на примере палеозойских свинцово-цинковых стратиформных месторождений миегосинклинальных зон Киргизии показали большую роль катагенетических процессов в их формировании. В сообщении *А. М. Лурье* и *И. Ф. Габлиной* обоснована новая концепция формирования месторождений меди, связанных с красноцветными формациями, согласно которой эти рудные скопления образуются в результате взаимодействия пластовых вод и возникающего диагенетическим путем сероводородного барьера. *А. В. Тарасов* рассказал об эпигенетических процессах, определивших формирование свинцово-цинкового месторождения Уч-Кулач, и особенно подчеркнул развитие в нем вторичной гематитизации. В докладе *А. А. Арустамова*, *Н. М. Карягина*, *А. Т. Соловьева* на основании минерало-геохимических исследований сделана попытка доказать, что формирование руд Джезказганского медного месторождения сопровождалось интенсивным метаморфизмом рудовмещающих толщ. Выступление *Г. Н. Бровкова*, *Н. А. Охапкина* и *А. Е. Мирошникова* посвящено разграничению сингенетического гидротермально-осадочного и наложенного (эпигенетического) гидротермально-метасоматического оруденения на колчеданных свинцово-цинковых месторождениях Енисейского крижа. Авторы показали огромную морфологическую и генетическую сложность свинцово-цинковых руд в сланцах и карбонатных породах. В докладе *В. А. Шумлянского* описана попытка применения историко-геологического метода к анализу металлогении Вольно-Подольского артезианского бассейна. Анализ истории климата и тектонического развития региона в сочетании с данными по эпигенетическим изменениям водоносных горизонтов позволил выделить эпохи, благоприятные для накопления рудных концентраций Mo , Pb , Zn , Cu , V , Hg , Au .

На вечернем заседании 26 октября и утреннем 27 октября рассматривались закономерности локализации и условия образования стратиформных месторождений урана. Значительная часть докладов посвящена месторождениям окислительной эпигенетической зональности. *С. Д. Расуловой*, *Е. М. Шмариовичем*, *Н. С. Беловым*, *Ю. В. Яшунским*, *И. Б. Максимовым* и *А. М. Данилевич* описаны факторы рудоконтроля на одном из молодых месторождений в аллювиальных песках. В пределах рудных роллов установлена строгая зависимость концентрации урана от количества содержащегося во вмещающих породах органического вещества и показано, что причины сложной струйчатой морфологии зоны пластовой лимонитизации кроются в литолого-геохимической неоднородности среды и проникновении кислородных напорных вод в породы продуктивной

пачки из нижележащих горизонтов. Урановое месторождение, сформированное в связи с зонами пластового окисления мезозойского возраста, рассматривалось *Л. Л. Бобровой* и *И. А. Кондратьевой*. Путем анализа последовательности эпигенетических преобразований пород показано, что процессы поверхностной и рудоформирующей пластовой лимонитизации здесь сменились во времени гидротермальными преобразованиями, а затем региональным восстановлением первично-красноцветных и эпигенетически окисленных пород с частичной переработкой уранового оруденения. Месторождениям урано-угольного типа посвящены доклады *А. С. Столярова* и *С. Д. Расуловой*, а также *М. Ф. Каширцевой* и *В. А. Успенского*. В сообщениях *А. Н. Шевнина* и *Н. Р. Сеньковой*, а также *А. Г. Лузановского* и *Е. Ф. Пошехонова* обсуждались возможные источники уранового оруденения. В докладе *Б. Б. Голубева* рассмотрены особенности проявления и условия образования эпигенетической урановой минерализации в формации черных сланцев позднего протерозоя — раннего палеозоя. Автором установлено интенсивное перераспределение урана, ванадия, фосфора и других элементов, обуславливающее возникновение уранилванадатного и уранилфосфатного оруденения. В докладе *И. А. Кондратьевой*, *О. И. Зеленовой* и *Г. В. Комаровой* приведены факторы, определяющие морфологию экзогенного эпигенетического уранового оруденения. На ряде примеров показано, что форма урановорудных скоплений зависит от литологических особенностей и характера распределения восстановителей урана в рудовмещающих отложениях. Предложена новая классификация месторождений по типам восстановителей. *А. О. Смирлов* путем анализа зарубежных публикаций показала, что в песчаниках западных штатов США выделяются два типа оруденения. Месторождения «вайомингского» типа принципиально сходны с отечественными месторождениями пластовой окислительной зональности. Месторождениям «колорадского» типа свойственны пространственная и временная связь с жильными проявлениями урановых руд, рассматриваемых как гидротермальные.

Особенности отечественных урановых месторождений восстановительного эпигенеза освещены в четырех докладах. *Г. А. Машковцевым*, *Е. М. Шмариовичем*, *В. М. Рехарской*, *И. И. Ткаченко* и *В. Н. Шеточкиным* описано урановое оруденение, локализованное в морских терригенных отложениях. Оно характеризуется сложной зональностью гетит-смолово-черниевых руд и разнообразной морфологией первичных залежей. Руда четко контролируется разломами и трещинами. Предполагается, что она сформировалась в сравнительно кратковременные акты взаимодействия восходящих термальных флюидов и инфильтрационных кислородных вод. Другой пример генетически сходных образований приведен в докладе *И. С. Оношко*, *Л. П. Семенов*, *Л. П. Закалюкиной* и *Л. В. Дубровиной*. В этом случае уранобитумные руды в карбонатных породах имеют раннекембрийский возраст и контролируются двумя комплексами изменений: ранним, обусловленным внедрением углеводородов, и более поздним, связанным с кислотным выщелачиванием вмещающих пород и их последующей сульфидизацией, карбонатизацией, флюоритизацией под действием восходящих термальных растворов. Пример эпигенетических урановых руд, которые залегают в песчаниках мезозойской толщи и связаны с развитием эндогенного процесса, продемонстрирован *Р. В. Петровым* и *А. Ф. Бунтиковой*. Роль тектоники в формировании месторождений восстановительного эпигенеза чехла освещена в докладе *И. Г. Мельника*.

В довольно многочисленных докладах, посвященных методам исследования генезиса рудных месторождений, большинство исследователей активно поддерживало идею комплексности. В частности, *А. К. Лисицин*, *О. И. Зеленова* и *И. А. Кондратьева* изложили принципы комплексирования литолого-геохимических и минералогических методов при выяснении условий эпигенетического минералообразования. *Д. Я. Айздерзис* акцентировал внимание на сочетании методических приемов морфологического анализа. Наряду с традиционными на семинаре предложены новые методы исследования пород и руд. Так, *А. М. Данилевич*, *В. В. Павишук* и *А. Д. Кирикова* отметили возможность использования радиационных дефектов в кварцевых зернах для изучения условий образования стратиформных месторождений урана.

Среди стендовых докладов наибольший интерес вызвали сообщения *А. В. Лукьянова* и *В. Т. Лукьяновой*, которыми анализ парагенезов структур выдвигается как эффективный метод исследования пластообразных месторождений и их прогнозирования; *И. С. Оношко*, *А. Н. Ветровой*, *Л. Г. Русиновой*, изложивших оригинальные данные о геохимических особенностях рудоконтролирующей зональности на одном из пластово-инфильтрационных урановых месторождений и, в частности, сведения о резком преобладании в составе рудной минерализации шестивалентного урана в передовой части разреза; *А. В. Коченова* и др., представивших новый материал по изучению минералогии инфильтрационных урановых руд под электронным микроскопом.

В дискуссии по докладам выступили акад. АН УзССР *В. И. Попов*, член-кор. АН КиргССР *У. А. Асаналиев*, *М. Н. Альтгаузен*, *Т. Д. Джумалиев*, *А. А. Смирнов*, *Г. Б. Наумов* и др.

В принятом решении отмечается, что в изучении месторождений редких металлов в нашей стране достигнуты успехи. Подчеркнута необходимость усилить внимание к исследованию катагенеза руд; особенно интересными представляются эпигенетические процессы, не имеющие непосредственной связи с магматизмом и интрузивной деятельностью.

СОДЕРЖАНИЕ ЖУРНАЛА ЗА 1980 ГОД

<i>Анфимов Л. В., Бусыгин Б. Д., Демина Л. Е.</i> Об условиях образования магнетитовых залежей в месторождениях саткинской группы на Южном Урале	№ 1
<i>Батулин С. Г.</i> Региональные факторы формирования урановых месторождений в калькретах	№ 5
<i>Беляева Н. В.</i> Положение фораминиферового лизоклина в разных зонах Тихого океана	№ 2
<i>Бродская Н. Г., Гаврилов В. К., Соловьева Н. А.</i> Осадконакопление в позднепалеозойских и мезозойских прогибах Тихоокеанского кольца (на примере Сахалина, Калифорнии, Японии)	№ 4
<i>Бузмаков Е. И., Рожнов А. А., Манухин Н. К., Васюков Ю. А.</i> Условия образования верхнедевонских терригенных и вулканотерригенных отложений в Ата-суйском рудном районе (Центральный Казахстан)	№ 5
<i>Булгакова М. Д.</i> Среднепалеозойская красноцветная осадочно-вулканогенная формация Омулевского поднятия (северо-восток СССР)	№ 5
<i>Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А.</i> Влияние вулканизма на современное осадкообразование в Тихом океане	№ 2
<i>Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Александрова В. А., Шурыгина Е. В.</i> Строение и вещественный состав рудоносной толщи впадины Атлантис-П (Красное море)	№ 3
<i>Васильев В. П.</i> Терригенные легкие минералы в современных осадках некоторых морей и климатическая зональность	№ 1
<i>Васильев В. А.</i> Литологические особенности вендских отложений Литвы	№ 2
<i>Вознесенская Т. А.</i> Субаркозовый флиш в каледонидах Западной Монголии	№ 4
<i>Войновский А. С., Горлицкий Б. А., Кузьменко Л. С.</i> Метаморфизованные осадочные и эффузивные формации и некоторые особенности строения центральной части Украинского щита	№ 4
<i>Григорьев Н. А.</i> Бериллий в морских нижнепалеогеновых и верхнемеловых отложениях Зауралья	№ 6
<i>Данилов И. Д.</i> О природе дислокаций в плейстоценовых отложениях Севера	№ 5
<i>Девдариани А. С., Волков И. И.</i> Осадконакопление и диагенез на транстихоокеанском геохимическом профиле	№ 1
<i>Дриц В. А., Косовская А. Г.</i> Геохристаллохимия породообразующих диоктаэдрических смектитов	№ 1
<i>Елисеев В. И.</i> Россыпи береговой области зарубежных стран и их генетические типы	№ 4
<i>Желинский В. М.</i> О катагенезе терригенных пород и метаморфизме углей Южной Якутии	№ 2
<i>Закруткин В. Е.</i> Углеродсодержащие породы докембрия Приазовского блока Украинского щита	№ 5
<i>Закруткин В. Е.</i> Органическая геохимия углеродистой формации докембрия Приазовского блока Украинского щита	№ 6
<i>Иванцов О. Е., Кушнирук В. А., Уженков Г. А.</i> Природа и генезис высокометаморфизованных углистых образований Украины	№ 6
<i>Ильинская М. Н.</i> О составе песчаников зилаирской серии на Южном Урале	№ 6
<i>Катинас В.</i> «Янтарь» или «ископаемые смолы»	№ 2
<i>Конищев В. С.</i> Девонские соленосные формации Припятского прогиба и их соотношения с вмещающими отложениями	№ 3
<i>Кореневский С. М., Казанов Ю. В., Протопопов А. Л.</i> Калиеносность цехштейновых галогенных отложений Прибалтики	№ 6
<i>Кудрявцев В. А., Симанович И. М.</i> Стадиальный анализ структур кварцевых песчаных пород и кварцитов	№ 3

Куприн П. Н., Сорокин В. М. Сравнительная характеристика нерастворимой части органического вещества осадков	№ 1
Липкина М. И. Глауконитоносные породы подводных вулканических гор Японского моря	№ 4
Макарова О. В. Выветривание массивно-кристаллических пород в тундрах юго-западной Гренландии	№ 6
Михайлов Б. М., Николаев В. А., Галицкая Э. И. Литологические особенности пограничных отложений Дз—С ₁ на юго-западе Центрального Казахстана (в связи с поисками бокситов)	№ 1
Нагорский М. П. Рудоносность апт-альбских и верхнемеловых отложений Юго-Востока Западно-Сибирской плиты	№ 3
Павлов С. Ф. Новые данные о верхнепалеозойских ледниковых отложениях на Сибирской платформе	№ 3
Павлов Д. И., Постельников Е. С. К вопросу об источнике рудного вещества Ангара-Питского бассейна осадочных руд железа	№ 6
Патык-Кара Н. Г. Россыпные формации и их значение для типизации металлоносных площадей	№ 2
Пийп Н. Б. Особенности распределения малых химических элементов в осадочных породах триаса Южного Мангышлака	№ 6
Поланский Б. В. Угленосные формации Ирана и Афганистана	№ 2
Разумова В. Н. О возможном происхождении бокситов латеритных покровов Гвинеи	№ 1
Ратеев М. А., Вознесенская Т. А., Градусов Б. П. Глинообразование в раннегеосинклинальном бассейне Южного Урала	№ 6
Ратынский В. М., Жаров Ю. Н. О содержании и распределении галлия в ископаемых углях	№ 5
Садоян А. А., Мкртчян Г. М. Биохеогенный целестин в палеогеновых отложениях Армянской ССР (бассейн левобережья р. Аракс)	№ 6
Сахаров Б. А., Ерошев-Шак В. А., Дриц В. А. Структурно-кристаллохимическая характеристика и условия образования монтмориллонит-каолинитового смешанослойного минерала	№ 6
Скловский А. М., Косоруков В. Л., Мусатов И. Б., Шумов О. В. Фациальные обстановки и палеогеография среднедевонской эпохи бокситонакопления на Среднем Тимане	№ 3
Снегирева О. В., Кораб З., Анцупов П. В., Бакун Н. Н., Боярская И., Гловацкий Е., Полканова Л. П. Литология и палеогеография отложений верхнего красного лежа (саксона) Польской низменности в связи с перспективами газоносности	№ 5
Тимофеев П. П., Набоко С. И., Ерошев-Шак В. А., Ильин В. А., Бебешев И. И. Особенности современного гидротермального литогенеза	№ 4
Тихомиров В. В. О парагенезисе соленосных толщ и ассоциирующих с ними залежей молекулярного азота	№ 3
Тихомиров В. И., Лоцицкая И. Ф. Накопление аутигенного кремнезема в средне-франско-турнейской карбонатной толще востока Русской платформы	№ 2
Ткаченко О. А., Большун Г. А., Федоров Н. В. Структурно-тектоническое положение субуровского горизонта бокситов в Тагильском прогибе	№ 5
Трофимов В. С. «Янтарь» или «ископаемые смолы»	№ 2
Фурмакова Л. Н. К вопросу об условиях образования давсонита (по экспериментальным данным)	№ 6
Хворова И. В. Вулканокластические накопления в осадочном чехле океанов	№ 1
Хворова И. В., Ильинская М. Н. Верхнедевонские граувакковые отложения Южного Урала и механизм их формирования	№ 4
Холодов В. Н., Комарова Г. В., Лисицин А. К. К проблеме эпигенетического доломитообразования	№ 4
Цеховский Ю. Г., Градусов Б. П., Мурдмаа И. О., Чижикова Н. П., Дмитрик А. Л., Гречин В. И. О формировании глинистых минералов в современных глубоководных осадках западной части Тихого океана	№ 3
Цибульчик В. М., Пономарчук В. А. Ниобий, тантал, цирконий, гафний в корях выветривания из предгорий Алтая	№ 5
Шмаринов Е. М., Голубев В. С. Поведение железа в процессе пластово-инфильтрационного уранового рудообразования	№ 3
Штеренберг Л. Е., Александрова В. А., Васильева Т. Л., Воронин Б. И., Гусарева А. И., Дмитрик А. Л., Рычкова В. Б., Салынь А. Л., Степанова К. А., Степанов С. С. Продукты вулканической деятельности в осадках станции 655 (северо-восточная часть Тихого океана)	№ 2
Щербакова М. Н., Журавлев Б. Я., Пославская И. А., Урываева А. П., Федоров Т. О., Четверикова Н. П., Чечик Н. Л., Кошкин В. Я., Мясников А. К. Вулканические пояса Казахстана и связанные с ними вулканогенно-осадочные образования	№ 5
Юдович Я. Э. Опыт новой вещественно-генетической классификации конкреций и конкреционных пород (в порядке обсуждения)	№ 4

<i>Алексеев В. В.</i> Экспериментальное изучение процесса транспортировки биогенных карбонатных компонентов	№ 1
<i>Андрианов М. А.</i> О роли биогенного фактора в образовании мраморов слюдянской серии докембрия на примере месторождения Перевал	№ 1
<i>Березовская В. А., Ковалев Г. И.</i> Определение метагаллуазитов в каолинах и каолинистых глинах	№ 2
<i>Бондаренко В. Г.</i> Генезис и перспективы нефтегазоносности готерив-аптских песчаников равнинного Крыма	№ 4
<i>Волкова С. А., Власов В. В., Мансуров Р. Н.</i> Структурно-морфологические разновидности каолинитов в отложениях валдайской серии на севере и северо-востоке Русской платформы	№ 3
<i>Жабин В. В.</i> Своеобразные треугольные и трубчатые включения в песчанниках протерозойского возраста Анабарского массива	№ 5
<i>Жмодик С. М., Миронов А. Г., Кренделев Ф. П.</i> Экспериментальное исследование распределения золота на природных сорбентах с использованием радиоизотопа ^{195}Au	№ 3
<i>Заморцев В. В.</i> Мореноподобные отложения или диамиктон	№ 6
<i>Ким Ю. И.</i> О геохимии хрома при латеритном выветривании основных пород	№ 6
<i>Ковалевич В. М.</i> О генетической информативности включений в галите	№ 1
<i>Копорулин В. И.</i> Вопросы гидрохимии цеолитообразования в осадках и осадочных породах	№ 1
<i>Кулешов В. Н., Волохин Ю. Г.</i> Изотопный состав углерода и кислорода кальцитов карбонатсодержащих пород Удско-Шантарского района	№ 4
<i>Ловвиненко Н. В., Шуменко С. И.</i> Сульфиды железа в современных донных осадках Калифорнийского залива	№ 3
<i>Мамадвафов М. М., Юсупов Х. М.</i> К вопросу о генезисе сурьмяно-ртутной минерализации рудопроявления Хшерт (северный склон Гиссарского хребта)	№ 5
<i>Никитин А. А.</i> О стилолитах терригенных пород верхнего визе Днепровско-Донецкой впадины	№ 3
<i>Петрова В. В., Воронин Б. И., Серебренникова Н. Д.</i> Особенности подводного изменения основного стекла в скважине 160 рейса «Гломар Челленджер»	№ 2
<i>Пилипчук М. Ф., Соколова Е. Г., Головина М. С.</i> Первые геохимические данные по предновоевксинским глубоководным отложениям Черного моря	№ 3
<i>Рассказов А. А., Абрамов А. В.</i> Распределение петрогенных и малых элементов в глинах калиеносных отложений Старобинского месторождения (Припятский прогиб)	№ 5
<i>Сафонова О. Ф.</i> О роли карбонатов кальция и магния в процессе ресилификации бемитовых бокситов (по экспериментальным данным)	№ 3
<i>Шубаков Г. Н., Язмир М. М., Аничкин В. Л.</i> Зависимость фосфоритонакопления от периодичности и направленности осадочных процессов	№ 6

Методика

<i>Кац М. Я., Шутов В. Д., Фалькенгоф Т. Г.</i> Выделение малых примесей (от 0,1% до 0,001%) легких зерен из больших навесок образцов (10 кг)	№ 6
<i>Коньшова Р. А., Дюков В. Г., Коломийцев М. И.</i> Применение антистатика при изучении диэлектриков в растровом электронном микроскопе	№ 3
<i>Куртов Г. С.</i> К методике определения первичной природы метаморфических пород по химическому составу (на примере туронской свиты и гранитоидов Северной Осетии)	№ 5
<i>Орлова Л. П., Горшков В. В.</i> Концентрирование кадмия и свинца в виде комплексов с катионом с органическими соосаждителями при анализе природных вод	№ 6

Критика и дискуссии

<i>Вассоевич Н. Б., Лифшиц М. М.</i> К выходу в свет перевода книги «Петрология углей»	№ 3
--	-----

Хроника

<i>Вассоевич Н. Б., Прошляков Б. К.</i> II Всесоюзная конференция по проблеме «Коллекторы нефти и газа на больших глубинах»	№ 5
<i>Вассоевич Н. Б., Баженова О. К., Бурлин Ю. К., Неручев С. Г.</i> О Всесоюзном семинаре по оценке нефтематеринского потенциала седиментитов	№ 6
<i>Гордеев В. В.</i> Международный семинар «Речной сток в океанические системы»	№ 4
<i>Закруткин В. В., Закруткин В. Е.</i> Всесоюзный семинар по карбонатному осадконакоплению и проблеме эвапоритов в докембрии	№ 3
<i>Казанский Ю. П.</i> VIII конференция по минералогии и петрологии глин в г. Теплице (ЧССР)	№ 4

Михайлов Б. М. Пятый симпозиум Международной ассоциации по генезису рудных месторождений (ИАГОД)	№ 2
Тимофеев П. П., Холодов В. Н., Еремеев В. В. XI Всесоюзное литологическое совещание «Литология на новом этапе развития геологических знаний»	№ 2
Тимофеев П. П., Полянский Б. В. Проблемы литологии и угольной геологии на IX Международном конгрессе по стратиграфии и геологии карбона	№ 5
Холодов В. Н., Шмариович Е. М., Туровский Д. С. Семинар «Рудоконтролирующие факторы и условия образования месторождений редких и цветных металлов в осадочных породах»	№ 6
К 70-летию Георгия Алексеевича Смирнова. Пейве А. В., Яншин А. Л., Иванов С. Н., Тимофеев П. П., Бушинский Г. И., Дымкин А. М., Папулов Г. Н., Хворова И. В., Холодов В. Н.	№ 1
К 100-летию со дня рождения Александра Андреевича Дубянского (1880—1974)	№ 4
Георгий Иванович Бушинский	№ 3
Илья Давыдович Зхус	№ 3
Содержание журнала за 1980 год	№ 6

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора), **Г. А. КАЛЕДА**, **А. Г. КОССОВСКАЯ**,
Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, **А. П. ЛИСИЦЫН**, **А. К. ЛИСИЦИН**,
О. И. ЛУНЕВА, **Б. М. МИХАЙЛОВ**, **А. Б. РОНОВ**, **А. С. СОКОЛОВ**, **В. А. ТЕНЯКОВ**,
П. П. ТИМОФЕЕВ, **И. В. ХВОРОВА**

EDITORIAL BOARD:

V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief), **G. A. KALEDA**, **A. G. KOSSOVSKAJA**,
G. F. KRASHENINNIKOV, **A. P. LISITZIN**, **A. K. LISITZIN**,
O. I. LUNEVA, **B. M. MICHAÏLOV**, **A. B. RONOY**, **A. S. SOKOLOV**, **V. A. TENJAKOV**,
P. P. TIMOFEEV, **I. V. KHVOROVA**

Адрес редакции:

109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

телефон 233-00-47, доб. 377

Зав. редакцией В. Д. КОМПАНИЕЦ

Технический редактор Е. И. Гришина

Сдано в набор 02.10.80	Подписано к печати 26.11.80	Т-19333	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}
Высокая печать	Усл. печ. л. 14,0	Уч.-изд. л. 15,1	Бум. л. 5,0. Тираж 1225 экз. Зак. 5163

Издательство «Наука». 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099 Москва, Шубинский пер., 10

Цена 1 р. 25 к.

Индекс 70493

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовятся к печати:

Геохимия Восточно-Сихоте-Алинского и Охотского вулканогенных поясов. 12 л. 1 р. 80 к.

Ивашов П. В. Континентальные юрские отложения северо-востока Русской платформы. 14 л. 2 р. 10 к.

Карташов И. П., Черняховский А. Г. и Пеньяльвер Л. Л. Антропоген Кубы. 16 л. 2 р. 40 к.

Литология и геохимия нефтегазоносных толщ Сибирской платформы. 20 л. 3 р.

Литология на новом этапе развития геологических знаний. 22 л. 3 р. 30 к.

Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм). 21 л. 3 р. 20 к.

Осадкообразование в Балтийском море. 20 л. 3 р.

Рельеф и четвертичные отложения Станового нагорья. 14 л. 2 р. 10 к.

Сомин М. Л. и Мильян Г. Геология метаморфических комплексов Кубы. 20 л. 3 р.

Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. (Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 7. Кн. 1). 22 л. 3 р. 30 к.

Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. (Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 7. Кн. 2). 22 л. 3 р. 90 к.

Холодов В. Н. и Недумов Р. И. Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья. 20 л. 3 р.

Шульга В. Ф. Нижнекарбоновая угленосная формация Донецкого бассейна. 19 л. 2 р. 90 к.

Юрские континентальные отложения востока Средней Азии (датировка, расчленение, корреляция). 14 л. 2 р. 10 к.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320005 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277001 Кишинев, ул. Пирогова, 28; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.