

ISSN 0024-497X

ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

3

1982

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

3

МАЙ — ИЮНЬ

1982

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Холодов В. Н.</i> Новое в познании катагенеза	3
<i>Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю.</i> Влияние выносов рек на пелагическое осадко-накопление в Индийском океане (на примере Аравийской котловины) . . .	23
<i>Андреева О. В., Головин В. А., Омеляненко Б. И.</i> О минералогических критериях различия кор выветривания и гидротермальных аргиллизитов . . .	31
<i>Борисенко Л. Ф., Крупенькина Н. С.</i> Кора выветривания рудных троктолитов и особенности распределения в ней скандия, ванадия и кобальта	39
<i>Дунаев В. А.</i> Брекчии трубок Коршуновского железорудного месторождения в связи с их генезисом	48
<i>Махнач А. А.</i> О глобальном развитии галогенной катагенетической минерализации осадочных пород под эвапоритовыми формациями	59
<i>Лукьянова В. Т., Голубева Н. П., Халезов А. Б.</i> Каолинит и диккит в мезозойских впадинах Урало-Тургайской области	66
<i>Расулова С. Д., Яшунский Ю. В., Максимов И. Б.</i> Роль вмещающих пород в формировании пластово-инфильтрационного месторождения в аллювиальных песчанниках	80
<i>Лунева О. И.</i> Основные черты литологии архейских кристаллических сланцев Кольского полуострова	94
<i>Садчикова Т. А.</i> Плиоценовые бентониты Молдавии, вещественный состав их и условия образования	106

Краткие сообщения

<i>Поляк Р. Я., Никитин А. А.</i> О диккит в песчанниках визейских нефтегазоносных отложений Днепровско-Донецкой впадины	114
--	-----

Хроника

<i>Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И.</i> Заседание комиссий Международного комитета по петрологии углей	121
<i>Ильин А. В., Янишин А. Л.</i> IV Международная конференция по фосфоритам	125

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

3

MAY — JUNE

1982

CONTENTS

<i>Kholodov V. N.</i> New data on katagenesis	3
<i>Lisitzina N. A., Butuzova G. Yu.</i> Influence of river drifts on the pelagic sedimentation in the Indian Ocean (e. g. the Arabian basin)	23
<i>Andreeva O. B., Golovin V. A., Omelianenko B. I.</i> Differentiation of weathering crusts and hydrothermal argillizites; on mineralogical criteria	31
<i>Borisenko L. F., Krupenkina N. S.</i> Ore troctolites weathering crust and peculiarities of distribution of scandium, cadmium and cobalt	39
<i>Dunaev B. A.</i> Breccia in pipes of the Korshunov iron-ore deposits in connection with their genesis	48
<i>Makhnach A. A.</i> On global-scale development of galogenous katagenetic mineralization of sedimentary rocks overlaid by evaporite formations	59
<i>Lukianova V. T., Golubeva N. P., Khalezov A. B.</i> Kaolinites and dickites of Mesozoic basins; the Ural-Turgai region	66
<i>Rassulova S. D., Yashunsky Yu. V., Maximov I. B.</i> Significance of enclosing rocks in the formation of stratified-infiltration ore deposits in alluvial sandstones	80
<i>Luneva O. I.</i> Lithology of Archean crystalline schists of the Kola peninsular; main features	94
<i>Sadchikova T. A.</i> Pliocene bentonites of Moldavia; composition and conditions of formation	106

Brief communications

<i>Poliak R. Ya., Nikitin A. A.</i> On dickite in sandstones of Visean oil and gas bearing formations of the Dniepre-Donetsk basin	114
--	-----

Chronicles

<i>Timofeev P. P., Bogoliubova L. I.</i> Commissions meetings: International Committee for Coal Petrology	121
<i>Il'jin A. V., Yanshin A. L.</i> IV International conference of Phosphorites	125

УДК 552.144

НОВОЕ В ПОЗНАНИИ КАТАГЕНЕЗА

ХОЛОДОВ В. Н.

Рассматривается механизм катагенетических преобразований осадочных пород в инфильтрационных осадочно-породных бассейнах, предлагается генетическая классификация этих явлений, описывается аутигенно-минералогическая зональность, отражающая взаимодействие вод и пород, и характеризуются полезные ископаемые, связанные с инфильтрационным и гравитационно-рассольным катагенезом.

ИНФИЛЬТРАЦИОННЫЙ И ГРАВИТАЦИОННО-РАССОЛЬНЫЙ КАТАГЕНЕЗ

Представление о значительной роли стадии катагенеза (эпигенеза) в формировании осадочных пород и руд возникло лишь в 50-х годах, в большой степени под влиянием минералого-геохимических работ Л. В. Пустовалова [74], А. В. Копелиовича [47, 48], А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова [52], А. Г. Коссовской [50], Л. Б. Рухина [7] и Н. В. Логвиненко [58]. Позднее в результате широкой популяризации стадийального анализа исследование катагенетических преобразований продолжили Г. В. Карпова [41], Г. А. Каледа [37, 38], Г. Н. Перозио [70], К. Р. Чепиков с сотрудниками [104] и многие другие литологи. В результате исследований, выполненных большим коллективом преимущественно советских специалистов на материале различных районов СССР, выделены типы семейств кластогенных пород и установлены те алюмосиликатные минералы-индикаторы и их ассоциации, которые последовательно сменяют друг друга по мере погружения отложений на большие глубины.

Четыре особенности характеризуют начальный этап изучения катагенетических преобразований. Прежде всего следует отметить, что в это время основное внимание литологов было сосредоточено на наиболее «устойчивой», алюмосиликатной составляющей осадочных пород; в тени оставалась история поведения «неустойчивых» компонентов, таких, как карбонаты, сульфиды, сульфаты, битумоиды, различные рудные минералы. Характерно также, что в поле зрения исследователей вначале оказались наиболее глубокопогруженные осадочные и вулканогенно-осадочные толщи, т. е. те области, где собственно катагенетические преобразования проявились наиболее ярко и постепенно сменялись метаморфическими. Верхние, менее измененные зоны катагенеза долгое время оставались «terra incognita».

Вторичные преобразования алюмосиликатных минералов в зоне катагенеза большинство исследователей склонны были связывать с повышением температуры и давления на глубине; в мировоззрении литологов 50-х годов отсутствовало представление о деятельности подземных вод и тем более о типах их взаимодействия с вмещающими породами. Гидрогеологический аспект проблемы катагенеза долгое время оставался не разработанным. Наконец, следует иметь в виду, что на первой стадии исследования катагенеза региональные вторичные преобразования в значительной степени противопоставлялись локальным, «наложенным», причем было принято считать, что первые «ответственные» за минеральные трансформации осадочных толщ, а вторые имеют рудообразующее значение.

В конце 50-х годов в СССР в результате изучения отдельных месторождений в осадочных породах возникают и начинают разрабатываться идеи об инфильтрационном происхождении урановых и редкометаль-

ных руд [21, 56, 57, 96, 99, 101, 106, 111], образование которых многие исследователи связывают со стадией гипергенеза или катагенеза. При этом разработка теории эпигенетического уранового и редкометалльного рудообразования и учения об эпигенетической зональности рудовмещающих отложений потребовала тесной увязки гидрогеологических и литолого-минералогических данных, заставила совместно рассматривать деятельность пластовых вод, их взаимодействие с вмещающими породами и возникновение тех или других аутигенных минералов; на необходимость такого комплексного подхода неоднократно указывали многие ведущие специалисты [91].

Последнее десятилетие развития науки об осадочных породах ознаменовалось тем, что благодаря работам гидрогеологов [3, 12, 33, 43, 111, 112], геологов-нефтяников [15—17, 42, 46, 65, 66], специалистов в области месторождений самородной серы [25, 84, 113] в сферу литологии оказались введены новые теоретические проблемы и накоплен новый фактический материал. Стадия катагенеза предстала перед геологами как этап сложных взаимодействий вод, осадочных и вулканогенно-осадочных пород, рассеянного органического вещества, нефтей и разнообразных газов в обстановке меняющихся физико-химических параметров (T , P), значения которых колеблются от 25 до 350°С и от 0,1 до 300 МПа.

Оказалось, что в ходе погружения осадочных толщ в осадочно-породном бассейне происходит направленное изменение состава захороненных вод (метаморфизация морской воды, изменение состава рассолов, реже распреснение и др.), трансформация рассеянного органического вещества, генерация и миграция нефти, разнообразные преобразования глинистых минералов (гидрослюдизация, хлоритизация и др.), растворение и новообразование карбонатов и кремнистых пород, выделение, концентрация и диффузия различных газов. Огромное значение в осуществлении катагенетических процессов приобретают те химические реакции, которые осуществляются на границе двух контрастных геохимических обстановок. Характерно, что в условиях преобразований сформированных осадочных пород наряду с диффузией обычно осуществляются разнообразные гидродинамически направленные движения газоводных растворов (пластовая миграция из области питания к области разгрузки, отжимание вод из глин в песчаники и карбонатные породы, гравитационное перемещение рассолов и выдавливание их по разломам), причем реализация многих химических реакций довольно часто протекает в пористой среде по законам хроматографии.

Стало очевидным, что так называемые региональные изменения в условиях сложной тектоники геосинклинальных областей тесно переплетаются с явлениями «локальными», местными, «наложенными», причем именно региональные преобразования осадочных и вулканогенно-осадочных пород могут в некоторых случаях иметь рудогенерирующее значение. Существенно изменилась также общая оценка роли стадии катагенеза в осадочном и гидротермально-осадочном рудообразовании. Многими исследователями было установлено, что именно на стадии «бытия осадочной породы» возникают разнообразные месторождения промышленной нефти, углеводородных газов и сероводорода, самородной серы, урана, вольфрама и марипозита, редких и цветных металлов, а также карбонатов железа и марганца.

Все сказанное заставило обратить самое серьезное внимание на исследование механизма различных катагенетических превращений, а это в свою очередь вызвало необходимость их генетической типизации и тесной увязки с гидрохимией подземных вод. Хорошей основой для выделения различных типов катагенетических преобразований явилась разработанная в трудах Д. С. Соколова [86], А. А. Карцева с соавторами [43], И. К. Зайцева [34] и других гидрогеологов классификация осадочно-породных (артезианских) бассейнов; к ним оказались близки построения Х. Кусто с соавторами [116] и многих других западноевропейских геологов. В соответствии с этими работами среди осадочно-пород-

ных бассейнов континентального блока можно различить три различных группы: инфильтрационные, элизионные и смешанные.

К *инфильтрационным бассейнам* принадлежат области прогиба, расположенные в пределах тектонически устойчивых регионов, главным образом на древних платформах. Обычно они представляют собой сравнительно неглубокие впадины, построенные по типу артезианских бассейнов. Типичными примерами подобных образований могут служить Московская, Северо-Двинская и Вятско-Камская синеклизы, Ангаро-Ленский бассейн и др. Для них характерны относительно небольшие мощности осадочного чехла (2—3 км), что обусловлено слабой тектонической активностью региона и замедленными нисходящими движениями. Благодаря тому что в периферической части осадочный чехол такой «тектонической чаши» оказывается обычно вскрыт эрозией, в наиболее проницаемые пласты-коллекторы с дневной поверхности поступают вадозные воды, которые по законам гидростатического напора мигрируют по ним в направлении от областей питания к областям разгрузки. Характерно, что наиболее интенсивное движение инфильтрационных вод осуществляется в верхних частях разреза; в более глубоких частях его водообмен бывает затруднен, что вызывает соответствующие изменения в составе подземных вод. В целом для инфильтрационных бассейнов типично развитие прямой гидрохимической зональности: наименее минерализованные воды распространены в верхних этажах, тогда как с глубиной общая минерализация вод обычно возрастает; в этом же направлении сульфатные и карбонатные воды сменяются хлоридными. Характерно также, что в пределах фундамента здесь господствуют невысокие температуры, редко превышающие 40—60° С.

В инфильтрационных бассейнах распространены два типа катагенетических преобразований. Первый тип встречается очень часто и может быть назван собственно инфильтрационным. В этом процессе пласты-коллекторы (песчаники и карбонатные породы) являются главной ареной разнообразных геохимических реакций; разделяющие их глинистые покрывки гораздо слабее отражают те изменения, которые возникают в коллекторах под действием пластовых вод. Аутигенное минералообразование в этом случае осуществляется вследствие того, что геохимическая характеристика инфильтрирующих в пласт вод резко отличается от геохимической характеристики вмещающих пород; реакции взаимодействия в системе инфильтрирующая вода — вмещающая ее порода являются главной движущей силой этого явления.

Реже встречается второй тип катагенетических преобразований, который правильнее именовать гравитационно-рассольным, или, вслед за А. А. Махначем [62], галокаатагенезом. Он теснейшим образом связан с рапой разнообразных солеродных толщ, которые, как мы знаем из работ Н. М. Страхова [89], М. А. Жаркова [31] и других исследователей, очень часто получают развитие именно в пределах платформ и передовых прогибов. В этом случае межкристальная рапа соленосных отложений, которая сама по себе — конечный результат метаморфизма морской воды в условиях полузамкнутого аридного водоема, вначале вместе с солью погружается на некоторую глубину, а затем отделяется от соленосных толщ и вследствие медленного гравитационного просачивания в нижележащие глинистые и песчаные отложения получает возможность вступать с ними в сложные ионообменные реакции. В результате образуются вторичные магнезиальные силикаты глин, осуществляется катагенетическая доломитизация карбонатов, а сама рапа преобразуется в хлоркальциевые рассолы и избирательно обогащается рудными компонентами. В дальнейшем в случае активизации платформы такие рудоносные рассолы могут по разломам поступать из нижнего структурного этажа в верхний и при наличии сероводорода формировать жильные и стратиформные месторождения цветных и редких металлов [103, 110].

В отличие от инфильтрационных *элизионные* бассейны обычно связаны с молодыми тектоническими впадинами платформ и предгорными

прогибами альпийского пояса. Примером таких осадочно-породных бассейнов могут служить Терско-Кумский, Азово-Кубанский, Амударьинский, Западно-Туркменский прогибы и др. Для них характерно резкое и длительное преобладание нисходящих тектонических движений, в результате которых во впадинах накопились очень мощные осадочные толщи, достигающие иногда 10 км. Наоборот, положительные движения в этих структурах были очень кратковременны и начались сравнительно поздно — в неогене и даже постплиоцене. Как следствие такого специфического развития в краевых частях депрессий каждый последующий пласт перекрывает предыдущий, выходы пластов-коллекторов на дневную поверхность отсутствуют, и в силу этого в них преобладают уже не инфильтрационные, а элизионные процессы. Песчано-глинистые толщи в таких регионах сами становятся источником газоводных флюидов; в них глины обычно уподобляются пористой резине, насыщенной морской водой, рассеянным органическим веществом и разнообразными газовыми составляющими. По мере погружения они сжимаются и отдают газоводные растворы в жесткие пласты-коллекторы и дренирующие зоны разломов. В результате в центральной части впадины создается избыточное давление, а отжимающиеся из глин флюиды обычно мигрируют в них от центра к периферии бассейна. Этому во многом способствуют высокие геотермические градиенты, обеспечивающие температуру до 100°С на сравнительно небольшой глубине (2—3 км). В элизионных бассейнах часто возникают аномально-высокие пластовые давления (АВПД), которые в глубоких частях их нередко сохраняются на протяжении длительного геологического времени. Характерная черта элизионных систем — широкое распространение среди них обратной гидрохимической зональности; уменьшение величины общей минерализации часто осуществляется здесь сверху вниз, от верхних структурных этажей к нижним. Такая своеобразная инверсия вертикальной зональности связана с разбавлением вод, захороненных в пластах-коллекторах, элизионными газоводными растворами. Хотя последние в значительной степени отражают состав первоначально вмещающих их глин и глубину их залегания, однако в среднем их минерализация, по-видимому, уступает минерализации интерстиционных вод в песчаниках и карбонатных породах, что и приводит к заметному разбавлению их в ходе элизии и смещения.

Главным катагенетическим процессом в осадочно-породных бассейнах является внутреннее перераспределение газоводных флюидов, переход их из глин в песчаники или тектонические трещины; это в свою очередь вызывает реакции, идущие на границе двух разных геохимических сред, где нередко формируются самые разнообразные аутигенные минералы. При этом следует подчеркнуть, что в элизионных системах, в отличие от инфильтрационных, состав минералообразующих растворов формируется в ходе погружения и вторичных преобразований глинистых толщ; коллекторы (песчаники и карбонатные породы) лишь отражают состав поступающих в них газоводных растворов.

Таким образом, в осадочно-породных инфильтрационных бассейнах основной ареной, формирующей состав и специфику геохимических превращений, являются песчаники и карбонатные породы, тогда как в элизионных бассейнах такой «потенциалзадающей» средой служат глины.

Двумя описанными типами осадочно-породных бассейнов совсем не исчерпывается их многообразие; более того, в природе гораздо чаще встречается бассейны третьего типа, *смешанные*, в которых обычно наблюдается сложное переплетение признаков инфильтрационных и элизионных систем¹. В качестве примера таких генетически сложных образований можно привести Лено-Вилуйскую синеклизу и Западно-Сибирскую область. С одной стороны, в этих впадинах отчетливо фиксиру-

¹ В сущности в любом осадочно-породном бассейне, как это хорошо показали А. А. Карцев, С. Б. Вагин и Е. А. Басков [43], можно проследить ряд гидрогеологических циклов, в которых в свою очередь выделяются элизионные и инфильтрационные этапы.

ется инфильтрация подземных вод, тогда как, с другой — в них констатированы огромные мощности юрских, меловых и неогеновых песчано-глинистых отложений, нередко достигающие 4—5 км, и широкое развитие аномально-высоких пластовых давлений.

Все сказанное позволяет сделать вывод о том, что в настоящее время в процессе постседиментационного саморазвития осадочных толщ достаточно четко обособились три разных генетических типа катагенетических явлений: инфильтрационный, гравитационно-рассольный и элизийонный; их краткое описание будет приведено в последующих разделах нашей статьи. Здесь же хотелось бы обратить внимание на то, что эти типы, по-видимому, совсем не исчерпывают все виды взаимодействия вод и пород на стадии катагенеза. Можно лишь надеяться, что по мере углубления наших знаний их число и степень изученности будут непрерывно возрастать.

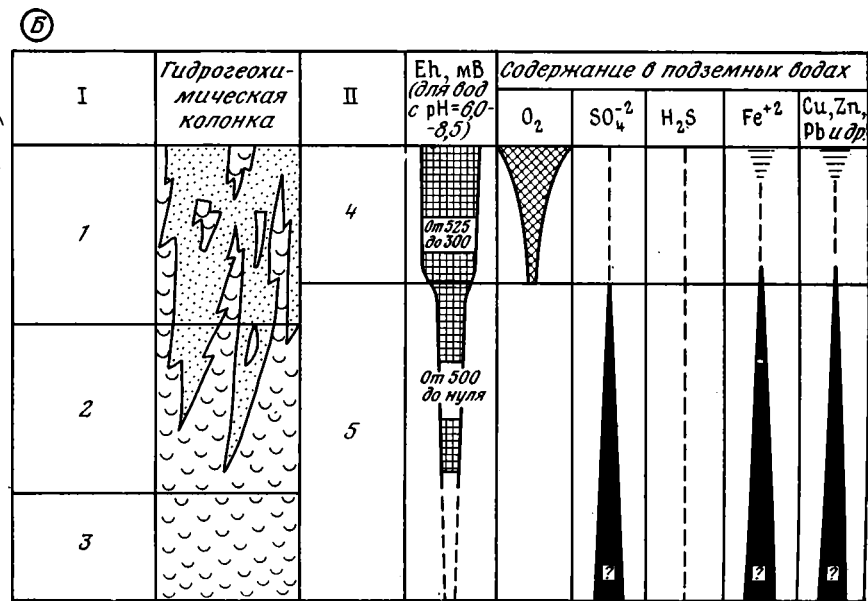
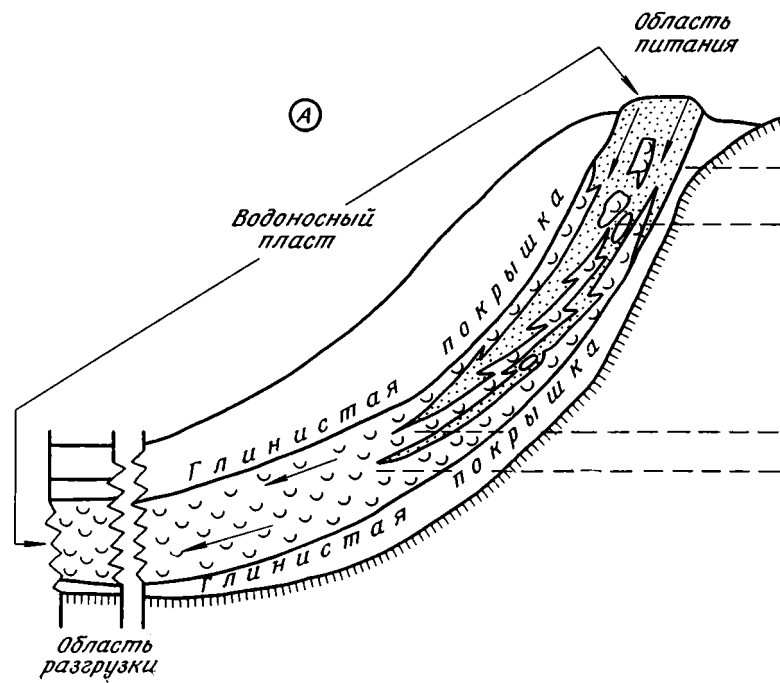
ИНФИЛЬТРАЦИОННЫЕ КАТАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Формирование водонапорной системы артезианского типа происходит обычно либо в результате общего воздымания региона, либо вследствие усиления поднятий в окружающих его горных сооружениях. В обоих случаях заметно усиливается эрозия и возникают условия, при которых водоносные пласты-коллекторы уподобляются сообщающимся сосудам; на относительно приподнятых участках депрессий, обычно в непосредственной близости от горных сооружений, формируется область питания, где водоносные горизонты инфильтруются грунтовыми и почвенными (поверхностными) водами, тогда как в сравнительно опущенных, равнинных частях вследствие возникновения эрозионных или литологических окон, а иногда и зон повышенной трещиноватости возникают участки разгрузки, в которых широко осуществляется истечение пластовых вод и образуются восходящие источники.

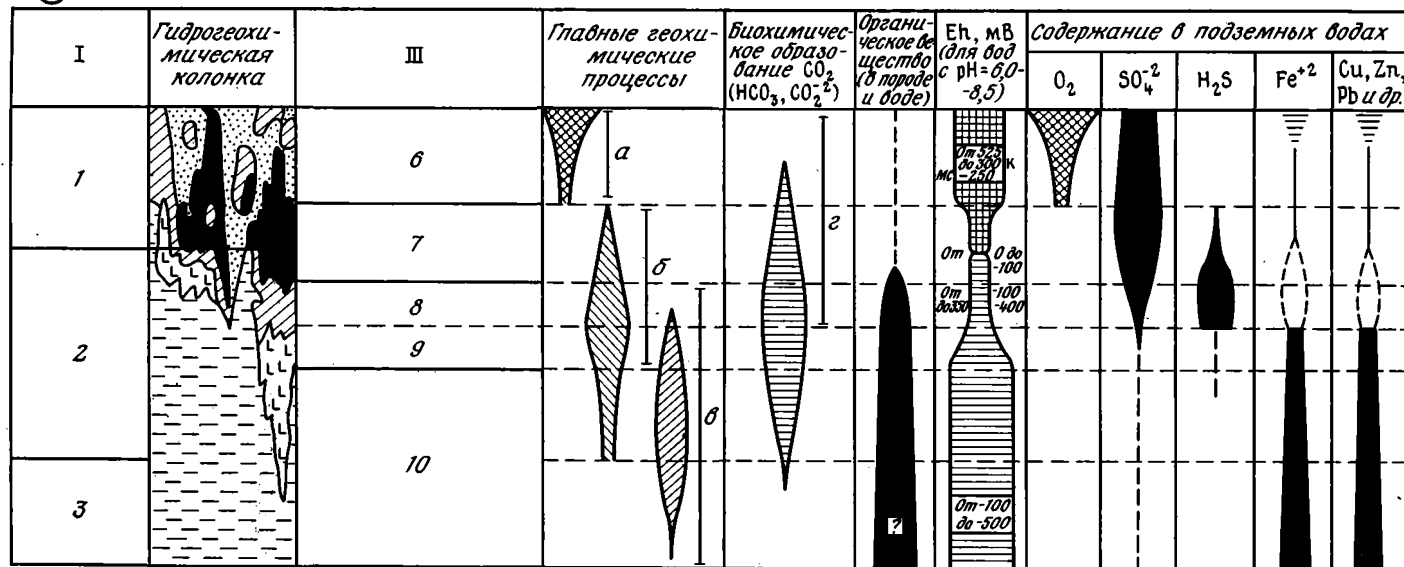
Образование более или менее стабильного и однонаправленного движения подземных вод в наиболее проницаемых горизонтах впадин начинается с верхних структурных этажей, но со временем постепенно расширяется стратиграфически и охватывает нижние этажи. В каждом водоносном горизонте этот процесс, с одной стороны, вызывает постепенное вытеснение седиментационных и седиментационно-элизийонных вод, а с другой — нарушает установившееся геохимическое равновесие между водой и породой и приводит в действие сложный механизм вторичных, катагенетических преобразований осадочных толщ.

Воды поверхностного происхождения, попадая в чуждую им геохимическую обстановку водоносного горизонта, взаимодействуют с захороненными водами и вмещающими породами-коллекторами, шаг за шагом преобразуя их и соответственно трансформируя свой состав. При этом фронт наиболее интенсивных геохимических реакций с течением времени постепенно продвигается по направлению движения подземных вод и соответственно все глубже распространяется и больше увеличивается область измененных участков водоносных горизонтов. Последние в некоторых случаях достигают чудовищных размеров, что свидетельствует о важном геологическом значении инфильтрационных явлений. Так, например, по данным А. И. Германова [23], катагенетическое пластовое окисление в некоторых артезианских бассейнах захватывает части водоносных горизонтов, лежащие на глубине 200—500 м от уровня вод по вертикали и до 10—25 км по горизонтали. Позднее в работах геологов-уранщиков [57, 106] были описаны впадины, достигающие 150—300 км в ширину, в которых отдельные водоносные горизонты оказались промытыми и окисленными на всей площади депрессии.

Длительная циркуляция вадозных вод в пластах-коллекторах, как было показано в работах Н. К. Игнатовича [35], Ф. А. Макаренко [60], Т. П. Афанасьева [1], А. И. Германова [20, 24] и др., приводит к тому, что по направлению нисходящих движений подземных вод в них начинает закономерно меняться состав; формируется так называемая верти-



В



Фиг. 1. Геохимическая зональность в инфильтрирующих пласт подземных водах (по А. И. Германову [24])
 А — общая схема движения вод в краевой части артезианского бассейна: 1 — гидрохимические зоны: 1 — верхняя зона слабоминерализованных вод; 2 — средняя зона более минерализованных вод; 3 — нижняя зона высокоминерализованных вод. В — гидрогеохимическая зональность в пласте с первичным дефицитом органического вещества: II — газогеохимические зоны: 4 — O_2 атмосферный, N_2 атмосферный, частично почвенный, CO_2 атмосферный и почвенный; 5 — N_2 атмосферный, частично почвенный, CO_2 атмосферный и почвенный. В — гидрогеохимическая зональность в пласте с избытком битумоидной органики: III — газогеохимические зоны: 6 — O_2 атмосферный, N_2 атмосферный, частично почвенный, CO_2 атмосферный и почвенный; 7 — N_2 атмосферный, частично почвенный, CO_2 атмосферный, почвенный, биохимический, CO_2 биохимический, атмосферный, почвенный, $\text{N}_2(\text{FeS}_2)$ и др.; 8 — CO_2 главным образом биохимический, H_2 биохимический и

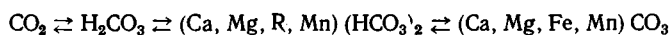
др., следы CH_4 ; 9 — CH_4 и другие биохимические, $\text{H}_2\text{S}(\text{FeS}_2)$ и другие биохимические, CO_2 биохимический, частично почвенный, N_2 биохимический и др., H_2 ; 10 — биохимические CH_4 и другие углеводороды, легкие и тяжелые, CO_2 биохимический, H_2 биохимический, N_2 биохимический и атмосферный, частично почвенный; а — химическое окисление пород и поровых растворов кислородом воздушного происхождения; б — биохимическое окисление органического вещества и его продуктов (сульфатредукция, денитрофикация); в — биохимическое изменение погребенного органического вещества (разложение клетчатки, метановое и водородное брожение и т. п.); г — при связывании H_2S и FeS_2 и другие могут сформироваться минеральные углекислые и углекисло-метановые воды; при недостатке Fe^{+2} часть H_2S остается в растворе (углекисло-сероводородные и углекисло-сероводородно-метановые воды)

кальная гидрогеохимическая зональность, которую в нашем случае правильное было бы назвать пластовой. Поскольку поверхностные воды, внедряющиеся в пласты водонапорной системы, всегда существенно обогащены O_2 , в меньшей степени CO_2 , N_2 и другими газообразными компонентами, то большое значение для реализации окислительно-восстановительных и прочих реакций между жидкой и твердой фазой приобретает состав, содержание и распространение в породах рассеянного органического вещества. Действительно, в ранних работах А. И. Германо-ва [22, 24] описаны два типа гидрохимической зональности и показано, что главной причиной, определившей их особенности, является дефицит или избыток рассеянного органического вещества в пластах.

В первом случае водоносный пласт либо первоначально отличался дефицитом биологически активного органического вещества, либо не содержал его совсем (фиг. 1, А, Б); эта геохимическая особенность его была обусловлена тем, что он сформировался в окислительной обстановке аридных континентальных фаций. Поэтому вадозные воды, проникающие в краевую часть артезианского бассейна (фиг. 1, А), очень медленно расходовали запасы растворенного в них кислорода на окисление водоносных пород. При этом формируются две гидрогеохимические зоны: зона кислородных вод и расположенная ниже зона бескислородных азотных или углекисло-азотных (углекислых) вод.

Второй тип разреза (фиг. 1, В) характеризуется широким развитием нефтесодержащих, битуминозных пород, способных активно окисляться химическим и биохимическим путем; это типичный представитель восстановительных обстановок, чаще всего связанных с морскими палеоводоемами. В этом случае строение газогеохимических зон существенно усложняется; по ходу погружения пласта-коллектора в нем выделяются четыре зоны: 1) кислородная; 2) бескислородных вод (углекисло-азотных и азотно-углекислых); 3) углекисло-сероводородных вод, возникающая за счет бактериальной сульфатредукции и других процессов преобразования органики нефтяного ряда; 4) углеводородных вод.

Как следует из анализа графика (фиг. 1), в этом случае после завершения процессов аэробного окисления минералов водоносных толщ в них осуществляется биохимическое окисление органического вещества; благодаря деятельности анаэробных бактерий SO_4^{2-} пластовых вод восстанавливается до H_2S , а последний реагирует с восстановленными металлами вод и пород, образуя скопление сульфидов. В свою очередь окисление органического вещества до CO_2 рождает интенсивное пересаживание карбонатов, идущее по обычной схеме карбонатных равновесий:



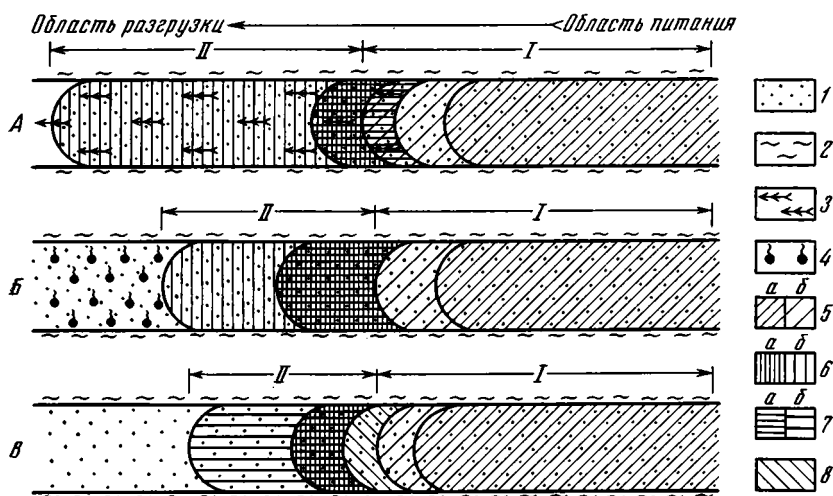
жидкая фаза

твердая фаза

Наконец, само погребенное органическое вещество под действием аэробного, а позднее и анаэробного окисления испытывает ряд характерных преобразований по пути утяжеления углеводов и трансформации их в керитоподобные битумоиды. Как подчеркнул А. И. Германов [24], глубины описанных выше гидрогеохимических явлений сильно варьируют; однако при отсутствии активных восстановителей (т. е. в первом случае) границы зоны окисления в равнинных районах опускаются до 1—1,5 км, тогда как в горных районах она нередко обнаруживается на 1—2 и даже 3 км, считая от уровня области инфильтрации. В присутствии биохимически активного органического вещества зона окисления заметно сокращается в размерах, перемещаясь вверх по пласту, по направлению к дневной поверхности.

Прямым отражением гидрогеохимической пластовой зональности вод в породах-коллекторах артезианской системы является катагенетическая минералого-геохимическая зональность, особенно хорошо изученная на некоторых редкометальных месторождениях [5, 9, 45, 57, 75, 99, 101, 107]. В наиболее простом варианте суть этого явления сводится к тому, что в водоносном пласте, начиная с выхода его на дневную

поверхность и вглубь, по ходу движения вод, формируются разные парагенетические ассоциации аутигенных минералов, закономерно сменяющие друг друга. Так, например, при изучении редкометальных месторождений в нефтеносных карбонатных породах было установлено, что вблизи от области инфильтрации располагается зона вторичного окисления минералов железа (лимонит, гидрогетит, гематит), затем зона выноса рассеянного органического вещества (отбеливание) и формирования пирита, далее — зона вторичного окремнения (кварц, халцедон), растворения вмещающих пород (формирование каверн, сутур и стилолитовых швов), доломитизации, пиритизации и отложения редкометальных минералов и, наконец, в наиболее погруженных частях пласта распространены слабо измененные карбонатные породы, содержащие рассеянное органическое вещество и пирит, а иногда вторичные пятна битумов и скопления нефтяных углеводородов [101].



Фиг. 2. Типы минералого-геохимической зональности в песчаных пластах артезианского бассейна (по И. А. Кондратьевой и др. [45])

А — в породах с углистым органическим веществом; Б — с битумоидным органическим веществом; В — с газообразными восстановителями; зоны: I — аэробного окисления; II — анаэробного окисления. 1 — водопроницаемые породы; 2 — водоупоры; 3 — углефицированные растительные остатки; 4 — битумоидное органическое вещество нефтяного ряда; 5 — лимонитизация (а — интенсивная, б — слабая); 6 — сульфидная минерализация (а — интенсивная, б — слабая); 7 — редкометальное оруденение; 8 — безрудные обеленные породы

При картировании такой катагенетической зональности выясняется, что она, с одной стороны, пространственно тяготеет к областям питания, а с другой — согласуется с геологическим строением района и направленностью потоков инфильтрирующих подземных вод; кроме того, какую-то роль в размещении катагенетических зон на площади несомненно играли разрушающиеся нефтяные залежи, реликты которых обнаруживаются в виде пятен, скоплений битумоидов и нефтяных источников [98]. Различные типы катагенетической окислительной зональности, связанной с инфильтрацией пластовых вод в песчаные пласты-коллекторы, недавно исследованы И. А. Кондратьевой с соавторами [45]; в качестве главного классификационного признака процесса эти авторы предложили рассматривать типы восстановителей (фиг. 2).

В песчаных породах с углистым органическим веществом (включениями углистых растительных остатков) наиболее характерна сравнительно простая зональность, в которой выделяются три основные зоны: лимонитизации, сульфидообразования (пиритизации) и реликтовых диагенетических минералов (сидерит). Изучение органического вещества показало, что зона лимонитизации отвечает процессам аэробного окисления песчаника, а зона пиритизации — анаэробного микробного

окисления углистого вещества сульфатами пластовых вод. В песчаных пластах с развитием пластовых битумондов нефтяного ряда в принципе сохраняется та же зональность, что и в предыдущем случае; различаются зоны: лимонитизации, сульфидообразования и слабо измененных пород со смолисто-асфальтовыми битумами. Однако в этом случае в первой зоне встречаются пятна маслянистых битумондов, а во второй наряду с пиритом развит аутигенный марказит и различные битумонды; кроме того, здесь резко сокращается протяженность зоны сульфидообразования. В песчаниках с газообразными восстановителями (водород, сероводород) пространственные взаимоотношения выделенных зон существенно усложняются, границы между ними становятся более прихотливыми. Здесь также можно различать зоны лимонитизации, сульфидообразования и слабо измененных пород, но во всех этих зонах диагенетические реликтовые минералы железа сложно сочетаются с новообразованными.

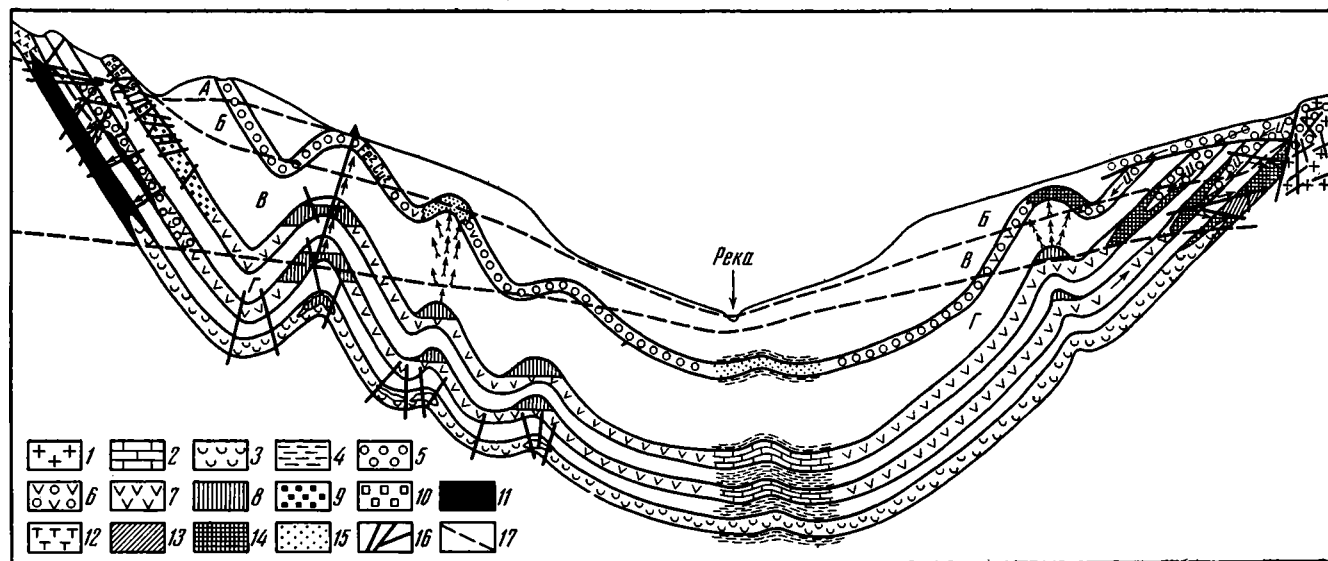
Очевидно, что наиболее стабильно и относительно просто развиваются процессы инфильтрационного катагенеза в случае твердого восстановителя, пространственное положение которого жестко закреплено в пласте. Наоборот, существование жидких, а тем более газообразных восстановителей делает границы гидрогеохимических зон чрезвычайно сложными и подвижными, а в минералого-геохимических взаимоотношениях создает такие коллизии, которые трудно поддаются расшифровке и постоянно рождают споры [9, 11, 107].

С инфильтрационными процессами принято связывать образование пластообразных месторождений редких элементов (U, V, Mo, Se) [22, 26, 56, 80, 83, 101, 106 и др.], самородной серы [36, 84, 85, 113, 114, 117], меди типа «медистых песчаников» и стратиформных месторождений свинца и цинка [23, 27, 71, 72, 79], залежей целестина [10, 114], волконскоита [53, 97] и ряда других полезных ископаемых. Закономерности распределения некоторых из них в общей схеме артезианского бассейна показаны на фиг. 3; очевидно, что большую роль в локализации оруденения наряду с инфильтрацией вод играют процессы разрушения нефтяных залежей и перемещения водонефтяных флюидов по пластам и разломам. Следует, однако, заметить, что в настоящее время твердо установлен инфильтрационный генезис лишь для редкометалльных месторождений, а также самородной серы; несмотря на наличие разработанной методики исследований, представления о механизме формирования других полезных ископаемых все еще не выходят за рамки более или менее обоснованных предположений.

ГРАВИТАЦИОННО-РАССОЛЬНЫЕ КАТАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

В более глубоких частях инфильтрационных бассейнов, там, где постепенно замедляется водообмен и напорный режим все меньше дает себя чувствовать, обычно возрастает общая минерализация вод (от 1 до 350 г/кг), причем гидрокарбонатные воды сменяются сульфатными, а затем уступают место хлоридным рассолам. Происхождение рассолов одни исследователи объясняли гравитационным разделением ионов воды [93, 94], другие — самодиффузией и гидратацией ионов в условиях повышенных пластовых давлений [78], третьи — поступлением газовых эманаций из глубин планеты [30]; недавно была высказана и четвертая гипотеза, суть которой заключается в том, что рассолы представляют собой межкристальную рапу солеродных бассейнов, отделившуюся от солей в результате гравитационного просачивания [4, 12, 33, 55].

Три кардинальных факта позволяют более или менее однозначно решить проблему генезиса рассолов. Во-первых, как показал Н. М. Стряхов [90], в соответствии с результатами глубоководного бурения можно считать, что в толще осадков, покрывающих дно Мирового океана, отсутствуют крупные скопления рассолов, пространственно не связанные с залежами солей; в тех случаях, когда рассолы, как в Красном море, выдавливаются по разломам, имеются все основания генетически связы-



Фиг. 3. Закономерности размещения гидрогенных полезных ископаемых в артезианском бассейне (по Н. П. Юшкину [114])
 Зоны: А — аэрации, Б — активного водообмена, В — замедленного водообмена, Г — весьма замедленного водообмена; 1 — изверженные породы; 2 — известняк; 3 — гипс; 4 — глины и мергели; 5 — инфильтрационные воды; 6 — смешанные воды;

7 — хлоридно-натровые рассолы; 8 — нефтяные залежи; 9 — озокерит; 10 — зона окисления озокерита; 11 — серные залежи; 12 — зона окисления серных залежей; 13 — месторождения целестина; 14 — урановые месторождения; 15 — месторождения типа медистых песчаников; 16 — тектонические нарушения; 17 — границы гидродинамических зон

Стадии морского галогенеза (по М. Г. Валяшко [12])

Стадия сгущения морской воды	Интервал концентрации растворенных солей		Выделившиеся в осадок соли	$\frac{V_{\text{рассол}}}{V_{\text{солей}}}$
	г/кг	г/л		
Гипсово-карбонатная	150—266	175—324	Карбонаты кальция, магния, гипс	185
Галитовая	266—320	324—418	То же + галит	1,88
Сульфатно-магниева	320—345	418—457	То же + эпсомит и гексагидрит	0,93
Карналлитовая	345—365	457—497	То же + сильвин и карналлит	0,50

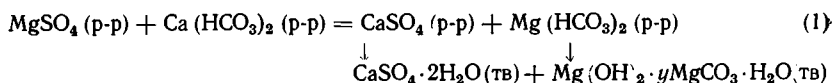
вать их с подстилающими соленосными толщами. Все это позволяет думать, что рассолы генетически скорее связаны с историей развития осадочной континентальной оболочки, чем с регионально развитой в океане мантией. Во-вторых, пространственное положение рассолов на территории СССР, как это установили М. Г. Валяшко [12] и Н. М. Страхов [90] на материалах М. П. Фивега с соавторами [92] и И. К. Зайцева [33], полностью совпадает с развитием соленосных отложений. В-третьих, наконец, осадочное происхождение хлоридно-кальциевых рассолов доказывается исследованиями изотопии кислорода и водорода; как показывают данные Р. Н. Клейтона с соавторами [115], Ю. Б. Селицкого и др. [81], отношения дейтерия к водороду и O^{18}/O^{16} в рассолах индивидуальны в каждом осадочно-породном бассейне и отличаются в соответствующих характеристиках заведомо эндогенных растворов.

В целом приведенный материал позволяет принять взгляды М. Г. Валяшко с сотрудниками [12, 14], в соответствии с которыми формирование хлоркальциевых высокоминерализованных растворов представляет собой катагенетическое продолжение жизни рапы солеродных бассейнов. Общеизвестно, что морская вода принадлежит к магниевому подтипу сульфатного типа рассола; при испарении и выпадении в осадок твердых солей в условиях аридного климата она будет все более приближаться по составу к хлормagneвным рассолам, причем на первых стадиях этого процесса в солеродных водоемах вместе с твердыми солями обычно захороняются большие объемы маточных растворов (табл. 1). Из приведенных цифр следует, что на галитовой стадии каждый кубический километр отложившихся солей сопровождается захоронением 2 км^3 маточных рассолов с концентрацией 320 г/кг. В тех случаях, когда соленосные толщи довольно быстро погружаются вниз, опадают в зону затрудненного обмена и покрываются отложениями осадочного чехла, в них осуществляется гравитационное сквозьпластовое вертикальное движение вод с различной плотностью: тяжелые рассолы просачиваются вниз, легкие воды стремятся вверх. Экспериментально такое гравитационное взаимопроникновение, захватывающее даже труднопроницаемые глинистые толщи, было воспроизведено М. Г. Валяшко, А. И. Поливановой и И. К. Жеребцовой [13], которые показали, что оно осуществляется струями и наиболее интенсивно проявляется в подсолённых толщах.

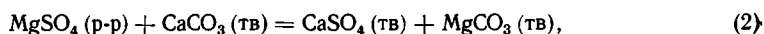
Следует, однако, заметить, что гравитационное движение рассолов в погруженных частях артезианских бассейнов будет, по-видимому, регулироваться не только соотношением плотностей вод, но и гидростатическим давлением, в свою очередь связанным с глубинами залегания пластов и величиной геостатической нагрузки. Как бы то ни было, но в осадочных толщах зоны затрудненного водообмена принято выделять три разные гидрогеологические зоны: подсолённых отложений, которые являются ареной медленного просачивания тяжелых рассолов вниз, а более легких вод — вверх; соленосных отложений, где движение чаще отсутствует и могут сохраниться захороненные маточные рассолы, и

надсоленосных отложений, в которых осуществляются самые различные виды гидродинамики и встречаются рассолы выщелачивания, для которых солеродная толща будет служить водоупором.

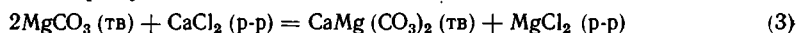
Теоретически говоря, именно подсоленосные отложения являются главной сценой дальнейших катагенетических превращений маточных рассолов. Здесь в обстановке повышенных температур растворы теряют сульфаты магния и замещают магнием исходного раствора кальций твердой фазы; конечный результат этих преобразований — появление высокоминерализованных хлоркальциевых вод. Вещественным результатом трансформации состава маточных рассолов служат катагенетические аутигенные минералы — магнезиальные карбонаты и силикаты. На возможность катагенетического происхождения доломита в связи с формированием хлоркальциевых вод указывали В. И. Гуревич [28], А. И. Осипова [67], Ю. С. Кормилец [49], А. А. Махнач [61] и другие исследователи. В работах [18, 19] сделана попытка экспериментально воспроизвести важнейшие реакции метаморфизации морских рассолов при температурах 150—300°С и давлении насыщенного пара. Выяснилось, что в соответствии с реакцией Гайдингера, т. е.



или



доломит практически не возникает или возникает в весьма подчиненном количестве. Однако реакции Мариньяка оказались в заданных условиях доломитообразующими:



и



При этом в твердой фазе доломит, ассоциируя с кальцитом и магнезитом, составлял иногда 80—90% осадка. Опыты, выполненные Н. К. Власовой, однозначно подтверждают принципиальную возможность катагенетической доломитизации в результате воздействия на карбонатные толщи хлоридных растворов. Следует при этом подчеркнуть, что миграция хлормagneзиевых или хлоркальциевых рассолов сквозь карбонатную толщу представляет собой длительный и многоактный процесс, в котором каждый отдельно взятый объем порового пространства будет не единожды, а многократно заполняться новыми порциями реакционноспособных вод, а уже прореагировавшие воды вытесняются далее. Более того, метасоматическое превращение кальцита в доломит по реакции Мариньяка (4) обычно сопровождается уменьшением объема твердой фазы на 12%; поэтому следует считать, что в каждый последующий момент «реакционноспособная» емкость замещаемой породы будет увеличиваться, а значит, соответственно условия для катагенетического доломитообразования будут все время улучшаться во времени. Такой самоподдерживающийся характер процесса катагенетического доломитообразования чрезвычайно усложняет возможность его количественной геохимической оценки, что и заставляло некоторых исследователей сомневаться в его достоверности [39, 88, 90, 105 и др.].

Чрезвычайный интерес представляют преобразования обломочных и аутигенных силикатных минералов, залегающих в зоне воздействия трансформирующихся рассолов; в то же время нельзя не отметить, что изучены они до сих пор далеко не все. По материалам К. Ситтлера [118], М. В. Пастуховой [69], М. А. Ратеева [76], А. Г. Коссовской, В. А. Дрица, Т. Н. Соколовой [51], Т. Н. Соколовой [87] и других авторов довольно определенно выделяется группа магнийсодержащих силикатов, генетически связанных с рассольными катагенетическими процессами; это Mg-монтмориллонит, Mg-хлорит, минералы группы коррен-

сита (Mg-хлорит-вермикулит), Fe-иллит, тальк и серпентин, палыгорскит и сепиолит.

Экспериментальное исследование взаимодействия хлормagneзиевых рассолов с кальциевыми силикатами (волластонит, везувиан, кальциевый плагиоклаз), проведенное Н. К. Власовой [19] при давлении насыщенных паров и температуре 150—300° С, позволило доказать, что они в конечном счете превращаются в гидромagneзиевые силикаты группы сепиолит — палыгорскит, а также в тахидрит ($\text{CaCl}_2 \cdot 2\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$) и бишофит ($\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$); иначе говоря, и в этом случае наблюдается переход Mg в твердую фазу и одновременное формирование хлоркальциевых высокоминерализованных рассолов. В дальнейшем все разнообразные минералы, образующиеся в связи с рассольным катагенезом, было бы интересно увязать в единую пространственную схему зональности и истолковать ее с позиции изменения состава рассолов, мигрирующих сквозь осадочные толщи. Элементы такой катагенетической зональности недавно были исследованы А. А. Махначем [62], который подробно рассмотрел литолого-минералогические особенности строения межсолевых и подсолевых отложений девона Припятского прогиба.

В стратиграфическом разрезе девонских отложений Припятской впадины сверху вниз выделяются: 1) надсолевой карбонатно-терригенный комплекс данковского и озерско-хованского возраста (фаменский ярус), представленный терригенно-карбонатно-глинистыми отложениями (D_3); 2) соленосный комплекс, сложенный: а) верхней соленосной толщей данковского-лебединского возраста, представленной галитовыми и глинисто-галитовыми отложениями; б) межсолевыми толщами задонско-елецкого возраста, состоящими из карбонатно-глинистых, терригенно-карбонатных и вулканогенно-терригенных отложений ($D_{3zd}-el$); в) нижней соленосной толщей, принадлежащей к ливенско-евлановскому горизонту и представленной галитовыми и сульфатно-карбонатно-терригенными отложениями; 3) подсолевой комплекс, в котором отчетливо различаются вышележащие преимущественно карбонатные отложения (D_3') и подстилающие их терригенные толщи (D_2).

Наиболее интенсивные катагенетические преобразования девонских толщ обнаружены ниже верхней соленосной толщи. Как было выяснено А. А. Махначем [62], самые сложные преобразования связаны с зонами трещиноватости, порами и кавернами, развитыми внутри карбонатных толщ или сосредоточенными в цементе разнообразных терригенных пластов. В этих секущих напластование или согласованных с ним телах обнаруживается довольно устойчивый парагенез галогенных минералов, включающий кальцит, доломит, ангидрит; вместе с ними присутствует сфалерит. Система таких явно вторичных, по отношению к вмещающим их породам, скоплений образует своеобразный «каркас» и прослеживается не только в пределах межсолевых отложений ($D_{3zd}-el$), но опускается ниже, в подсолевой комплекс. Еще шире развита метасоматическая доломитизация, которой особенно интенсивно подвергаются карбонатные породы межсолевых и подсолевых отложений. При этом, как было установлено в работе А. А. Махнача с соавторами [63], высокая пористость доломитов, их пятнисто-линзообразное распределение в толще вмещающих карбонатов, идиоморфизм кристаллов, а также находки фауны нормально-морских биоценозов внутри доломитовых тел довольно однозначно свидетельствуют в пользу их катагенетического генезиса. В целом интенсивность метасоматического процесса оказалась тесно связанной с положением по отношению к подошве верхней соленосной толщи: по мере приближения к последней степень доломитизации повсеместно возрастает. А. А. Махначем [62] была также установлена корреляционная зависимость между открытой пористостью и степенью вторичной доломитизации; обе эти величины обычно растут одновременно.

Наиболее отчетливо процессы катагенетической доломитизации проявляются в подсолевом карбонатном комплексе, менее интенсивно, но регионально доломитизирован межсолевой комплекс пород и, наконец,

Гидрохимическая характеристика рассолов Припятской впадины по литолого-геохимическим комплексам [49]

Комплекс водовмещающих пород	Возраст	Минерализация, г/л	$r \text{ Ca}^{2+}$	$r \text{ Mg}^{2+}$	$\frac{r \text{ Mg}}{r \text{ Ca} + r \text{ Mg}} \cdot 100\%$
			мг · экв/л		
Надсолевой карбонатно-терригенный	Д ₃	248	186	102	35,4
		316	543	268	
Межсолевой карбонатный	Д ₃ zd—el	350	2267	488	17,7
		388	3248	757	
Подсолевой карбонатный	Д ₃ ¹	360	3374	700	17,1
		401	4750	1025	
Подсолевой терригенный	Д ₂	363	3964	1431	26,3
		439	5900	1900	

Примечание. Рассчитано по данным 50 химических анализов, выполненных в лабораториях УкрНИИгаза и треста «Белнефтегазразведка»; в числителе указано среднеарифметическое, в знаменателе — максимальное значение.

спорадически и довольно слабо подвержена этому явлению надсолевая толща [49, 63]. Любопытно, что в полном соответствии с таким распределением доломита находится характеристика хлоркальциевых рассолов; как видно из табл. 2, процентное содержание остаточного магния резко падает в водах межсолевого и подсолевого карбонатных комплексов, где наиболее полно осуществлялось взаимодействие в системе раствор — порода, а магний оказался мобилизован на построение доломита. Нельзя также не упомянуть, что на площади Припятского прогиба интенсивность доломитизации и содержание магния в рассолах тесно связаны с литологическим строением верхней соленосной толщи. По материалам В. Т. Кирикова [44], в последней с юго-востока на северо-запад появляются и количественно возрастают горизонты калийных солей. В том же направлении усиливается степень доломитизации в межсолевом карбонатном комплексе [40] и, по-видимому, в прошлом возрастала концентрация Mg и Ca в рассолах всей девонской толщи [49]. Итак, очевидно, что катагенетическая зональность гравитационно-рассольного процесса обычно фиксируется ниже материнских соленосных отложений. В центральной части ее вдоль тектонически ослабленных зон, а также зон повышенной трещиноватости и в разных частях пластов-коллекторов возникает сложный парагенез галогенных минералов. Фоном для этой зоны и одновременно ее периферической частью является ореол интенсивной катагенетической доломитизации.

Ясно, что предлагаемая схема зональности только намечена, нуждается в доработке и требует более детальных и целеустремленных исследований. В частности, было бы интересно изучить другие регионы, в пределах которых развиты галогенные скопления, с целью проверки и детализации нарисованной здесь картины. Совершенно отсутствуют в настоящее время достоверные сведения о зональных изменениях глинистых и новообразованиях терригенных минералов, слабо исследована геохимия вмещающих толщ и рассолов, недостаточно освещена роль органического вещества и нефти в этих явлениях. Тем не менее сам факт начала познания этого нового явления таит в себе, на наш взгляд, огромные перспективы.

Следует подчеркнуть, что хлоркальциевые рассолы, возникающие в связи с процессами гравитационно-рассольного катагенеза, сами по себе могут представлять промышленный интерес в связи с тем, что в них очень часто обнаруживаются высокие содержания Fe, Mn, Pb, Zn, Cu, Ag, Ba, а также Sr, Cs, Br [2, 6, 7, 68, 103, 120]. Обогащение рассолов различными металлами обусловлено, по-видимому, рядом причин, рассмотренных нами [102]. Прежде всего нужно иметь в виду их необычайную агрессивность, особенно проявляющую себя при повышенных

температурах и давлениях зоны затрудненного водообмена. Так, например, в опытах Н. И. Хитарова [95], при взаимодействии хлоридов K, Na и Ca с рудоносными породами при $T=400-600^{\circ}\text{C}$ и $P=20-30$ МПа был получен раствор, содержащий 3—5 г/л свинца. Весьма характерно также, что в присутствии хлоридов щелочных металлов многие рудные компоненты обнаруживают способность к комплексообразованию и образуют хорошо растворимые соединения типа Na_2MeCl_6 или NaMeCl_4 . Типична также избирательная растворимость некоторых элементов в рассолах; эксперименты И. К. Жеребцовой [32] и Н. К. Власовой [19] показали, что существует группа элементов, которые накапливаются в жидкой фазе галогенной системы, так сказать, автоматически, причем концентрация лития, бора, отчасти брома и йода в рассолах осуществляется даже на самых поздних стадиях галогенеза.

Другая и не менее важная причина формирования металлоносных рассолов — слабая химическая дифференциация пород аридных формаций, на которую уже давно обратили внимание литологи. Как показали, например, работы Н. М. Страхова [89] и В. Д. Шутова [108, 109], для терригенных отложений аридных зон наиболее характерны граувакки, т. е. песчаники, в которых преобладают сложные, полиминеральные обломки пород. В этих обломках нередко сконцентрированы металлы, особенно типичные для данной петрографической провинции. Так, например, граувакки Приуралья, по данным А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова [54], существенно обогащены медью и хромом, в песчаных красноватых толщах Тянь-Шаня [59, 64] встречены повышенные количества Cu, Pb, в граувакках красноватых формаций Вайоминга Дж. Вайн и Е. Турелот [119] обнаружили концентрации U, Th, Co, Cr, V, Ni, Zr. Итак, в некоторых случаях аридные красноватые терригенные породы являются мощными коллекторами металлов и при катагенном взаимодействии с рассолами способны сильно обогащать последние элементами-примесями, придавая им при этом местную металлогеническую специализацию. Рассматривая различные варианты обогащения хлоркальциевых глубинных рассолов металлами, нельзя, по-видимому, полностью исключить возможность привноса рудных элементов из глубин вследствие гидротермальной деятельности; однако прямых доказательств подобного процесса на континентальном блоке, насколько это известно автору, до сих пор не было.

Таким образом, в силу самых различных причин гравитационно-рассольный катагенез приводит к возникновению металлоносных рудных рассолов, концентрирующихся в наиболее погруженных частях инфильтрационных осадочно-породных бассейнов. Дальнейшая их судьба в значительной степени зависит от конкретной геологической истории региона. Можно предполагать, что активизация устойчивых платформенных областей, резкие тектонические движения, внедрение интрузивных масс и формирование систем нарушений в дальнейшем приводят к тому, что нагретые металлоносные рассолы оказываются вовлеченными в различные процессы катагенеза и гидротермального рудообразования.

Необходимо отметить, что возникновение современных гидротермальных систем п-ова Челекен (Cu, Pb, Zn, Cd [29]), Красного моря (Pb, Cu, Ag, Fe, Mn, Li и др. [8]), Калифорнии, Солтон-Си (Li, Mn, Fe, Ag, Ba, Cu, Sr [120]) и др. обусловлено поступлением на поверхность или в придонную часть морского водоема высокотемпературных вод хлоридного натриево-кальциевого состава. С рассолами, сходными по составу и условиям образования, многие исследователи связывают формирование древних контактово-метасоматических и гидротермальных руд железа [68, 73], гидротермально-вулканогенных залежей марганца, бария, свинца и цинка [82], стратиформного медного [103] и свинцово-цинкового оруденения, приуроченного к карбонатным породам [27, 102, 103].

Очевидно, что рудообразующая роль рассолов, особенно внедряющихся впоследствии в чужую для них среду, чрезвычайно важна и интересна; вполне возможно, что взаимодействие их с осадочными толщами

в период активизации и перестройки осадочно-породных бассейнов позволит в будущем выделить еще один, гидротермально-рассольный тип катагенетических явлений.

Литература

1. Афанасьев Т. П. О геохимии подземных вод Среднего Поволжья.— Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1951, вып. 10, с. 27—37.
2. Басков Е. А. О роли вадозных подземных вод рассолов в формировании рудных месторождений.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1968, т. 155, с. 123—138.
3. Басков Е. А. Значение и основные задачи палеогидрогеологического анализа при металлогенических исследованиях.— В кн.: Методика палеогидрогеологических исследований. Ашхабад: Изд-во Управ. геол. СМ ТССР, 1970, с. 31—37.
4. Басков Е. А. Минеральные воды и палеогидрогеология Сибирской платформы.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1977, т. 254, с. 1—148.
5. Батулин С. Г., Головин Е. А., Зеленова О. И. и др. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. М.: Атомиздат, 1965, с. 1—324.
6. Бишофф Дж. Осадки геотермальных рассолов Красного моря (минералогия, химизм и генезис).— В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М., 1974, с. 117—133.
7. Бойко Т. Ф. Распределение редких элементов в галогенных отложениях.— Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 2, с. 457—460.
8. Брукс Р., Каплан И., Петерсон М. Микроэлементы термальных рассолов и иловых вод Красного моря.— В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 76—96.
9. Булатов С. Г., Щеточкин В. Н. Особенности рудообразующего процесса на урановых месторождениях пластовой кислородной зональности.— Сов. геология, 1970, № 4, с. 110—133.
10. Бурков В. В., Подпорина Е. К. Стронций.— Тр. ИМГРЭ, М.: Изд-во АН СССР, 1962, вып. 12, с. 3—178.
11. Валитов Н. Б. Особенности распределения сероводорода в нефтяных газах и условия его образования на востоке Русской платформы.— Геол. нефти и газа, 1977, № 5, с. 53—58.
12. Валишко М. Г. Генезис рассолов осадочной оболочки.— В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., 1963, с. 253—277.
13. Валишко М. Г., Поливанова А. И., Жеребцова И. К. Экспериментальное исследование перемещения растворов разного удельного веса в пористых породах в связи с вертикальной гидрохимической зональностью.— Геохимия, 1963, № 3, с. 312—329.
14. Валишко М. Г., Поливанова А. И., Жеребцова И. К. Геохимия и генезис рассолов Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1965, с. 1—250.
15. Вассоевич Н. Б. Образование нефти в терригенных отложениях (на примере чокракско-караганских слоев Татарского передового прогиба).— В кн.: Вопросы образования нефти. Л.: Наука, 1958, с. 3—220.
16. Вассоевич Н. Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти (исторический обзор и современное состояние).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11, с. 135—156.
17. Вассоевич Н. Б., Корчагина Ю. И., Лопатин Н. В., Чернышев В. В. Главная фаза нефтеобразования.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1970, № 6, с. 3—27.
18. Власова Н. К., Валишко М. Г. Экспериментальное исследование взаимодействия метаморфизованных морских рассолов с карбонатом кальция.— Геохимия, 1971, № 5, с. 610—611.
19. Власова Н. К. Экспериментальное изучение процесса метаморфизации растворов морского галогенеза карбонатами и силикатами кальция: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1978, с. 1—22.
20. Германов А. И. Кислород подземных вод и его геохимическое значение.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 6, с. 70—82.
21. Германов А. И. Основные черты гидрогеохимических условий формирования некоторых инфильтрационных месторождений урана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 8, с. 75—89.
22. Германов А. И. Геохимические и гидродинамические условия возникновения эпигенетической урановой минерализации в нефте-водоносных горизонтах.— Геохимия, 1961, № 2, с. 99—109.
23. Германов А. И. Гидродинамические и гидрохимические условия образования некоторых гидротермальных месторождений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 2, с. 79—99.
24. Германов А. И. Уран в природных водах.— В кн.: Основные черты геохимии урана. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 290—337.
25. Голева Г. А. Гидрогеологические особенности формирования серных месторождений Предкарпатья.— Сов. геология, 1962, № 2, с. 88—89.
26. Головин Е. А. О двух группах экзогенных процессов и урановых месторождений.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 2, с. 95—103.
27. Головин Е. А., Легошин В. П. Об эпигенетических (наложенных) процессах в осадочных породах.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. Т. 1. М.: Наука, 1970, с. 130—148.
28. Гуревич В. И. О метаморфизации подземных вод в процессах катагенеза.— Геология и геохимия, 1960, вып. 3, с. 259—263.

29. Дворов В. И. Термальные воды Челекена и геохимические особенности их формирования. М.: Наука, 1975, с. 3—178.
30. Дерпгольц П. Ф. Гидросфера и хлор.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 1, с. 43—57.
31. Жарков М. А. История палеозойского соленакопления.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1978, вып. 354, с. 1—271.
32. Жеребцова И. К. Закономерности поведения редких и рассеянных элементов в процессе сгущения морской воды и особенности их распространения в природных рассолах: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1969, с. 1—35.
33. Зайцев И. К. Некоторые закономерности распространения и формирования подземных рассолов на территории СССР.— Бюл. ВСЕГЕИ, 1958, вып. 1, с. 123—136.
34. Зайцев И. К. Гидродинамика артезианских бассейнов в современную и минувшие геологические эпохи.— В кн.: Методика палеогидрогеологических исследований. Ашхабад, 1970, с. 53—61.
35. Игнатович Н. К. О закономерностях распределения и формирования подземных вод.— Докл. АН СССР, 1944, т. XV, № 3, с. 133—136.
36. Иванов М. В. Биогеохимия самородной серы.— В кн.: Геохимия и минералогия серы. М.: Наука, 1972, с. 16—28.
37. Каледя Г. А. К вопросу о перекристаллизации карбонатных пород.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 2. Львов, 1955, с. 209—214.
38. Каледя Г. А. Эволюция кремнистого осадкообразования.— В кн.: Вопросы седиментологии. М., 1960, с. 208.
39. Капченко Л. Н. Связь нефти, рассолов и соли в земной коре. Л.: Недра, 1974, с. 156.
40. Карасев И. П., Обморошев К. М. Строение и условия формирования пород-коллекторов нефтеносных горизонтов девона в северо-восточной части Припятского прогиба.— Геол. нефти и газа, 1968, № 11, с. 85—90.
41. Карпова Г. В. О некоторых случаях аутигенной гидрослюдизации в терригенных отложениях.— Докл. АН СССР, 1965, т. 114, № 2, с. 422—425.
42. Карцев А. А. Катагенез и состав нефтей.— В кн.: Осадочно-миграционная теория образования нефти и газа. М.: 1978, с. 124—127.
43. Карцев А. А., Вагин С. Б., Басков Е. А. Палеогидрогеология. М.: Недра, 1969, 151 с.
44. Кириков В. Т. Основные этапы формирования галогенных отложений девона в Припятском прогибе и Днепровско-Донецкой впадине.— Тр. ВСЕГЕИ, Л.: Недра, 1963, т. 91, с. 107—129.
45. Кондратьева И. А., Зеленова О. И., Оношко И. С. и др. Месторождения, образованные пластовыми водами.— В кн.: Гидрогенные месторождения урана. М.: Атомиздат, 1980, с. 152—212.
46. Конторович Э. А., Неручев С. Г. Катагенез рассеянного органического вещества и нефтегазообразование.— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Сибири. Новосибирск: Наука, 1971, с. 51—69.
47. Копелиович А. В. О микростилолитах и некоторых родственных им структурных формах в песчаниках могилевской свиты юго-запада Русской платформы.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1958, т. 119, № 2, с. 357—360.
48. Копелиович А. В. Эпигенез древних осадочных толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965, с. 312.
49. Кормилец Ю. С. О количественной гидрогеохимической оценке степени доломитизации карбонатных пород в зоне катагенеза.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 4, с. 133—136.
50. Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилкойской впадины и Западного Верхоянья.— Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 63, с. 206.
51. Коссовская А. Г., Дриц В. А., Соколова Т. Н. О специфике формирования глинистых минералов в разных фашиально-климатических обстановках.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971, с. 35—54.
52. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезо-палеозойских отложений Западного Верхоянья.— Тр. ГИН АН СССР, 1956, вып. 5, с. 135—168.
53. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Проблема эпигенеза.— Тр. ГИН АН СССР, 1971, вып. 221, с. 9—34.
54. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Минеральные парагенезы граувакк, их климатическая специфика и связь с полезными ископаемыми.— В кн.: Граувакки. М.: Наука, 1972, с. 323—333 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 238).
55. Лебедев В. И. Энергия гидратации, ионный обмен и принципы образования существенно хлор-кальциевых глубинных вод.— В кн.: Проблемы геохимии. М.: Недра, 1965, с. 237—243.
56. Лисицын А. К. Гидрогеологические предпосылки экзогенного эпигенетического рудообразования с участием пластовых вод.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 6, с. 122—128.
57. Лисицын А. К. Гидрогеохимия рудообразования. М.: Недра, 1975, с. 3—247.
58. Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968, с. 92.
59. Лурье А. М. Закономерности распределения свинцово-цинковой минерализации в междуречье Гава-Кассан. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 147.
60. Макаренко Ф. А. Некоторые общие вопросы учения о зональности подземных вод.— В кн.: Совещ. по вопросам формирования подземных вод. М.: Госгеолтехиздат, 1955, с. 24—25.

61. Махнач А. А. О природе катагенетической доломитизации межсолевых девонских отложений севера Припятской впадины.— Докл. АН БССР, 1977, т. 21, № 5, с. 446—449.
62. Махнач А. А. Постседиментационные изменения межсолевых девонских отложений Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1980, с. 3—195.
63. Махнач А. А., Корзун В. П., Курочка В. П. и др. Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтеносностью. Минск: Наука и техника, 1966, с. 3—210.
64. Неймышев М. В. Геохимические ассоциации элементов-примесей в некоторых горизонтах кайнозойской пестроцветной формации северного Тянь-Шаня.— В кн.: Рассеянные элементы в осадочных формациях Тянь-Шаня. Фрунзе, 1967, с. 115—121.
65. Неручев С. Г. Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. Л.: Недра, 1969, с. 224.
66. Неручев С. Г. Обоснованные и еще нерешенные вопросы генезиса нефти и газа и их значение для прогнозирования нефтегазоносности.— В кн.: Условия образования нефти и газа в осадочных бассейнах. М., 1977, с. 30—39.
67. Осипова А. И. О катагенных изменениях нефтеносных карбонатных пород.— В кн.: Химия земной коры. Т. II. М.: Наука, 1964, с. 415—428.
68. Павлов Д. И. Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод. М.: Наука, 1975, с. 3—245.
69. Пастухова М. В. Аутигенные минералы в хемогенно-терригенных породах Тузтагской соленосной толщи.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 1, с. 31—53.
70. Перозио Г. Н. Эпигенетическая зональность в терригенных породах мезозоя центральной части Западно-Сибирской низменности.— Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 5, с. 1203—1206.
71. Попов А. И., Гольдштейн Р. И. Гидрогеологическая зональность водоносных систем как рудообразующий фактор в покровных формациях Средней Азии.— Докл. АН СССР, 1967, т. 256, № 6, с. 238—240.
72. Перельман А. И. Некоторые вопросы геохимии катагенеза в осадочных месторождениях типа медистых песчаников.— Тр. ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 28, с. 128—150.
73. Пэк А. А., Павлов Д. И. О механизме образования железорудных месторождений ангаро-илимского типа.— В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1980, с. 130—156.
74. Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение.— Тр. ГИН АН СССР, 1956, вып. 5, с. 3—52.
75. Расулова С. Д., Столяров А. С. Пример расшифровки условий образования древнего инфильтрационно-эпигенетического уранового оруденения.— В кн.: Радиоактивные элементы в геологических процессах. М., 1975, с. 180—188.
76. Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах.— Тр. ГИН АН СССР, 1964, вып. 112, с. 3—287.
77. Рухин Л. Б. О некоторых закономерностях эпигенеза.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3—4. Львов: Изд-во ЛУ, 1956, с. 425—452.
78. Самойлов О. Я., Соколов Д. С. О возможных причинах вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод.— Изв. АН СССР. Отд. хим. наук, 1957, № 3, с. 72—81.
79. Сапожников Д. Г. О стадиях осадочного породообразования.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 2, с. 44—57.
80. Сапожников Д. Г., Виселкина М. А. Экзогенное урановое месторождение, связанное с пестроцветной континентальной толщей.— Геол. рудн. месторожд., 1962, № 3, с. 22—42.
81. Селицкий Ю. Б., Поляков В. А., Якубовский А. В., Исаев Н. В. Генезис сверхкрепких хлоридно-кальциевых рассолов Ангаро-Ленского артезианского бассейна по данным масс-спектрометрических определений дейтерия и O^{18} .— Бюл. МОИП. Нов. сер., 1973, т. 48, вып. 4, с. 140—141.
82. Скрипченко Н. С. Фациально-генетическая модель Pb—Zn—Ba ритмично-слоистых месторождений в флишеидах.— В кн.: Минеральные месторождения. М.: Наука, 1976, с. 20—33.
83. Смирнов А. А. Условия формирования, переформирования, разрушения и поисковые критерии экзогенных инфильтрационных месторождений с сульфидно-урановой минерализацией. М.: Недра, 1973, с. 1—204.
84. Соколов А. С. Основные закономерности геологического строения и размещения осадочных месторождений самородной серы.— Сов. геология, 1958, № 5, с. 80—103.
85. Соколов А. С. Состояние и основные проблемы геологических исследований по самородной сере.— В кн.: Геология месторождений самородной серы. М.: Недра, 1969, с. 5—23.
86. Соколов Д. С. Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат, 1962, с. 1—235.
87. Соколов Т. Н. Аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осадочного пермских бассейнов юго-востока Русской платформы: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1979, с. 1—26.
88. Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород.— В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 5—26.

89. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 531.
90. Страхов Н. М. Бурение на дне океанов и его значение для познания послерифейского литогенеза.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 5, с. 3—21.
91. Тимофеев П. П., Щербаков А. В. Проблемы гидрогеохимии литогенеза.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 2, с. 32—44.
92. Фивег М. П. О текстурах нижней каменной соли Верхнекамского месторождения.— Тр. ВНИИгальургии, 1959, вып. 35, с. 244—250.
93. Филатов К. В. К вопросу генезиса подземных гравитационных вод депрессий.— В кн.: Материалы к познанию геологического строения СССР. М.: Изд-во МОИП, 1947, вып. 8(12), с. 69—99.
94. Филатов К. В. Гравитационная гипотеза формирования химического состава подземных вод платформенных депрессий. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 208 с.
95. Хитаров Н. И. Вопросы формирования гидротермальных растворов.— Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 19, с. 34—44.
96. Холодов В. Н. Урано-селено-ванадиево-ренийевые месторождения.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1966, с. 755—779.
97. Холодов В. Н. Ванадий (геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах). М.: Наука, 1968, с. 1—244.
98. Холодов В. Н. К проблеме картирования эпигенетических изменений в осадочных породах.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 1, с. 115—126.
99. Холодов В. Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973, с. 5—261.
100. Холодов В. Н. Окраска карбонатных пород и ее изменение в зоне гипергенеза.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 4, с. 56—71.
101. Холодов В. Н., Лисицин А. К., Комарова Г. В., Кондратьева И. А. Об эпигенетической зональности уранового оруденения в нефтеносных карбонатных породах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 11, с. 50—62.
102. Холодов В. Н., Туровский Д. С. Стадии осадочного породообразования и редкометалльный рудогенез.— Условия образования месторождений редких и цветных металлов в осадочных породах. М.: Наука, 1982, с. 20—36.
103. Хрущов Д. П., Байбаков С. А., Галай С. А. и др. Рудообразование, связанное с некоторыми осадочными и наложенными процессами в соленосных бассейнах. Киев: Изд-во ИГиФМ АН УССР, 1979, с. 1—56.
104. Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Орлова Н. А., Суркова Г. И. Постседиментационные преобразования пород-коллекторов. М.: Наука, 1972, с. 1—90.
105. Чилингар Дж. В., Биссел Х. Дж., Вольф К. Ф. Диагенез карбонатных пород.— В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971, с. 165—291.
106. Шмариович Е. М. Концентрации редких элементов, связанные с кислородной пластовой зональностью водоносных горизонтов.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. Т. III. М.: Наука, 1970, с. 180—190.
107. Шмариович Е. М., Машковцев Г. А., Рослый А. И. и др. Два класса руд и рудоконтролирующей пластовой зональности на эпигенетическом месторождении урана.— Сов. геология, 1974, № 7, с. 56.
108. Шутов В. Д. Граувакки. М.: Наука, 1972. 345 с.
109. Шутов В. Д. Минеральные парагенезисы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975, с. 1—110.
110. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. М.: Наука, 1976. 295 с.
111. Щербаков А. В. Геохимия термальных вод. М.: Наука, 1968, с. 3—234.
112. Щербаков А. В., Козлова Н. Д., Смирнова Г. Н. Газы термальных вод. М.: Наука, 1974, с. 3—218.
113. Юшкин Н. П. Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях. М.: Наука, 1968, с. 200.
114. Юшкин Н. П. Метасоматический тип месторождений самородной серы и его место в общей схеме катагенеза.— В кн.: Геология месторождений самородной серы. М.: Недра, 1969, с. 36—64.
115. Clayton R. N., Friedman J., Graf D. L. et al. The origin of saline formation waters. I. Isotopic composition.— J. Geophys. Res., 1966, № 71, p. 3869—3882.
116. Couston H., Rumeau J. L., Sourisse C. et al. Classification hydrodynamique des bassins sédimentaires, utilisation combinée avec d'autres méthodes pour rationaliser l'exploration dans des bassins non-productives.— Proc. 9th World Pet. Congr. Tokyo—London: Applied Science Publ., 1975, v. 11, p. 105—119.
117. Goldman M. J. Deformation, metamorphism and mineralization in gypsum-anhydrite caprock.— Mem. Geol. Soc. Amer., 1952, v. 50, p. 50—68.
118. Sittler C. Relations sédimentologiques entre divers bassins oligocènes de l'Est de la France. 1^{er} coll. Inst. Strat. pélog., Bordeaux, 1962, p. 1—208.
119. Vine I. D., Tourtelot E. B. Geochemistry of Lower Eocene Sandstones in the Rocky Mountain Region.— Geol. Surv. Prof. Paper, Wash., 1973, v. 789, p. 36.
120. White D. E., Anderson E. T., Grubbs D. K. Geothermal brine will; mile deep drill may tap ore bearing magnetic water and rocks undergoing metamorphism.— Science, 1963, v. 139, № 3558, p. 124.

И ИАН АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
4.II.1982

УДК 551.48 : 551.353(267)

**ВЛИЯНИЕ ВЫНОСОВ РЕК
НА ПЕЛАГИЧЕСКОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ
В ИНДИЙСКОМ ОКЕАНЕ
(НА ПРИМЕРЕ АРАВИЙСКОЙ КОТЛОВИНЫ)**

ЛИСИЦЫНА Н. А., БУТУЗОВА Г. Ю.

Изучены литолого-фациальные и структурно-текстурные особенности донных осадков Аравийской котловины на меридиональном профиле от устья р. Инд до срединного Аравийско-Индийского хребта. Установлено, что влияние выносов р. Инд на характер пелагической седиментации проявляется в обогащении пелагических осадков обломочным и глинистым терригенным материалом; проникновении органического вещества, поступающего с суши, далеко в пелагиаль; широком развитии в пелагиали восстановленных осадков и процессов восстановительного диагенеза. Присутствие алевроитовых прослоев с градационной слоистостью во всех изученных колонках свидетельствует о значительной роли мутьевых потоков и придонных течений в разnose терригенного материала. Высокие скорости седиментации и абсолютные массы осадков подтверждают проявление процессов лавинной седиментации в северной части Индийского океана.

Исследования океанской седиментации, и в том числе выполненные в последние годы на количественной основе, показали, что главная масса выносимого реками осадочного материала отлагается по периферии океана: в краевых морях, на шельфе и континентальном склоне, в эстуариях и дельтах крупных рек [2, 5]. Здесь наблюдаются повышенные скорости седиментации и абсолютные массы осадков, на 1—2 порядка превышающие значения, характерные для пелагиали океана. Литературные данные показывают, что значительное ускорение темпов седиментации приводит к качественным изменениям состава, структурно-текстурных особенностей отложений, а также характера протекающих в них постседиментационных преобразований [6]. В частности, в условиях интенсивного поступления и быстрого захоронения органического вещества вторичные преобразования осадков периферии океанов приводят к возникновению значительных скоплений нефти и газа. Осадочный процесс, протекающий в условиях аномально быстрого поступления и накопления осадочного материала, выделен А. П. Лисицыным под названием лавинной седиментации [6]. Изучение областей лавинной седиментации представляет несомненный научный и практический интерес. В настоящей статье приводятся результаты исследования осадков в одной из таких областей — в Аравийской котловине Индийского океана.

Аравийская котловина, расположенная в северной части Индийского океана, с трех сторон ограничена сушей и получает главную массу осадочного материала с северо-востока в виде выносов р. Инд. Находящиеся западнее р. Инд аридные территории Иранского нагорья, Аравии и Африканского рога как источника сноса играют подчиненную роль. Река Инд ежегодно выносит в океан более 435 млн. т взвешенного осадочного материала, который отлагается на дне Аравийской котловины и образует огромный конус выноса, простирающийся вплоть до северных подножий ограничивающего ее с юга срединного Аравийско-Индийского хребта [3, 10]. Размеры конуса в целом и морфология его показаны на физиографической карте Индийского океана, составленной Б. Хизеном и М. Тарп [7]. Конус р. Инд — самая крупная геоморфологическая про-

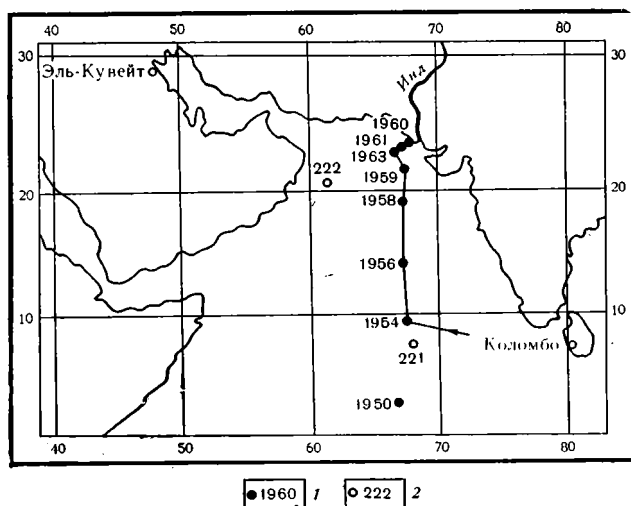
винция Аравийской котловины и занимает ее центральную часть. На севере он примыкает к континентальной окраине Индии, на востоке его ограничивает Мальдивский хребет, на западе — подводные хребты Меррен и Оуэн, на юге — Индийско-Аравийский хребет. Подводные долины и каньоны на поверхности конуса веерообразно расходятся от устья р. Инд, протяженность многих из них порядка нескольких сотен километров. Объем осадочной толщи, составляющей конус, по данным М. Юинга с соавторами, составляет $2,12 \cdot 10^{14}$ м³ [8], мощность ее по сейсмическим данным достигает 2,5—3 тыс. м у вершины конуса и постепенно уменьшается до 0,5 км в его дистальной части у подножий Аравийско-Индийского хребта.

Естественно, что накопление на дне Аравийской котловины столь огромных масс осадочного материала под влиянием выносов одной из крупнейших рек мира не может не сказаться на особенностях прибрежной и пелагической седиментации в северной части Индийского океана. Признаки этого влияния охарактеризованы в ряде литологических работ. Так, П. Л. Безруковым в пелагической части Аравийской котловины обнаружены серые восстановленные осадки с прослоями терригенного материала с градационной слоистостью. Образование их автор объясняет деятельностью эпизодических мутьевых потоков, а также постоянных глубинных течений [1]. В работах Т. К. Маллика охарактеризованы осадки верхней приустьевой части подводного конуса р. Инд, которые сложены грубозернистым песчаным и алевроитовым материалом с примесью глин [10]. Более полные разрезы осадочной толщи описаны Д. Джипа и Р. Б. Киддом по данным двух скважин глубоководного бурения [9]. Скважина 222, пробуренная в северо-западной проксимальной части конуса (фиг. 1), на глубине 3746 м пересекла монотонную толщу зеленых и серых наноиллов и карбонатных алевроитовых глин общей мощностью 1300 м. Для нее характерны многочисленные прослои песков и алевроитов с градационной слоистостью. Возраст толщи — поздний миоцен—голоцен. В скв. 221, пробуренной в юго-восточной дистальной части конуса на глубине 4650 м, близкие по составу и строению осадки мощностью 128 м относятся к плиоценовому возрасту. Они залегают на глубоководных пелагических илах, отложенных за период от среднего эоцена до раннего плиоцена и покрывающих базальты ложа океана. Эти данные указывают на снижение мощности и более позднее образование осадков конуса р. Инд в его дистальной части.

Приведенные литературные материалы показывают, что толща осадков, образовавшаяся под влиянием выносов р. Инд и покрывающая большую часть Аравийской котловины, литологически изучена недостаточно. Вместе с тем систематическое литолого-фациальное изучение этой толщи представляет большой научный и практический интерес как для познания общих закономерностей лавинной седиментации в океанах, так и для выяснения возможностей накопления залежей нефти и газа в осадках подводных конусов выноса крупнейших речных систем. Новые материалы, свидетельствующие о влиянии речного стока Инда на осадконакопление в северной части Индийского океана, получены нами в 22-м рейсе НИС «Академик Курчатов». На меридиональном профиле от устья р. Инд через Аравийскую котловину до срединного Аравийско-Индийского хребта изучено восемь колонок мощностью от 285 до 495 см. Расположение их показано на фиг. 1.

Вещественный состав осадков изучался с помощью комплекса обычных методов: микроскопического описания в смерслайдах и шлифах, химических и гранулометрического анализов. Состав терригенных зерен тяжелой и легкой фракций алевроита определялся в иммерсионных препаратах, состав минералов глинистой фракции — с помощью рентгенодифрактометрии. На борту судна проводились систематические замеры окислительно-восстановительного потенциала осадков. Полученные результаты позволили выявить литолого-фациальные особенности донных осадков и их изменение от берега к пелагиали на всем протяжении профиля.

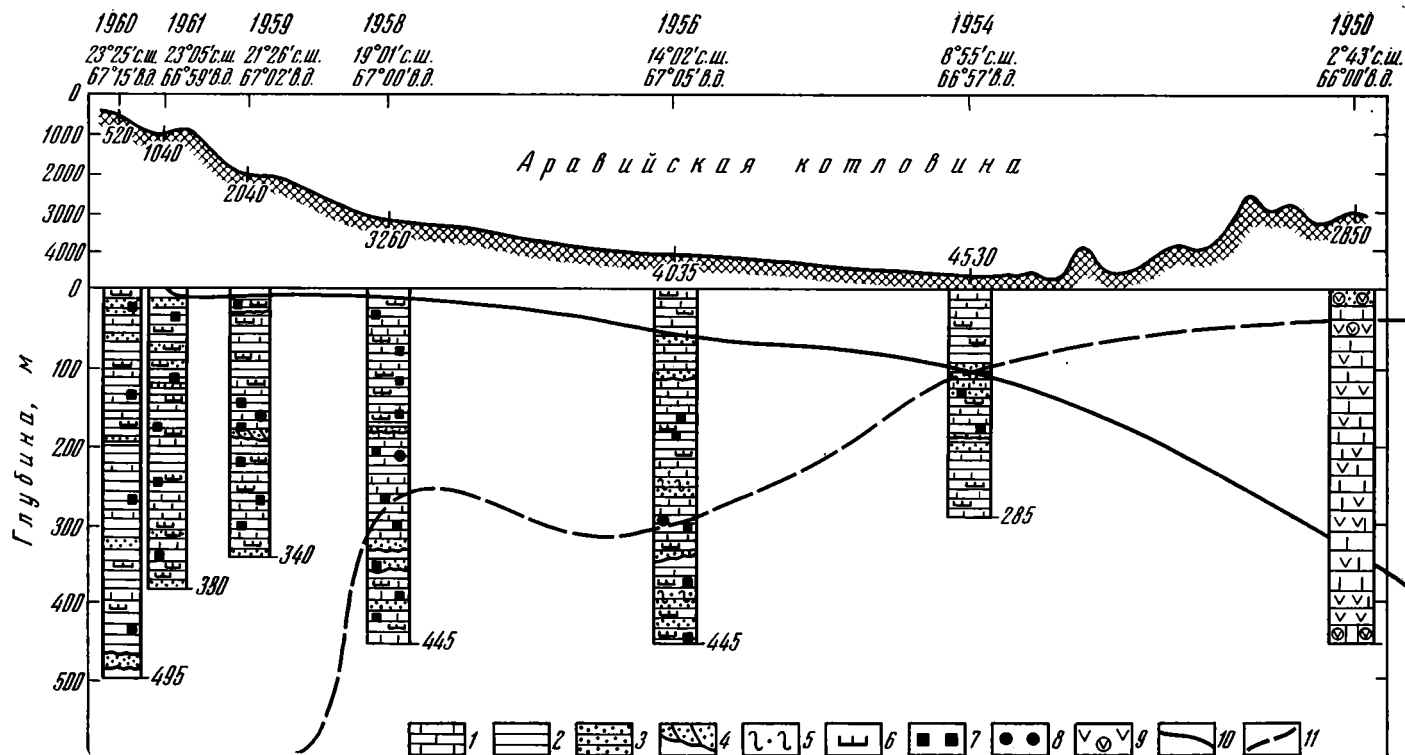
Осадки подводного конуса в его проксимальной части изучены на ст. 1960 и 1961 на глубинах 520 и 1040 м (фиг. 2). В колонках вскрыта слоистая толща тонких карбонатно-глинистых илов, окрашенных в желтовато-серый, серый и темно-серый цвет. Содержание CaCO_3 составляет 9—13%. В кокколито-глинистой основной массе ила, содержащей остатки фораминифер, птеропод, двустворок, а также переотложенных обломков раковин этих организмов, как правило, присутствует небольшая примесь мелкоалевритовых терригенных зерен. В составе зерен преобладают кварц, кальцит и слюды, в меньшей степени наблюдаются



Фиг. 1. Схема расположения станций
1 — геологические станции, 22-го рейса НИС «Академик Курчатов»; 2 — станция глубоководного бурения

темноцветные и акцессорные минералы. В толще осадков помимо терригенной примеси встречаются также прослои, обогащенные алевритовым материалом того же состава. По всему разрезу установлены отдельные включения и скопления растительного детрита, местами замещенного сульфидами железа, а также неравномерно распределенная микровкрапленность сульфидов и пятна гидротроилита (фиг. 3). Осадки восстановлены. Окисленный слой здесь практически отсутствует, значения E_h колеблются от -20 до $+50$ мВ в разных горизонтах осадочной толщи. Содержания C_{org} меняются от 0,07 до 1,5%.

Толща карбонатно-глинистых осадков с прослоями, обогащенными алевритовым материалом, простирается и дальше к югу. В средней части подводной дельты р. Инд на глубинах 1900—2000 м (ст. 1959 и 1963) карбонатность осадков несколько возрастает и колеблется в разных прослоях от 13 до 27%. Как и в прибрежных районах, осадки обогащены карбонатным и раковинным детритом, состоящим из обломков планктонных и донных фораминифер, птеропод, мшанок. Они содержат также скопления целых раковин фораминифер. В средней части дельты отдельные тонкие прослои алевритового материала залегают с размывом на подстилающих карбонатно-глинистых осадках и обладают кошой слоистостью с наклоном слоев под углом 30° . В верхней части разреза здесь появляется тонкий слой окисленных осадков, толщина которого не превышает 5 см, значения E_h составляют $+280 \div +440$ мВ. Ниже окисленного слоя осадки окрашены в серый и зеленовато-серый цвета, как и восстановленные илы прибрежной части подводной дельты. Однако значения E_h здесь более высокие и меняются от $+20$ до $+160$ мВ, осадки слабо восстановлены. В них по-прежнему присутствует растительный детрит, сульфиды, встречаются редкие глобулы глауко-

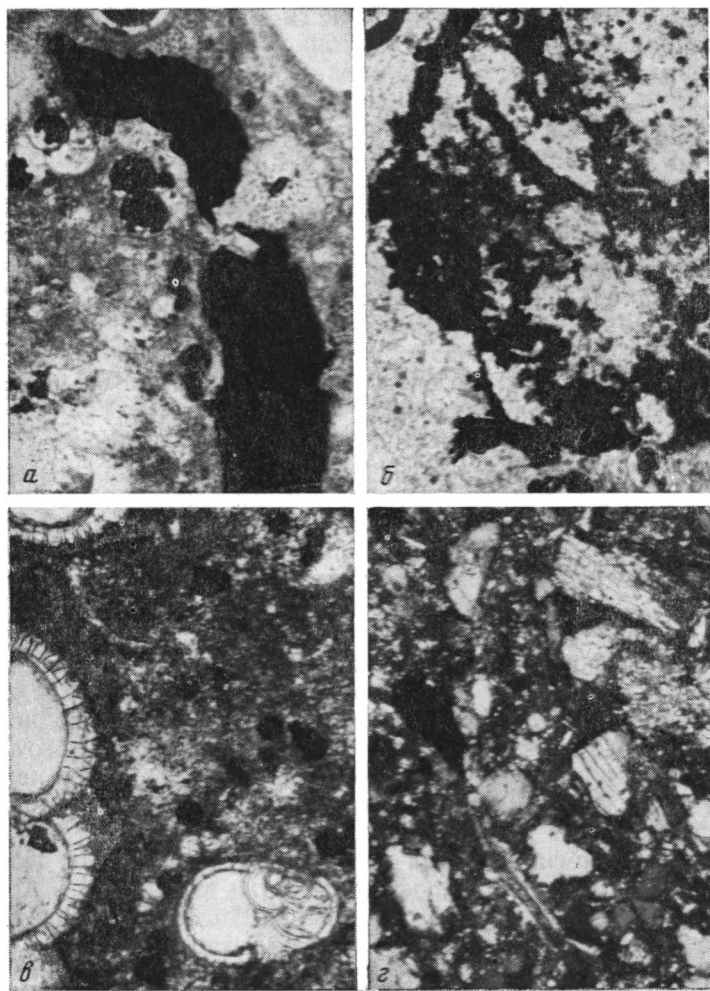


Фиг. 2. Меридиональный литологический профиль от устья р. Инд через Аравийскую котловину до подводного Аравийско-Индийского хребта

1 — глинисто-карбонатный и карбонатный ил; 2 — карбонатно-глинистый ил; 3 — алевроитовый ил; 4 — алевроитовый ил с косою слоистостью; 5 — биотурбации; 6 — растительный детрит; 7 — аутигенные сульфиды; 8 — глауконит; 9 — вулканический пепел, гиалокласты; 10 — мощность окисленного слоя; 11 — синхроничный слой (100 тыс. лет)

нита. Содержания S_{org} в целом заметно ниже, чем в прибрежных колонках, и колеблются от 0,04 до 0,8%.

В дистальной части дельты на значительном удалении от берега (ст. 1958, глубина 3260 м) наблюдается дальнейший рост карбонатности осадков. Содержания $CaCO_3$ в разных частях разреза меняются от 25 до 73%, чаще всего составляют более 40%. Толща становится глинисто-карбонатной (мергелистой), среди карбонатных организмов преобладают планктонные фораминиферы, примесь остатков кремнистых



Фиг. 3. Диагенетические сульфиды в осадках литологического профиля

а — алевритистый карбонатно-глинистый ил, ст. 1961 (360—370 см), сульфиды железа, замещающие растительный детрит и выполняющие внутренние полости фораминифер, увел. 150, ник. парал.; *б* — скопления сульфидов железа в массе алевритистого глинисто-карбонатного ила, ст. 1958 (385—390 см), увел. 150, ник. парал.; *в* — глобулярный пирит в массе глинисто-карбонатного ила, ст. 1956 (420—425 см), ник. парал.; *г* — алевритовый прослой, ст. 1954 (211—212 см), увел. 150, николи скрещены

организмов представлена преимущественно скелетами диатомей и спикулами губок. Таким образом, осадки в целом приобретают черты пелагических океанических образований. Вместе с тем в разрезе осадочной толщи присутствуют алевритовые прослои, как правило, залегающие с размывом на подстилающих глинисто-карбонатных илах и часто обладающие косой слоистостью. Мощность окисленного слоя в колонке 1958 по-прежнему не превышает 2—5 см, значения $Eh + 500$ мВ. Непосредственно под окисленным слоем осадки светло-серые, слабо окисленные ($Eh + 200 \div + 285$ мВ). Ниже 70 см окраска меняется на темно-се-

рую и зеленовато-серую, илы слабо восстановлены, значения Eh колеблются от +80 до +200 мВ. Содержания $C_{орг}$, неравномерно распределенного в разрезе, невелики (0,04—0,7%) и лишь в отдельных прослоях достигают 1—1,2%. В осадках присутствуют обрывки растительной органики, аутигенные сульфиды, глауконит (см. фиг. 3, б).

В пелагической части Аравийской котловины (ст. 1956, глубина 4035 м) общий характер глинисто-карбонатной толщи сохраняется, содержания $CaCO_3$ колеблются от 19 до 51%, возрастают до 69—95% в отдельных горизонтах. В разрезе присутствуют прослои терригенного алевроитового материала. В нижней части колонки наблюдаются пачки глинисто-карбонатного ила с градиционной слоистостью. Песчано-алевритовые фораминиферовые илы в основании ритма сменяются вверх по разрезу более тонкими глинисто-карбонатными илами со следами взмучивания. В разрезе ст. 1956 мощность окисленного слоя увеличивается до 50—60 см, значения Eh +450÷+550 мВ. Ниже окисленного слоя осадки в целом слабо восстановлены (Eh +100÷160 мВ), в отдельных прослоях слабо окислены (Eh +250÷+400 мВ). Цвет осадков бежевый, светло-, желтовато-, зеленовато-серый, местами окраска пятнистая благодаря присутствию скоплений гидротроилита и включений пирита (см. фиг. 3, в). Распределение $C_{орг}$ неравномерное, содержания его меняются от 0,14—0,46 до 1,5% на отдельных участках ила.

В наиболее глубоководной южной части Аравийской котловины на глубине 4530 м (ст. 1954) развиты тонкие карбонатно-глинистые илы с содержанием 3—23% $CaCO_3$. В них также присутствует небольшая примесь терригенных зерен, содержание которых достигает 40% в отдельных алевроитовых прослоях (см. фиг. 3, г). Осадки в целом более окислены, чем в колонке 1956. В верхней части разреза до глубины 100—110 см значения Eh составляют +540÷+590 мВ, в нижней они уменьшаются до +130÷+160 мВ, а в отдельных прослоях до +70 мВ. В этой части разреза осадки содержат значительную примесь растительной органики, а также небольшое количество аутигенных сульфидов. Южнее ст. 1954 в непосредственной близости от Аравийско-Индийского хребта развиты пелагические осадки, содержащие железомарганцевые конкреции. Однако присутствие в них терригенного материала свидетельствует о проникновении его далеко в пелагиаль, вплоть до подножия Аравийско-Индийского хребта. Осевая часть хребта и склоны его выше критической глубины карбонатакопления покрыты глинисто-карбонатными илами, содержащими примесь вулканогенного материала. В колонке 1950 илы окислены до глубины 3,5 м (Eh +400÷+540 мВ).

Анализ литолого-фациальных и структурно-текстурных особенностей осадков на меридиональном профиле от устья р. Инд через Аравийскую котловину до северных склонов Аравийско-Индийского хребта показывает, что материал, поступающий с берега в составе терригенного стока р. Инд, простирается на огромные расстояния вплоть до южной окраины Аравийской котловины и достигает больших глубин. Свидетельство этого — высокое содержание терригенной примеси и растительной органики в составе осадков, а также повсеместное развитие алевроитовых прослоев, структурно-текстурные признаки которых (косая и градиционная слоистость, наличие размывов в основании алевроитовых прослоев) подтверждают значительную роль гравитационных и мутьевых потоков в перемещении материала. Неоднородность гранулометрического и вещественного состава осадков свидетельствует о неодинаковой интенсивности терригенного стока р. Инд во времени.

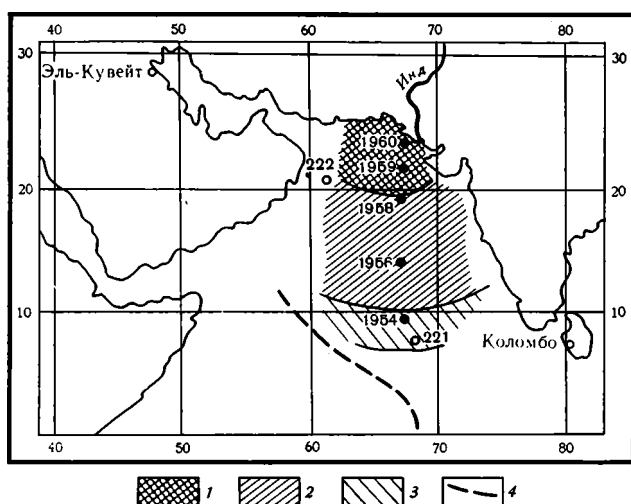
Широкое распространение материала, поступающего в северную часть Индийского океана за счет выносов р. Инд, подтверждают результаты изучения терригенных обломочных и глинистых минералов. Так, в осадках изученного профиля от прибрежных до наиболее глубоководных частей Аравийской котловины состав терригенных обломочных и глинистых минералов меняется мало. В алевроитовой фракции преобладают кварц и полевые шпаты, составляющие до 60% легкой подфракции. Кроме того, повсеместно присутствуют слюды, а также измененные

Абсолютные массы осадка, биогенной ($\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2$ аморф) и терригенной составляющих для синхроничного слоя за 100 000 лет

№ станции	Средняя * объемная масса, г/см³	Скорость осадкона- копления, мм в тыс. лет	Мощность синхронич- ного слоя, см	Абсолютные массы, г/см² в тыс. лет				% терри- генной составляю- щей от общей мас- сы осадка
				осадок	биогенная составляю- щая		терриген- ная остав- ляющая	
					CaCO₃	SiO₂ аморф		
1961	1	65	650	6,5?	0,72	0,12	5,56	85
1959	0,95	80	800	7,6	1,25	0,18	6,17	81
1958	0,85	25	250	2,1	0,90	0,05	1,45	51
1956	0,92	30	300	2,7	1,20	0,06	1,44	53
1954	0,93	10	100	0,93	0,12	0,04	0,77	83

* Масса 1 см³ влажного ила после высушивания.

обломки пород. Набор минералов тяжелой подфракции на всем протяжении профиля меняется незначительно. В его составе преобладают пироксены, составляющие 25—40%, и роговые обманки (20—35%). Рудные минералы (ильменит, магнетит) присутствуют в количестве до 25%. Аксессуарные минералы представлены эпидотом (4—5%), гранатом (около 5%), сфеном (5%), цирконом (3—5%), в виде единичных зерен обнаружены рутил, брукит, турмалин, ставролит, дистен, силлиманит. Глинистая составляющая на 70—80% сложена гидрослюдой, содержание монтмориллонита колеблется от 5 до 20%, каолинита и хлорита — от 10 до 15%.



Фиг. 4. Схема распределения абсолютных масс осадочного материала

абсолютные массы, г/см² в тыс. лет: 1 — >5, 2 — 2—5, 3 — <2; 4 — Аравийско-Индийский хребет; остальные условные обозначения см. на фиг. 1

Для оценки масштабов влияния выносов р. Инд на океанское осадконакопление рассчитаны скорости седиментации, абсолютные массы осадочного материала, а также его биогенной и терригенной составляющей для верхнего синхроничного слоя, образовавшегося в течение 100 000 лет. При расчетах абсолютных масс использованы определения возраста осадков, полученные радиогенными методами в лаборатории Института океанологии АН СССР под руководством В. М. Купцова. Возраст карбонатно-глинистых и глинисто-карбонатных илов (ст. 1956—1963) определялся радиоуглеродным методом. Для пелагических осадков ст. 1954 определены скорости седиментации в мм/тыс. лет по иониевому методу. Результаты расчетов скоростей седиментации и абсолютных масс осадков приведены в таблице. Из таблицы и фиг. 4 следует,

что как скорости накопления, так и абсолютные массы осадочного материала для изученного района превышают их фоновые значения, характерные для прибрежных и пелагических осадков Индийского океана. Так, вблизи устья р. Инд и в пределах верхней части подводного конуса (ст. 1961, 1959) скорости седиментации составляют 65—80 мм в тысячу лет, а абсолютные массы осадков превышают 5 г/см² в тысячу лет. Южнее, в средней части конуса, скорости седиментации равны 25—30 мм, а абсолютные массы — 2—3 г/см² в тысячу лет. Только в южной, наиболее глубоководной части конуса скорости седиментации уменьшаются до 10 мм, а абсолютные массы осадков до 1 г/см² в тысячу лет. Но и эти значения по крайней мере в 2—3 раза выше средних значений абсолютных масс осадков, характерных для пелагических котловин Индийского океана. Для ориентировочной оценки роли терригенной составляющей в выносах р. Инд помимо абсолютных масс осадка в целом рассчитаны абсолютные массы биогенных компонентов (CaCO₃ и SiO₂^{заморф.}). По разности между этими величинами определена абсолютная масса собственно терригенной составляющей (см. таблицу). При этом установлено, что в приустьевых частях бассейна (ст. 1961, 1959), а также в наиболее пелагической его части (ст. 1954) терригенный материал составляет более 80% осадка. Даже в области интенсивного карбонатакопления (ст. 1956, 1958) доля терригенного материала не менее 50% осадка.

Приведенные данные показывают, что влияние выносов р. Инд на характер не только прибрежной, но и пелагической седиментации в северной части Индийского океана проявляется в обогащении океанических осадков обломочным и глинистым терригенным материалом, в проникновении органического вещества, поступающего с суши, далеко в пелагиаль и как следствие в широком распространении восстановленных осадков значительной мощности, что не характерно для пелагических областей океана. В этих осадках получают широкое развитие процессы восстановительного диагенеза, с которыми связано обогащение донных отложений пелагиали такими аутигенными образованиями редуктированной зоны, как сульфиды железа и глауконит.

В заключение, рассмотрев особенности лавинной седиментации в северной части Индийского океана, важно отметить, что в этом регионе особенно ярко проявлен ее терригенный тип. Процесс лавинной седиментации простирается в пелагическую зону океана и обуславливает изменение облика пелагических осадков.

Литература

1. Безруков П. Л. Осадки северной и центральной части Индийского океана.— В кн.: Исследования Индийского океана. (33-й рейс НИС «Витязь».) М.: Наука, 1964, с. 182—202 (Тр. Ин-та океанологии. Т. LXIV).
2. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 212 с.
3. Затонский Л. К. Новые данные о рельефе дна Индийского океана.— В кн.: Исследования Индийского океана. (33-й рейс НИС «Витязь».) М.: Наука, 1964, с. 158—182 (Тр. Ин-та океанологии. Т. LXIV).
4. Геолого-геофизический атлас Индийского океана/Под ред. Удинцева Г. Б. М.: Гл. управл. геодезии и картографии при СМ СССР, 1975. 151 с.
5. Лисицын А. П. Абсолютные массы и закономерности седиментации в океанах.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 114—129.
6. Лисицын А. П. Лавинная седиментация.— В кн.: Лавинная седиментация. Ростов-на-Дону, 1981, с. 3—40.
7. Непрочнов Ю. А. Строение и мощность осадочной толщи Аравийского моря, Бенгальского залива и Андаманского моря.— В кн.: Исследования Индийского океана. (33-й рейс НИС «Витязь».) М.: Наука, 1964, с. 214—227 (Тр. Ин-та океанологии АН СССР. Т. LXIV).
8. Ewing M., Eitheim S., Truchan M., Ewing J. J. Sediment distribution in the Indian ocean.— Deep-Sea Res., 1969, v. 16, p. 231—248.
9. Jipa D., Kidd R. B. Sedimentation of coarse grained interbeds in the Arabian Sea and sedimentation process of the Indus Cone.— Init. Reports DSDP, 1974, v. 23, p. 471—495.

УДК 551.311.231 : 551.23 : 552.52

О МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ КРИТЕРИЯХ РАЗЛИЧИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ АРГИЛЛИЗИТОВ

АНДРЕЕВА О. В., ГОЛОВИН В. А., ОМЕЛЯНЕНКО Б. И.

Один из важнейших критериев различия гипергенных и гидротермальных глинистых метасоматитов — развитие или отсутствие в них диоктаэдрических калиевых гидрослюд. Совокупность экспериментальных и расчетных данных, а также результаты наблюдений современного минералообразования в областях активного вулканизма указывают на невозможность формирования этих минералов из холодных ($<100^{\circ}\text{C}$) растворов. Присутствие в глинистых метасоматитах диоктаэдрических калиевых гидрослюд (а также сульфидов, карбонатов, хлорита) однозначно указывает на их гидротермальный генезис.

Проблема разграничения продуктов атмосферного выветривания и гидротермальных аргиллизитов принадлежит к числу наиболее сложных. Она обусловлена прежде всего близостью минерального состава этих генетически различных образований. Для тех и других характерны минералы, формирующиеся в широком интервале температур от 25° до $250\text{--}300^{\circ}\text{C}$. Поэтому не случайно, что аргиллизация пород на многих месторождениях одними исследователями в большей мере или целиком связывается с экзогенными процессами, а другими — с эндогенными. Особенно трудно установить относительную роль гидротермального и гипергенного процессов в случаях их пространственного совмещения. Между тем правильная оценка относительной роли гидротермальной аргиллизации и гипергенеза часто имеет принципиальное значение как для понимания генезиса месторождений, так и для их прогноза, поисков и разведки. Все это определяет актуальность задачи по разработке критериев разграничения гидротермальных аргиллизитов и кор выветривания. Под «корами выветривания» авторы понимают элювиальные (остаточные, по [6]) образования, представляющие продукты метасоматического выщелачивания в зоне вертикальной фильтрации атмосферных осадков, что необходимо оговорить в связи с отсутствием у исследователей единой трактовки термина «кора выветривания».

Типичные проявления кор выветривания и гидротермальной аргиллизации различаются закономерностями строения метасоматических тел, обязательным развитием в гидротермальных аргиллизитах более поздней ассоциации минералов стадии повышающейся щелочности и рядом других признаков, частично рассмотренных в работе [4]. Недостаточная обнаженность и глубина вскрытия аргиллизированных пород нередко не позволяют получить необходимый материал для выявления горизонтальной и вертикальной зональности, морфологии ореолов и изменений и других типоморфных признаков. В таких случаях особо важное значение приобретают минералогические критерии отличия гидротермальных аргиллизитов от кор выветривания. Однако такие критерии до настоящего времени разработаны слабо. Попытки их разработки предпринимались ранее рядом исследователей. О. В. Русинова [20] и Г. Т. Волостных [4] указывали на отсутствие в типичных корах выветривания сульфидов и карбонатов, характерных для гидротермального процесса. Ими подчеркивалось также, что диккит и накрит в отличие от каолинита образуются, вероятно, только при воздействии гидротермальных растворов. Но далеко не повсеместная распространенность диккита и накрита ограничивает возможность использования их в качестве критериев различия гидротермальных аргиллизитов и кор выветривания. Гораздо больший интерес в этой связи представляют гидрослюды.

Образование гидрослюд до сих пор считается характерной чертой кор выветривания, развитых по породам кислого состава. Однако это представление возникло в тот период, когда применение точных методов исследования глинистых минералов было весьма ограниченным и под термином «гидрослюды» понимались как гидратированные диоктаэдрические калиевые слюды, так и триоктаэдрические (гидробиотиты, гидрофлогопиты), замещающие биотиты и флогопиты [3, 15, 19]. Таким образом, «гидрослюды» кор выветривания — по существу собирательное понятие. Но если ряд превращений триоктаэдрических слюд при гипергенезе давно известен и хорошо изучен [17 и др.], то возможность замещений полевых шпатов и мусковита серицитом или гидрослюдой¹ в тех же условиях представляется весьма гипотетичной.

В исследованиях, касающихся вопросов выветривания гранитоидных пород разных регионов мира и различных климатических зон, приводятся данные об отсутствии промежуточных продуктов при замещении полевых шпатов минералами группы каолинита [7, 13]. Эти сведения подтверждены серией работ, в которых использованы точные методы исследования глинистых минералов, в частности метод электронно-микроскопического вакуумного декорирования. Наблюдения микроклинов и плагиоклазов в начальной стадии изменения показали, что слюдистые фазы при этом не образуются [21, 22, 28]. Микроклин замещается каолинитом, кислые плагиоклазы — галлуазитом, основные плагиоклазы — монтмориллонитом. Но публикации с описанием гидрослюдистых зон по полевошпатовым породам еще продолжают появляться. Присутствие в корях выветривания диоктаэдрических светлых слюд, по-видимому, обусловлено только развитием предшествующих корообразованию процессов гидротермальных изменений пород, сопровождающихся серицитизацией или гидрослюдизацией.

Примером таких соотношений может служить Хандизинское рудное поле в Южном Гиссаре, где колчеданно-полиметаллическое оруденение сопровождается широким развитием серицитовых метасоматитов [1]. Здесь же развита кора выветривания, сохраняющаяся в виде разрозненных пятен на эффузивных образованиях нижнего карбона. В тех случаях, когда она залегает на ранее серицитизированных породах, создается впечатление присутствия гидрослюдистой зоны в профиле выветривания, хотя в действительности серицит является реликтовым гидротермальным минералом, устойчивым в процессе корообразования. Если же кора выветривания развивается по неизмененным породам, то наблюдается непосредственное замещение полевошпатовой части вулканогенных пород каолинитом без всяких промежуточных продуктов. По-видимому, то же справедливо для всех районов, где совместно распространены процессы корообразования и низкотемпературного околорудного метасоматоза с участием серицита и гидрослюд. Необходимо добавить, что, хотя во многих работах даются описания гидрослюдистых зон коры по породам гранитоидного состава, присутствие в них диоктаэдрических слюд и слюда-монтмориллонитовых смешанослойных фаз, замещающих первичные полевые шпаты, никак не следует из приводимых рентгеновских и других данных [19].

Выветривание мусковита, приводящее к замещению его каолинитом, также происходит без появления промежуточных фаз. Этот минерал значительно устойчивее полевых шпатов и часто сохраняется даже в самых верхних зонах кор. Реликтовые чешуйки мусковита бывают диспергированы, обладают пониженным двупреломлением, поэтому обычно их принято называть «гидромусковитами», «гидросерицитами» и «гидрослюдами». Между тем возможность образования гидратированных фаз за счет мусковита в корях выветривания не доказана. Детальные рент-

¹ Под термином «гидрослюда» понимаются тонкочешуйчатые светлые диоктаэдрические калиевые слюды, содержащие от 5 до 20% разбухающих монтмориллонитовых межслоев и отличающиеся от обычных слюд некоторым дефицитом калия и избытком воды [12]. Глаукониты и селадониты в настоящей работе не рассматриваются.

геноструктурные исследования А. Г. Коссовской и В. А. Дрица [12] показали, что в процессе выветривания промежуточные гидратированные фазы ряда мусковит — каолинит не образуются. Средний показатель преломления и двупреломления мусковита действительно уменьшается, но только за счет взаимных прорастаний каолинита и мусковита. Этот эффект и принимается часто за доказательство присутствия гидратированных слюд.

В одном из рудных районов, где низкотемпературное редкометальное оруденение локализовано в гидрослюдистых аргиллизитах, авторами настоящей работы изучены случаи наложения четвертично-современной коры выветривания на сопровождающие руды аргиллизиты и вмещающие их метаморфические углисто-серицитовые сланцы Pz_1 . В состав сланцев кроме серицита и углистого вещества входят в небольших количествах (до 10%) обломочные зерна полевых шпатов и кварца, а также хлорит (пеннин), карбонаты, сульфиды. В корях выветривания сланцев по оптическим данным можно было выделять гидрослюдистую зону. Однако большое количество рентгеноструктурных и электронографических определений показало, что никаких промежуточных продуктов при замещении каолинитом как серицита из сланцев, так и гидрослюд из аргиллизитов не образуется. Серициты и гидрослюды оказываются устойчивыми по всему профилю коры выветривания и только в самых верхних ее частях нацело замещаются каолинитом. Заметим, что в выветрелых гидрослюдистых метасоматитах гидрослюды не обнаруживают увеличения количества разбухающих промежутков (их изначальное содержание не превышает 10—15%). На основе использования методов вакуумного декорирования и электронно-микроскопического изучения выветрелых мусковитов из каолиновых месторождений С. С. Чекиным с соавторами [22, 23] убедительно показано отсутствие каких-либо промежуточных между мусковитом и каолинитом фаз. В качестве редко встречающихся водосодержащих минералов, замещающих мусковит, отмечаются лишь диоктаэдрические вермикулиты [12].

Таким образом, возможность образования гидратированных разновидностей мусковита в процессе его атмосферного выветривания весьма маловероятна. Ряд превращений триоктаэдрических слюд сейчас хорошо известен и легко моделируется в экспериментальных условиях. В корях выветривания он может реализоваться в виде последовательности: биотит (флогопит) → гидробиотит → вермикулит → каолинит [17 и др.]. В осадочных породах в процессе деградации биотита осуществляется иной ряд превращений: биотит → хлорит, хлорит-вермикулит → монтмориллонит, при этом может образовываться и диоктаэдрическая слюда типа 1M, однако она скорее всего близка глаукониту [12]. Что же касается мусковита, то его ряд превращений типа мусковит (или серицит) → гидрослюда → смешанослойный слюда-монтмориллонит → монтмориллонит (или каолинит) пока достоверно никем не описан. Экспериментальные данные указывают на крайнюю затрудненность этого перехода [31]. Вполне вероятно, что гидрослюды и смешанослойные минералы слюда-монтмориллонит вообще не могут формироваться в атмосферных условиях, а представляют более высокотемпературные образования. Если обратиться к хорошо изученной экспериментально системе $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ [9, 10, 11, 27], то легко заметить, что снижение температур вызывает выклинивание поля калиевой слюды, так что уже ниже 130°С должно происходить непосредственное замещение калиевого полевого шпата каолинитом (фигура). Та же тенденция сужения поля мусковита в низкотемпературной области с очевидностью следует из расчетных диаграмм [2].

Еще более важными представляются данные, касающиеся условий образования слюд и слюдоподобных минералов в термопроявлениях областей активного вулканизма. Светлые калиевые слюды и смешанослойные минералы наблюдаются только в наиболее высокотемпературных скважинах [26, 29], где происходят последовательные переходы от монтмориллонита до неразбухающих калиевых диоктаэдрических слюд. Так,

например, в геотермальной системе Вайракей [29] рост температуры и глубинности вызывает следующие превращения глинистых минералов: монтмориллонит → упорядоченный смешанослойный слюда-монтмориллонит, содержащий примерно 45% разбухающих промежутков, → смешанослойный слюда-монтмориллонит с тенденцией к упорядоченности, содержащий до 20—30% разбухающих промежутков → светлая калиевая слюда ($d=9,93-10,04$ Å). В этом ряду отсутствуют промежуточные члены, содержащие менее 50—55% слюдяных промежутков. Во всех случаях монтмориллонит замещается смешанослойными фазами в интервале температур 110—130°С, а калиевая слюда становится устойчивым минералом выше 230°С. Условия образования ректоритоподобных фаз авторами не указываются, по-видимому, они соответствуют интервалу $\approx 130-190^\circ\text{C}$. Те же закономерности в изменениях количественных соотношений слюдяных и монтмориллонитовых слоев наблюдаются и в смешанослойных минералах зональных ореолов аргиллизитов гидротермальных месторождений [8].

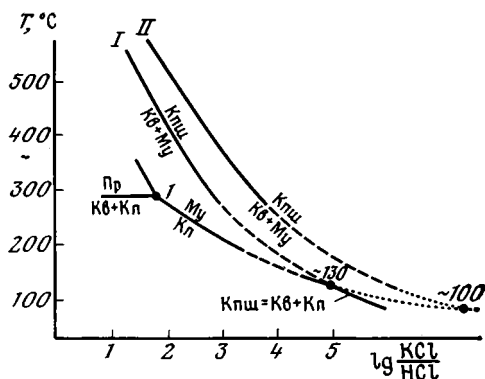


Диаграмма минеральных равновесий в низкотемпературной части системы $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ для условий избытка кварца

1 — по О. Н. Беляевской [10]; 2 — данные А. Ф. Редькина [11] для равновесия $\text{Kпш}=\text{Кв}+\text{Му}$ (Сер). Сплошными линиями показаны экспериментально полученные равновесия, пунктиром — их экстраполяция в низкотемпературную область, точечные линии — предполагаемые положения равновесий. Пр — пиррофиллит, Кл — каолинит, Кв — кварц, Му — мусковит, Кпш — калиевый полево-вой шпат

Смешанослойные минералы типа слюда-монтмориллонит и гидрослюда возникают также в условиях регионального эпигенеза осадочных монтмориллонитсодержащих пород [24]. Попадая в результате захоронения и погружения осадков в условия, близкие к гидротермальным, монтмориллонит переходит в гидрослюда через ряд смешанослойных фаз, обладающих любыми количественными соотношениями между разбухающими и слюдяными пакетами, что для гидротермальных месторождений и современных термальных полей не характерно. Появление смешанослойных фаз слюда-монтмориллонит возможно также в метаморфизованных погребенных допалеозойских корках выветривания, претерпевших по существу те же преобразования, которые происходят при глубинном эпигенезе осадков [14]. Следовательно, имея в виду приведенные данные, можно с достаточным основанием предполагать, что в низкотемпературных ($<100^\circ\text{C}$) поверхностных условиях, характеризующих формирование кор выветривания, калиевые гидрослюда и упорядоченные смешанослойные фазы не образуются. Присутствие этих минералов в глинистых метасоматитах может свидетельствовать о воздействии достаточно нагретых (по крайней мере не ниже 120°C) растворов. Учитывая, что светлые калиевые слюды, согласно существующим экспериментальным данным, устойчивы в довольно широком интервале значений активности калия, следует признать, что фактор состава растворов имеет меньшее значение.

Гидрослюда и смешанослойные образования весьма характерны для процессов околорудного метасоматоза. В составе гидротермальных глинистых метасоматитов сейчас выделяют даже специфический гидрослюдистый или кварц-карбонатно-гидрослюдистый тип аргиллизитов, которому некоторые авторы придают значение самостоятельной метасоматической формации [2, 5, 25]. Минеральный состав и характер зональности гидрослюдистых метасоматитов имеют сходство с березитами, но

слоистые силикаты представлены исключительно гидрослюдами или, реже, смешанослойными слюда-монтмориллонитовыми фазами, характерно присутствие паранкерита, анкерита, сидерита, магнитосидерита. Диоктаэдрические слюдистые минералы по составу близки маложелезистым мусковит-фенгитам, однако обладают избыточным количеством «положительной» воды и дефицитом калия (менее 0,85—0,8 формульных единиц). Они относятся к политипной модификации 1М или смесям $1M+2M_1$ политипов, где первая преобладает; встречаются также политип $2M_2$ или смеси $2M_2+1M$ политипных модификаций, причем обычно они характеризуются высокой степенью совершенства. Модификация 1М в гидротермальных гидрослюдистых метасоматитах очень редка. В составе собственно аргиллизитов смешанослойные слюда-монтмориллониты и гидрослюды играют заметную, хотя и подчиненную относительно прочих глинистых минералов, роль. Они обычно распространены в виде локальных околопрожилковых метасоматических образований и во времени тесно ассоциируют с рудной минерализацией.

Дополнительными минералогическими критериями разграничения гидротермальных аргиллизитов и кор выветривания следует считать наличие или отсутствие в измененных породах хлорита, карбонатов² и сульфидов. Эти минералы очень характерны для гидротермальных метасоматических процессов, но, как правило, легко разрушаются при выветривании [4, 16, 20]. Так, новообразования хлоритов в виде 14 Å фазы в корях выветривания (даже и в ультраосновных породах) достоверно не описываются. Ранее выделявшийся в корях «гидрохлорит» обозначает по существу разнородную смесь, состоящую из нонтронита, железистого сапонита, смешанослойных хлорит-монтмориллонитов, хлорит-вермикулитов и других железосодержащих глинистых минералов [18]. Кроме того, имеются данные, что магнезиальножелезистый 14 Å хлорит, как и серицит, образуется лишь при воздействии относительно нагретых (не менее 200°С) вод. Так, например, в геотермальных системах Исландии и некоторых других областях новейшего вулканизма появление хлорита фиксируется изотермой 210—230°С. Ниже этих температур распространены только смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые фазы [30]. В силу крайней неустойчивости при гипергенных процессах перечисленные минералы (сульфиды, хлорит, карбонаты) не всегда могут служить надежным критерием различия кор и гидротермальных метасоматитов. Если в зону атмосферного выветривания попадают окологрудные аргиллизиты, содержавшие изначально эти минералы совместно с каолинитом (но без гидрослюд), то сульфиды, карбонаты, хлорит быстро растворяются или будут замещены гидроокислами. Тогда по оставшимся ассоциациям кварца с каолинитом и монтмориллонитом очень трудно судить о первичной природе глинистых метасоматитов.

Совершенно иначе обстоит дело с диоктаэдрическими светлыми калиевыми слюдами (серицитами), гидрослюдами и смешанослойными слюда-монтмориллонитовыми фазами. Эти минералы, с одной стороны, не образуются при формировании кор выветривания, а с другой — характеризуются чрезвычайно высокой устойчивостью при наложении гипергенных процессов на богатые этими минералами гидротермальные породы, а также на породы, претерпевшие эпигенетические и метаморфические преобразования. Это позволяет дополнить существующие критерии различия кор выветривания и гидротермальных метасоматитов не только, когда они проявлены в чистом виде, но и в более сложных случаях наложения гипергенных процессов на ранее образованные низкотемпературные окологрудные метасоматиты. В пределах рассматриваемых явлений (гидротермальный метасоматоз, атмосферное выветривание) глинистые метасоматиты можно разделить на следующие три типа.

² Исключение представляют магнезиальные и железомagneзиальные разности карбонатов из нижних горизонтов кор выветривания ультраосновных пород [15]. Они образуются в особых условиях значительной обогащенности субстрата магнием и железом.

1. Гидротермальные метасоматические образования различной морфологии (как трещинно-жильные, так и стратиформные), содержащие в своем составе гидрослюда, смешанослойные упорядоченные слюда-монтмориллонитовые фазы, каолинит, монтмориллонит, а также хлориты, сульфиды, карбонаты. Заметим, что гидротермальная природа серицитсодержащих метасоматитов (березитов и сходных с ними) и ранее не вызывала сомнений. Присутствие сульфидов, карбонатов, хлорита, упорядоченных смешанослойных фаз слюда-монтмориллонит и гидрослюд позволяет отличать их от продуктов выветривания.

2. Продукты атмосферного выветривания по кристаллическим породам кислого состава, гранитоидам, а также по гнейсам, метаморфическим сланцам. В них наиболее характерно широкое развитие каолинита, замещающего всю полевошпатовую часть пород, переход биотита в каолинит через серию разбухающих фаз, интенсивное окисление, лимонитизация, отсутствие новообразованных светлых калиевых слюд, кроме реликтов, сохранившихся от исходных пород, и упорядоченных смешанослойных слюда-монтмориллонитовых фаз, карбонатов, хлорита, сульфидов. В средних и основных породах большое значение приобретает монтмориллонит при сохранении прочих перечисленных признаков. Общая картина усложняется лишь в выветрелых массивах ультраосновных пород, где в нижних горизонтах кор возможны скопления гипергенных карбонатов. Эти случаи, однако, относительно более редки. Гипергенный генезис цеолитов в корах выветривания ультращелочных пород некоторыми авторами подвергается сомнению [4].

3. Глинистые метасоматиты смешанного генезиса, когда на более ранние гидротермальные метасоматиты наложены процессы выветривания. Для многих рудных месторождений в силу повышенной тектонической нарушенности вмещающих пород эта совмещенность — достаточно распространенное явление. Если в зону гипергенеза попадают карбонатно-гидрослюдистые метасоматиты (гидрослюдистые аргиллизиты), то сульфиды и карбонаты разрушаются, а часть калиевых слюдистых минералов, а также реликтовые полевые шпаты и биотит замещаются каолинитом. То же справедливо и для выветрелых березитов. Количественные соотношения в породах светлых калиевых гидрослюдов и каолинита можно использовать для оценки относительной роли гидротермального и гипергенного процессов. При наложении кор выветривания на гидротермальные аргиллизиты, в составе которых калиевые гидрослюды отсутствуют, общая картина, конечно, значительно усложняется. В этих случаях при растворении карбонатов, хлоритов, сульфидов остающиеся кварц-каолинитовые или монтмориллонит-каолинитовые парагенезисы трудно отличимы от продуктов гипергенных изменений. Мы не рассматриваем здесь и более сложные случаи прогрессивного метаморфизма погребенных кор выветривания, поскольку для большинства низкотемпературных рудных месторождений эти явления не характерны. Если же кора выветривания развита на терригенных породах, измененных процессами регионального эпигенеза (катагенеза) и содержащих диоктаэдрические калиевые гидрослюды, то продукты выветривания также могут состоять из каолинита и реликтовых слюд. Тогда эта минеральная ассоциация принципиально не отличима от наблюдаемых при выветривании околорудных метасоматитов. В таких случаях судить о характере исходных пород можно только на основании общегеологических данных, например развития в районе месторождений и рудопроявлений, сопряженных с околорудными метасоматитами, или широкого распространения терригенных толщ, преобразованных процессами эпигенеза и начальных ступеней метаморфизма, и т. д.

ВЫВОДЫ

1. Тонкочешуйчатые диоктаэдрические светлые калиевые слюды, серицит, гидрослюда и упорядоченный смешанослойный слюда-монтмориллонит представляют собой характерные продукты околорудного гид-

ротермального изменения пород, регионального эпигенеза (катагенеза) и начального метаморфизма осадочных толщ, но не образуются в процессе формирования кор выветривания.

2. Существующие расчетно-экспериментальные данные по равновесиям в системе $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, а также результаты наблюдений современного минералообразования в областях активного вулканизма указывают на то, что формирование калиевых диоктаэдрических слюд (серицитов, гидрослюдов, упорядоченных смешанослойных фаз слюда-монтмориллонит) происходит при температуре не менее $100^\circ C$.

3. Тонкочешуйчатые светлые калиевые слюды обладают высокой устойчивостью к гипергенным процессам и в значительной части сохраняются при корообразовании.

При наложении кор выветривания на гидротермальные метасоматиты, а также на продукты регионального эпигенеза (катагенеза) и низкотемпературного регионального метаморфизма реликты серицита, гидрослюда и смешанослойных минералов типа слюда-монтмориллонит дают возможность определить относительный вклад каждого процесса в формирование минерального состава измененных пород. Приведенные данные позволяют рассматривать серициты, гидрослюды и смешанослойные минералы типа слюда-монтмориллонит в качестве минералогического критерия при разделении гидротермальных аргиллизитов и кор выветривания.

Литература

1. Андреева О. В. Основные черты околорудных изменений на месторождениях полиметаллической формации (Рудный Алтай, Южный Узбекистан).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 2, с. 67—80.
2. Андреева О. В., Головин В. А. Метасоматические процессы на урановом месторождении.— Сов. геология, 1979, № 5, с. 65—75.
3. Афанасьев А. П. Фанерозойские коры выветривания Балтийского щита. Л.: Наука, 1977. 244 с.
4. Волостных Г. Т. Аргиллизация и оруденение. Л.: Недра, 1972. 236 с.
5. Величкин В. И., Воловикова И. М. Об околорудных гидрослюдистых метасоматитах урановых месторождений складчатых областей.— Изв. АН СССР, 1980, Сер. геол., № 9, с. 133—145.
6. Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация.— В кн.: Коры выветривания. М.: Наука, 1963, вып. 6, с. 71—101.
7. Додатко А. Д., Хорошева Д. П., Погребной В. Т. и др. Типовые профили кор выветривания кристаллических пород Украинского щита.— В кн.: Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые. Киев: Наукова думка, 1975, с. 35—80.
8. Дьяконов Ю. С., Волостных Г. Т. Структурная характеристика смешанослойных иллит-монтмориллонитов из околорудных ореолов аргиллизированных пород.— В кн.: Кристаллохимия и структурная минералогия. Л.: Наука, 1979, с. 69—81.
9. Жариков В. А., Иванов И. П., Фонарев В. И. Минеральные равновесия в системе $K_2O-Al_2O_3-SiO_2$. М.: Наука, 1972. 160 с.
10. Зарайский Г. П., Шаповалов Ю. Б., Беляевская О. Н. Экспериментальное исследование кислотного метасоматоза. М.: Наука, 1981. 215 с.
11. Иванов И. П., Борисов М. В., Редькин А. Ф. Термодинамическое и экспериментальное моделирование локальных равновесий в метасоматических колонках кислотного выщелачивания.— В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. Т. II. М.: Наука, 1979, с. 145—176.
12. Коссовская А. Г., Дриц В. А. О гидрослюдах осадочных пород.— В кн.: Глины, их минералогия, свойства и практическое значение. М.: Наука, 1970, с. 51—58.
13. Куковский Е. Г. Особенности строения и физико-химические свойства глинистых минералов. Киев: Наукова думка, 1966. 132 с.
14. Левченко С. В., Волочаев Ф. Я., Трубина К. Н. Допалеозойские коры выветривания Русской платформы.— В кн.: Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые. Киев: Наукова думка, 1975, с. 187—204.
15. Никитина А. П., Витовская И. В., Никитин К. К. Минералого-геохимические закономерности формирования типов профилей и полезные ископаемые коры выветривания. М.: Наука, 1971. 90 с.
16. Петров В. П. Условия образования каолинов и их свойства.— В кн.: Каолины. М.: Наука, 1974, с. 10—19.
17. Петров В. П., Токмаков П. П. Последовательность выветривания магнезиально-железистых слюд и влияние геохимических условий на выветривание.— В кн.: Каолиновые месторождения и их генезис. М.: Наука, 1968, с. 67—75.
18. Разумов В. Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука, 1977. 154 с.
19. Разумовский О. О., Мелкумян С. А. Коры выветривания кристаллических пород Североонежского района.— В кн.: Коры выветривания восточной части Балтийского щита и их минералогия. Апатиты, 1979, с. 28—54.

20. *Русинова О. В.* Некоторые результаты изучения глинистых минералов Балейского золоторудного месторождения.— Тр. ЦНИГРИ, 1968, вып. 79, с. 111—120.
21. *Финько В. И., Самотоин Н. Д., Чекин С. С.* Преобразование микроклина в каолинит при выветривании.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 7, с. 108—119.
22. *Чекин С. С., Финько В. И., Самотоин Н. Д.* Некоторые особенности преобразования полевых шпатов и мусковита в каолиновых корах выветривания.— В кн.: Каолины. М.: Наука, 1974, с. 88—95.
23. *Чекин С. С., Самотоин Н. Д., Финько В. И.* Рост кристаллов каолинита при выветривании мусковита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 11, с. 74—85.
24. *Шутов В. Д., Дриц В. А., Сахаров Б. А.* Динамика преобразования монтмориллонита в гидрослюду при региональном эпигенезе.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971, с. 54—61.
25. *Щербань И. П., Широких И. Н.* О новом типе метасоматитов на колчеданно-полиметаллических месторождениях.— Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 2, с. 458—461.
26. *Brown P. R. L.* Hydrothermal alteration in active geothermal fields.— An. Rev. Earth Planet. Sci., 1978, v. 6, p. 229—250.
27. *Hemley J.* Some mineralogical equilibria in the system $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$.— Amer. J. Sci., 1959, v. 257, № 4, p. 241—270.
28. *Petrow V. P., Samotoin N. D., Finko V. J., Cekin S. S.* Zur vertikalen Zonalität der Verwitterungskruste auf sauren Gesteinen.— Schrift. geol. Wiss., Berlin, 1978, v. 11, p. 219—231.
29. *Steiner A.* The Wairakei geothermal area North Island, New Zealand, its substructure geology and hydrothermal rock alteration.— Bull. New Zeal. Geol. Surv., 1977, № 90, p. 132.
30. *Tomasson J., Kristmannsdottir H.* High temperature alteration minerals and thermal brines, Reykjanes, Iceland.— Contr. mineral. and petrol., 1972, v. 36, № 2, p. 123—134.
31. *Tomita K.* Experimental transformation of 2M₁ sericite into a rectorite-type mixed-layer mineral by treatment with various salts.— Clays and clay minerals, 1978, v. 26, № 3, p. 209—216.

ИГЕМ АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
20.X.1981

УДК 550.4 : 546.881 : 546.631 : 546.73 : 551.311.231

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ РУДНЫХ ТРОКТОЛИТОВ И ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ В НЕЙ СКАНДИЯ, ВАНАДИЯ И КОБАЛЬТА

БОРИСЕНКО Л. Ф., КРУПЕНЬКИНА Н. С.

В результате изучения коры выветривания рудных троктолитов установлен ряд подвижности породообразующих элементов: $\text{Na}, \text{K} > \text{Ca}, \text{P} > \text{Mg} > \text{Fe} > \text{Mn} > \text{Si} > \text{Ti} > \text{Al}$. Ряд подвижности второстепенных элементов следующий: $\text{Co} > \text{V} > \text{Sc}$. Вынос скандия при корообразовании на рудоносных троктолитах в основном осуществляется за счет разрушения породообразующих железомagneзиальных минералов. Вандий и кобальт помимо этих минералов выносятся из ильменита, магнетита, сульфидов. Ожелезненные участки коры часто заметно обогащены ванадием.

В настоящее время количество данных о распределении редких и малых элементов в коре выветривания габброидов и об их поведении в процессе корообразования ограничено. В этом отношении наиболее полно изучены коры выветривания, развитые в лабрадоритах и амфиболитах Украины [13]. В отличие от указанной работы наше внимание в основном было сосредоточено на исследовании коры, развитой на рудных троктолитах. Главный рудный минерал этих пород представлен ильменитом, количество которого в среднем составляет 13,8%. Троктолиты — наиболее распространенная рудная порода штокообразного тела габброидов, которое находится в южной части Чеповичского массива габбро-анортоситов Коростенского плутона Украинского кристаллического щита [4].

Как показали проведенные исследования исходных троктолитов, скандий, ванадий и кобальт собственных минералов в них не образуют. Количественные определения Co и Sc выполнены методом нейтронной активации (аналитик С. М. Ляпунов, ИМГРЭ), а ванадия — методом спектрального анализа (аналитик С. А. Гушина, ИМГРЭ). Главные минералы-концентраторы Sc , V и Co в троктолитах — ильменит, оливин и клинопироксен. На их долю, согласно нашим подсчетам, приходится, %: 91,1 V , 83,1 Sc и 53,2 Co (табл. 1—3). Причем для ванадия и скандия основной концентратор — ильменит (см. табл. 1, 2). Во вторичном магнетите установлено 0,01% V . Кобальт наряду с ильменитом (25,2% от общего количества Co в троктолите) концентрируется в оливине и вторичных минералах, на долю которых суммарно приходится 70,6% этого металла (см. табл. 3). Наиболее распространенные вторичные минералы троктолитов представлены хлоритом, биотитом, амфиболами, серпентином, магнетитом. Кроме того, часть кобальта, вероятно, содержится в сульфидах, количество которых в материнской породе в среднем составляет 0,3% (иногда до 1,4%). Из-за недостатка материала Co в сульфидах не определялся. По аналогии с другими эндогенными месторождениями можно предположить, что в пирротине содержится 300—700 г/т Co (количество пирротина в изученных габброидах составляет 96% от всех сульфидов). Установленный характер распределения Sc , V и Co в минералах рудоносных троктолитов согласуется с основными данными по минералогии и геохимии этих элементов [2, 3, 17, 18].

На рудоносных троктолитах Чеповичского массива развита мезозойская кора выветривания мощностью около 20—40 м. Самый распространенный новообразованный минерал коры выветривания, по данным рентгеноструктурного анализа, — каолинит (проанализированы пробы из пяти скважин, аналитик Р. А. Александрова, ИМГРЭ). Наиболее интен-

Распределение скандия в минералах троктолитов

Минерал	Содержание * минерала в троктолите, %	Содержание Sc в минерале, г/т	Распределение Sc в троктолите	
			за счет минералов, г/т	% к общему содержанию Sc в троктолите
Плагиоклаз	39,14	1,8	0,7	3,3
Оливин	11,49	24,7	2,8	13,6
Клинопироксен	1,79	167,0	3,0	14,6
Ильменит	13,80	82,1	11,3	54,9
Апатит	8,18	2,8	0,2	1,0
Вторичные	25,60	10,0	2,6	12,6
Всего	100,00	—	20,6	100,0

* Здесь, а также в табл. 2, 3 подсчитано по 45 шлифам и пересчитано на процент.

Таблица 2

Распределение ванадия в минералах троктолитов

Минерал	Содержание минерала в троктолите, %	Содержание, V в минерале, г/т	Распределение V в троктолите	
			за счет минералов, г/т	% к общему содержанию V в троктолите
Плагиоклаз	39,14	7,5	2,9	1,6
Оливин	11,49	46,0	5,3	3,0
Клинопироксен	1,79	300,0	5,4	3,1
Ильменит	13,80	1085,6	149,8	85,0
Апатит	8,18	≤ 3	—	—
Вторичные	25,60	50,0	12,8	7,3
Всего	100,00	—	176,2	100,00

Таблица 3

Распределение кобальта в минералах троктолитов

Минерал	Содержание минерала в троктолите, %	Содержание Co в минерале, г/т	Распределение Co в троктолите	
			за счет минералов, г/т	% к общему содержанию Co в троктолите
Плагиоклаз	39,14	4,1	1,6	2,5
Оливин	11,49	145,0	16,7	26,3
Клинопироксен	1,79	64,0	1,1	1,7
Ильменит	13,80	115,7	16,0	25,2
Апатит	8,18	—	—	—
Вторичные	25,60	110,0	28,2	44,3
Всего	100,00	—	63,6	100,0

сивно образование элювия на породах Коростенского плутона происходило в юрское время и в нижнем мелу [6]. Повсеместно кора перекрыта песчано-глинистыми отложениями неогена. Многие исследователи, изучавшие коры выветривания основных пород Украинского щита, отмечали наличие зональности [7, 14, 15]. В разрезе изученной коры зональность выполнена довольно хорошо. В зоне I троктолит выщелочен, трещиноват, а в верхней части этой зоны дресвянист. Зона II представлена глинистыми породами, в которых главные минералы — монтмориллонит и каолинит; присутствуют гидрохлорит, гидрослюда, тальк, сидерит. Зона III сложена существенно каолинистыми породами. В зонах II и III встречаются участки, значительно обогатившие гидроокислами железа. На таких участках зафиксирован гетит. В целом, как и для других мафитовых пород Коростенского плутона, для рудоносных троктолитов Чеповичского массива характерна завершающая каолининовая специализация развившейся на них коры.

Таблица 4

Химический состав пород в коре выветривания троктолитов, %

Зона коры	Глубина, м	Объемный вес, г/см ³	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Сумма
III	32,4—35,4	1,53	40,15	8,97	27,33	5,60	3,63	0,11	2,48	0,77	He обн.	He обн.	0,17	1,15	10,08	100,44
II	35,4—38,4	1,60	39,55	5,41	24,20	6,10	3,81	0,08	1,54	3,12	0,27	0,52	1,77	3,53	10,49	100,39
I	54,2—55,6	2,25	42,77	5,77	16,05	6,69	5,31	0,12	3,68	9,30	3,24	0,64	2,59	0,89	2,84	99,89
0	141,9—144,9	3,00	40,61	6,14	14,32	4,93	13,01	0,17	6,04	8,02	2,86	0,96	1,53	He обн.	1,43	100,02

Таблица 5

Распределение химических элементов в коре выветривания троктолитов

Зона коры	Объемный вес, г/см ³	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	P	Сумма, мг/см ³
III	1,53	<u>18,76</u> 287,03	<u>5,38</u> 82,31	<u>14,46</u> 221,24	<u>6,74</u> 103,12	<u>0,08</u> 1,22	<u>1,50</u> 22,95	<u>0,55</u> 8,42	He обн. 0	He обн. 0	<u>0,07</u> 1,07	727,36
II	1,60	<u>18,48</u> 295,68	<u>3,25</u> 52,00	<u>12,80</u> 204,80	<u>7,23</u> 115,68	<u>0,06</u> 0,96	<u>0,93</u> 14,88	<u>2,23</u> 35,68	<u>0,20</u> 3,20	<u>0,43</u> 6,88	<u>0,77</u> 12,32	742,08
I	2,25	<u>19,99</u> 449,75	<u>3,46</u> 77,85	<u>8,49</u> 191,02	<u>8,81</u> 198,22	<u>0,09</u> 2,02	<u>2,22</u> 49,95	<u>6,64</u> 149,40	<u>2,40</u> 54,00	<u>0,53</u> 11,92	<u>1,13</u> 25,42	1209,55
0	3,00	<u>18,98</u> 569,40	<u>3,68</u> 110,40	<u>7,58</u> 227,40	<u>13,56</u> 406,80	<u>0,13</u> 3,90	<u>3,64</u> 109,20	<u>5,73</u> 171,90	<u>2,12</u> 63,60	<u>0,80</u> 24,00	<u>0,67</u> 20,10	1686,60
Ky	—	0,50	0,75	0,97	0,25	0,31	0,21	0	0	0,29	0,05	—

Примечание. В числителе указано содержание химических элементов, %; в знаменателе — абсолютное содержание, мг/см³. Ky — коэффициент устойчивости химического элемента при выветривании, представляющий собой отношение абсолютных содержаний в породах зоны III и 0.

Баланс вещества в коре выветривания троктолитов

Зона коры	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg
III	—282,37	—28,09	—6,16	—303,68	—2,68	86,25
	49,59	25,44	2,7	74,65	68,72	78,98
II	—273,72	—58,40	—22,60	—291,12	—2,94	—94,32
	48,07	52,90	9,94	71,56	75,38	86,37
I	—119,65	—32,55	—36,38	—208,58	—1,88	—59,25
	21,01	29,48	16,00	51,27	48,20	54,26

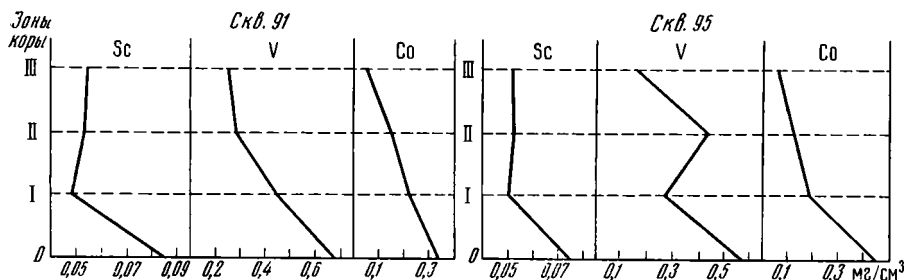
Зона коры	Ca	Na	K	P	Суммарный вынос элементов
III	—163,48	—63,60	—24,00	—19,03	979,34
	95,10	100,00	100,00	94,68	58,07
II	—136,22	—60,40	—17,12	—7,78	—964,62
	79,24	94,97	71,33	38,71	57,19
I	—22,50	—9,60	—12,08	+5,32	497,17
	13,09	15,09	50,33	+26,47	29,48

Примечание. В числителе указана вынос (—) или привнос (+) элементов, мг/см³; в знаменателе — уменьшение содержания элементов, процент от их концентраций в субстрате (зона 0).

Последовательность минеральных преобразований при формировании элювия троктолитов можно схематически представить следующим образом: 1) плагиоклаз→монтмориллонит→каолинит; 2) темноцветные (оливин, пироксен, биотит)→гидрослюдисто-хлоритовые образования→каолинит; 3) ильменит→гидроокислы железа и лейкоксенизированный ильменит. Указанная схема наиболее близка к таковой для лабрадоритов Коростенского плутона [13]. Породы субстрата и продукты их выветривания опробованы нами по керну девяти скважин колонкового бурения. Результаты полных химических анализов элювиальных образований показали, что в процессе выветривания троктолитов произошло существенное изменение состава материнских пород (табл. 4, 5; аналитик Т. И. Мачихина, ИМГРЭ). В них значительно уменьшились концентрации щелочей и щелочных земель, а также железа и фосфора, зато возросло содержание гидроксильной и гигроскопической воды. При использовании метода абсолютных масс [12] нами установлено, что из зоны I исследованной коры вынесено 497 мг/см³ вещества, или около 30% от массы субстрата. Наиболее активно выносились: магний (54%), железо (51%), калий (50%), марганец (48%). В незначительном количестве накапливался фосфор (табл. 6).

В зоне II продолжался вынос вещества субстрата, который составил 964 мг/см³, или 57% от первичного вещества троктолитов. По сравнению с зоной I в зоне II вынос увеличился на 467 мг/см³. Основная доля баланса выноса зоны II приходится на кремний, железо, кальций, натрий. В зоне III общий вынос достиг 979 мг/см³, или 58% от вещества субстрата. По сравнению с зоной II вынос вещества в зоне III увеличился всего на 15 мг/см³, что составляет около 1% всего выноса. Удалялись преимущественно кремний, железо, кальций, фосфор, а также остатки калия и натрия. Рассчитанные коэффициенты устойчивости (Ку) породообразующих элементов [12], которые представляют собой отношение абсолютных содержаний элемента в 1 см³ каолинитов зоны III и исходного субстрата (зона 0) показали, что в изученной коре выветривания наиболее подвижны калий, натрий, кальций, фосфор, а также магний, железо. Наименее подвижны алюминий и титан. Ряд подвижности выглядит следующим образом (подвижность убывает слева направо): Na, K>Ca, P>Mg>Fe>Mn>Si>Ti>Al. Если обратиться к зоне III (см. табл. 6), то хорошо видно, что на поздней стадии формирования коры (каолино-

вые глины) полностью вынесены Na и K, почти целиком Ca и P, в значительной степени Mg, Fe и Mn. Наиболее слабому выносу подвержены Al (2,7%) и Ti, хотя и в большей степени (25%) по сравнению с алюминием. Последний практически не выносится и почти весь связывается каолинитом. Главный вынос титана происходит, вероятнее всего, за счет разрушения железомagneзиальных минералов.



Распределение скандия, ванадия и кобальта в коре выветривания троктолитов

Как показали проведенные ранее исследования [8, 5, 14], зерна ильменита подвергаются лейкоксенизации лишь с частичным выносом железа, но титан в их составе в основном сохраняется. Сравнительный анализ кор выветривания, развитых на различных основных породах Коростенского плутона, позволил установить, что ильменит троктолитов подвержен при выветривании незначительному изменению. Показатель количественной оценки степени измененности ильменита ($C_{изм}$) троктолитов составляет 24%. $C_{изм}$ определен по методу И. Ф. Кашкарова и Ю. А. Полканова [9]. Для ильменита кор выветривания габбро-анортитов, габбро-монцитонитов и габбро Коростенского плутона $C_{изм}$ достигает 52—68%. Таким образом, ограниченная лейкоксенизация ильменита, содержащегося в коре выветривания троктолитов Чеповичского массива, способствует сохранению в ней основной части титана. В свою очередь степень измененности ильменита является важным фактором, существенно влияющим на характер распределения в коре троктолитов Sc, V и Co.

Абсолютные количества скандия, ванадия и кобальта, содержащиеся в коре троктолитов, показаны в табл. 7, 8, а характер распределения их в разрезе на фигуре. По этим данным видно, что содержание скандия заметно убывает от субстрата к зоне I, но остается довольно постоянным в зонах II и III. Кобальт постепенно убывает в направлении от субстрата к зоне III. Для ванадия наблюдается двоякий характер распределения в пробах, отобранных из различных скважин. Так, для скв. 91 характер распределения ванадия подобен распределению кобальта. Наоборот, в скв. 95 происходит резкое увеличение содержания V в зоне II. Однако общая тенденция распределения Sc, V и Co в коре выветривания изученных троктолитов сохраняется (табл. 9, 10). Ряд подвижности этих элементов выглядит таким образом: $Co > V > Sc$. По данным Н. А. Лисицкой [13], для кор выветривания лабрадоритов Украины кобальт также существенно подвижнее ванадия (скандий ею не определялся). Поведение скандия, ванадия и кобальта при выветривании троктолитов в значительной степени зависит от распределения их в породообразующих и рудных минералах этих пород. Как было показано (см. табл. 1—3), часть этих элементов содержится в породообразующих минералах троктолитов. Именно поэтому Sc, V и Co довольно сильно выносятся в начальной стадии процесса выветривания, когда происходит интенсивное разрушение указанных минералов, сопровождающееся также заметным выносом магния и железа (см. табл. 6).

Высвободившийся из породообразующих минералов скандий частично удерживается глинистой фракцией образующегося элювия. В среднем в каолините содержится около 30 г/т Sc. Ранее отмечалось, что количе-

Таблица 7

Распределение Sc, V, Co и Fe в коре выветривания троктолитов (скв. 91)

№ образца	Характеристика образца	Глубина, м	Объемный вес, г/см³	Sc		V		Co		Fe	
				1	2	1	2	1	2	1	2
10212	Каолиновая порода (зона III)	34,5—35,1	1,60	0,0034	0,0544	0,016	0,256	0,0033	0,0528	13	208,0
10213	Монтмориллонит-каолинитовая порода (зона II)	35,5—39,5	1,66	0,0032	0,0531	0,017	0,282	0,0088	0,1461	15	249,0
10214	Дресвянистая порода (зона I)	39,6—43,0	2,02	0,0024	0,0485	0,022	0,444	0,0120	0,2424	18	363,6
10222	Меланотроктолит	121,0—123,0	3,38	0,0025	0,0845	0,020	0,676	0,0095	0,3211	19,7	666,0
Ку	—	—	—	—	0,64	—	0,38	—	0,16	—	0,31

Примечание. Здесь, а также в табл. 8: 1 — содержание элементов, %; 2 — абсолютное количество элементов в 1 см³ породы, мг/см³.

Таблица 8

Распределение Sc, V, Co и Fe в коре выветривания троктолитов (скв. 95)

№ образца	Характеристика образца	Глубина, м	Объемный вес, г/см³	Sc		V		Co		Fe	
				1	2	1	2	1	2	1	2
10146	Каолинитовая порода (зона III)	28,3—32,2	1,64	0,0031	0,0508	0,009	0,148	0,0032	0,0525	11	180,4
10147	Монтмориллонит-каолинитовая порода (зона II)	32,2—33,2	1,74	0,0030	0,0522	0,025	0,435	0,0037	0,1110	37	643,8
10151	Дресвянистая порода (зона I)	44,6—45,6	1,80	0,0028	0,0504	0,015	0,270	0,0099	0,1782	16	288,0
10154	Троктолит	63,6—66,6	2,98	0,0025	0,0745	0,019	0,566	0,0150	0,4470	22	655,6
Ку	—	—	—	—	0,68	—	0,26	—	0,12	—	0,23

Вынос скандия, ванадия, кобальта при формировании коры выветривания на троктолитах (скв. 95)

Элемент	Зона коры	Среднее содержание элемента, мг/см ³	Вынос элемента, мг/см ³	Вынос элемента (% от содержания в троктолите)
Sc	III	0,0508	0,0014 +0,0018 0,0241 } 0,0237	1,9 +2,4 32,3 } 31,8
	II	0,0522		
	I	0,0504		
	0	0,0745		
V	III	0,148	0,287 +0,165 0,296 } 0,418	50,7 +29,1 52,3 } 73,9
	II	0,435		
	I	0,270		
	0	0,566		
Co	III	0,0525	0,0585 0,0672 0,2688 } 0,3845	13,1 15,0 60,1 } 82,2
	II	0,1110		
	I	0,1782		
	0	0,4470		

Таблица 10

Вынос скандия, ванадия, кобальта при формировании коры выветривания на троктолитах (скв. 91)

Элемент	Зона коры	Среднее содержание элемента, мг/см ³	Вынос элемента, мг/см ³	Вынос элемента (% от содержания в троктолите)
Sc	III	0,0544	+0,0013 +0,0046 0,0440 } 0,0381	+1,5 +5,4 52,0 } 45,1
	II	0,0531		
	I	0,0485		
	0	0,0845		
V	III	0,256	0,026 0,162 0,232 } 0,420	3,8 24,0 34,3 } 62,1
	II	0,282		
	I	0,444		
	0	0,676		
Co	III	0,0528	0,0933 0,0963 0,0787 } 0,2683	29,1 30,0 24,5 } 83,6
	II	0,1461		
	I	0,2424		
	0	0,3211		

ство скандия, содержащееся в глинистой фракции коры выветривания, возрастает вверх по разрезу [11]. Скандий в процессе корообразования не меняет своей валентности (Sc^{3+}) и, вероятно, поэтому неохотно расстается с ильменитом при лейкоксенизации последнего. Как показали неоднократные количественные определения, в измененном и неизмененном ильмените отдельных разрезов скандия обычно несколько больше в первом минерале по сравнению со вторым. По-видимому, это же способствует относительному постоянству его содержания в коре на поздних стадиях ее образования (см. фигуру). В целом для ильменита, отобранного из различных скважин, характерна общая тенденция к некоторому повышению содержания скандия в наиболее лейкоксенизированных образцах. Так, в ильмените троктолитов Чеповичского массива в среднем содержится 82,1 г/т Sc (для 63 проб), а в ильмените первичных каолинов среднее содержание скандия составляет 85,8 г/т (для 57 проб). Таким образом, в процессе корообразования основная часть скандия выносятся из порообразующих минералов, но не из ильменита.

Для ванадия наряду с интенсивным выносом (табл. 9) наблюдается и менее энергичный вынос в начальной стадии процесса выветривания (табл. 10). Это может зависеть от различной скорости изменения главного концентратора ванадия — ильменита. Как известно [14], при выветривании в ильмените происходит довольно активный вынос железа, вместе с которым возможно удаление ванадия. В условиях коры V^{3+} , содержащийся в ильмените, может приобретать высшую валентность. При

смене валентности изменяется растворимость ванадия, что способствует довольно заметному его выносу из ильменита в процессе корообразования [5]. В некоторых разрезах количество ванадия в лейкоксенизированном ильмените в 1,4 раза меньше, чем в этом же минерале субстрата.

В коре выветривания троктолитов по всему разрезу железо характеризуется высокой миграционной активностью. Однако на отдельных участках коры (зоны II и III) могут образоваться скопления гидроокислов железа (до 37% Fe), которые в виде рыжеватых пятен хорошо выделяются на более светлом фоне коры. На этих же участках коры (зоны II и III), как правило, обнаруживается повышенная ванадиеносность (см. табл. 8). Это согласуется с данными К. Краускопфа [10], который отмечал, что восстановление $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ и $\text{V}^{5+} \rightarrow \text{V}^{4+}$ может осуществляться при близких значениях Eh. При окислении железо выпадает в виде гидроокислов, которые по отношению к ванадию являются хорошими сорбентами [16]). Таким образом, в отличие от скандия и кобальта у ванадия наблюдается двойкий характер распределения в коре выветривания троктолитов, тесно связанный с неравномерным распределением в ней железа.

Кобальт довольно равномерно выносится по всему разрезу. Вероятнее всего, подобное явление объясняется тем, что в окислительных условиях кобальт может приобретать высшую валентность (Co^{3+}) и в результате этого активно мигрировать. Это согласуется с данными Н. А. Лисицыной [13] и Е. Н. Борисенко [1], которые на обширном материале показали значительную миграционную способность кобальта в зоне гипергенеза. В отличие от ванадия кобальт не образует повышенных концентраций на ожелезненных участках коры (зоны II и III).

В заключение необходимо отметить, что в процессе образования коры выветривания на рудных троктолитах Чеповичского массива происходил весьма активный вынос большинства породообразующих элементов, особенно из первых двух зон. Наиболее подвижными были щелочи, щелочноземельные элементы и фосфор, а наиболее устойчивыми алюминий и титан. Ряд подвижности породообразующих элементов для изученных разрезов коры следующий: $\text{Na}, \text{K} > \text{Ca}, \text{P} > \text{Mg} > \text{Fe} > \text{Mn} > \text{Ti} > \text{Al}$. Ограниченная подвижность Al и Ti приводила к относительно высокому накоплению их в верхней части коры выветривания. Многие особенности поведения Sc, V и Co в процессе корообразования в значительной степени определялись характером их распределения в породообразующих и рудных (отчасти в акцессорных) минералах троктолитов. Так как скандий, ванадий и кобальт в рудных троктолитах (субстрат) сконцентрированы главным образом в железомagneзиальных минералах и ильмените, поведение их в процессе выветривания существенно зависело от скорости изменения указанных минералов. При разрушении железомagneзиальных минералов происходили активный вынос всех трех элементов. Кроме того, ванадий и кобальт довольно активно выносились из ильменита (а также магнетита, сульфидов и некоторых других минералов). Наоборот, скандий, валентность которого в экзогенных условиях оставалась постоянной (Sc^{3+}), в ильмените накапливался.

Таким образом, лейкоксенизация ильменита в процессе корообразования способствовала выносу ванадия и кобальта. На повышение миграционной способности указанных элементов положительно влияла перемена валентности у ванадия до V^{5+} и кобальта до Co^{3+} , что в свою очередь тесно взаимосвязано с изменением окислительно-восстановительных условий коры. Ряд подвижности второстепенных элементов для изученной коры: $\text{Co} > \text{V} > \text{Sc}$. Ожелезненные участки коры часто обогащались ванадием, что, вероятнее всего, связано с повышенной сорбционной способностью гидроокислов железа, которые улавливали этот элемент.

Литература

1. Борисенко Е. Н. Геохимия глеевого катагенеза в породах красноцветной формации. М.: Наука, 1980, с. 3—163.
2. Борисенко Л. Ф. Скандий. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1964, т. I, с. 162—192.

3. *Борисенко Л. Ф.* Ванадий (минералогия, геохимия и типы эндогенных месторождений). М.: Недра, 1973, с. 3—193.
4. *Борисенко Л. Ф., Делицын Л. М., Проскурин Г. П., Крупенькина Н. С.* Рудные габброиды Чеповичского анортозитового массива.— Геол. рудн. месторожд., 1979, № 4, с. 16—27.
5. *Борисенко Л. Ф., Тарасенко В. С., Бойко Д. Д., Ляпунов С. В.* Об ильмените габброидов и развившихся на них корах выветривания.— В кн.: Методические минералогические исследования. М.: Наука, 1977, с. 109—114.
6. *Веклич М. Ф.* Палеогеоморфологические области Украинского щита (мезозой и кайнозой). Киев: Изд-во АН УССР, 1966, с. 5—120.
7. *Додатко А. Д., Хорошева Д. П.* Типовые профили кор выветривания кристаллических пород Украинского щита.— В кн.: Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые. Киев: Наукова думка, 1975, с. 35—80.
8. *Дядченко М. Г., Хатунцева А. Я.* Стадийность процесса изменения ильменита в гипергенных условиях.— В кн.: Вопросы минерализации осадочных образований. Львов, 1961, с. 181—208.
9. *Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А.* Оценка степени измененности ильменита по его химическому составу.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1976, № 1, с. 20—25.
10. *Краускопф К.* Факторы, контролирующие концентрацию тринадцати редких металлов в морской воде.— В кн.: Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, с. 294—338.
11. *Латеритные коры выветривания КМА и их редкометальность.* М.: Недра, 1976, с. 3—151.
12. *Лисицына Н. А.* К методике геохимического изучения кор выветривания.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 1, с. 3—19.
13. *Лисицына Н. А.* Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М.: Наука, 1973, с. 3—225.
14. *Полканов Ю. А., Тарасенко В. С., Борисенко Л. Ф. и др.* О корах выветривания габброидов Волыни и содержащемся в них ильмените.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 2, с. 6—17.
15. *Тарасенко В. С., Бойко Д. Д., Проскурин Г. П.* Перспективы использования монтмориллонит-нонтронитовых глин коры выветривания габброидов Волыни.— В кн.: Бентониты. М.: Наука, 1980, с. 58—64.
16. *Холодов В. Н.* Ванадий. М.: Наука, 1968, с. 4—246.
17. *Шоу Д. М.* Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Л.: Недра, 1969, с. 4—207.
18. *Щербина В. В.* Основные черты геохимии ванадия. Болгарская академия наук. Изд. на Геол. институт «Страшимир Дмитров», 1965, кн. 14, с. 51—68.

ИМГРЭ,
Москва

Поступила в редакцию
31.VII.1981

УДК 553.31

БРЕКЧИИ ТРУБОК КОРШУНОВСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В СВЯЗИ С ИХ ГЕНЕЗИСОМ

ДУНАЕВ В. А.

Произведено расчленение обломочных образований трубок на два генетических типа, дана их петрографическая характеристика. На основе этого, с учетом условий залегания трубок, характера разреза вмещающих их пород платформенного чехла сделан вывод о том, что трубки представляют собой возникшие над глубинным солевым карстом зоны обрушения, внутри которых проявились гидропневмовулканические процессы. Генезис трубок связывается с появлением разрывов, обеспечивающих восходящий отток напорных подземных вод (рассолов), и гидродинамической их активизации теплом долеритовых интрузий в пермо-триасовый этап тектоно-магматического оживления на Сибирской платформе. Показано, что магнетитовое оруденение сформировалось при метасоматозе брекчий трубок газоводными растворами, следующими за долеритовыми выплавками из общего с ними глубинного магматического очага.

Коршуновское железорудное месторождение относится к рудным объектам ангаро-илимского типа, которые локализуются в южной краевой части Тунгусской синеклизы. По генезису руд они близки к скарновому типу, хотя и обладают рядом специфических особенностей [2]. Типоморфными минералами скарнов этих месторождений являются гранат и пироксен. Магнетитовая минерализация сменяла скарновую без временного и тектонического перерыва на фоне снижения температуры растворов. Основная масса ее сформировалась уже в условиях типичного гидротермального режима, на что указывает парагенезис магнетита с хлоритом, амфиболом, эпидотом, серпентином. Характерная особенность ангаро-илимских месторождений — приуроченность оруденения к трубчатым телам брекчий, залегающим в породах осадочного чехла платформы. Большинство исследователей [1, 2, 6, 13, 16, 18] считают, что рудоносные трубки этих месторождений сформировались в пермо-триасовый этап тектоно-магматической активизации Сибирской платформы. По мнению Г. С. Момджи [12], трубки Коршуновского месторождения возникли в докарбонное время. Существуют различные точки зрения на генезис ангаро-илимских трубок: их относят к столбам тектонических брекчий в узлах сопряжения разломов [1], грабен-синклиналям или эрозионно-тектоническим впадинам, заполненным осадочным обломочным материалом [14], палеовулканам [2, 18], карстовым воронкам [4]. Такое разнообразие взглядов на происхождение ангаро-илимских трубок во многом обусловлено слабой изученностью состава, строения и особенностей пространственных взаимоотношений пород, выполняющих трубки. Проведенное нами геолого-структурное картирование карьера, разрабатывающего Коршуновское месторождение, позволило детально изучить эти породы и, используя данные разведочного бурения, на более полной фактической основе подойти к решению вопроса о генезисе рудоносных трубок.

На месторождении известно пять трубок, которые размещаются внутри локальной депрессии, четко выделяющейся на фоне субгоризонтального залегания осадочных пород нижнего палеозоя [2]. Мощность осадочного чехла платформы в районе месторождения составляет 3,2 км; из них около 2,4 км содержат породы нижнего и среднего кембрия, главным образом доломиты. В нижнекембрийских отложениях структурным бурением установлен солевой комплекс мощностью около 600 м, подошва которого залегает на глубине 2,2 км. Стратиграфический разрез поздне-

кембрийских и ордовикских осадков детально изучен в процессе разведки месторождения [2]. Верхоленская свита позднекембрийского возраста представлена переслаиванием аргиллитов, алевролитов, песчаников и мергелей суммарной мощностью 550 м. Она согласно перекрывается породами усть-кутской свиты нижнего ордовика (известняками, известковистыми песчаниками, аргиллитами, мергелями) мощностью 125 м. Залегающая выше мамырская свита среднего ордовика подразделяется на нижнюю песчано-мергелисто-глинистую подсвиту мощностью 42 м и верхнюю подсвиту, сложенную в основном кварцевыми песчаниками. Мощность верхней подсвиты составляет 85 м. Разрез венчают отложения братской свиты верхнего ордовика (песчаники, аргиллиты, алевролиты, мергели). Максимальная мощность сохранившихся от эрозии пород этой свиты внутри депрессии достигает 240 м.

Трубки представляют собой вертикальные столбчатые и воронкообразные тела, уходящие на глубину свыше 1,2 км. Самые крупные из них (Рудная гора 1 и Рудная гора 2) расположены в центральной и наиболее погруженной части депрессии. На верхних горизонтах они соединяются. Эти две трубки, вмещающие подавляющую часть запасов руд месторождения и полностью вскрытые карьером, были основными объектами наших исследований. Выполнение исследований осложнялось тем, что в большей части породы трубок под влиянием наложенных процессов почти полностью изменили свой первичный состав. Однако, как выяснилось, при этом обычно сохраняются реликты устойчивых к метасоматическим замещениям компонентов пород (например, обломков долеритов, кварцевых песчаников), унаследуются структурно-текстурные особенности, по которым можно установить размеры и форму обломков, степень их отсортированности, текстуру первичной породы. По периферии трубок обломочный материал брекчий в основном сохранил свой первичный облик; преобразован только цемент. Аналогичные по степени измененности породы закартированы также в виде реликтов среди метасоматитов во внутренних частях трубок. С учетом отмеченных обстоятельств, по данным детального полевого и микроскопического изучения слабоизмененных брекчий, выделены и охарактеризованы их основные типы. Особое внимание уделялось тем признакам брекчий, которые унаследуются при метасоматозе (текстура пород, размер и форма обломков). По указанным признакам и результатам изучения реликтовых участков брекчий и их обломочных компонентов произведено расчленение этих пород в зоне метасоматитов. При реконструкции первичного состава обломков использовались также данные сравнительного изучения неизмененных и измененных осадочных пород и долеритов месторождения.

Как установлено разведочными работами [2], облик слагающих трубки брекчиевых пород на всем прослеженном вертикальном интервале практически не меняется. Отмечается лишь некоторое увеличение с глубиной количества и крупности обломков долеритов. Это свидетельствует о высокой представительности результатов, полученных нами на основе детального изучения пород трубок в ограниченном глубиной вскрытия месторождения карьером (около 100 м) вертикальном интервале. Геометризация отдельных типов брекчий на более глубоких горизонтах трубок осуществлялась по разведочным материалам, включая документацию выработок, с учетом выявленных критериев отнесения тех или иных пород к определенному типу. Большую помощь в этом оказали результаты сопоставления данных разведки и проведенного автором картирования на верхних горизонтах месторождения. Нами выделено два основных типа обломочных пород, слагающих трубки. Первый тип представлен брекчиями, состоящими из остроугольных обломков осадочных пород, которые плотно соприкасаются друг с другом либо цементируются более тонко раздробленным материалом тех же пород. По преобладающей размерности слагающих их обломков эти брекчии можно разделить на глыбовые (10 см — первые метры), щебенчатые (1—10 см) и дресвяные (10—0,1 см). Такое разделение достаточно условно, поскольку сортированность обломочного материала невысокая и различные типы брек-

чий связаны друг с другом постепенными переходами. По сохранившейся полосчатости пород обломков устанавливается различная их ориентировка в пространстве, указывающая на то, что они претерпели движения относительно друг друга. Иногда наблюдается преобладающее круто наклоненное внутрь трубок положение обломков. Материал глыбовых брекчий идентичен осадочным породам, окружающим трубки, и обычно смещен вниз. Обломки, слагающие щебенчатые и дресвяные брекчий, как правило, соответствуют породам, залегающим выше их в экзоконтакте трубок. При этом наблюдается относительная однородность литологического состава обломков, т. е. нет смещения обломков пород различных стратиграфических уровней. Под микроскопом цемент наиболее мелко-обломочных брекчий представлен гидрослюдистым материалом с обломочными зернами кварца и полевого шпата. Таким образом, характерные черты брекчий первого типа — остроугольность и широкий спектр размерности обломков, однородность и соответствие их литологического состава осадочным породам, окружающим трубки, смещение обломочного материала вниз. По совокупности указанных признаков описанные породы можно уверенно отнести к брекчиям обрушения.

В виде отдельных обломков, глыб и даже блоков размером $100 \times 20 - 60$ м в зоне развития брекчий обрушения по периферии трубок Рудная гора 1 и Рудная гора 2 нами закартированы своеобразные обломочные породы, названные граувакками. Это довольно плотные породы серого цвета с желтоватым или зеленоватым оттенком, с ясно выраженной полосчатостью. Она обусловлена чередованием слоев, различающихся тоном окраски, а также размерностью обломочного материала, которая варьирует от псаммитовой до мелкобрекчиевой. Мощности отдельных слоев колеблется от 2—3 мм до 10 см. Контакты между ними, как правило, нечеткие. Прослои, представленные песчаником, сложены главным образом обломками кварца, в меньшей степени калишпата и плагиоклаза, сцементированными тонкозернистым агрегатом альбита, хлорита, гидрослюды, карбоната с различным количественным соотношением указанных минералов. Размер обломков составляет 0,03—0,5 мм, в единичных зернах до 1 мм; форма их окатанная, угловатая, сглаженно-угловатая. Прослои, сложенные материалом более крупной (мелкобрекчиевой) размерности, содержат обломки пород, базально сцементированные песчаником. Форма обломков угловатая, сглаженно-угловатая; размер их колеблется от 0,5 до 5 мм, редко достигает 1 см. По данным микроскопического изучения, литокласты представлены в основном тонкозернистой породой зеленовато-серого или буровато-зеленого цвета лейкоксен-альбит-гидрослюдистого состава, иногда с обломочными включениями кварца и полевого шпата. В первичном виде это осадочные глинистые породы. Во многих шлифах установлены единичные обломки микроклерита, аплита, альбитофира или альбитизированного порфирита, кварц-полевошпатового роговика. В одном образце обнаружен крупный (0,7 см) обломок гранит-порфира (гранофира или кварцевого порфира).

Приведенное описание пород не вызывает сомнения в их осадочной природе. Термин «граувакка» применен для названия этих пород по следующим соображениям. Хотя, как отмечает Л. Б. Рухин [15], есть некоторые различия в понимании этого термина разными исследователями, большинство из них относят к грауваккам либо псаммитовые породы, содержащие кварц, полевоый шпат и литокласты, либо породы, промежуточные между брекчиями, конгломератами и песчаниками. Всеми этими признаками обладают и описанные нами образования. В сохранившемся от эрозии разрезе раннепалеозойских отложений подобные породы отсутствуют. По своим литологическим особенностям они соответствуют породам, описанным на других месторождениях Ангаро-Илимского района (Рудногорском, Красноярском, Тубинском) под названием полимиктовых песчаников, туфогенных песчаников, туффитов [2]. Эти породы также обнаружены в виде блоков и глыб в краевой зоне трубок, состоят из имеющих различную размерность и степень окатанности обломков кварца, полевого шпата, алевролита, кварцита, диабазового пор-

фирита, кварцевого порфира. Установленная в крупных блоках ассоциация указанных пород с прослоями углистых аргиллитов, каменного угля позволила отнести их к отложениям верхнего палеозоя [2]. Присутствие обрушенных верхнепалеозойских пород внутри трубок исключает докарбонный возраст этих структур, признаваемый некоторыми исследователями [14]. Кроме того, в брекчиях обрушения были встречены обломки пород типа осадочных конглобрекций, но, как выяснилось, в первичном залегании они образуют гнезда, дайковидные и силлообразные тела в песчано-глинистых отложениях ордовика. Проведенные нами специальные исследования [7] показали, что эти образования относятся к нептуническим дайкам. Выявление обломочных пород верхнепалеозойского возраста и конглобрекций нептунических даек в трубках свидетельствует о том, что осадочный или подобный ему брекчиевый материал действительно представлен в них, но попал он туда при обрушении палеозойских пород. Вследствие этого трубки нельзя рассматривать как эрозионно-тектонические депрессии, аккумулирующие осадочные конглобрекции.

Брекции второго типа имеют пятнистую окраску за счет различного (серого, зеленого, желтого, бурого) цвета обломков. Обломки составляют 50—80% объема породы. Преобладающий размер их 0,5—2 см. В промежутках между такими обломками располагаются более мелкие, вплоть до микроскопических. Отдельные обломки достигают в поперечнике 10—20 см. В большинстве своем обломки угловатые, сглаженно-угловатые, но нередко имеют округлую и даже шарообразную форму. Визуально и микроскопически в брекчиях установлены многочисленные обломки осадочных пород, слагающих разрез в районе месторождения, — аргиллитов, алевролитов, песчаников, реже известняков. В затронутых изменениями брекчиях обломки глинистых и песчано-глинистых пород представлены пелитоморфным веществом или тонкозернистым агрегатом лейкоксен-гидрослюдистого состава, часто с альбитом, хлоритом. Во многих из них отмечается унаследованная полосчатость и реликтовые зерна кварца и полевого шпата. Довольно часто в таких брекчиях присутствуют обломки эпидот-карбонатно-альбитового, альбит-карбонатного, эпидот-альбитового и пироксен-карбонатного состава. В первичном виде они, вероятнее всего, были представлены карбонатными и карбонатно-глинистыми породами, поскольку, находясь в одном штufe с обломками в той или иной степени измененных силикатных пород (долеритов, песчано-глинистых), резко отличаются от них полнейшим преобразованием первичного вещества, лучшей степенью раскристаллизации вторичных минералов, обилием карбоната. Среди известняковых обломков установлены породы оолитовой текстуры, характерные для устькутской свиты нижнего ордовика. Так как кровля этой свиты залегает в экзоконтакте трубок на 200—3000 м ниже уровня, на котором в брекчиях обнаружены известняки, можно заключить, что обломочный материал брекчий испытал восходящее движение с амплитудой не менее нескольких сотен метров.

При полевых наблюдениях выявлено присутствие в брекчиях второго типа спорадически рассеянных макрообломков траппов. Почти в каждом шлифе были обнаружены мелкие обломки этих пород, но количество их, как правило, не превышало 1—3 на шлиф. Только единичные образцы брекчий характеризовались преобладающим развитием обломков траппов. Сравнительное петрографическое изучение образцов траппов из макрообломков брекчий и даек, залегающих внутри и в непосредственной близости от трубок, показало, что те и другие представлены совершенно идентичными породами — средне- и мелкозернистыми долеритами и микродолеритами. При этом каждая разновидность долеритов в обломках и дайках обладает одинаковым минеральным составом и структурными особенностями, в том числе иногда наблюдаемой субпараллельной ориентировкой фенокристаллов плагиоклаза. Следовательно, обломки траппов в брекчиях не являются вулканическими «бомбами», как это считалось сторонниками вулканического генезиса трубок [2, 18], а пред-

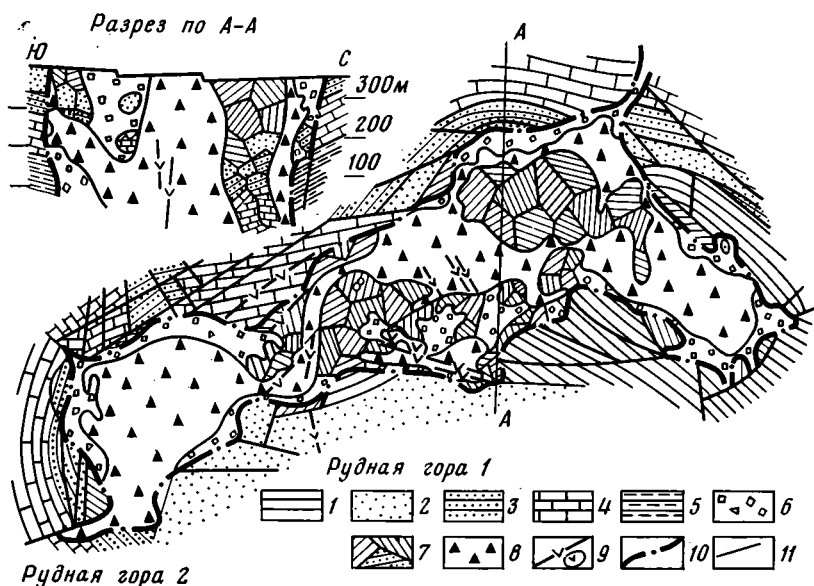
ставляют собой дезинтегрированный материал гипабиссальных долеритовых интрузий.

В брекчиях второго типа нами обнаружены также обломки руд и метасоматитов. Рудокласты представлены различными текстурными и минеральными разновидностями руд: вкрапленной и брекчиевидной хлорит-кальцит-магнетитового и хлорит-пироксен-магнетитового состава, почти сплошной кальцит-магнетитовой, массивной магнетитовой с элементами шестоватой текстуры. Они распространены спорадически и только в восточной части трубки Рудная гора 1 на горизонтах + (420—460) м встречались довольно часто. В том, что это именно рудокласты, не может быть сомнения, поскольку многие из них имеют характерную для жильных руд массивную и шестоватую текстуру, благодаря чему они резко выделяются на фоне безрудных и слабооруденелых метасоматитов, развитых по брекчиям второго типа. Метасоматиты обломков имеют кальцит-гранатовый и эпидот-пироксен-калишпатовый состав. Обломков пород кристаллического фундамента в брекчиях второго типа не установлено. М. А. Иващенко и В. В. Корабельникова [2] указывали на наличие обломков гнейсов и кварцевых порфиров в туфопесчаниках Коршуновского месторождения, считая эти породы внутрижерловыми образованиями. При сравнении разведочных материалов с данными картирования карьера выяснилось, что к туфопесчаникам эти исследователи относили осадочные породы верхнего палеозоя, которые, как нами показано, попали в трубки при обрушении. Отсутствие в брекчиях трубок пород кристаллического фундамента; привнесенных снизу, свидетельствует о том, что корни трубок не выходят за пределы осадочного чехла платформы.

Цемент брекчий поровый, реже базальный, по составу существенно гидрослюдистый, карбонатно-альбитовый, гидрослюдисто-альбитовый, альбит-карбонатно-гидрослюдистый, актинолит-карбонатный. Изредка в нем присутствуют кристаллокласты полевого шпата и кварца размером 0,08—0,9 мм. В целом эпигенетическое вещество цемента и обломков по минеральному составу одинаково. Видимо, цементирующая масса представляла собой тонкораздробленный материал тех же, в основном осадочных, пород, из которых состоят обломки брекчий. Магматического цемента в брекчиях не обнаружено, как и следов воздействия высокой температуры, в том числе оплавления обломков, которых следовало бы ожидать при цементации их магмой. Нередко наблюдаемая округлость обломков, их пестрый литологический, но довольно постоянный гранулометрический состав, признаки восходящего движения обломочного материала свидетельствуют о том, что брекчии второго типа образовались в результате дробления и перемешивания обломочной массы внутри трубок, сопровождающихся абразивным воздействием на обломки. Важно отметить, что в брекчиях отсутствуют синхронные с их образованием следы стресса — раздавливание обломков, их ориентировка, зеркала и борозды скольжения, линейные ограничения тел брекчий разрывами. Таким образом, по совокупности присущих им признаков описываемые брекчии не могут быть отнесены к осадочным, карстовым, вулканогенным или тектоническим. Условно мы назвали их перемещенными брекчиями. Контакты между двумя выделенными типами брекчий нечеткие. Переход к перемещенным брекчиям фиксируется с точностью 5—10 м по появлению округлых обломков, в том числе долеритов, более пестрому литологическому, но усредненному по гранулометрии составу обломков, исчезновению глыб осадочных пород.

Перемещенные брекчии образуют внутри трубок субвертикальные тела изометричного или вытянутого горизонтального сечения с довольно прихотливой геометрией их контуров (фиг. 1). В крупной трубке Рудная гора 1 выделяется несколько таких сложно сочленяющихся между собой тел размером в плане от 100×150 до $550 \times (200—300)$ м. Внутри них встречаются единичные глыбы и блоки осадочных пород, располагающиеся обычно на более низких отметках, чем в экзоконтактах трубки. Эти тела иногда контактируют непосредственно с осадочными породами

обрамления трубки, но обычно отделены от них краевой зоной шириной от 10—30 до 50—80 м. Она сложена брекчиями обрушения, размерность которых уменьшается по направлению от контактов трубки. Брекчии вмещают, как правило, блоки осадочных пород размером до 30—40 м, наклоненные внутрь трубки под углом от 20—30 до 75°. Они смещены вниз относительно залегания слагающих их пород в экзоконтакте трубки на расстояние до 250—350 м. Внутри трубки между телами перемещенных брекчий располагаются два больших участка обрушенных осадочных пород в центральной и юго-западной ее частях. Размеры их в плане составляют 700—800×50—300 м. Первый из них почти со всех сторон окружен перемещенными брекчиями и только местами соединяется с



Фиг. 1. Внутреннее строение трубок Рудная гора 1 и Рудная гора 2 (реконструкция на период до рудообразования)

Осадочные породы: 1 — братской; 2 — верхней; 3 — нижней мамырской подсвиты; 4 — усть-кутской; 5 — верхолецкой свиты; 6 — брекчии обрушения; 7 — то же, с крупными глыбами и блоками осадочных пород (крапом показана их стратиграфическая принадлежность) 8 — перемещенные брекчии; 9 — тела долеритов; 10 — контакты трубок; 11 — разрывные нарушения

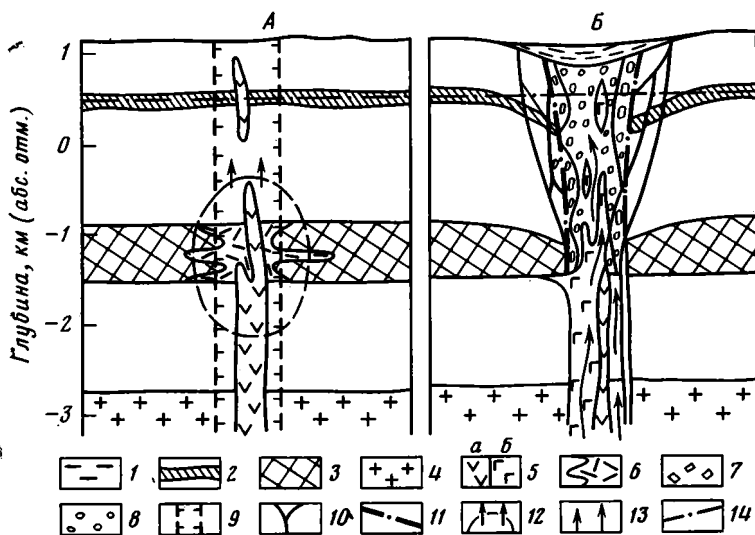
краевой зоной трубки. Для юго-западного участка более характерны непосредственные контакты с осадочными породами обрамления трубки. Эти участки сложены разноориентированными блоками осадочных пород размером в несколько десятков метров. Углы наклона блоков небольшие и в редких случаях достигают 40—60°. Блоки либо плотно прижаты друг к другу, либо разделены брекчиями обрушения. Перемещенные брекчии в виде языков, заливов проникают в участки обрушенных осадочных пород и краевую зону. Относительное размещение по вертикали блоков, сложенных породами различной стратиграфической принадлежности, соответствует их положению в нормальном разрезе, т. е. более древние располагаются ниже по отношению к более молодым. Очень редко, причем только для мелких блоков и глыб, представленных породами соседних слоев, наблюдаются обратные соотношения. Амплитуда опускания блоков пород внутрь трубки колеблется от 50 до 300 м. Ввиду сложного, порой хаотичного, характера размещения брекчий с различной размерностью обломков, а также глыб и блоков осадочных пород на карте и разрезах (см. фиг. 1) выделены только относительно крупные участки брекчий. В остальных случаях продукты обрушения показаны одним интегральным знаком, который отражает также и стратиграфическую принадлежность пород.

Таким образом, описанные участки в трубке Рудная гора 1 представляют собой обрушенные крупные блоки палеозойских осадочных пород, расчлененные на ряд более мелких блоков и глыб со смещением их в пространстве относительно друг друга и образованием в результате этого брекчий обрушения. Краевая зона и участки обрушенных осадочных пород сложены идентичными по генезису образованиями и в совокупности своей представляют зону обрушения, границы которой в общем и определяют контуры трубки. Заложение этой зоны, а следовательно, и самой трубки предшествовало формированию тел перемещенных брекчий. На это указывает проникновение перемещенных брекчий в краевую зону и участки обрушенных осадочных пород, в отдельных случаях непосредственные контакты их с породами обрамления трубки, извилистый профиль и ненарушенность этих контактов. Тела перемещенных брекчий локализовались, видимо, в участках зоны обрушения с наибольшими амплитудами погружения и интенсивностью раздробленности обрушенного материала. Небольшие трубки Рудная гора 2, Змеяная, Малютка по периферии выполнены брекчиями обрушения с глыбами и блоками осадочных пород, а центральные части их представлены одним столбовидным или воронкообразным телом перемещенных брекчий. В отличие от них трубка Рудная гора 3 по своему внутреннему строению идентична участкам обрушенных осадочных пород в трубке Рудная гора 1. Отдельные блоки пород опущены относительно своего залегания в экзоконтакте трубки на 50—130 м. Распространенность брекчий в трубке составляет в среднем 17%. Они представлены обломками осадочных пород палеозоя. Эта трубка может служить примером структуры, формирование которой завершилось стадией обрушения осадочных пород. Вполне возможно, что на верхних, теперь эродированных горизонтах она куполообразно замыкалась и переходила в трещиноватые осадочные породы, т. е. была закрытой структурой.

Характерно, что трубки приурочены к наиболее погруженным участкам локальной депрессионной структуры. В целом эта структура может быть рассмотрена как синклиналь проседания с несколькими зонами обрушения (трубками). В центральных частях большинства трубок и в наиболее раздробленных и опущенных вниз участках самой крупной трубки Рудная гора 1 продукты обрушения были переработаны с образованием тел перемещенных брекчий. Формирование синклинали проседания и зон обрушения внутри ее мы связываем с компенсационной просадкой пород над глубинным карстом нижекембрийских солей, возникших в триасовый этап тектоно-магматической активизации Сибирской платформы (фиг. 2). Как показал Г. В. Короткевич [11], такого рода карст может образовываться под действием на соли захороненных подземных вод при появлении трещин, обеспечивающих восходящую циркуляцию этих вод. На существование в районе юга Сибирской платформы напорных вод (рассолов), залегающих в породах нижнего кембрия, указывают Н. И. Соколов [17], С. С. Коржув [10]. Глубина залегания подошвы солевого комплекса (2,2 км) и его мощность (около 600 м) хорошо координируются с протяженностью трубок по вертикали (свыше 1,2 км) и максимальной величиной просадки блоков осадочных пород относительно их залегания за пределами депрессии (около 450 м). Следует отметить, что идею о карстовом происхождении ангаро-илимских трубок впервые высказал Е. П. Бессолицын [4], который традиционно связывал процессы карстообразования с действием нисходящих подземных вод на карбонатные породы. Однако для юга Сибирской платформы обычная глубина такого карьера не превышает 20 м, а максимальная 200—250 м [10].

Образование перемещенных брекчий обусловлено, на наш взгляд, гидропневмовулканическими [8] процессами, т. е. разрывом сплошности пород, их брекчированием и подъемом вверх газированными напорными водами. Причиной резкого повышения давления подземных вод и появления газовой фазы мог быть разогрев их теплом долеритовых интрузий. Важная роль магматизма в активизации гидродинамического режима

подземных вод показана в работах С. А. Ковалевского [9], Е. А. Баскова [3], Д. И. Павлова [13]. Напорные газированные воды устремлялись по наиболее проницаемым участкам зон обрушения, сложенных преимущественно брекчиевым материалом, производили дополнительную его дезинтеграцию, перемешивание обломков, механическую обработку их, транспортировку вверх. В зависимости от величины напора вод амплитуда перемещения обломочной массы могла быть самой различной. Возможно, вследствие местных закупок газа имели место эксплозивные явления. Заключительный этап формирования трубок проявился в уплотнении, литификации брекчий, связанной с этим дополнительной просадке пород, появлении разрывных нарушений внутри трубок и внедрении по наиболее ранним из них долеритовых даек.



Фиг. 2. Идеализированные разрезы, отражающие начальный (А) и конечный (Б) этапы формирования брекчиевых трубок Коршуновского месторождения

Породы платформенного чехла: 1 — триасовые, 2 — палеозойские (косой штриховкой выделены отложения нижнего ордовика), 3 — каменная соль; 4 — породы кристаллического фундамента; 5 — долериты начальной (а) и конечной (б) фаз магматизма; 6 — зона солевого карста; 7 — продукты обрушения; 8 — перемешанные брекчии; 9 — трещинная зона, возникающая в связи с тектоно-магматической активизацией платформы; 10 — разрывные нарушения в окружении трубки; 11 — контакты трубки; 12 — зона активизации подземных вод в соленосных отложениях нижнего кембрия; 13 — пути движения рудоносных растворов; 14 — уровень современного эрозионного среза

Рассмотрение генезиса трубок Коршуновского месторождения было бы неполным без выяснения места оруденения в истории их формирования и источника рудного вещества. С этой целью остановимся на характеристике пространственной, временной и геохимической связи долеритов с оруденением. Как уже говорилось, долериты месторождения представлены средне- и мелкозернистыми разностями, а также микродолеритами. Кроме того, встречаются дайки автобрекчий долеритов, или, по терминологии сторонников вулканогенного генезиса, трубок [2, 18] трапповых агломератов, представленных обломками долеритов, сцементированных идентичным или микродолеритовым материалом. Происхождение этих пород обусловлено, вероятно всего, дроблением даек долеритов в процессе проседания пород во внутренних частях надкарстовой синклинали, а в дальнейшем и внутри трубок, и одновременно с этим цементацией обломков новыми порциями магмы. Пространственная связь долеритов и оруденения проявлена в общей приуроченности их к крупным трубкам в центральной наиболее погруженной части синклинали проседания и зачастую наблюдаемом пространственном совпадении зон долеритовых даек и рудных жил. Достаточно надежно устанавливается также времен-

ная связь, выраженная в том, что двум фазам магматизма соответствуют две близкие им по времени фазы рудообразования. Магматические и гидротермальные продукты ранней фазы зафиксированы в виде обломков долеритов, руд и метасоматитов в брекчиях, заполняющих трубки. К поздней фазе относятся долеритовые тела, пересекающие брекчии трубок, и наложенное на них оруденение. Долериты, как правило, изменены, нередко по ним развиты прожилково-вкрапленные руды. Поскольку на размещение оруденения значительное влияние оказала внутритрубочная трещиноватость, обусловленная проседанием пород на заключительном этапе формирования трубок, перерыв между становлением трубок и оруденением второй фазы был небольшим. С учетом дорудного возраста указанных долеритов это обстоятельство свидетельствует о незначительном разрыве во времени между их внедрением и оруденением. Сказанное в известной мере подтверждается результатами выполненного по нашей просьбе в ИГФМ АН СССР калий-аргонового определения абсолютного возраста долеритов (185—220 млн. лет) и гидротермального адуляра (180 млн. лет). Результаты спектрального анализа показали, что долериты и гидротермальные минеральные продукты месторождения содержат в сопоставимых количествах одни и те же микроэлементы (ванадий, никель, хром, кобальт, стронций, медь, цинк, галлий). По основным петрохимическим характеристикам долериты близки к нормальному типу, но отличаются повышенным, более чем в два раза, содержанием калия и преобладанием его над натрием.

Установленные пространственные и временные взаимоотношения между долеритами и рудами, их геохимическое родство, специфические петрохимические особенности долеритов свидетельствуют вопреки существующим представлениям о рудоносных растворах, сформировавших ангаро-илимские месторождения, как подкоровых продуктах, не связанных с долеритовым магматизмом [5, 14], о наличии такой связи, хотя бы в виде парагенетической. Исследователи, признающие связь магнетитового оруденения с долеритовым магматизмом, по-разному трактуют форму этой связи. По мнению С. С. Смирнова [16], Н. П. Аникеева [1], В. И. Гоньшаковой [6] и др., рудоносные растворы отделились от глубинных долеритовых интрузий. Н. В. Павлов и др. [12], Е. А. Басков [3], Д. И. Павлов [13] считают, что эти растворы образовались при взаимодействии долеритовой магмы с солями (рассолами), залегающими в нижнекембрийских отложениях осадочного чехла платформы. Соблазнительно было бы увязать в единую концепцию представления о рудогенерирующей роли взаимодействия долеритов с солями (рассолами) с предлагаемой нами моделью формирования рудовмещающих трубок, раскрывающей структурообразующую роль этого взаимодействия. Однако расчеты показывают, что для создания массы руд в 1 млрд. т (запасы Коршуновского месторождения) даже при 30% извлечении железа из долеритов потребовалось бы выщелачивание интрузии объемом примерно 1 км³, а для переноса рудного вещества и его отложения нужно около 3 км³ воды (при содержании железа в растворе, равном 10%), нагретой до 500°С (температура скарнообразования). Чтобы осуществить такую работу, необходим интрузив значительных размеров (несколько километров в поперечнике), который должен был проявить себя мощной дайковой серией и ореолом ороговикования, тем более, что глубина его залегания составляла бы всего 1,5—2 км (уровень соленосных отложений). Вместе с тем дайки долеритов на Коршуновском месторождении относительно немногочисленны и концентрируются на ограниченной площади центральной его части. Глубокими скважинами, пройденными на самом месторождении и его окрестностях, в породах осадочного чехла платформы вскрыты лишь единичные силлы долеритов мощностью 100—250 м без сколько-нибудь значительного ореола ороговикования. Учитывая сказанное, наиболее вероятно, что источником рудоносных растворов в согласии с представлениями С. С. Смирнова [16] были глубинные очаги долеритовой магмы. Таким образом, долеритовые интрузии осадочного чехла платформы в районе Коршуновского месторождения парагенети-

чески связаны с оруденением. Они сыграли важную роль в формировании трубок и тем самым подготовили условия для отложения руд из газосодержащих растворов, следующих за ними из одного и того же магматического очага (см. фиг. 2).

Восходящие растворы пропитывали брекчии трубок, образуя при их метасоматозе брекчиевидные и брекчиевидно-вкрапленные руды, участками переходящие в почти сплошные и массивные. Местами они проникали в окружающие трубки дислоцированные осадочные породы, в результате чего формировались согласные с напластованием тела прожилково-сетчатых и полосчатых руд. При прохождении по галогенным образованиям осадочного чехла растворы насыщались NaCl, что выразилось в появлении в рудах галита. Руды с галитом встречены недавно на глубоких горизонтах месторождения, где были обнаружены также воды рассольного типа. На верхних горизонтах галит, естественно, был растворен, вследствие чего в рудах зачастую наблюдаются пустоты и каверны. Поскольку температурный режим в зоне рудоотложения создавался самими растворами, а по глубине формирования ангаро-илимские месторождения относятся к приповерхностным [2], температура растворов относительно быстро падала, и заключительный акт рудообразования, проявленный в формировании так называемых жильных руд, характеризовался коллоидным состоянием растворов. Об этом свидетельствует широкое развитие в этих рудах колломорфных текстур, а также наличие очень своеобразных оолитовых руд, небольшие линзы которых изредка встречаются на Коршуновском месторождении в зонах жильного оруденения.

ВЫВОДЫ

1. Брекчиевые трубки Коршуновского месторождения представляют собой зоны обрушения внутри синклинали проседания, возникшей над глубинным карстом солей, вследствие появления разрывов, обеспечивающих восходящий отток напорных подземных вод (рассолов), в пермотриасовый период тектоно-магматической активизации Сибирской платформы. Во внутренних частях большинства трубок продукты обрушения переработаны с дополнительной дезинтеграцией, перемешиванием и восходящим движением обломочной массы в связи с гидроразрывными процессами, обусловленными гидродинамической активизацией подземных вод теплом долеритовых интрузий.

2. Оруденение и долеритовые интрузии месторождения связаны парагенетически. Руды в трубках образовались при метасоматозе слагающих их брекчий газосодержащими растворами, следующими за долеритовыми выплавками из общего с ними глубинного магматического очага.

Литература

1. Аникеев Н. П. Геология и минералогия Ангаро-Илимских железорудных месторождений.— Тр. Вост. Сиб. геол. треста. Иркутск: ОГИЗ, 1936, вып. 19. 240 с.
2. Ангаро-Илимские железорудные месторождения трапповой формации южной части Сибирской платформы/Ред. Антипов Г. И., Иващенко М. А., Корабельникова В. В. и др. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 371 с.
3. Басков Е. А. Подземные рассолы седиментационного генезиса и их роль в процессе рудообразования (на примере Ангаро-Илимских месторождений).— В кн.: Материалы к совещанию «Общие закономерности геологических явлений». Л., 1965, с. 341—353.
4. Бессолицын Е. П. О происхождении рудовмещающих форм железорудных месторождений Ангаро-Илимского района.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибирской платформы. Л.: Недра, 1970, с. 161—168.
5. Вахрушев В. А. Некоторые проблемы эндогенного рудообразования (на примере железорудных месторождений юга Сибирской платформы).— Геология и геофизика, 1975, № 2, с. 144—147.
6. Гоньшакова В. И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы.— Тр. ИГЕМ. М., 1961, вып. 61. 294 с.
7. Дунаев В. А. Нептунические дайки Коршуновского железорудного месторождения.— В кн.: Рудничная геология, прикладная геофизика, устойчивость бортов карьеров и отвалов. Белгород: Изд. ВЮГЕМ, 1978, вып. 26, с. 16—20.
8. Калинин М. К. Об общих факторах, вызывающих возникновение вулканоидов различного типа.— Инф. бюл. Ин-та геологии Арктики, 1960, вып. 19, с. 15—21.

9. Ковалевский С. А. Грязевые вулканы южного Прикаспия (Азербайджан и Туркмения). Баку: Азотптехиздат, 1940. 192 с.
10. Коржуев С. С. Карст.— В кн.: Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976, с. 289—350.
11. Короткевич Г. В. Соляной карст. Л.: Недра, 1970. 256 с.
12. Павлов Н. В., Цветков А. Н., Котлова А. Г. О выносе железа при взаимодействии траппового расплава с NaCl.— Геол. рудн. месторожд., 1964, № 6, с. 3—14.
13. Павлов Д. И. Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод. М.: Наука, 1975. 245 с.
14. Платформенная магномагнетитовая формация/Ред. Момджи Г. С., Архипенкова А. Я., Козлов В. Ф., Павлов В. А. М.: Недра, 1976. 204 с.
15. Рухин Л. Б. Основы литологии. Л.: Недра, 1969. 703 с.
16. Смирнов С. С. Ангаро-Илимская железорудная провинция.— Разведка недр, 1933, № 20, с. 17—24.
17. Соколов Н. И. Карст южной части Сибирской платформы.— В кн.: Региональное карстоведение. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 179—198.
18. Страхов Л. Г. Рудоносные вулканические аппараты юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1978. 116 с.

ВИОГЕМ,
Белгород

Поступила в редакцию
16.VI.1981

УДК 552.14 : 553.63

**О ГЛОБАЛЬНОМ РАЗВИТИИ ГАЛОГЕННОЙ
КАТАГЕНЕТИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД
ПОД ЭВАПОРИТОВЫМИ ФОРМАЦИЯМИ**

МАХНАЧ А. А.

Обобщены данные о распространении галогенных катагенетических минералов в породах подсолевых формаций. Показано повсеместное развитие этих минералов в отложениях, залегающих под разновозрастными (от кембрия до неогена) сульфатными и хлоридными отложениями. Галогенная катагенетическая минерализация развивается в отложениях любого литологического состава и не зависит от их фациально-палеогеографической природы. Обращается внимание на парагенезис катагенетической доломитизации известняков с перекрывающими эвапоритами. Формирование постдиагенетической галогенной минерализации связывается с действием на подсолевые отложения высокоминерализованных рассолов, поступающих из соленосных формаций.

При изучении катагенетических преобразований пород исследователи обычно уделяют внимание анализу изменений, протекающих под действием температуры, давления и подземных вод, поступающих с поверхности или из глубоких частей земной коры. Значительно меньше места в работах по катагенезу отводится исследованиям превращений осадочных отложений под влиянием подземных растворов, мигрирующих из одного пласта или комплекса пород в другой пласт или комплекс. Такие трансформации носят типично наложенный характер и охватывают область контактных явлений, т. е. процессов, идущих в пределах зон осадочного чехла, сложенных пластами или толщами разного литологического состава. При этом понимается, что изменения пород происходят не на самой границе между пластами, а распространены на значительном удалении от нее и контактны в том смысле, что обусловлены обменом либо односторонним переносом вещества в пределах контактирующих частей разреза. Данная статья посвящена анализу одного из наиболее ярких контактных катагенетических явлений: совокупности процессов, протекающих в подсолевых толщах под действием мигрирующих в них межкристалльных растворов вышележащих соленосных отложений.

Явление поступления маточных рассолов солевых формаций в подсолевые комплексы, следствие которого — пространственная ассоциация высококонцентрированных подземных рассолов с вышележащими эвапоритами в гидрогеологии установлено довольно давно [8]. С литологической же точки зрения процессы внедрения в терригенные, карбонатные и глинистые отложения чуждых им крепких рассолов и взаимодействия последних с породами систематически не изучались, несмотря на то что достаточно ясные указания на них имеются уже в «Геохимии России» А. Е. Ферсмана [25]. В этой монографии, в части, посвященной описанию постседиментационных изменений отложений карбонатно-сульфатной толщи перми Русской платформы, сказано про «...мощные сбросы..., по которым прокладывают себе дорогу растворы гипса и соли...» (с. 186). Здесь же читаем: «Часть гипса проникла сверху в нижние горизонты, сцементировав пески гипсовым цементом и положив начало тем своеобразным гипсовым песчаникам, кои под именем «печеры» идут для полировки и выделки точильных брусков».

Основными минеральными индикаторами взаимодействия пород негалогенных фаций с рассолами — производными солевых (хлоридных и сульфатных) отложений являются катагенетические ангидрит, гипс, га-

лит. Рассмотрим проявления галогенной минерализации в отложениях, залегающих под разновозрастными эвапоритовыми формациями. Исключительно ярко проявились процессы катагенетической сульфатизации и галитизации в межсолевых и подсолевых отложениях кембрия и верхнего протерозоя Иркутского амфитеатра [2, 15]. Интенсивное новообразование ангидрита, гипса и галита испытали карбонатные и алевроитопесчаные породы ушаковской, мотской (парфеновский и ярактинский горизонты) и усольской (осинский горизонт) свит в пределах Ярактинской, Марковской, Северо-Марковской, Непской, Потаповской и других площадей. Количество галита в доломитах достигает 40—50%. В песчаниках галит часто полностью заполняет поры, образуя пойкилитовый цемент, составляющий 15—20% всей массы породы; таких же величин достигает в песчаниках и содержание ангидрита. На примере верхнемотской подсвиты установлено, что степень галитизации снижается с глубиной залегания пород. Галогенные минералы в кембрийско-верхнепротерозойских отложениях завершают последовательность постседиментационного минералообразования. Время возникновения сульфатной и хлоридной минерализации оценивается как постпалеозойское. Л. Г. Кесслер [34] указывает на позднюю сульфатизацию терригенных пород ордовикской формации Виннипег, развитой в Манитобе и Саскачеване (Канада) и прилегающих районах США. Это главным образом отложения временных водных потоков («вади») и золотые. Устанавливаются две генерации сульфата кальция. Ранняя представлена гипсом и ангидритом, которые цементировали дюнные пески при испарении просачивавшихся сквозь них приливо-морских вод. Кристаллизация ангидрита поздней генерации обусловлена проникновением вод из залегающих выше ордовикско-силурийских эвапоритов. В межсолевых карбонатных пластах (А-0 и А-1) верхнесилурийской (лудлов) соленосной формации Салина на газоносной площади Белл Ривер Миллс (Мичиган) породы содержат блочный ангидрит в межкристалльных и фенестральных пустотах и трещинах, а также галит, рассеянный и цементирующий обломки межформационных брекчий [30]. Размер кристаллов ангидрита до 2 мм. Катагенетические трещины с ангидритом имеют ширину до 0,5 см и вертикальную протяженность до 30 см. По мнению Д. Гилла [30], формирование поздних галогенных минералов в карбонатных породах вызвано влиянием эвапоритовых рассолов, просачивавшихся сверху из отложений надприливных равнин. Формация Салина подстилается венлокской формацией Гьюлф, в составе которой выделяется значительное количество рифов-«пиннаклов». В породах, слагающих рифовые постройки, также наблюдаются вторичные сульфатизация и галитизация, которые Д. Гилл связывает с действием рассолов, мигрировавших из отложений Салины.

В центральной части Московской синеклизы (Тула, Калуга) фиксируется галитизация терригенных пород, подстилающих среднедевонскую галогенную формацию. Основываясь на наличии в этих породах остатков рыб, лингул и эстерий, Н. М. Страхов [22] полагает, что «...галит следует рассматривать в качестве эпигенетического наложенного признака, возникшего на стадии катагенеза» (с. 293). Широко представлены и подробно изучены галогенные минералы в негалогенных породах осадочного чехла Припятского прогиба, содержащего две мощные эвапоритовые формации; франскую и фаменскую. Катагенетические сульфаты (ангидрит, реже гипс) развиты в межсолевых (нижнефаменских) и подсолевых (франско-рифейских) отложениях практически по всей территории их распространения. Сульфатные новообразования встречаются в виде выполнения пор, каверн, трещин и участков метасоматического замещения матрицы пород в известняках, доломитах, песчаниках, гравелитах, аргиллитах. Постдиагенетический галит в порах, трещинах и кавернах зафиксирован в карбонатных задонско-елецких, семилукских, воронежских породах девона на ряде поисково-разведочных структур (Холопиничская, Березинская, Руднянская, Савичская, Оземлинская, Борщевская и др.). В пределах Западно-Валавской, Мозырской, Радомлянской, Ельской, Восточно-Выступовичской и других площадей подня-

ты задонско-елецкие песчаники и гравелиты с пойкилитовым и поровым галитовым цементом. Отдельные находки песчаников с таким цементом отмечены в отложениях пинской свиты рифея. Проявления катагенетических галогенных минералов в Припятском прогибе имеют типично наложенный характер и распространены в отложениях разных фаций: от морской глубоководной (доманикоидной) и шельфовой (биогермной) девонского возраста до континентальной ледниковой (вильчанская серия венда). Представляет интерес галитизация пород верхней, выветрелой части кристаллического фундамента (Судовицкая скв. 14). Вторичная галогенная минерализация образований осадочного чехла и фундамента Припятского прогиба обусловлена действием рассолов девонских соленосных формаций.

Катагенетическая сульфатизация установлена в девонских и каменноугольных отложениях Днепровско-Донецкой впадины, перекрытых верхнефаменской и пермской соленосными формациями. В. А. Хоменко [26] отмечает заполнение ангидритом пор и трещин терригенных пород колайдинской свиты (Колайдинская и Петровцевская площади). По данным А. Е. Лукина [14] и др., новообразование ангидрита имело место в нижнекаменноугольных карбонатных и песчано-алевритовых породах. В Чу-Сарысуйской синеклизе, где известны девонские, каменноугольные и пермские соленосные отложения, сульфатизации подвергнуты межсолевые и подсолевые отложения девона и карбона. Так, подсолевые верхнедевонские пестроцветные алевролиты и аргиллиты с прослоями известняков содержат включения гипса и ангидрита в районе Нижнечуйской ступени [1]. Сульфатизация нижнекаменноугольных известняков отмечена на площадях Уч-Арал-Кемпыртюбе, Акбий, Тантай-Бестюбе, Придорожная [16]. Катагенетическая сульфатизация (гипс и ангидрит) широко развита на Восточно-Европейской платформе в карбонатных, терригенных и глинистых породах значительного стратиграфического диапазона, залегающих ниже кунгурской (P_1) соленосной формации. В Прикаспийской впадине этот процесс отмечается в известняках и доломитах среднего и верхнего карбона и нижней перми (Чинаревская скв. П-2; Ташлинская скв. П-25; Усовская скв. Г-2; Гремячинская скв. Г-2; Западно-Тепловская скв. П-2, 3, 4, 12; Чапуринская скв. П-7; Богдановская скв. П-6; Ветелкинская скв. П-8 и др.) [3, 19]. Степень сульфатизации пород различна, иногда она наиболее велика в верхней части подсолевого разреза. Процесс значительно снижает емкостно-фильтрационные свойства пород. Например, в северной бортовой зоне (Западно-Тепловская скв. П-2) встречаются доломиты, поры, каверны и трещины которых нацело залечены ангидритом; пористость при этом снижается до 1,3% [19]. Явление сульфатизации афациально: отмечается в отложениях депрессионного и шельфового типов. Это указывает на связь сульфатизации пород с влиянием минерализованных подземных вод.

Зафиксирована сульфатизация (ангидритизация и огипсование) в карбонатной среднекаменноугольно-нижнепермской толще в районе Соль-Илецкого выступа фундамента (Оренбургское газоконденсатное месторождение, Краснохолмская площадь) [17]. А. В. Ярошенко [28] указывает на постлитификационную сульфатизацию нижнепермских пород Южного Приуралья. Выполнение пустотного пространства пород Совхозного биогермного массива ангидритом он связывает с влиянием кунгурской соленосной толщи. На обширной территории Урало-Поволжья процессом сульфатизации охвачены породы разного литологического состава нижнепермского, каменноугольного, девонского и верхнепротерозойского возраста [9, 21, 23, 27]. В Башкирии катагенетический ангидрит встречен в кавернах и трещинах карбонатных отложений верхнего (средне-верхнефранский подъярус, в том числе доманиковый горизонт) и среднего (старооскольско-бийские слои) девона. На территории Татарии вторичные гипс и ангидрит обнаружены в карбонатных породах башкирского яруса и турнейских песчаниках (Аксубаевская, Степноозерская площади). Выпадение вторичных ангидрита и гипса отмечается в окско-башкирских и девонско-турнейских карбонатных коллекторах Куй-

бышевской обл. Сульфатные минералы выполняют пустоты и трещины, иногда прорастают вмещающие породы на Лебяжинской, Кулешовской, Якушкинской, Орлянской и других площадях. Вторичные сульфаты кальция встречены также в песчаниках нижнего карбона (Красный Яр, Муханово, Радаевка и др.).

На территории Пермской обл. установлена катагенетическая сульфатизация ниже- и среднекаменноугольных обломочных, органических и хемогенных карбонатных пород и песчаников. Ангидрит и гипс залечивают поры, каверны и трещины известняков и образуют метасоматические выделения в матрице пород, в песчаниках слагают коррозионные цементы. Сульфаты являются одними из последних в ряду вторичного минералообразования. П. А. Карпов [11], изучавший девонские терригенные отложения Волгоградской обл., выявил постседиментационный ангидрит. Наблюдая породы в широком глубинном диапазоне (от 100—300 до 3200 м), этот исследователь установил, что степень ангидритизации не зависит от глубины; вместе с тем ангидрит отмечен там, где сульфаты встречаются выше или ниже по разрезу. Катагенетическая сульфатизация верхнепротерозойских терригенных и карбонатных отложений установлена в Серноводско-Абдулинском, Бавлинско-Ленинском прогибах и других районах. Количество ангидрита в породах достигает 4—15%. В юго-восточной части Московской синеклизы (Солигалич, Любим, Шарья, Горький) Л. М. Бириной [5] детально описан катагенетический ангидрит в подкунгурском палеозое. В Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции сульфатизацией затронуты карбонатные и терригенные породы большого возрастного интервала (ордовик — карбон) [7]. Степень сульфатизации доломитов достигает 2—10%. В межсульфатных карбонатных прослоях соленосной формации Гипсхьюкен (P_1) на о. Шпицберген установлены разные типы выделений вторичных гипса и ангидрита, среди которых есть явно катагенетические — выполнение пустот и мегатрещин шириной в несколько метров и протяженностью в 50—75 м [36]. Отмечается приуроченность пустот, заполненных сульфатами, к породам подсульфатных пластов.

Катагенетические ангидрит и гипс зафиксированы в Балтийской синеклизе в кембрийских песчаниках и алевролитах, перекрытых верхнепермской эвапоритовой формацией [13]. Сульфатные минералы слагают поровый и крустификационный цемент обломочных пород и выполняют трещины в них (скважины Нестерово-1, Калвария, Пренай, Паукшяй). Установлено, что гипс и ангидрит — наиболее поздние катагенетические минералы. Л. Н. Лашкова [13] предполагает, что образование их связано с активным движением в толще пород минерализованных подземных вод. Вероятно, поэтому сульфатный цемент чаще встречается в более проницаемых крупнозернистых породах, чем в мелкозернистых. Выполнение каверн и трещин гипсом отмечено в разрезе опорной скважины Стонишкяй (центральная часть Балтийской синеклизы), в карбонатных породах плявиньской свиты (верхний девон), а также в залегающих под сульфатными прегольскими отложениями известняках и доломитах науаякмянской и калварийской свит верхней перми [12]. Широко распространен вторичный ангидрит в песчаниках ротлигендеса (P_1) Североморской синеклизы, где они перекрываются мощной эвапоритовой формацией цехштейна (P_2). По данным Н. Д. Хэнкока [32], на севере Западной Германии в толще ротлигендеса, сложенной песчаниками пустынного происхождения (эоловые дюны, аллювиальные и флювиальные конусы), ангидрит завершает последовательность вторичного минералообразования, а количество его иногда уменьшается вниз по разрезу от перекрывающего цехштейна. В южном секторе Северного моря, в пределах площадей Леман Бэнк и Соул Пит, К. В. Гленни с соавторами [31] отмечают обычное присутствие ангидрита в трещинах нижнепермских песчаников зон разрывных тектонических нарушений и определяют время его формирования как кайнозойское.

Включения ангидрита отмечены в карбонатных отложениях подсолевого комплекса триасовой эвапоритовой формации района Преславской

антиклинали Восточно-Предбалканской тектонической зоны в Болгарии [6]. По данным Х. Фюхтбауэра [29], в песчаных отложениях средней части бунтзандштейна (триас) северной части ФРГ, накопившихся в соленоватоводно-морской обстановке, встречены вторичные ангидрит и местами галит. В вышележащей толще триаса (в частности, в кейпере и мушелькальке) в этом районе установлены пачки эвапоритов мощностью порядка 100 м [31]. Подробно изучен катагенетический ангидритовый цемент кембрийских песчаников, подстилающих галогенную триасовую толщу на нефтяном месторождении Хасси-Мессауд в Алжире [18]. Интересно наличие в этом районе ангидрита в выветрелых гранитах докембрийского кристаллического фундамента. По мнению исследователей, изучавших постдиагенетическую галогенную минерализацию на структуре Хасси-Мессауд, решающую роль в формировании ее сыграли рассолы, внедренные из соленосной формации триаса под большим давлением и с гидравлическим разрывом пластов. В келловей-оксфордских карбонатных отложениях Восточной Туркмении, подстилающих кимеридж-титонские (гаурдакские) эвапориты, отмечена постседиментационная сульфатизация в пределах газовых месторождений Беурдешик, Кирпичли, Сакар, Багаджа [4]. Есть указания на наличие проявлений сульфатов в карбонатных и терригенных породах подсолевых формаций района Гвинейского (нижнеаптско-неокомовые отложения, залегающие под среднеаптско-нижнеальбскими эвапоритами) и Персидского (палеоген-неогеновая толща Асмари, перекрытая соленосной формацией Нижний Фарс) заливов [10]. Песчаники с ангидритовым и гипсовым цементом известны в Предкарпатском прогибе в верхней части палеогенового флиша, перекрытого миоценовой галогенной формацией [20].

Число примеров нахождения катагенетических ангидрита, гипса, галита в подэвапоритовых частях осадочного чехла может быть увеличено, однако ограничимся приведенными и коснемся еще одного важного постдиагенетического признака подсолевых отложений — доломитизации известняков. Проблема доломитизации — одна из давних, очень сложных и до конца пока не решенных проблем литологии и геохимии. Существует целый ряд концепций, множество экспериментальных данных, посвященных процессу превращения известняка в доломит. В данной статье, не останавливаясь на физико-химической стороне вопроса, обратим лишь внимание на факт частой ассоциации эвапоритовых толщ с нижележащими вторичными доломитами, который, по нашему мнению, указывает на доломитизирующую роль рассолов, мигрирующих из соленосных отложений. К. Хюммель [33], изучавший итальянские доломиты, еще в 1928 г. связал доломитизацию рифовых ладинско-карнийских отложений с внедрением в них вод из вышележащих гипсосодержащих слоев Рэйбл. Не исключено, что эти растворы вызвали доломитизацию и лежащих глубже анизийских пород формации Серла [24]. В монографии Д. Уилсона приводится множество примеров парагенезиса доломитизированных известняков и перекрываю-

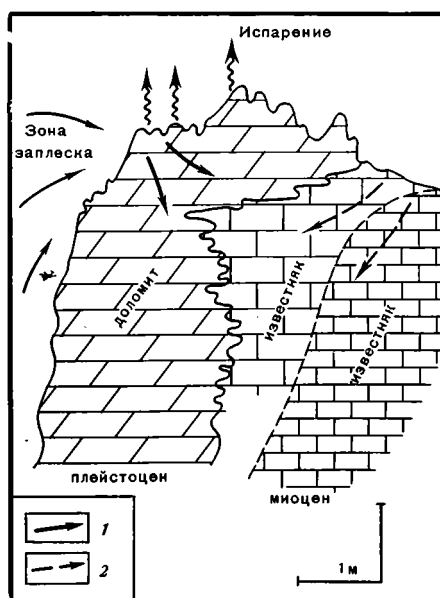


Схема воздействия рассолов испарения на карбонатные отложения клиффа Мэй на о. Сан-Андрес [35]

Направление движения: 1 — рассолов, 2 — метеорных вод

щих эвапоритов. При этом подчеркивается усиление доломитизации карбонатных пород вблизи солевых покрышек. Такое явление установлено и нами для межсолевой девонской толщи Припятского прогиба. Степень доломитности пород, контролируясь величинами открытой пористости и глинистости, имеет тенденцию к увеличению по мере приближения к перекрывающей фаменской соленосной формации.

Большая сложность изучения процессов катагенеза вообще и катагенетической доломитизации в частности заключается в том, что они протекали в давние геологические эпохи, нередко в трудно реконструируемых геохимических обстановках. Поэтому весьма важно помимо экспериментальных работ вести поиск легкодоступных геологических ситуаций с известными параметрами геохимической среды, которые могли бы служить моделями древних катагенетических процессов. В свете сказанного представляется логичным обратиться к случаю доломитизации карбонатных отложений о. Сан-Андрес (Колумбия), где процесс замещения известняка доломитом протекал под действием эвапоритовых рассолов в геологически недавнее время, а, возможно, продолжается и сейчас [35]. Геологический разрез клиффа Мэй, находящегося в западной части острова, представлен раннелифтифицированными плейстоценовыми и миоценовыми карбонатными отложениями (фигура). Прогрессивной доломитизации подвергается верхняя часть водорослевого известняка. Степень доломитности пород изменяется с глубиной проникновения в пласт от 100% на поверхности до нуля на плейстоцен-миоценовом контакте. Доломитизирующим агентом служат фильтрующиеся с поверхности сильносолевые растворы, образующиеся при испарении морской воды западин. Минерализация рассолов весьма значительна, на что указывает присутствие гипса и галита в поверхностных депрессиях вдоль западного побережья острова.

ВЫВОДЫ

Изложенный материал позволяет заключить, что продукты взаимодействия маточных рассолов соленосных формаций с подстилающими породами, представленные катагенетическими минералами: ангидритом, гипсом, галитом, а также метасоматическим доломитом, имеют глобальное распространение. Они встречаются под соленосными формациями любого геологического возраста. Постдиагенетическая галогенная минерализация развивается в подсолевых породах независимо от их литологического состава и фациально-палеогеографической принадлежности. Эвапоритовые рассолы в той или иной мере вызывают формирование наложенной галогенной минерализации в породах всей подсолевой части осадочного чехла, а также проницаемой зоны кристаллического фундамента.

Литература

1. Айтбаев К. А., Семин Ю. А., Туkenов Н. Т., Филиппов Г. П., Zubov И. П., Синицын Ф. Е. Новый газоносный район в Южном Казахстане.— Геол. нефти и газа, 1975, № 1, с. 16—21.
2. Анциферов А. С. О выпадении солей из нижнекембрийских и вендских рассолов в Иркутском амфитеатре.— Геол. нефти и газа, 1974, № 4, с. 70—75.
3. Арабаджи М. С., Бухаров А. В., Капустин И. Н., Мильничук В. С., Жиденко Е. А., Кан Е. К. Перспективы нефтегазоносности подсолевых отложений северо-востока Прикаспийской впадины.— Геол. нефти и газа, 1978, № 1, с. 19—25.
4. Аширмамедов М. А., Смарагдов В. В., Абдыев А. А., Быков Р. И., Шустер В. Л. Перспективы газоносности карбонатных отложений верхней юры Восточной Туркмении.— Геол. нефти и газа, 1980, № 2, с. 1—5.
5. Бирина Л. М. Ангидриты в палеозое центральной части Русской платформы. М.: Наука, 1979. 124 с.
6. Брюкнер Л. А., Георгиев Г. В., Георгиев Г. Д., Монахов И. Б., Савинкин П. Т. Перспективы нефтегазоносности центральной части Восточно-Предбалканской тектонической зоны.— Геол. нефти и газа, 1978, № 8, с. 62—69.
7. Гмид Л. П., Булач М. Х. Особенности емкостных и фильтрационных свойств карбонатных отложений палеозоя Тимано-Печорской провинции на больших глубинах.— В кн.: Коллекторы нефти и газа на больших глубинах. М., 1978, с. 11—14 (Тез. докл. II Всес. конф. МИНХ и ГП).
8. Зайцев И. К. Некоторые закономерности распространения и формирования подземных рассолов на территории СССР.— Бюл. ВСЕГЕИ, 1958, № 1, с. 3—18.

9. Каледа Г. А., Котельникова Э. Д. Закономерности размещения карбонатных коллекторов башкирского яруса на тектонических структурах Урало-Поволжья.— Геол. нефти и газа, 1974, № 9, с. 66—72.
10. Каченко Л. Н. Связь нефти, рассолов и соли в земной коре. Л.: Недра, 1974. 184 с.
11. Карпов П. А. Некоторые закономерности изменения пористости терригенных пород в зависимости от глубины залегания (на примере девонских отложений Волгоградской области).— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 5, с. 118—121.
12. Киснерюс Ю. Л. Опорный разрез скважины Стонишкяй Литовской ССР. Вильнюс, Периодика, 1974. 201 с.
13. Лашкова Л. Н. Литология, фации и коллекторские свойства кембрийских отложений Южной Прибалтики. М.: Недра, 1979. 102 с.
14. Лукин А. Е. Формации и вторичные изменения каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины в связи с нефтегазоносностью. М.: Недра, 1977. 102 с.
15. Марченко Ю. И., Тюменцев В. Л. Типы перекристаллизации карбонатных пород венда Иркутского амфитеатра в связи с их возможной нефтегазоносностью.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 3, с. 66—75.
16. Минский Н. А., Соколова Е. А. Вторичная минерализация и перспективы нефтеносности нижнекаменноугольных пород Чу-Сарысуйской впадины в связи с тектонической активностью.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 10, с. 86—94.
17. Осипова А. И., Бельская Т. Н. Палеоэкологические критерии для выявления эпигенетических изменений карбонатных пород (на примере нижнекаменноугольных отложений Русской платформы).— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 2, с. 107—129.
18. Прозорович Г. Э., Скрынник З. Б. Внедрение вод из галогенных толщ в нижележащие коллекторы под высоким давлением и с гидравлическим разрывом пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 11, с. 143—147.
19. Прошляков Б. К., Гальянова Т. И., Пименов Ю. Г., Ярошенко А. В. Влияние вторичных процессов на коллекторские свойства палеозойских отложений северной бортовой зоны Прикаспийской впадины.— В кн.: Изучение коллекторов нефти и газа, залегающих на больших глубинах. М.: Недра, 1977, с. 62—64 (Тр. МИНХ и ГП, вып. 123—124).
20. Ритун М. Б. Основные факторы, влияющие на изменение пористости с глубиной в палеогеновом флише Предкарпатского прогиба.— В кн.: Изучение коллекторов нефти и газа, залегающих на больших глубинах. М.: Недра, 1977, с. 104—106 (Тр. МИНХ и ГП, вып. 123—124).
21. Стеблева Г. И., Семенова Е. Г. Породы-коллекторы турнейского и окско-башкирского карбонатных комплексов и их возможности нефтегазоаккумуляции на территории Куйбышевской области.— Геол. нефти и газа, 1980, № 3, с. 44—49.
22. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.
23. Суркова Г. И. Некоторые особенности формирования порового пространства карбонатных коллекторов каменноугольного возраста Пермской области.— В кн.: Вопросы миграции нефти и формирования пород-коллекторов. М.: ИГиРГИ, 1972, с. 67—72.
24. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.
25. Ферсман А. Е. Геохимия России. Петроград: Научн. хим.-техн. изд., 1922. 214 с.
26. Хомченко В. А. Литология девонских отложений Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наукова думка, 1977. 164 с.
27. Чепиков К. Р., Смирнова Н. В. Запечатанные битумы — свидетельство сравнительно ранней миграции нефти в верхнедевонских отложениях Сивинского района Волго-Уральской области.— В кн.: Вопросы миграции нефти и формирования пород-коллекторов. М.: ИГиРГИ, 1972, с. 25—28.
28. Ярошенко А. В. Основные факторы, определяющие пустотное пространство биогермных карбонатных пород (на примере нижнепермских отложений Южного Приуралья).— В кн.: Изучение коллекторов нефти и газа, залегающих на больших глубинах. М.: Недра, 1977, с. 151—155 (Тр. МИНХ и ГП, вып. 123—124).
29. Füchtbauer H. Der Einflus des Ablagerungsmilieus auf die Sandsteindiagenese im Mittleren Buntsandstein.— Sediment. Geol., 1967, № 1, p. 159—179.
30. Gill D. Salina A-1 sabkha cycles and the Late Silurian paleogeography of the Michigan Basin.— J. Sediment. Petrol., 1977, v. 47, № 3, p. 979—1017.
31. Glennie K. W., Mudd G. C., Nagtegaal P. J. C. Depositional environment and diagenesis of Permian Rotliegendes sandstones in Leman Bank and Sole Pit areas of the UK southern North Sea.— J. Geol. Soc., 1978, v. 135, № 1, p. 25—34.
32. Hancock N. J. Possible causes of Rotliegend sandstone diagenesis in northern West Germany.— J. Geol. Soc., 1978, v. 135, № 1, p. 35—40.
33. Hummel K. Die Dolomitisierung der Mitteltriadischen Kalke in Südtirol.— Z. Dtsch. Geol. Ges., 1928, B. 80, S. 8—10.
34. Kessler L. G. Diagenetic sequence in ancient sandstones deposited under desert climatic conditions.— J. Geol. Soc., 1978, v. 135, № 1, p. 41—49.
35. Kocurko M. J. Dolomitization by spray-zone brine seepage, San. Andres, Colombia.— J. Sediment. Petrol., 1979, v. 49, № 1, p. 209—214.
36. Lauritzen O. Development patterns of gypsum/anhydrite on Lower Permian sediments of central Spitsbergen — a suggested classification.— Oslo, Norska polarinst., 1977, p. 5—19.

Институт геохимии и
геофизики АН БССР,
Минск

Поступила в редакцию
29.V.1981

УДК 549.623.91 : 551.76(470.5)

КАОЛИНИТ И ДИККИТ В МЕЗОЗОЙСКИХ ВПАДИНАХ УРАЛО-ТУРГАЙСКОЙ ОБЛАСТИ

ЛУКЬЯНОВА В. Т., ГОЛУБЕВА Н. П., ХАЛЕЗОВ А. Б.

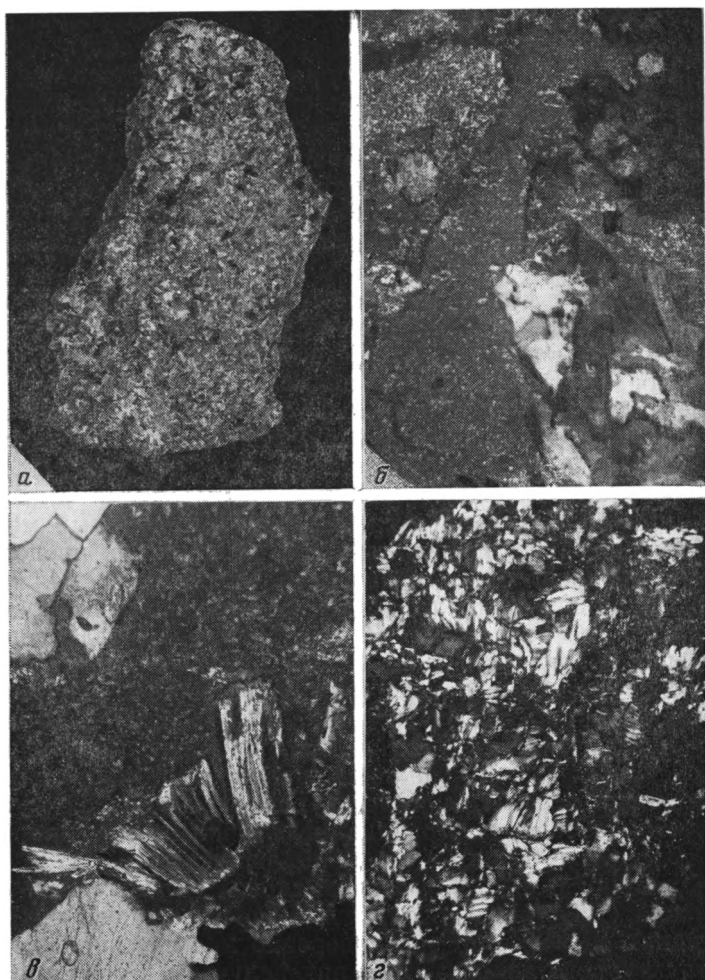
В мезозойских угленосных толщах обнаружены эпигенетические новообразования каолинита и диккита, отличающиеся хорошей окристаллизованностью, высокой степенью совершенства структуры и аномальными свойствами в ДТА и ИКС. Новообразованный каолинит широко распространен в осадочных угленосных толщах, где он формировался в эпигенезе подземными водами и гидротермальными процессами. Диккит установлен только в вулканогенно-осадочных толщах и в зонах разломов, рассекающих породы фундамента и осадочного выполнения впадин. Образование диккита связано с процессами фумарольно-сульфатарной деятельности и с наложенными гидротермальными процессами.

Как известно, новообразованный каолинит широко распространен в угленосных толщах. Образование его связывают с процессами диагенеза и глубинного эпигенеза (катагенеза) пород [1—4, 7, 10, 17—19, 22, 23, 25, 30—33]. Новообразованный диккит встречается в угленосных толщах чрезвычайно редко. Он формируется при диагенезе в конкрециях [10, 11], но главным образом в процессе катагенеза пород путем трансформации каолинита в условиях глубокого ката- и метакатагенеза [4, 19, 33, 34]. В угленосных толщах Донбасса известны единичные находки наложенного эпигенетического диккита, образованного гидротермальными растворами [9, 12]. В мезозойских угленосных толщах Урало-Тургайской области новообразования каолинита и диккита обнаружены в катагенетически мало измененных породах. Специальные исследования каолинита и диккита из угленосных толщ Челябинского грабена, Анохинской, Карашиликской и Севастопольской впадин с использованием методов рентгеноструктурного, термического анализа и ИК-спектроскопии позволили выявить эпигенетическую природу этих минералов и существенные различия в условиях нахождения и формирования их. Изучен керн из глубоких (250—800 м) скважин, пробуренных во впадинах в последние годы, и образцы каолинитов из угольных карьеров Челябинского бассейна.

Каолиниты и диккиты собраны в континентальных осадочных и вулканогенно-осадочных мезозойских угленосных толщах тафrogenных грабенообразных впадин. Толщи во впадинах деформированы и нарушены разрывами. Возраст осадочных толщ (Челябинский грабен, Карашиликская, частью Севастопольская впадины) триас-юрский, главным образом поздне триасовый ($T_2^2(?)T_3^1—J_1^1$, челябинская и карашиликская серии). Это делювиально-пролювиальные, пролювиально-аллювиальные и озерно-болотные отложения крупных межгорных депрессий. Они образованы ритмично переслаивающимися сероцветными, внизу пестроцветными, паттумами, конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами с пластами бурых углей. Породы диагенетически сидеритизированы, заметно литифицированы, по степени общего преобразования находятся в стадии начального — среднего катагенеза. Угли по степени метаморфизма соответствуют марке Б2-3, в базальных горизонтах — БЗ-Д. Вулканогенно-осадочные толщи (Анохинская впадина) более древние. Возраст толщ ранне-средне триасовый (T_{1-2} , туринская серия, анохинская свита). Отложения пролювиальные и болотно-озерные, перемежающиеся с покровами базальтов. Осадочные горизонты сложены переслаивающимися красно- и сероцветными пачками конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов с прослоями углистых аргиллитов и горючих сланцев. По-

роды также литифицированы, по степени преобразования находятся в стадии среднего катагенеза.

Каолинит и диккит в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах образуют мелкую (от долей до 1—2 мм) вкрапленность и гнезда размером до 3—5 мм во вторично-пористых пластах песчаников, гравелитов и конгломератов, выделения в миаролитовых пустотах базальтов, а также



Фиг. 1. Новообразования каолинита в осадочных породах

а — вкрапленность каолинита (белое) в песчанике, натуральная величина; *б* — землистый каолинит в прожилке среди паттума; *в* — землисто-чешуйчатый каолинит в порах песчаника; *г* — крупночешуйчатый каолинит в порах гравелита, проходящий свет, увел. 72, николи скрещены

налеты, корки по трещинам и прожилки типа выполнения полостей мощностью до 3—5 мм в зонах трещиноватости и брекчирования среди различных пород. Глинистые минералы в выделениях представлены снежно-белыми землистыми, землисто-чешуйчатыми и крупночешуйчатыми массами с размером частиц от 1—3 до 40—70 мкм. По трещинам развиты главным образом землистые и землисто-чешуйчатые массы, в гнездах и прожилках — чешуйчатые, часто крупночешуйчатые (фиг. 1). Они состоят из агрегатов различно ориентированных чешуек, розеток и червеобразных сростков хорошо образованных пластинок каолинита и диккита, в базальтах и трещинах — также накрыта. Минералы группы каолинита, собранные в разных геологических обстановках, определялись комплексом физических методов (рентгеноструктурным, термическим, ИК-спектроскопии). Морфология выделений, степень дисперсности и окристалли-

зованности минералов в агрегатах и соотношения их с другими компонентами пород изучались в образцах и под микроскопом в обычных прозрачных шлифах. При этом выявились некоторые интересные особенности каолинитов и диккитов.

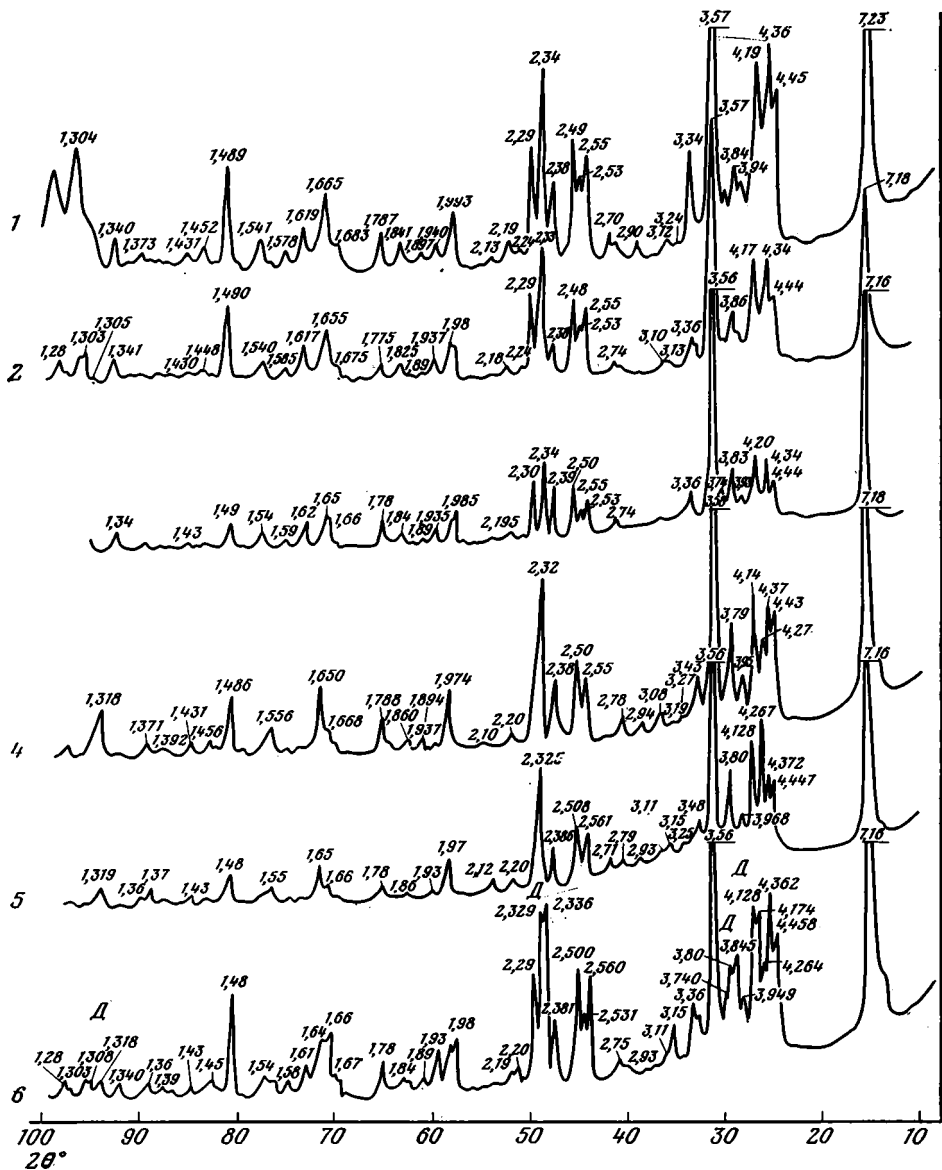
МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ КАОЛИНИТА И ДИККИТА

Диагностика каолинита и диккита проводилась на природном материале, специально отобранном для этой цели из гнезд и прожилков в разных геологических условиях. Отборка осуществлялась под биноклем путем непосредственного извлечения глинистых минералов из пор и трещин. Для сравнения в анализах были отобраны отдельно плотные землистые, землисто-чешуйчатые (микрочешуйчатые) и рыхлые, как свежий снег, крупночешуйчатые разновидности из пор, трещин, выделений в сидеритовых стяжениях среди осадочных пород и в миаролитовых пустотах и трещинах базальтов. Они составили 10 групп образцов, включающих 70 отборок.

Для всех отборок выполнены рентгеноструктурный дифрактометрический анализ и (или) получена рентгенограмма порошка (соответственно 54 и 34 пробы), для большинства отборок — термический анализ (45 проб), для части образцов — анализ методом ИК-спектроскопии (24 пробы). Для серий образцов землистого, землисто-чешуйчатого и чешуйчатого каолинита, проанализированных дифрактометрическим методом, определен коэффициент кристалличности по Хинкли (17 проб). Рентгенодифрактометрический анализ производился на приборе УРС-50ИМ при Fe-излучении. Анализируемый природный материал не подвергался какой-либо предварительной обработке и представлял собой агрегаты различно ориентированных частиц глинистых минералов. Термический анализ выполнялся на термоустановке со скоростью нагревания 66 град/мин из навески 10—50 мг. Образцы нагревались до 1000°С. Часть образцов проанализирована на приборе Thermoflex Rigaku из навесок 6,32—22,54 мг. Температура нагревания 1000°С, скорость 20 град/мин. Чувствительность ДТА ± 50 мкВ, ДТГ — 0,2, ТГ — 10 мг. В этих условиях получены аналогичные, но более дифференцированные кривые нагревания. Для фазового анализа глинистых минералов методом ИК-спектроскопии использовался спектрометр UR-20. Из естественного порошкового материала готовились суспензии в изобутиловом спирте и вазелиновом масле, которые затем анализировались Н. И. Черновой, Л. И. Баландиной, М. И. Марковниковой (рентгеноструктурный), Т. В. Хромовой (ДТА), Л. С. Солнцевой, Б. П. Солнцевым (ИКС). Каолинит и диккит во всех образцах уверенно диагностированы методами рентгеноструктурного анализа. Для них получены четкие рентгенограммы и дифрактограммы, хорошо сопоставляющиеся с эталонными образцами (фиг. 2). Часть образцов рентгеноструктурным анализом также уверенно определилась как смесь каолинита и диккита.

Каолинит в проанализированных образцах представлен тремя разновидностями: землистыми, землисто-чешуйчатыми и крупночешуйчатыми агрегатами с размером частиц соответственно порядка 1—5, 5—20 и 20—40 до 70 мкм. Характер дифрактограмм этих каолинитов показывает, что все разновидности их хорошо окристаллизованы и отличаются упорядоченностью и высоким совершенством структуры. Индекс кристалличности по Хинкли 0,73—1,5. Землистые и землисто-чешуйчатые каолиниты относительно менее совершенны (от 0,73 до 1—1,2), крупночешуйчатые каолиниты обладают весьма совершенной структурой (1,2—1,5).

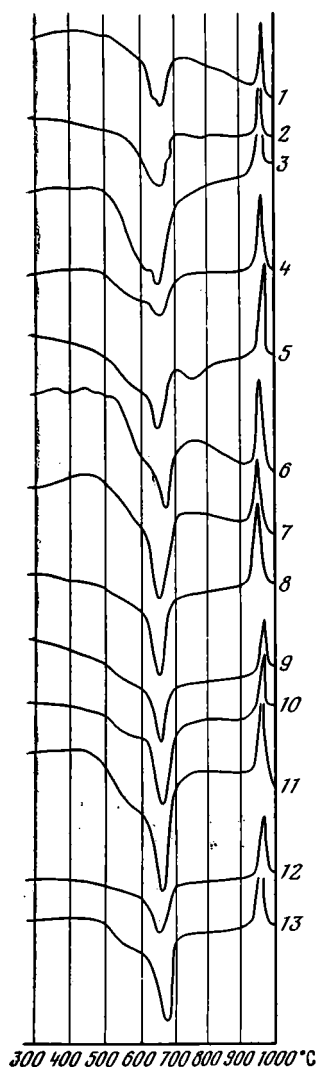
Кривые ДТА для всех изученных каолинитов близки кривым нагревания диккита (фиг. 3, 4). Эндотермический эффект у них наблюдается в интервале температур 500—700°С. Основной эндотермический максимум находится в интервале 650—680°С, т. е. гораздо выше, чем свойственно вообще каолиниту. Землисто-чешуйчатые каолиниты отличаются относительно пониженной (~650°С) температурой эндомаксима и бо-



Фиг. 2. Дифрактограммы каолинита, диккита и их природной смеси

Каолинит: 1 — землистый из пор в красноватом гравелите, 2 — землисто-чешуйчатый из трещин в сером аргиллите, 3 — крупночешуйчатый из трещин в сером песчанике; крупночешуйчатый диккит; 4 — из гнезд по трещинам в сером гравелите, 5 — из трещин в брекчированном гранито-гнейсе; 6 — диккит-каолинит (крупночешуйчатый агрегат) из гнезд в брекчированном гранито-гнейсе. Д — основные отражения диккита, не перекрывающиеся отражениями каолинита

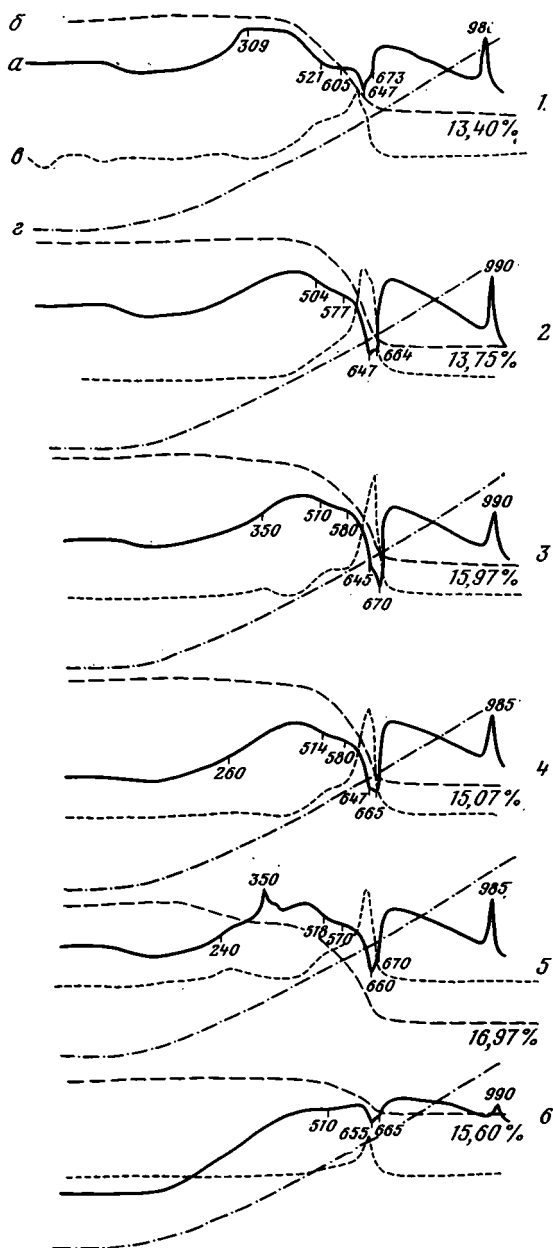
более широким интервалом его проявления. Для чешуйчатого каолинита характерны более узкие вытянутые пики эндомаксимумов и сдвиг их в сторону более высоких до 680°C температур. На левой ветви кривой эндоэффекта у них отмечается мягкий изгиб (плечо) в интервале температур $500\text{--}600^{\circ}\text{C}$. У некоторых образцов проявляется двойной эндомаксимум: 645 и 675°C (см. фиг. 4). Дегидроксилизация всех каолинитов происходит главным образом около 650°C . По кривым ДТА как землистые, так и чешуйчатые каолиниты могут быть интерпретированы как диккит с примесью каолинита. Уместно отметить, что землистый каолинит из миндалин и трещин в базальтах характеризуется обычным для каолинита эндоэффектом, проявляющимся в интервале температур $500\text{--}600^{\circ}\text{C}$ с максимумом около 580°C .



Фиг. 3

Фиг. 3. Термограммы каолинита, диккита и их природной смеси (скорость нагревания около 70 град/мин)

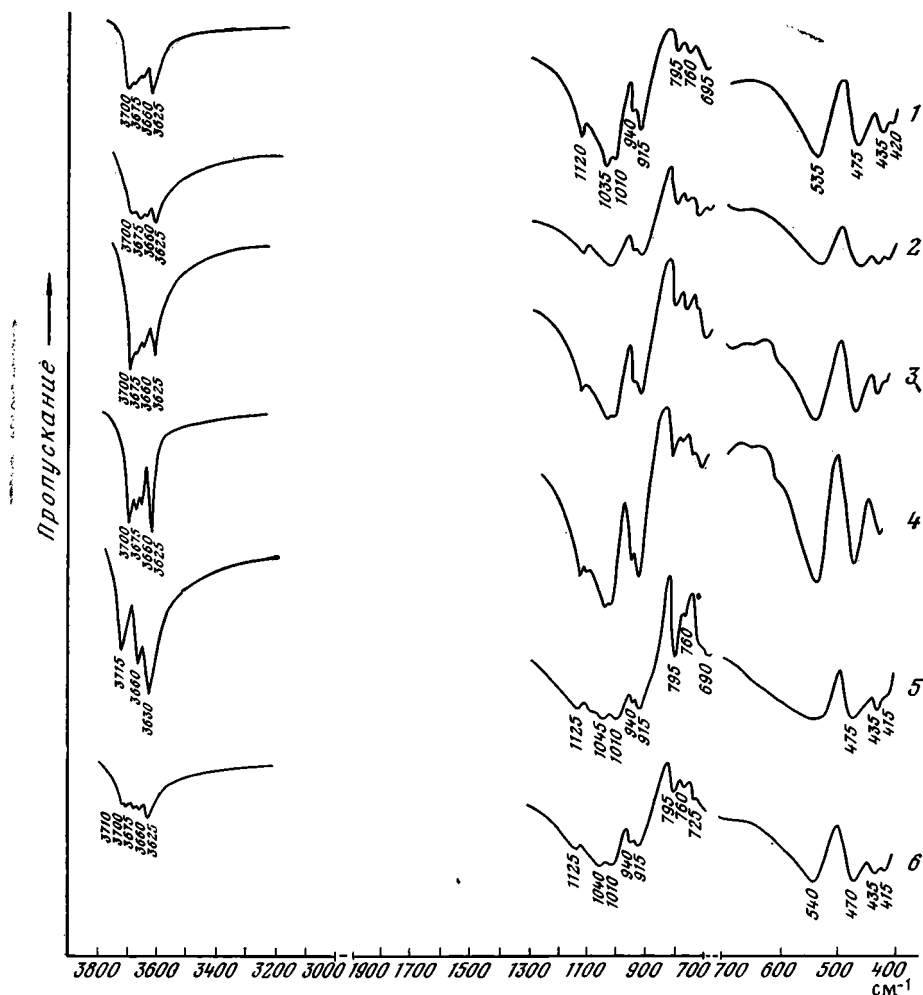
Землисто-чешуйчатый каолинит: 1, 2 — из трещин в аргиллитах и алевролитах, 3 — из миндалей, 4 — из трещин в базальтах; крупночешуйчатый каолинит: 5 — из пор в гравелите, 6 — из сидеритовых конкреций, 7 — из трещин в алевролите; 8—9 — каолинит+диккит (крупночешуйчатый агрегат) из гнезд в брекчированных гранито-гнейсах; крупночешуйчатый диккит: 10 — из пор в белесом гравелите, 11 — из трещин в гранито-гнейсах, 12, 13 — из трещин в серых песчаниках



Фиг. 4

Фиг. 4. Термограммы каолинита, диккита и их природной смеси (скорость нагревания 20 град/мин, а — ДТА, б — ТГ, в — ДТГ, г — Т)

1 — землистый каолинит из пор в красноцветном гравелите; крупночешуйчатый каолинит: 2 — из прожилка в базальте, 3 — из сидеритовой конкреции в черном алевролите; 4 — каолинит+диккит (землисто-чешуйчатый агрегат) из сидеритовой конкреции в алевролите; крупночешуйчатый диккит: 5 — из гнезда около трещины, 6 — из трещины в красноцветном гравелите. Экзо- и эндоэффекты в интервале до 500°С обусловлены примесями других минералов



Фиг. 5. ИК-спектры каолинита, диккита и их природной смеси

Каолинит: 1 — землистый из миндалин в базальте, 2 — землисто-чешуйчатый из трещины в аргиллите, 3 — крупночешуйчатый из трещины в базальте, 4 — крупночешуйчатый из трещины в сером песчанике; 5 — крупночешуйчатый диккит из трещины в сером песчанике; 6 — каолинит + диккит (чешуйчатый агрегат) из гнезд в гранито-гнейсе

В ИК-спектрах каолинита в области ОН-валентных колебаний выделяются четыре характеристических полосы поглощения 3700, 3675, 3660, 3625 см^{-1} (фиг. 5). Поглощение 3700 см^{-1} часто слабое и хорошо выражено только у некоторых чешуйчатых каолинитов. В низкочастотной области ИК-спектры соответствуют спектрам каолинитов совершенной структуры. Полученные ИК-спектры могут быть интерпретированы как спектры смеси диккита и каолинита с преобладанием первого.

Диккит во всех проанализированных образцах представлен чешуйчатыми агрегатами, которые дают характерные дифрактограммы (см. фиг. 2) с интенсивными основными отражениями, свидетельствующие об упорядоченности и высоком совершенстве его структуры. Дифрактометрическим методом диккит хорошо диагностируется как в чистых разновидностях, так и в смеси с каолинитом (см. фиг. 2 [5]). Кривые нагревания диккита близки кривым ДТА новообразованного каолинита (см. фиг. 4 [3]). Эндотермический эффект у диккита наблюдается в интервале температур 500—700 с максимумом 650—680, иногда до 690°С. На кривых ДТА диккита так же, как у каолинита, иногда проявляется двойной максимум (655, 670°С) и плечо на левой ветви кривой (см. фиг. 3, 4). Интенсивная дегидроксизация диккита происходит при температуре

около 660°C . ИК-спектры диккита четко отличаются от спектров каолинита наличием трех ОН-валентных полос поглощения 3715 (3710), 3660 , 3625 см^{-1} . Однако в тех случаях, когда рентгеноструктурный анализ фиксирует только диккит, по ИК-спектрам обычно определяют диккит с небольшой примесью каолинита. ИК-спектры смеси каолинита и диккита (по рентгеноструктурному анализу) характеризуются наличием пяти полос поглощения в высокочастотной области (см. фиг. 5 [6]) 3710 , 3700 , 3675 , 3660 , 3625 см^{-1} или четырьмя полосами с небольшим сдвигом полосы 3700 см^{-1} в сторону собственного диккиту поглощения 3710 — 3715 см^{-1} . Образцы однотипных (землистых, землисто-чешуйчатых или крупночешуйчатых) каолинитов, взятых из прожилков, выделений в гнездах и порах, не обнаруживают каких-либо существенных различий; то же справедливо и для диккитов.

По отмеченным выше свойствам новообразованные каолиниты заметно отличаются от обычных. Напомним, что главный эндотермический эффект у каолинита наблюдается при температурах 500 — 700°C , перегиб кривой ДТА находится около 600 (580 — 630°C [32], 550 — 600°C [26]) и является диагностическим для каолинита. У каолинита с совершенной и весьма совершенной структурой эндотермический эффект проявляется в более узком температурном интервале, амплитуда основного пика большая, однако в целом температура максимума остается в пределах 550 — 650°C [15]. По данным ИКС, каолинит совершенной структуры обычно отличается четкими полосами поглощения 3670 , 3655 см^{-1} при наличии интенсивных полос 3700 , 3625 см^{-1} [8] (или 3700 , 3675 , 3660 , 3630 см^{-1} [5]). У наших образцов поглощение 3700 см^{-1} часто слабое, что несвойственно совершенным каолинитам, высокочастотные полосы несколько сдвинуты по сравнению с описанными в литературе каолинитами [5, 8, 14, 29, 35].

Природа аномальных свойств изученных каолинитов пока недостаточно ясна. Степень кристалличности, структурного совершенства и размер частиц, безусловно, влияют на его поведение при нагревании. У землистых и землисто-чешуйчатых относительно менее кристаллических агрегатов эндотермический максимум находится около 650°C и проявляется в довольно широком диапазоне. Хорошо окристаллизованные мелко- и крупночешуйчатые каолиниты совершенной и весьма совершенной структуры отличаются более высокой температурой эндомаксима (650 — 680°C), более узким интервалом его проявления и большой амплитудой. Подобные каолиниты с необычно высокой температурой эндоэффекта описаны Г. Т. Волостных [6] из флюоритового месторождения Абагайтуй в Забайкалье и отмечаются в гидротермально аргиллизированных породах многих районов Восточного Забайкалья. На термограммах этих каолинитов наблюдалось смещение экстремальной точки эндоэффекта до 700°C и появление перегибов на левой ветви кривой, как и в наших образцах. Повышенная температура эндомаксима (610 — 630°C) отмечается также у отмеченных фракций этого каолинита [20]. Эти особенности Г. Т. Волостных объясняет различиями в степени совершенства структуры каолинита, разными размерами частиц и срастанием их в толстые позднее разрушающиеся при нагревании стопки.

Различия в температурах эндомаксима для тонкодисперсных и более крупночешуйчатых агрегатов каолинитов отмечались многими исследователями [14—16, 20, 26 и др.]. Очень вероятно, что повышенные температуры эндомаксимумов, двойные и тройные эндотермические эффекты у наших каолинитов обусловлены разными размерами частиц, в том числе и наличием утолщенных стопок — сростков чешуй, видимых под микроскопом. Особенности ИК-спектров также могут быть косвенно связаны с размерами частиц [27, 28]; не исключено, однако, что они определяются и какими-то тонкими особенностями кристаллической структуры новообразованных каолинитов. Несколько необычны по своим свойствам также новообразованные диккиты. Для них характерна относительно невысокая по сравнению с обычной для диккита (700°C и больше [9, 26]) температура эндомаксима и некоторые особенности ИК-спектров. Эти

отклонения так же, как у каолинита, могут быть обусловлены размерами частиц, степенью совершенства структуры и строением кристаллической решетки [21, 36].

Сопоставление результатов рентгеноструктурного, термического и ИК-спектроскопического анализов природных агрегатов новообразованного каолинита и диккита показывает, что диагностика этих минералов в естественных образцах должна проводиться на основании комплексного исследования с обязательным применением рентгеноструктурного анализа¹. Дифрактометрическое определение в этом отношении наиболее показательно. На дифрактограммах наших образцов примесь диккита фиксируется появлением специфичных для него отражений в нескольких интервалах. Каолинит и диккит уверенно определяются также в смесях глинистых минералов из цемента обломочных пород во фракции меньше 0,001 мм, где они присутствуют совместно с гидрослюдами, хлоритом, монтмориллонитом и др. Это подтверждено массовыми дифрактометрическими определениями состава глинистой фракции из пород, содержащих новообразованный землистый и землисто-чешуйчатый каолинит и диккит, проанализированный в отборках. Однако нужно иметь в виду, что в тех случаях, когда каолинит и диккит представлены чешуйчатыми разновидностями (5 мкм и больше), эти минералы могут быть частично или полностью потеряны для анализа при отмучивании, и дифрактограмма окажется непредставительной. Этот факт доказан специальными экспериментами А. В. Копелиовича [16] и Г. Т. Волостных [6] для каолинита и диккита с разными размерами частиц.

Таким образом, согласно данным рентгеноструктурного анализа глинистые минералы группы каолинита, выбранные из пор, гнезд и трещин в разных породах, представлены каолинитом, диккитом или их природными смесями, иногда встречается накрит. Новообразованный каолинит обнаруживает аномальные свойства в ДТА и дает аномальные ИК-спектры. У диккита по кривым ДТА и ИК-спектрам также обнаруживаются некоторые отклонения от характерных для них кривых.

УСЛОВИЯ НАХОЖДЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ КАОЛИНИТА И ДИККИТА В МЕЗОЗОЙСКИХ ТОЛЩАХ

Результаты диагностики и диккита из пород, находящихся в разных геологических условиях, позволяют определить распространенность этих минералов в угленосных мезозойских впадинах, различия в условиях нахождения их и наиболее вероятные условия образования.

А. Каолинит в осадочных угленосных толщах

Каолинит широко распространен в угленосных осадочных толщах Урала и Зауралья (челябинская и карашилильская серии). В Челябинском грабене и Карашилильской впадине он встречается по всему разрезу толщи. Каолинит образует вкрапленность, местами густую, в спокойно залегающих и смятых пластах проницаемых пород: в сероцветных песчаниках, гравелитах, конгломератах, реже в алевролитах, придавая им белесую окраску. Каолинизированные пласты мощностью от первых десятков сантиметров до нескольких метров залегают обычно в основании осадочных ритмов и перекрыты менее проницаемыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с углистыми пропластками.

Породы, содержащие каолинит, катагенетически изменены. Структуры их уплотнены, характерны конформные сочленения зерен в песчаниках. Цементы глинистые каолинит-гидрослюдистые с монтмориллонитом и смешанослойными образованиями монтмориллонит-гидрослюдистого типа, часто сидеритовые, по морфологии пленочные и поровые с аутиген-

¹ К выводу о недостаточности данных термического анализа для диагностики каолинита и диккита пришел также П. В. Зарицкий на основании изучения каолинита из тошштейнов Донбасса, характеризующегося двойным эндозффектом (около 600 и 630—660° С) и принимавшегося ранее за смесь каолинита и диккита [14].

ными гидрослюдами и хлоритом. Каолинит в цементе аллотигенный землистый (первичный глинистый цемент) и новообразованный землисто-чешуйчатый и крупночешуйчатый. Каолинизация — более поздняя, вторичная по отношению к измененным в катагенезе породам. Новообразования землисто-чешуйчатого и чешуйчатого каолинита локализованы в менее уплотненных, часто во вторично-пористых пластах. Этот каолинит выполняет свободные поры в песчаниках, гравелитах и др., иногда частично замещая соседние обломочные зерна кварца, полевых шпатов, кремнистых и глинистых пород. Некоторые зерна полевых шпатов полностью замещены землистыми или чешуйчатыми агрегатами каолинита. В проницаемых пластах основания угленосных толщ (калачевская свита в Челябинском грабене, вишневская и кызылтуская свиты в Карашиликской впадине) чаще наблюдаются коррозионные контакты замещения обломочных зерен каолинитом.

В зонах тектонической трещиноватости среди более плотных сидеритизированных алевролитов и аргиллитов тех же осадочных толщ каолинит образует примазки и прожилки по трещинам. Каолинизированные зоны трещиноватости чаще встречаются в прибортовых частях угленосных впадин близ ограничивающих их разломов, а также в области крутых внутренних перегибов пластов со срывами. Породы в этих зонах часто каолинизированы и в межтрещинных пространствах. Каолинизация иногда сопровождается новообразованиями пирита (корочки и гнезда по трещинам и около них). Отчетливо выраженный наложенный характер каолинизации (после катагенеза), приуроченность новообразований каолинита к проницаемым пластам и зонам и широкое распространение ее в деформированных угленосных толщах позволяют связывать ее с эпигенетическими процессами, вызванными поздней перестройкой тектонической структуры территории. Вероятно, ведущая роль в образовании этой минерализации принадлежит подземным водам. Возможные условия формирования такой минерализации рассмотрены А. В. Копелиовичем [16].

Б. Каолинит и диккит в вулканогенно-осадочных толщах с базальтоидами

Каолинит довольно широко распространен в вулканогенно-осадочной толще Анохинской впадины (анохинская свита), где он встречается совместно с диккитом, иногда с накритом. Диккит в сростаниях преобладает над каолинитом и образует в породах самостоятельные выделения. Вулканогенно-осадочная толща образована переслаивающимися пачками осадочных пород с покровами базальтов и прослоями туфов. В западной прибортовой части впадины в разрезе преобладают осадочные породы, ближе к осевой части появляются базальты, которые становятся доминирующими в центральной и восточной частях впадины близ ограничивающего ее глубинного разлома. Общая мощность толщи, вскрытая скважинами, 1400 м. Мощность осадочных пачек колеблется от нескольких до 200—300 м, покровов базальтов — от нескольких десятков сантиметров до 30—50 м, иногда до 200 м и более.

Осадочные пачки красно-, пестро- и сероцветные, сложены переслаиванием паттумов, конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов с прослойками аргиллитов, углистых пород и битуминозных сланцев. Песчаники содержат примесь вулканического материала, диагенетически сидеритизированы в серых пластах. Покровы базальтов, залегающие среди осадочных пород, близ кровли и подошвы, имеют миндалекаменную текстуру, сильно трещиноваты. В кровле и подошве они часто брекчиевидные (тип псевдобрекчий выполнения отдушин и трещин в застывающей лаве осадочным материалом). Базальты изменены процессами аутометаморфизма (хлоритизация, карбонатизация, окремнение, гематитизация и др.), а в кровле и подошве — процессами аргиллизации (интенсивная каолинизация, монтмориллонитизация, карбонатизация), вызывающими обеление пород. Каолинит в аргиллизированных обеленных

зонах совместно с шамозитом, накритом, доломитом, сидеритом, кальцитом, кварцем и монтмориллонитом выполняет миаролитовые пустоты в базальтах, развивается в основной массе базальтов, замещая плагиоклазы, и образует выделения в трещинах. Подстилающие и покрывающие базальты осадочные породы сильно сидеритизированы, доломитизированы, пятнисто окремнены и каолинизированы. В брекчиях находятся пятна и гнезда каолинита в тесной ассоциации с диккитом, халцедоном, монтмориллонитом, доломитом, иногда с апатитом и накритом. Каолинит, диккит, сидерит и доломит в измененных породах развиваются среди микровыделений халцедона и монтмориллонита концентрически-зональной или тонкополосчатой структуры, свидетельствуя об их почти одновременном образовании при участии инородных кремнисто-карбонатных магнезиальных растворов. Каолинит замещает также мелкие обломки лавы (лапилли?) в осадочных породах, формируя гнезда до 0,5 см и более в диаметре. Каолинит и диккит в выделениях представляют собой снежно-белые землистые и чешуйчатые массы, где они, по-видимому, находятся в механической смеси друг с другом.

Многие пласты обломочных пород в красно- и пестроцветных пачках, содержащих покровы базальтов (песчаники, гравелиты, конгломераты), осветлены за счет вторичного восстановления. Восстановленные первично красноцветные и зеленоватые оглеенные проницаемые породы часто сильно выщелочены по карбонатному цементу и содержат густую вкрапленность новообразованного снежно-белого крупночешуйчатого диккита, иногда накрита, гнезда и вкрапленность пирита. Некоторые пласты сильно обелены и пиритизированы. Каолинизация одинаково широко проявлена во всех проницаемых пластах, как в осветленных первично красноцветных, так и в сероцветных. Новообразованный чешуйчатый диккит выполняет поры и трещины и метасоматически замещает обломочные зерна полевых шпатов и глинистых пород, корродируя зерна кварца, кремнистых пород и др. Новообразование диккита сопровождается растворением диагенетического сидерита. В ассоциации с диккитом постоянно находятся кристаллы доломита, часто пирит. Новообразованию диккита в пластах нередко сопутствуют мелкие выделения кварца, халцедона и альбита, развивающиеся в виде регенерационных кайм и гнезд, монтмориллонит и серицит. Последние часто покрывают стенки пор и трещин с новообразованным диккитом, будучи, видимо, более ранними новообразованиями.

Пласты с диккитом встречаются в разных частях насыщенного базальтами разреза. Диккитизация обычно отмечается выше и ниже покровов в ближайших к ним проницаемых пластах песчаников и конгломератов на расстоянии до 50 м, а также в осадочных пачках, сменяющих базальты по простиранию. В трещиноватых зонах среди осадочных пород и базальтов диккит иногда вместе с накритом развивается по трещинам. В сероцветных осадочных пачках, не содержащих базальтовых тел, в проницаемых пластах и трещиноватых зонах обычно встречается эпигенетическая вкрапленность и гнезда каолинита, аналогичные описанным выше из Челябинского грабена. Однако здесь каолинит часто встречается совместно с диккитом, который в отдельных пластах образует также и самостоятельные гнезда. Каолинит выполняет поры, редко замещает обломочные зерна. Наблюдались случаи замещения каолинитом однообразно ориентированного кварца и слюд в деформационных эпигенетических микроструктурах, что свидетельствует о достаточно позднем образовании его. В зонах трещиноватости обычны прожилки каолинита вместе с диккитом, иногда с пиритом.

Состав и однотипность поствулканических минеральных ассоциаций в базальтах, смежных с ними осадочных пластах и ближайших к ним проницаемых горизонтах позволяют связывать вторичную каолинит-диккитовую минерализацию и сопутствующую пиритизацию и доломитизацию с поствулканическими процессами преобразования пород. Находки эпигенетической постдеформационной минерализации дают возможность предполагать, что такие же изменения были вызваны и более поздними

гидротермальными процессами, возрожденными в эпоху позднемезозойской тектоно-магматической активизации вулканической области. При этом каолинизация в сероцветных пачках и трещинах могла быть сформирована подземными водами так же, как и в осадочных угленосных толщах.

В. Каолинит и диккит в зонах разломов

Каолинит в ассоциации с диккитом и самостоятельные выделения каолинита и диккита обнаружены также в угленосной толще Карашиликской впадины в совершенно иных геологических условиях. Новообразования каолинита и диккита локализованы в базальных горизонтах угленосной толщи триаса в зонах тектонических нарушений, пересекающих породы фундамента и осадочного чехла впадины, и вблизи них. Базальные горизонты угленосной толщи (вишневская, кызылтуская свиты) сложены здесь разнообломочными красно-, пестро- и сероцветными паттумами, конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами с сидеритизированными и углистыми прослоями. Осадочная пачка с многочисленными пластами проницаемых пород перекрыта водоупорным горизонтом аргиллитов и углистых алевролитов узункольской свиты. Общая мощность базальных горизонтов в Карашиликской впадине изменяется от нескольких до 400 м. На участке проявления описываемой минерализации мощность базальных горизонтов колеблется от нескольких до 30—40 м, не превышая 60—70 м в местах интенсивного развития вторичных изменений. Угленосная толща залегает на гранито-гнейсовом основании. Моноклиналное залегание толщи осложнено системой малоамплитудных субмеридиональных крутопадающих разрывных нарушений и флексуобразных перегибов пластов со срывами, отражающих блоковые перемещения по разрывам фундамента. В зонах нарушений в породах осадочного чехла прослеживаются системы трещиноватости. При переходе их в фундамент наблюдаются милонитизация и брекчирование пород основания осадочного покрова и гранито-гнейсов фундамента. Разрывы в фундаменте проявлены дроблением с интенсивной проработкой пород гидротермальными процессами.

Гидротермальная минерализация в гранито-гнейсах выражена метасоматической каолинизацией, гидрослюдизацией, окремнением трещиноватых пород, маломощными кварцевыми жилами и прожилками с вкрапленностью сульфидов, гидрогематита, гидробиотита и флюорита. В тектонических брекчиях наблюдается интенсивная каолинизация, гидрослюдизация, метасоматическое окварцевание и пиритизация дробленых пород, кварцевые жилки с пиритом, флюоритом, каолинитом и диккитом, а также гнезда и прожилки диккита с флюоритом и карбонатами и самостоятельные каолинит-диккитовые выделения по трещинам. Диккит и каолинит в прожилках и гнездах образуют включения во флюорите, фарфоровидные флюорит-диккит-каолинитовые новообразования, присыпки на кристаллах пирита и крупные гнезда в друзовых полостях. Они развились в одном и том же процессе минералообразования и формировались сразу вслед за флюоритом и пиритом. В ряде мест наблюдаются признаки перехода этой минерализации из пород фундамента и тектонических брекчий в осадочный чехол по зонам трещиноватости. В милонитизированных паттумах непосредственно над разрывами фундамента местами обильны гнезда и прожилки диккита и каолинита с вкрапленностью пирита, иногда с кристаллами флюорита и доломита. Трещиноватые породы базальных горизонтов и смежные с ними пласты проницаемых пород (песчаники, гравелиты, конгломераты) под экраном глинистых и углистых алевролитов и аргиллитов на значительном протяжении интенсивно каолинизированы. Каолинизация распространена как в серо-, так и в красноцветных проницаемых пластах и по зонам трещиноватости переходит иногда в вышележащие проницаемые горизонты².

² Описанную в этом разделе каолинизацию один из авторов (А. Б. Халезов) склонен считать аналогичной рассмотренной выше эпигенетической пластовой каолинизации в угленосных толщах.

Каолинит и более редкий диксит в осадочных породах развиваются как метасоматические новообразования, главным образом в виде вкрапленности. Выделения, как правило, представлены снежно-белыми чешуйчатыми массами с хорошо образованными пластинками, розетками и гармошками чешуй. Они замещают глинистые и сидеритовые цементы, обломочные зерна плагиоклаза, мусковита, гидрослюдистых пород, глыбоко корродируя зерна кварца, кремнистых пород и калиевых полевых шпатов. Новообразование каолинита сопровождается частичным растворением зонального диагенетического сидерита, восстановлением, пиритизацией и вторичной гематитизацией пород, свидетельствующими об активном процессе кислотного выщелачивания. В грубозернистых трещиноватых пластах наблюдается мелкопятнистая вторичная гидрослюдизация и карбонатизация. В темных глинистых прослоях среди измененных каолинизацией пород встречаются мелкие гнезда с кварц-гидрослюдистыми новообразованиями (с гидробиотитом), флюоритом и сульфидами. Эпигенетическая минеральная ассоциация в осадочных породах аналогична таковой в фундаменте и тектонических брекчиях.

Изучение пространственных соотношений новообразованных минералов в гранито-гнейсах фундамента, тектонических брекчиях и осадочных породах позволило установить идентичную последовательность и стадийность минералообразования. Наиболее ранними являются каолинизация с пиритом и гидрослюдисто-кремнистые изменения. Последующая стадия проявлена прожилково-вкрапленной гидробиотит-сульфидно-кварцевой минерализацией с флюоритом, дикситом, каолинитом и vyplнением пор и трещин дикситом и каолинитом. Эпигенетическое минералообразование завершается карбонатизацией по трещинам. Морфология минеральных выделений соответствует физико-механическим свойствам пород. В трещиноватых гранито-гнейсах фундамента и тектонических брекчиях минерализация вкрапленно-прожилковая и прожилково-вкрапленная с довольно крупными гнездами диккита (до 0,5—1 см) и пирита (до 5 см), в осадочных породах — вкрапленная, редко прожилковая. Состав минеральных ассоциаций (кварц, гидробиотит, сульфиды, флюорит и др.), а также данные о температурах гомогенизации газожидких включений в жильном кварце и кальците (170—300°С) указывают на термальный характер процесса минералообразования. Анализ геолого-минералогических особенностей проявления диксит-каолинитовой минерализации в основании угленосной толщи Карашиликской впадины позволяет связывать ее с гидротермальными процессами мезозойского времени и сопоставлять с гидротермальными изменениями аргиллизитового типа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в мезозойских угленосных впадинах Урало-Тургайской области в породах, находящихся в стадии раннего — среднего катагенеза, широко распространены различные эпигенетические наложенные процессы, сопровождающиеся каолинизацией и дикситизацией пластов. Образование каолинита и диккита во всех случаях их нахождения непосредственно не связано с катагенезом. Установлены существенные различия в условиях нахождения и формирования этих минералов. Новообразованный каолинит широко развит в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах, где образует вкрапленность в проницаемых пластах и прожилки в зонах трещиноватости. Определились два вида эпигенетической (наложенной) каолинизации пород: «региональная» и локальная. Региональная эпигенетическая каолинизация, широко развитая в проницаемых пластах почти во всех угленосных впадинах, связана с эпигенетическими процессами изменения катагенетически уже преобразованных пород. По-видимому, она вызвана активной циркуляцией подземных вод в проницаемых пластах и зонах трещиноватости (грунтовых потоков, пластовых и трещинных вод) в условиях позднемезозойской перестройки тектонической структуры региона. Локальная каолинизация обусловлена гидротермальными процессами в областях вулканической деятельности

и в зонах разломов, где эти процессы развиваются вдоль нарушений и в проницаемых пластах близ разрывов и над ними. В этих условиях в вулканогенно-осадочных толщах каолинит обычно ассоциируется с кварцем, монтмориллонитом, накритом, диккитом, шамозитом, сульфидами, карбонатами, в осадочных толщах — с кварцем, пиритом, диккитом, карбонатами, иногда с флюоритом.

Диккит распространен весьма ограниченно. Он установлен только в областях проявления гидротермальной деятельности: в вулканогенно-осадочной толще Анохинской впадины в базальтах и смежных с ними проницаемых пластах осадочных пород; в зонах тектонических нарушений фундамента и базальных горизонтах осадочной толщи непосредственно над ними в Карашилильской впадине. Единичные находки диккита, кое-где с накритом, отмечены также в Севастопольской впадине, где он встречен в трещинах осадочных пород близ крупных бортовых разломов. Образование диккита всегда локально и связано с термальными эпигенетическими процессами: гидротермальной и поствулканической фумарольно-сульфатарной деятельностью в области триасового вулканизма (Анохинская впадина), и с гидротермальными процессами кислотно-щелочного изменения в зонах разломов (Карашилильская, вероятно, также Анохинская и Севастопольская впадины). Появление диккита, таким образом, является индикатором участия гидротермальных растворов в эпигенетическом преобразовании пород.

Эпигенетические каолиниты и диккиты хорошо окристаллизованы, отличаются разными, часто большими размерами частиц, высокой степенью совершенства структуры и обнаруживают аномальные свойства в ДТА и ИКС. Дифференциальная диагностика этих минералов в естественных (не отмученных!) образцах возможна только с учетом рентгеноструктурного анализа. Природа аномалий нуждается в специальном исследовании. Не исключено, что новообразованным каолинитам и диккитам свойственны типоморфные признаки, которые можно выявить комплексом физических методов при изучении именно природных агрегатов глинистых минералов.

Литература

1. Бабаев Ш. Б., Валиев М. С. О характере эпигенетического изменения глинистых отложений юры и мела Таджикской депрессии.— Тр. Всес. научн.-исслед. геол.-разв. нефтяного ин-та. Л., 1973, вып. 142, с. 183—185.
2. Бебешев И. И. Литология юрских угленосных отложений Гиссарского хребта (южных и юго-западных отрогов). М.: Наука, 1976. 139 с.
3. Бебешев И. И., Мавлянов С. Р., Сафранов Т. А. Глинистые минералы нижнесреднеюрских отложений южных склонов Гиссарского хребта и его юго-западных отрогов.— Изв. АН ТаджССР, Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1978, № 3, с. 45—52.
4. Бергер М. Г., Канский Н. Е. О последовательности катагенетических преобразований структурных особенностей каолинита в каменноугольных терригенных породах Днепровско-Донецкой впадины.— Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 6, с. 1458—1461.
5. Болдырев А. И. Инфракрасные спектры минералов. М.: Недра, 1976. 199 с.
6. Волостных Г. Т. О температуре основного эндотермического эффекта каолинита.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 2 сер., 1965, ч. 94, вып. 4, с. 409—419.
7. Годовиков А. А. Минералогия. М.: Недра, 1975. 519 с.
8. Грибина П. А., Тарасевич Ю. И., Плюснина И. И., Белов Н. В. О спектроскопических проявлениях неупорядоченности структуры каолинита.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1972, № 6, с. 32—39.
9. Зарицкий П. В. Диккит из восточных районов Донбасса.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1960, ч. 89, вып. 5, с. 584—588.
10. Зарицкий П. В. Минеральные новообразования в конкрециях-септариях и их генезис.— Минералог. сб. Львовского ун-та, 1964, № 18, вып. 1, с. 67—76.
11. Зарицкий П. В. О распространении и генезисе диккита в карбоне Донбасса.— Минералог. сб. Львовского ун-та, 1979, № 33, вып. 1, с. 95—100.
12. Зарицкий П. В. О генезисе минералов в конкрециях-септариях и возможном использовании их как поискового признака рудных тел.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1969, ч. 98, вып. 1, с. 108—114.
13. Зарицкий П. В. О находке диккита в межугольных каолинистых прослоях (тонштейнах) Донецкого бассейна.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1978, № 3, с. 202—204.
14. Зарицкий П. В. О породообразующем минерале межугольных прослоев (тонштейнов) Донбасса.— Литол. и полезн. ископ., 1981, № 1, с. 124—130.
15. Иванова В. П., Касатов В. К., Красавина Т. Н., Розинова Е. Л. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 399 с.

16. *Копелиович А. В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 312 с.
17. *Копорулин В. И.* Типы вторичных изменений песчано-гравийных пород угленосной толщи Иркутского бассейна и их возможная связь с подземными водами.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 3, с. 72—87.
18. *Копорулин В. И.* Сравнительная характеристика постседиментационных преобразований терригенных пород Иркутского бассейна.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 6, с. 3—14.
19. *Копорулин В. И.* Условия накопления и литогенез нижнемеловых отложений Зырянской впадины. М.: Наука, 1979. 179 с.
20. *Логвиненко Н. В., Бергер М. Г., Ремизов В. И.* О температуре основного эндотермического эффекта каолинита.— Зап. Всес. минералог. общ-ва, 1974, ч. 103, вып. 2, с. 254—256.
21. *Логвиненко Н. В., Франк-Каменецкий В. А.* О дикките.— Докл. АН СССР, 1962, т. 143, № 5, с. 1186—1190.
22. *Македонов А. В.* Конкреционные комплексы угленосных формаций.— В кн.: Конкреции и конкреционный анализ. М.: Наука, 1967, с. 52—60.
23. *Метаморфизм углей и эпигенез вмещающих пород.* М.: Недра, 1975. 256 с.
24. *Милло Ж.* Геология глин. Л.: Недра, 1968. 359 с.
25. *Перозио Г. Н., Казанский Ю. П., Лизалек Ю. П.* Основные факторы постдиагенетических преобразований осадочных пород Сибири.— В кн.: Постседиментационное преобразование осадочных пород Сибири. М.: Наука, 1967, с. 206—218.
26. *Пилюн Г. О., Вальяшихина Е. П.* Термический анализ минералов из группы каолинита и галлуазита.— В кн.: Термоаналитические исследования в современной минералогии. М.: Наука, 1970, с. 131—206.
27. *Пластинина М. А.* К вопросу об ИК-спектроскопическом исследовании каолинитов.— В кн.: Региональная и генетическая минералогия. Киев: Наукова думка, 1979, вып. 3, с. 35—39.
28. *Пластинина М. А., Куковский Е. Г., Федоренко Ю. Г., Кадошников В. М.* Некоторые особенности проявления несовершенства каолинитов на их инфракрасных спектрах поглощения.— Минералог. сб. Львовского ун-та, 1979, № 33, вып. 1, с. 27—35.
29. *Плюснина И. И., Грибина И. А.* Исследование инфракрасных спектров каолинита в области ОН-валентных колебаний.— В кн.: Кристаллография и минералогия. Л., 1972, с. 196—199.
30. *Рекишнская Л. Г., Феофилова А. П.* Изменения ископаемых почв каменноугольного возраста Донбасса в катагенезе — начальном метакатагенезе.— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 3, с. 40—57.
31. *Троицкий В. И.* Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. Л.: Недра, 1967. 312 с.
32. *Уоррел У.* Глины и керамическое сырье. М.: Мир, 1978. 237 с.
33. *Шутов В. Д.* Зоны эпигенеза в терригенных отложениях платформенного чехла (на примере рифейских и палеозойских отложений Русской платформы).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 3, с. 30—45.
34. *Шутов В. Д., Александрова В. А., Лосиевская С. А.* Генетическая интерпретация полиморфизма минералов каолинитовой группы в осадочных породах.— В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М.: Наука, 1966, с. 109—122.
35. *Gadsden J. A.* Infrared Spectra of Minerals and Related Inorganic Compounds. Butterworths, 1975. 277 p.
36. *Gomes C. de S. F., Worrall W. E.* A dickite showing unusual crystal habit and structural disorder.— Proc. Brit. Ceram. Soc., 1979, № 28, p. 91—105.

МИНГЕО СССР,
Москва

Поступила в редакцию
9.XI.1985

УДК 552.14 : 553.495

**РОЛЬ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД
В ФОРМИРОВАНИИ ПЛАСТОВО-ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ В АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ПЕСЧАНИКАХ**

РАСУЛОВА С. Д., ЯШУНСКИЙ Ю. В., МАКСИМОВ И. Б.

Охарактеризованы фациальные особенности и эпигенетические изменения рудовмещающих отложений месторождения, установлен пластово-инфильтрационный генезис оруденения и связь его с породами, характеризующимися относительно высокими восстановительными свойствами. Расшифрована общая последовательность развития эпигенетических процессов и выделены четыре стадии наложенных преобразований, последняя из которых рудообразующая. Показано, что наряду с основными рудными накоплениями на месторождении присутствуют древние экзогенетические концентрации урана, активно вовлекающиеся в пластово-инфильтрационный рудоформирующий процесс.

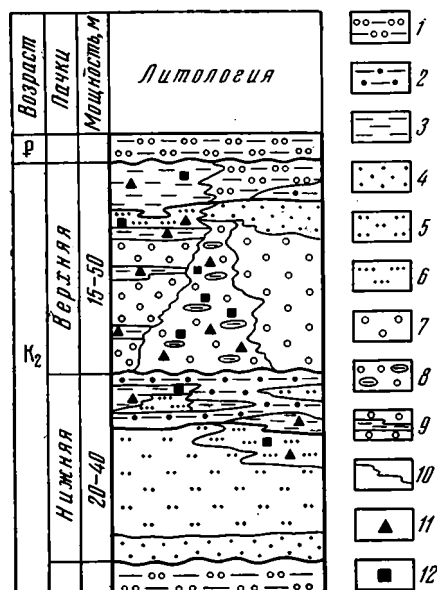
Условиям формирования урановых месторождений, связанных с зонами пластового окисления, посвящена обширная литература [1, 2, 6, 8, 11, 12]. Важное место в ней отводится литолого-геохимическим особенностям вмещающих пород и роли их в процессе рудообразования. Выделяемые в работах геохимические типы пород и фациальные комплексы оценивались преимущественно с точки зрения их окислительно-восстановительных свойств [7, 5]. Вместе с тем особенности строения рудовмещающего разреза, связанные со степенью его вертикальной анизотропии, характером проявления постседиментационных эпигенетических преобразований, возможностью присутствия сингенетичных или сформированных на стадии диагенеза концентраций урана имеют не менее важное значение в образовании эпигенетического уранового оруденения. Так, на одном из месторождений пластово-инфильтрационного типа, общие сведения о котором изложены в работе [10], повышенной продуктивностью песчаных аллювиальных отложений обладают те участки, где совокупность перечисленных факторов проявлена наиболее ярко. С литолого-геохимическими и радиогеохимическими особенностями вмещающих отложений связано образование очень сложно диагностируемых рудоконтролирующих зон лимонитизации, пластово-инфильтрационный генезис которых выявляется с помощью картирования эпигенетических изменений на фациально-геохимической основе. Эти же особенности привели к необычной для данного типа месторождений морфологии рудных тел, не всегда имеющих контроль четко выраженными зонами пластового окисления и неравномерность распределения оруденения как в разрезе, так и по площади.

Рассматриваемое месторождение приурочено к аллювиально-делювиальным отложениям верхнего мела. Оно контролируется границами зоны пластовой лимонитизации, развивающейся со стороны массива палеозойских пород, который ограничивает артезианский бассейн с востока и северо-востока. Палеозойские породы, выделенные на поверхность на территории, прилегающей к площади месторождения, сложены углеродисто-кремнисто-глинистыми сланцами с повышенными концентрациями урана, ванадия, молибдена, серебра и др. Рудовмещающие отложения мощностью до 70 м сформированы в условиях надводной дельты крупной палеореки, которая текла с севера или северо-востока со стороны палеозойского поднятия, существовавшего на протяжении всего позднего мела и служившего местной областью сноса обломочно-го материала. Накопление осадков происходило в условиях континен-

тальной равнины, в результате чего возник комплекс делювиальных красноцветных, аллювиальных сероцветных и пестроцветных образований. Они четко подразделяются на две пачки, в основании которых залегают грубозернистые породы — пески и гравелиты, переходящие вверх по разрезу в относительно более тонкозернистые терригенные разности и образующие два проницаемых водоносных горизонта с промежуточным водоупорным слоем мощностью 10—15 м (фиг. 1).

Фиг. 1. Сводная колонка литогенетических типов

1 — красноцветные неслоистые песчано-глинистые делювиальные образования; 2 — зеленоцветные неслоистые песчано-глинистые делювиальные образования; 3 — сероцветные примененные слоистые алевролиты и глины; 4 — розоватые горизонтально-слоистые припойменные пески и песчаники; 5 — зеленоватые горизонтально-слоистые припойменные пески и песчаники; 6 — сероцветные припойменные горизонтально-слоистые пески и песчаники; 7 — грубозернистые стражневые косослоистые пески; 8 — грубозернистые неслоистые пристражневые пески; 9 — песчано-глинистые припойменные отложения; 10 — границы развития литогенетических типов; 11 — углистый детрит; 12 — дисульфиды железа



Рудовмещающие отложения подстилаются красноцветными делювиально-пролювиальными породами того же возраста, являющимися нижним водоупорным слоем продуктивной части разреза, и перекрываются красноцветными песчано-глинистыми образованиями палеогена, залегающими на отложениях верхнего мела со стратиграфическим несогласием. Основные рудные залежи сосредоточены в сероцветных аллювиальных отложениях верхней пачки; в нижней пачке оруденение носит спорадический характер. На площади месторождения оно также развито неравномерно: наиболее значительные концентрации урана обнаружены в северной его части. Как показали литолого-геохимические исследования, в основу которых было положено выделение первичных литогенетических типов¹ и их эпигенетически измененных аналогов, рудовмещающий разрез характеризуется значительной литологической и геохимической неоднородностью. Она связана с особенностями условий накопления и унаследованного преобразования осадков, а также с характером последующих разнонаправленных наложенных процессов.

Значительное место в разрезе рудовмещающих отложений занимает делювиальный литогенетический комплекс, к которому отнесены красно- и зеленоцветные песчано-алеврито-глинистые породы с крайне низкой степенью сортированности песчаного материала, отсутствием слоистости и комковатой текстурой. В зеленоцветных разностях отмечается появление мелкого углефицированного детрита и канальцев корневой системы растений, частично выполненных дисульфидами железа. Пойменные отложения представлены сероцветными неслоистыми и горизонтально-слоистыми алевролитами с тонкорассеянным углистым детритом (содержание $C_{орг}$ порядка 1%). Они часто связаны постепенными пере-

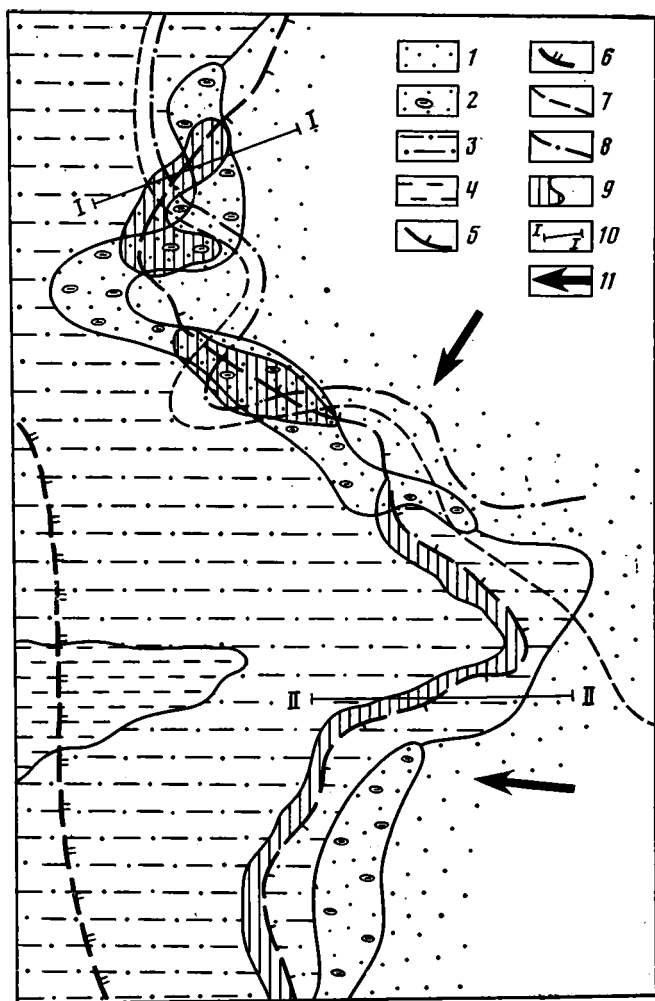
¹ Под первичными литогенетическими типами понимаются породы, фациально-геохимические свойства которых сформировались на стадиях седиментогенеза и диагенеза без участия наложенных эпигенетических процессов.

ходами с зеленоцветными разностями делювиальных отложений, которые по своим фациально-геохимическим условиям образования являются промежуточными между первично-сероцветными и первично-красноцветными породами.

В распределении различных типов алеврито-глинистых пород проявляется определенная закономерность, выражающаяся в сокращении площади распространения делювиальных образований в разрезе меловых отложений от его основания к кровле и фациальном замещении их пойменными сероцветами (см. фиг. 1). Красноцветные мелкоземы повсеместно слагают нижний водоупорный слой и встречаются в виде линз и прослоев среди песчаных отложений в основании нижней пачки. В промежуточном водоупорном слое они встречаются уже в виде реликтов при преимущественном развитии зеленоцветных пород: сероцветные пойменные отложения образуют здесь отдельные прослои. Наиболее развиты пойменные отложения в глинистой части разреза верхней пачки, являющейся, по существу, верхним водоупорным слоем; только на северо-восточном фланге месторождения сохраняется область развития красноцветных делювиальных пород. В соответствии с изменениями фациального облика пород водоупорных слоев, отражающего условия осадкообразования, происходит нарастание восстановительных свойств рудовмещающих отложений от основания их к кровле и от восточных флангов месторождения к западным.

Русловой литогенетический комплекс слагает проницаемые части разреза рудовмещающих отложений. В нижней пачке он повсеместно состоит из мелкозернистых, горизонтально-слоистых, относительно глинистых песков, характеризующих припойменные части русел, и представлен тремя литогенетическими разностями: розоватыми, зеленоватыми и серыми песками. Положение их в разрезе определяется степенью близости к аналогичным по цвету алеврито-глинистым отложениям, а цвет — окраской обломочных зерен легкой фракции, алеврито-глинистого цемента и присутствием углефицированного вещества (см. фиг. 1). Непосредственно в основании песчаного горизонта залегают розоватые пески, содержащие большое количество розовых полевых шпатов и обломков красноцветных пород с реликтами гидроокислов железа при полном отсутствии углистого детрита. Выше, занимая значительную часть разреза, развиты зеленоватые пески, которые местами замещаются серыми, ассоциирующими с аналогичными по цвету алеврито-глинистыми образованиями промежуточного водоупорного слоя. В зеленоватых песках (при том же составе обломочной части легкой фракции) обломки пород и полевые шпаты окрашены в зеленоватые тона при сохранении некоторой доли розовых разностей. В серых песках обломки пород и полевые шпаты становятся серыми и темно-серыми. Изменение окраски этих обломочных зерен происходит согласно увеличению содержания S_{org} от зеленоватых песков к серым — от 0,03—0,06 до 0,08—0,4%.

Русловой литогенетический комплекс верхней пачки характеризуется двумя различными типами строения разреза, граница между которыми проходит через центральную часть месторождения в субмеридиональном направлении (фиг. 2). К востоку от нее развиты рыхлые средне-, крупнозернистые косослоистые пески и гравелиты, светло-серые с голубоватым оттенком, формирующиеся в условиях стрежневых частей русел. К западу они переходят в пески разнотернистые, в которых появляются прослои серых и темно-серых алеврито-глинистых пород различной мощности, что характеризует в целом обстановку припойменных частей русел. Пески сохраняют голубоватый оттенок, однако вблизи глин и алевролитов они становятся серыми, что особенно типично для тех частей разреза, где эти разности пород образуют тонкое переслаивание. В области перехода между стрежневыми и пристрежневыми отложениями залегают средне-, крупнозернистые пески, содержащие окатыши серых глин и алевролитов и обломки углефицированной древесины (пристрежневые отложения). Глинистые окатыши появляются на различных стратиграфических уровнях, местами распространяясь на



Фиг. 2. Схема распространения эпигенетических изменений и уранового оруденения в верхней пачке продуктивных отложений

1 — стречневые пески; 2 — пристречневые пески; 3 — припойменные песчано-глинистые отложения; 4 — припойменные алевролиты и глины; 5 — граница распространения зоны пластового окисления (штрихи в сторону лимонитизированных пород); 6 — граница распространения зоны пластового окисления в отложениях нижней пачки; 7 — фациальная граница распространения пестроцветных делювиальных (справа) и сероцветных пойменных (слева) отложений в глинистой кровле продуктивной пачки; 8 — совмещенная граница распространения зоны древнего поверхностного окисления (к востоку от линии фациального раздела), развивающегося на всю мощность глинистой кровли и ниже, и последующего восстановления; 9 — оруденение; 10 — линии литолого-геохимических профилей; 11 — направление движения пластовых вод

всю мощность отложений верхней пачки, и фиксируют явления размыва глинистых прослоев.

Содержание органического углерода в стречневых песках колеблется от 0,3 до 0,08%, в пристречневых — от 0,04 до 0,17%, составляя в среднем соответственно 0,05 и 0,08%. В припойменной фациальной зоне в непосредственной близости от сероцветных глин оно достигает 0,17—0,37%. В распределении концентраций общего железа по типам пород наблюдается та же закономерность. В стречневых песках содержание $Fe_{вал}$ составляет 0,7%, в пристречневых и припойменных (вблизи сероцветных глин) увеличивается до 0,9%, в отдельных случаях достигая 2%. В соответствии с увеличением концентрации общего железа в породах, характеризующихся более высокой глинистостью, возрастают абсолютные содержания двухвалентной растворимой лептохлоритовой формы его, связанной с глинистым материалом породы и наиболее

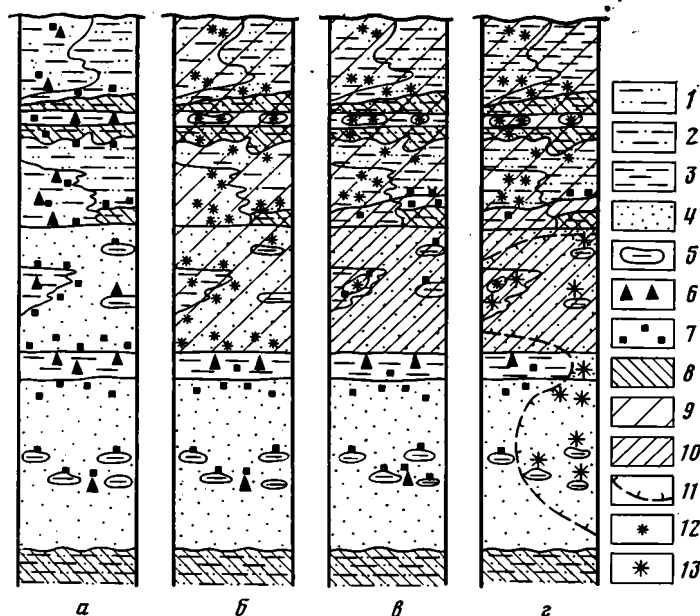
устойчивой по сравнению с сульфидной формой к процессам эпигенетического окисления [5]. Дисульфиды железа крайне редки и встречаются главным образом на контактах с прослоями и окатышами серых алеврито-глинистых пород. Они замещают углистые остатки и частично пелитизированные зерна полевых шпатов, нарастают на поверхности зерен ильменита, рутила и лейкоксена.

Изменение содержания органического углерода и дисульфидов Fe обуславливает различную восстановительную емкость выделенных литогенетических комплексов ΔE_h [4]. В стрежневых и пристрежневых песках верхней пачки при содержаниях 0,03—0,017% $C_{орг}$ эта величина колеблется от 15 до 45 мВ, в серых песках на границе с сероцветными глинистыми прослоями повышается до 65 мВ (0,2—0,4% $C_{орг}$), тогда как в зеленоватых песках нижней пачки при содержаниях 0,03—0,06% $C_{орг}$ находится на уровне 15—25 мВ. Таким образом, окислительно-восстановительные свойства проницаемых отложений определяются в первую очередь их положением относительно двух основных геохимических реперов — первичных красноцветов и сероцветных пород, богатых углистым материалом. Самой низкой степенью диагенетической восстановленности обладают песчаные отложения, в составе обломков легкой фракции которых преобладают или присутствуют в повышенном количестве розовые полевые шпаты и обломки пород с реликтами первичных красноцветных окрасок. Такими породами в разрезе рудовмещающих отложений являются розоватые и зеленоватые пески и песчаники, повсеместно развитые в нижней пачке и верхней кровле на северо-восточном фланге месторождения непосредственно под красноцветными делювиальными образованиями. Восстановительная емкость отложений верхней пачки значительно выше, чем нижней, наиболее заметно она возрастает в направлении от стрежневой фациальной зоны к пристрежневой и припойменной в связи с появлением в разрезе сероцветных глин и алевролитов с повышенными содержаниями сингенетических восстановителей — углистого органического вещества и дисульфидов железа (0,18—1% $C_{орг}$; 0,22% $Fe_{сульф}$).

Неоднородность геохимического фона рудовмещающих отложений, связанная с первичным обликом пород, усилена воздействием наложенных процессов. В истории постседиментационных преобразований выделяются четыре стадии, обусловленные эпигенетическими процессами окислительной и восстановительной направленности и выделенные на основании картирования первичных геохимических типов и их измененных аналогов. Изменения, вызванные этими процессами, частично телескопированы, в связи с чем наиболее ранние из них устанавливаются по реликтам в наименее проницаемых литологических разностях пород. Схема последовательности постседиментационных преобразований пород приведена на фиг. 3.

В течение первой стадии произошло восстановление делювиальных красноцветов с появлением зеленоватых окрасок значительной массы глинистых пород, в которых сохраняются реликты красноцветности (см. фиг. 3, а). Процессы восстановления, связанные с выносом из пород окисного железа, сопровождались частичным перераспределением его в виде новообразований редких дисульфидов железа и коричнево-желтых налетов по контакту с красноцветными неизмененными разностями. Эти изменения носили региональный характер и протекали под действием бескислородных, возможно, слабосероводородных грунтовых вод, циркулировавших в пористых сероцветных осадках. Наиболее ярко они проявлены в нижнем водоупорном слое, где зона зеленоватой окраски распространяется на глубину 50—70 см от кровли последнего. Близи по времени к накоплению вмещающей толщи и развитые в ней карбонатные образования, слагающие монолитные плиты в основании пачек и отдельные линзы среди делювиальных алевролитов в разрезе промежуточного водоупора. Породы карбонатных плит серого цвета часто содержат углистый детрит и дисульфиды железа, в цементе доломит преобладает над кальцитом. Общее количество $Fe_{вал}$ находится здесь

на уровне, характерном для голубых песков верхней пачки (0,6%). Картирование карбонатных плит показало отсутствие какой-либо пространственной связи их как с разрывными нарушениями, так и с пластово-эпигенетической зональностью. По всей вероятности, они представляют собой образования, связанные с деятельностью грунтовых вод в течение эрозионных перерывов в условиях господствовавшего в регионе семиаридного климата.



Фиг. 3. Схема стадийности эпигенетических преобразований в отложениях верхней пачки продуктивных отложений

а — 1-я стадия восстановления; *б* — стадия поверхностно-грунтового окисления; *в* — 2-я стадия восстановления; *г* — стадия пластового окисления. 1 — красноцветный делювий; 2 — зеленоцветный делювий; 3 — сероцветные пойменные образования; 4 — проницаемые пески; 5 — окатыши сероцветных алевролитов; 6 — углистый детрит; 7 — дисульфиды железа; 8 — красноцветы, восстановленные под действием грунтовых и отжимавшихся из сероцветных осадков слабосероводородных вод; 9 — породы верхнего водоупорного слоя и проницаемого водоносного горизонта, измененные процессами поверхностно-грунтового окисления; 10 — породы проницаемого водоносного горизонта и нижней части водоупорного слоя, восстановленные под действием слабосероводородных вод артезианского бассейна; 11 — граница распространения зоны пластового окисления; 12 — горчично-желтые гидроокислы Fe в породах поверхностно-грунтового окисления; 13 — желто-бурые гидроокислы Fe в породах зоны пластового окисления

Эта стадия ознаменовалась накоплением повышенных концентраций урана, которые фиксируются в зоне неизменных пород в сероцветных песчано-глинистых отложениях, богатых органическим веществом. Отмечается также совместная приуроченность повышенных концентраций ряда элементов (N, Cu, Zn и других) к этим же разностям пород. Область повышенных концентраций этих элементов занимает по отношению к более поздней пластовой окислительной зональности текущее положение, следуя согласно распространению осадков, содержащих углистый материал. Повышенными содержаниями урана характеризуются также породы карбонатных плит, степень обогащения которых несколько снижается по мере удаления от палеозойских поднятий. Концентрирование металла в них происходило, по-видимому, в условиях сухостепного ландшафта в момент выделения карбонатного вещества. Аналогичным образом изменяется содержание урана в песчано-глинистых отложениях. Вдоль полосы выклинивания пластово-окисленных пород оно убывает по направлению к центральным частям бассейна с $1 \pm 2 \cdot 10^{-3}$ до $6 \pm 1,5 \cdot 10^{-4} \%$.

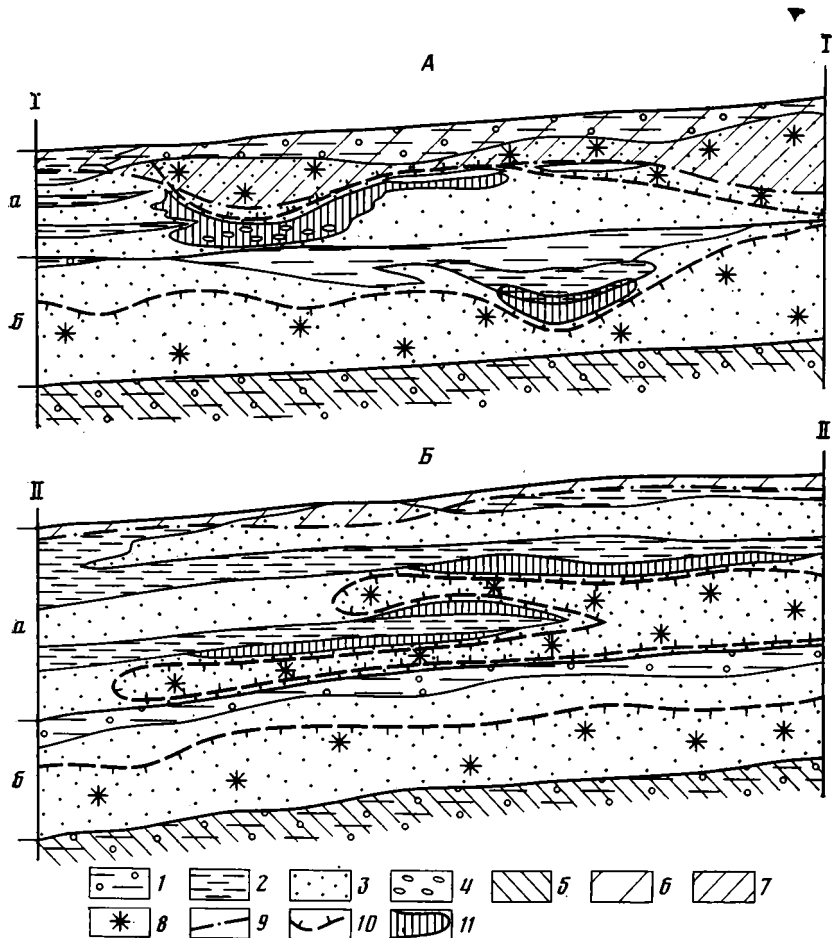
Эти данные определенно свидетельствуют об исходной повышенной ураноносности рудовмещающих аллювиальных отложений и указывают на важную роль расположенного вблизи месторождения палеозойского поднятия, поставившего в позднем мелу уран и другие металлы с грунтовыми водами в накапливавшиеся осадки. Концентрирование их происходило на стадии диагенеза вмещающих континентальных отложений, в связи с чем рассматриваемые аккумуляции могут характеризоваться как «экзодиагенетические» [1]. С учетом этих концентраций среднее содержание урана в породах, не измененных продуктивным рудным эпигенезом, несмотря на геохимическую специализацию отдельных участков месторождения, очень высокое и составляет по данным 66 определений $8 \pm 2,5 \cdot 10^{-4} \%$.

Со второй стадией связано формирование древней погребенной зоны поверхностно-грунтового окисления², которая прослеживается повсеместно в кровле продуктивных песчано-глинистых отложений, фиксируя перерыв в осадконакоплении между верхнемеловыми континентальными и палеогеновыми морскими породами (см. фиг. 3, б). Процессы древнего поверхностно-грунтового окисления в отложениях верхнего водоупорного слоя фиксируются псевдоморфозами грязно-бурых и горчичных гидроокислов железа по углистым остаткам и дисульфидам железа в первично зелено- и сероцветных разностях пород и новообразованным дисульфидам — в восстановленных; в разрезе нижележащего проницаемого песчаного горизонта — присутствием реликтов лимонитизации в прослоях и окатышах алевроито-глинистых пород. В зависимости от характера изменяемых отложений глубина проникновения этой зоны от поверхности указанного стратиграфического несогласия колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров. Наибольшей мощности она достигает в северо-восточной части месторождения, где верхний водоупорный слой сложен первичными красноцветами. Здесь, развиваясь на всю мощность глинистой кровли, поверхностно-грунтовое окисление проникает вниз по разрезу в проницаемые пески обычно до уровня первого, относительно выдержанного, глинистого водоупора (фиг. 4, А). На участках эрозонных размывов она достигает местами основания верхней пачки.

Как видно на фиг. 2, область поверхностно-грунтового окисления в рудовмещающих отложениях верхней пачки совпадает с площадью распространения первичных красноцветов в кровле ее; на остальной же площади месторождения она развивается на глубине всего в несколько сантиметров по тонким прослоям песчаных пород, заключенным в толще сероцветных песчано-глинистых отложений (см. фиг. 4, Б). Процессы древнего эпигенетического окисления привели к выщелачиванию урана (содержание его составляет здесь $2 \pm 0,5 \cdot 10^{-4}$ против $8 \pm 2,5 \cdot 10^{-4} \%$ в неизмененных породах) и накоплению этого элемента в виде рассеянных концентраций на нижней границе поверхностно-грунтового окисления до тысячных долей процента. Эти данные согласуются с результатами изучения пластово-инфильтрационных урано-угольных месторождений, на которых процессы грунтового-окислительного эпигенеза также сопровождалась концентрированием урана [9].

Третья стадия характеризуется развитием процессов восстановления под действием бескислородных, возможно, слабосероводородных, пластовых вод артезианского бассейна, сформировавшегося после перекрытия мезозойской толщи морскими глинистыми осадками кайнозоя (см. фиг. 3, в). Эти процессы привели к частичному восстановлению пород, окисленных в предшествующую стадию эпигенетических преобразований и находящихся в прямой зависимости от глубины распространения последних; мощность пород, проработанных восстановительным

² Поскольку процессы окисления ниже перерыва развиты как в непроницаемых отложениях верхнего водоупорного слоя, так и в подстилающем водопроницаемом песчаном горизонте, то зоны древнего поверхностного и грунтового окисления здесь рассматриваются совместно, так как объективные критерии четкого разграничения их на данном месторождении отсутствуют.



Фиг. 4. Литолого-геохимические разрезы по линиям I—I (А) и II—II (Б)

а — верхняя пачка; б — нижняя. 1 — смешанные песчано-глинистые пестроцветные породы; 2 — сероцветные алевроито-глинистые породы; 3 — рыхлые песчаные отложения; 4 — рыхлые песчаные отложения с окатышами глин; 5 — зона эпигенетического восстановления красноцветов; 6 — зона древнего поверхностно-грунтового окисления; 7 — зона эпигенетического восстановления поверхностно-окисленных пород; 8 — зона пластового окисления; 9 — границы зоны поверхностного окисления; 10 — граница зоны пластового окисления; 11 — орудуение

эпигенезом, при этом варьирует от нескольких сантиметров до 30 м. На участках, где процессами подперерывного окисления была затронута только часть разреза верхнего водоупора, в проницаемых песчаных отложениях признаки изменения пород этой стадии не обнаруживаются. Таким образом, область распространения восстановительного эпигенеза картируется только в северо-восточной части месторождения и совпадает в плане с областью распространения пород, ранее окисленных на значительную часть разреза верхней пачки (см. фиг. 2). Эта стадия проявилась в образовании песков белесых окрасок и зеленоватых каемок на приконтактных с ними участках непроницаемых пестроцветных отложений в связи с выносом железа, содержание которого в песках снижается до 0,56% (против 0,7% в голубоватых песках стрежневой фациальной зоны).

В наиболее глинистых разностях песчаных пород эти процессы сопровождалось образованием наложенных дисульфидов Fe, что особенно характерно для пограничной зоны реликтовых окисленных и восстановленных пород. В обеленных песках отмечается также частичная каолинизация цемента, установленная по результатам рентгеноструктурного анализа, полевых шпатов и в меньшей степени обломков пород

и слюд. Однако эти изменения принадлежат, по-видимому, к предыдущей стадии окисления, поскольку в неизменных аналогах песчаных пород они зафиксированы не были. Таким образом, на северо-восточном участке месторождения в непосредственном контакте с первично-сероцветными эпигенетически неизменными отложениями оказались обеленные пески, лишенные не только восстановителей — углистого детрита, минералов двухвалентного железа, но и сорбентов — гидроокислов Fe (см. фиг. 4, А).

Четвертая стадия связана с развитием пластовой лимонитизации, обусловленной процессами молодой позднеплиоцен-четвертичной активации, которая привела к возникновению в артезианском бассейне активного инфильтрационного гидродинамического режима (см. фиг. 3, г). Зона пластового окисления обладает чертами, обычными для многих эпигенетических месторождений урана [1, 5, 6, 12], но имеет вместе с тем ряд специфических особенностей. Так, граница распространения пластово-лимонитизированных пород в верхней пачке приблизительно совпадает с линией фациального замещения проницаемых стрессежных песков менее проницаемыми и более обогащенными восстановителями пристрессежными и припойменными отложениями (см. фиг. 2). И только на южном фланге месторождения (вероятно, в связи с усилением потока кислородных вод) она несколько сдвинута к западу и прослеживается внутри фациальной зоны пристрессежных и припойменных отложений.

Зона пластового окисления нередко избирательно локализуется в породах, бедных сингенетическими восстановителями (углефицированным детритом, дисульфидами Fe), что обуславливает ее сложную морфологию в разрезе. К таким породам, характеризующимся опережающим развитием пластовой лимонитизации, относятся розоватые и зеленоватые пески нижней пачки и обеленные пески верхней. Наиболее ярко процессы опережающей лимонитизации проявились в северо-восточной части месторождения, где зона пластового окисления, отрываясь от основания водоносного горизонта, развивается непосредственно под глинистой кровлей песчаных отложений, как бы нависая над неизменными породами, что приводит к телескопированию минеральных новообразований последней и предшествующих стадий (см. фиг. 4, А). По той же причине в отложениях нижней пачки, несмотря на более высокую степень глинистости разреза и преимущественно мелкозернистый состав ее песчаных отложений, зона пластово-окисленных пород характеризуется более широким площадным распространением, и область ее выклинивания располагается значительно западнее, чем в верхней пачке (см. фиг. 4, Б).

В целом зоны пластового окисления в разрезе рудовмещающих отложений развиваются симметрично относительно глинистого промежуточного водоупора и прослеживаются в виде языков на значительной части месторождения вдоль делювиальных красноцветов, развитых в подошве и кровле проницаемых отложений. Таким образом, здесь проявляется унаследованный характер окислительных процессов, predeterminedный еще условиями осадконакопления. Предпочтительно развиваясь по породам, бедным восстановителями, зона пластового окисления отличается преимущественно белесо- и бледно-желтыми окрасками, с явным преобладанием на некоторых участках белесых над желтыми. Последний случай характеризует зону пластового окисления в породах, претерпевших предшествующее близповерхностное окисление и вторичное восстановление. Из-за малой железистости обеленных песков и преобладания в балансе форм железа $Fe_{\text{раск}}^{II}$ она фиксируется лишь редкими псевдоморфозами лимонита по эпигенетическим дисульфидам и выделениями его вдоль контакта с неизменными голубыми или сероцветными отложениями. Наиболее отчетливо зона пластовой лимонитизации визуально проявляется при развитии по неизменным сероцветным отложениям припойменных и пристрессежных частей русел (см. фиг. 3, г). Здесь желто-бурые гидроокислы Fe фиксируются по контакту с глинистыми сероцветными породами и по углистому детриту, что придает породе пятнистую неравномерную окраску. Интенсивность ее убывает по направлению к

центральной частью песчаных прослоев, где единственный индикатор окислительного эпигенеза — гидроокислы Fe, развитые вокруг зерен лейкоксенизированных ильменитов, а также легкий желтый оттенок основных компонентов пород — кварца и полевых шпатов.

Не исключено, что белесая окраска пластово-окисленных пород вызвана также слабым проявлением кислотного выщелачивания, обусловленного локальным снижением pH пластовых вод в связи с окислением дисульфидов Fe и углистого вещества в передовой части зоны лимонитизации. Об этом могут свидетельствовать признаки эпигенетической каолинизации и слабого перераспределения железа. По данным изучения двух профилей среднее содержание $Fe_{вал}$ в лимонитизированных песках верхней пачки несколько понижено по сравнению с эпигенетическими неокисленными породами тех же генетических типов: 0,55% против 0,63 и 0,72% против 0,9. Помимо желто-бурых гидроокислов железа, представленных минералами группы гетита-гидрогетита, в зоне пластового окисления встречаются красновато-розовые гидроокислы, окраска которых связана с присутствием гематита. Они характерны для базальных карбонатных плит и прилегающих к ним песков. Среднее содержание $Fe_{вал}$ в окисленных разностях карбонатных плит составляет 0,75%, что примерно отвечает уровню железистости этих пород, не измененных окислительным эпигенезом.

Урановое оруденение локализовано в сероцветных песчано-глинистых породах и тесно связано с областями выклинивания молодых зон пластовой лимонитизации. Оно является членом окислительной пластовой эпигенетической зональности и обладает особенностями, обычно присущими рудам пластово-инфильтрационного типа [1, 5, 12]. При повсеместном обогащении ураном границы выклинивания зоны пластово-окисленных пород характер распределения оруденения неравномерный. Наибольшие скопления урановой минерализации отмечаются в северо-восточной части месторождения, а в разрезе они приурочены к верхнему песчаному горизонту, в пределах которого сконцентрированы на участках развития пород с высокими восстановительными свойствами. Основные рудные скопления в отложениях верхней пачки сосредоточены в пределах краевых частей палеорусел, так что западная граница рудной полосы месторождения приблизительно совпадает в плане с линией фациального замещения рыхлых стрежневых песков более глинистыми припойменными и пристрежневыми отложениями (см. фиг. 2). В нижней пачке оруденение развито спорадически и сопровождает верхний контакт зоны пластового окисления лишь в том случае, когда последняя пересекает сероцветные песчаные образования. Эти рудные скопления в плане располагаются внутри общего контура зоны пластовой лимонитизации (см. фиг. 4). Фронтальное выклинивание пластово-окисленной зоны, которое проходит в основании горизонта в породах с низкими восстановительными способностями (розоватых, зеленоватых), как правило, безрудно.

Максимальные концентрации урана отмечаются в песках; глинистые сероцветные отложения практически безрудны. Вместе с тем намечается тенденция накопления оруденения в песчаных породах, отличающихся (по данным гранулометрического анализа) несколько повышенным количеством алеврито-пелитовой фракции (порядка 20%) и органического углерода (около 0,1%). В пространстве эта связь выражается в том, что в условиях литологической однородности песчаного разреза (стрежневая фациальная зона) граница окисления и неокисленных пород оруденением, как правило, не сопровождается (см. фиг. 2, 4, А). Урановому оруденению свойственна приуроченность к областям фациальных переходов, характеризующихся сменой гранулометрического состава пород, которая сопровождается одновременным увеличением содержаний сингенетических восстановителей. Так, в пристрежневых отложениях самые богатые рудные скопления сосредоточены в песчаных разностях, содержащих крупные углистые древесные остатки. Часто они располагаются в центральных частях рудных пересечений, обрамляясь в песках, практически лишенных углистого детрита, ореолом повышенной ураноносности. Да-

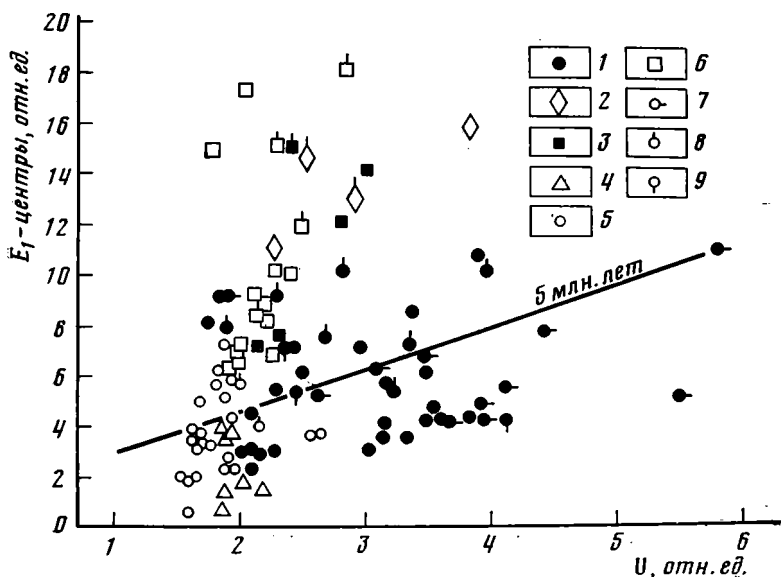
же в породах припойменной фациальной зоны верхней пачки, отличающихся в целом более высокими восстановительными свойствами, оруденение избирательно локализуется у контактов песков с сероцветными алеврито-глинистыми породами, в то время как выклинивание зоны пластового окисления в самих песчаных прослоях часто бывает безрудным (см. фиг. 4, Б).

Наиболее благоприятные условия для формирования оруденения создаются на участках, где вмещающие породы заражены первичными диагенетическими концентрациями урана или связаны с древней приповерхностной зоной окисления, что характерно для северной части месторождения, наиболее приближенной к выходам палеозойских пород на поверхность. Не менее благоприятными представляются участки, где зона пластового окисления, развиваясь по эпигенетически восстановленным (обеленным) породам, подвергавшимся ранее подперерывному окислению, контактирует с неизмененными отложениями пристрежневых и припойменных частей русел. Этот случай также характерен для северо-восточной части месторождения (см. фиг. 4, А). Формирование здесь наиболее значительного оруденения связано с тем, что миграция урана в кислородной обстановке происходит по маложелезистым породам, бедным активными сорбентами — гидроокислами железа [13], поэтому полезный компонент почти без потерь достигает восстановительного барьера. Отсутствие активной сорбции вещества в зоне пластового окисления, развивающейся по обеленным породам, приводит к общему обеднению их ураном, содержание которого здесь не превышает $2 \cdot 10^{-4}\%$, а при развитии той же зоны по эпигенетически неизменным сероцветам на некоторых участках достигает $8 \cdot 10^{-4}\%$.

Литолого-геохимические особенности строения рудовмещающего разреза определяющим образом сказываются и на морфологии рудных тел. В отложениях нижней пачки и в припойменной фациальной зоне верхней рудные тела имеют линзовидную форму (см. фиг. 4, А). Для пристрежневых отложений характерны роллообразные рудные тела уплощенной формы со слабо выраженными крыльями. В северной части месторождения в случае опережающего развития зоны пластового окисления в верхней части разреза по породам, претерпевшим предшествующие изменения, формируются рудные тела специфической формы — «корытообразной» (см. фиг. 4, А). Зона уранового оруденения характеризуется отсутствием заметных скоплений других металлов. Среднее содержание большинства из них примерно отвечает кларковым значениям. Единственным элементом-спутником урана является селен, максимальные концентрации которого закономерно вписываются в пластовую рудоконтролирующую эпигенетическую зональность, занимая участок, примыкающий к восстановительному (для урана) барьеру со стороны зоны пластового окисления. Рудные пробы, содержащие крупные древесные остатки, обогащены V (0,15%), Pb (0,015%), Ge (0,002%), Cu (0,02%), Co (0,03%), Ni (0,01%), Cr (0,03%), Mo (0,001%). Однако концентрации этих металлов здесь находятся на том же уровне, что и в аналогичных разностях неизмененных пород, содержащих углефицированную древесину. По-видимому, пластово-инфильтрационный рудообразующий процесс, как и на других генетических однотипных объектах в песках, не приводил к накоплению перечисленных металлов, в связи с чем рассматриваемое месторождение следует относить к числу селен-урановых.

Для датировки уранового оруденения использован метод радиационных дефектов с предварительной термоактивацией анализируемых проб [3]. Как видно на фиг. 5, корреляция между концентрациями радиационных дефектов (E_1 -центров) в кварцевых зернах и содержанием урана в породе в целом отсутствует, что не позволяет строго количественно охарактеризовать возраст оруденения и свидетельствует о его молодости и ныне идущих процессах перераспределения и, возможно, дополнительного привноса рудного вещества. Резко избыточными концентрациями E_1 -центров по отношению к основной рудной массе выделяются

карбонатные плиты и породы, примыкающие к нижней границе поверхностно-грунтового окисления. Они характеризуются высокими содержаниями E_1 -центров (10—18 отн. ед.) и относительно низкими — урана. Эти соотношения свойственны главным образом северной и центральной частям месторождения, на южных и западных флангах концентрации E_1 -центров в карбонатных породах снижаются до фоновых. В зоне пластово-инфильтрационного оруденения соотношение между концентрациями E_1 -центров и урана прямо противоположное. Богатые рудные пробы часто характеризуются надфоновыми значениями концентраций



Фиг. 5. Зависимость концентрации E_1 -центров от концентрации урана

1 — сероцветные рыхлые отложения; 2 — сероцветные рыхлые отложения на контакте с зоной древнего предпрерывного окисления; 3 — сероцветные породы карбонатных плит; 4 — обеленные рыхлые отложения; 5 — лимонитизированные рыхлые отложения; 6 — пластово-окисленные породы карбонатных плит; 7 — KPP=80—120%; 8 — KPP>120%; 9 — KPP<80%

E_1 -центров, а равновесные по радий-урановому отношению размещаются около изохроны 5 млн. лет. Это дает основание выделять на месторождении две возрастные группы урановых концентраций: древние бедные мезозойского возраста и молодые рудные, возраст которых в пределах современного контура залежей оценивается в целом как позднелицен-четвертичный. В настоящее время оруденение подвергается перераспределению, на что указывает существование современной области выщелачивания в тыловых частях рудных залежей, примыкающих к зоне пластовой лимонитизации. Здесь фиксируются значительные сдвиги изотопных отношений Th^{230}/U^{238} и Ra/U^{238} , диапазон изменений первого показателя в пределах контура балансового и забалансового оруденения составляет 0,44—0,66, второго 35—1000%.

Таким образом, вмещающие отложения характеризуются рядом особенностей, совокупность которых определяет высокую продуктивность в целом малоблагоприятных для рудоотложения пород [13]. Главная особенность рудовмещающих отложений — горизонтальная и вертикальная литолого-геохимическая анизотропия вмещающей толщи, обуславливающая распределение и морфологию оруденения. В области выклинивания зоны пластового окисления интенсивное рудоотложение характерно только для участков с оптимальным соотношением в разрезе проницаемых песков и сероцветных глинистых водоупоров. Появление сероцветных глин и алевролитов среди проницаемых песков приводит к увеличению почти вдвое содержания органического углерода в рудовмещающих отложениях и соответственно повышает их общую

восстановительную емкость. Это свидетельствует о решающей роли в рудоотложении местных восстановительных ресурсов — изначально захороненного в осадках растительного вещества. Поэтому наиболее благоприятны для формирования уранового пластово-инфильтрационного оруденения в континентальных аллювиально-делювиальных отложениях области фациальных переходов от рыхлых крупнозернистых хорошо проницаемых песков к более глинистым и соответственно более богатым восстановителями литологическим разностям.

Другая характерная особенность рассматриваемого месторождения состоит в том, что при развитии зоны пластового окисления и сопряженного с ним рудообразования определяющим условием часто оказывается не столько степень проницаемости вмещающих пород, сколько их геохимический облик, связанный с условиями диагенеза осадков и ранних постседиментационных преобразований. Эта особенность отражает унаследованный характер развития эпигенетических преобразований, когда изменениям последующей стадии в первую очередь подвергаются участки, охваченные изменениями предшествующих стадий и примыкающие к первичным красноцветам. Такая унаследованность обуславливает опережающее развитие зоны пластового окисления по породам с наименьшей восстановительной способностью и приводит к формированию рудных тел «корытообразной» и линзовидной, но не ролловой морфологии. Наметившаяся стадийность постседиментационных преобразований имеет существенное значение в подготовке вмещающих отложений к последующим рудоформирующим пластово-инфильтрационным процессам. Дорудные этапы подперерывного окислительного и последующего восстановительного эпигенеза усиливают контрастность геохимической среды, формируя зоны обеленных пород, лишенных углестого детрита, минералов двухвалентного железа и его гидроокислов, и тем самым облегчают условия поступления урана с кислородными водами к восстановительному барьеру.

Третья особенность рудовмещающих отложений — широкое развитие дорудных аккумуляций урана, не встреченных ранее ни на одном из изучавшихся месторождений подобного типа [13]. Древние экзодиагенетические урановые концентрации мезозойского возраста установлены в карбонатных плитах и породах, содержащих углефицированное вещество, а также на нижней границе погребенной зоны поверхностно-грунтового окисления. Возможно, что формирование этих убогих накоплений, так же как и иногда сопутствующих им надкларковых концентраций ванадия, меди, свинца и других металлов, обязано присутствию в былой области питания грунтовых вод пород черносланцевой формации, сингенетично обогащенных названными компонентами. Вовлекаясь в пластово-инфильтрационный процесс, эти концентрации обуславливают добавочное обогащение ураном кислородсодержащих пластовых вод, что в данном случае позволяет рассматривать вмещающие аллювиальные отложения как существенный дополнительный источник рудного компонента.

Литература

1. Батулин С. Г., Головин Е. А., Зеленова О. И. и др. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. М.: Атомиздат, 1965. 324 с.
2. Гидрогенные месторождения урана/Под ред. Перельмана А. И. М.: Атомиздат, 1980. 270 с.
3. Данилевич А. М., Павшуков В. В. Применение метода электронного парамагнитного резонанса для изучения миграции радиоактивных элементов и оценки возраста оруденения. — В кн.: Распределение радиоактивных элементов и их изотопов в земной коре. М.: Недра, 1978, с. 121.
4. Евсеева Л. С., Фомина Н. П. Опыт изучения окислительно-восстановительных свойств осадочных ураноносных пород. — Геохимия, 1963, № 11, с. 1050—1054.
5. Каширцева М. Ф. Методы изучения эпигенетических изменений в рыхлых осадочных породах. М.: Недра, 1970. 153 с.
6. Кондратьева И. А., Зеленова О. И., Комарова Р. В., Лисицин А. К. Факторы, определяющие морфологию уранового оруденения, сформированного пластовыми водами. — В кн.: Рудоконтролирующие факторы и условия образования месторождений редких и цветных металлов в осадочных породах (тез. докладов). М., 1979, с. 46.

7. Лисицин А. К., Кондратьева И. А., Лакеева Т. Н. Роль вмещающих пород в накоплении урана на выклинивании зоны пластового окисления.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 8, с. 57.
8. Перельман А. И., Головин Е. А., Батулин С. Г. и др. Гипергенные эпигенетические изменения в осадочных породах и их роль в рудообразовании.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Недра, 1968, с. 410.
9. Расулова С. Д., Столяров А. С. Пример расшифровки условий образования древнего инфильтрационно-эпигенетического уранового оруденения.— В кн.: Распределение радиоактивных элементов и их изотопов в земной коре. М.: Недра, 1978, с. 96.
10. Расулова С. Д., Шмариович Е. М., Белов Н. С. и др. Факторы рудоконтроля на пластово-инфильтрационном месторождении урана в аллювиальных песчаниках.— В кн.: Рудоконтролирующие факторы и условия образования месторождений редких и цветных металлов в осадочных породах (тез. докладов). М., 1979, с. 25.
11. Столяров А. С., Расулова С. Д. Основные черты эпигенетических уран-угольных месторождений.— В кн.: Рудоконтролирующие факторы и условия образования месторождений редких и цветных металлов в осадочных породах (тез. докл.). М.: 1979, с. 31.
12. Шмариович Е. М. Концентрации редких элементов, связанные с кислородной пластовой зональностью водоносных горизонтов.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М., 1970, с. 180.
13. Шмариович Е. М. Содержание урана в неизмененных осадочных породах различных типов и зонах окисления.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 2, с. 109.

МИНГЕО СССР,
Москва

Поступила в редакцию
12.X.1981

УДК 550.4 : 551.71/72 (470.22)

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЛИТОЛОГИИ АРХЕЙСКИХ
КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА****ЛУНЕВА О. И.**

Приведен один из вариантов развития процессов осадконакопления в архее, отличавшийся спокойной тектонической обстановкой, значительным развитием хемогенной седиментации, отсутствием вулканизма. Архейские кристаллические сланцы в целом основного состава характеризуют самостоятельный этап осадконакопления, начавшийся прибрежно-морскими терригенными осадками — галечниками, песками, алевритами, сменившимися во времени морскими песчано-алеврито-глинистыми, глинистыми, карбонатно-глинистыми и глинисто-карбонатными высокожелезистыми осадками, возможно, содержащими лагунные фации. Установлена постепенность смены условий седиментации в пределах цикла, выраженная в непрерывно-прерывистом изменении вещественного состава осадков и их структурно-текстурных особенностей.

Главная задача, которая встает в последнее время при изучении литологических черт докембрийских метаморфических пород и комплексов, — это выявление исходных типов и разновидностей пород, поиски возможных осадочных и вулканогенно-осадочных эквивалентов докембрийских пород среди фанерозойских аналогов. Эта трудная задача должна и может решаться комплексом методов, среди которых главными являются геологические. Применение наряду с ними литологических, минералогических и геохимических наблюдений, а также исследование химического состава пород позволяет представить себе возможные черты древнейшего осадконакопления.

Наиболее ясны в этом плане грубообломочные породы — различные конгломераты, гравелиты, кварциты, возникшие за счет песчаников, и карбонатные породы — известняки и мраморы, в меньшей мере кальцифиры. Значительная часть гнейсов расшифровывается как глинисто-терригенные накопления. Гораздо сложнее обстоит дело с амфиболитами и другими кристаллическими сланцами основного состава. Благодаря своей меланократовости и сходству химического состава с таковым основных интрузивов, вулканитов и их туфов эти породы обычно трактуются как древние аналоги их. Но это лишь один вариант их происхождения. Аналогичные кристаллические сланцы могут возникнуть также за счет метаморфизма осадочных обломочных (граувакки) и обломочно-хемогенных накоплений типа глинисто-карбонатных (мергелистых) осадков, обогащенных железом, титаном и другими элементами [7, 8]. Кристаллические сланцы существенно плагиоклазовые и гранат-диопсид-плагиоклазовые также, по-видимому, могут отвечать генетически разным породам, с одной стороны, возможно, производным габбро-плагиогранитной магмы (например, габбро-нориты, анортозиты), а с другой — хемогенным осадочным накоплениям типа фанерозойских эвапоритовых формаций. Эти вопросы пока остаются слабо разработанными. Широкое же распространение метаморфических кристаллосланцев основного состава среди образований раннего докембрия обуславливает необходимость расшифровки исходного состава этих пород, тем более что проведение соответствующих исследований обещает выявить характер докембрийского осадконакопления и его специфические черты.

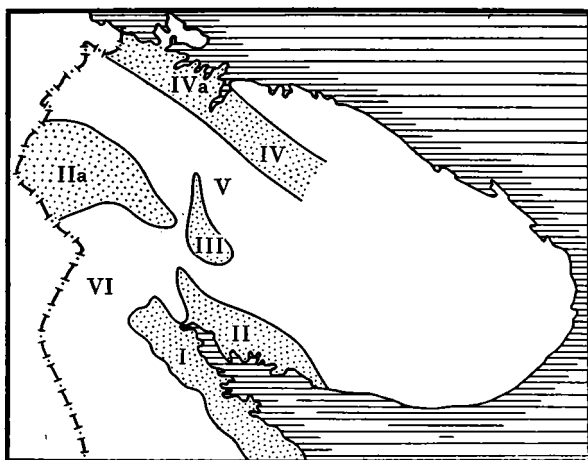
1. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ОСНОВНЫХ КРИСТАЛЛОСЛАНЦЕВ И ПОЛОЖЕНИЕ ИХ В РАЗРЕЗЕ

Метаморфические породы основного состава — разнообразные амфиболиты и кристаллические сланцы — довольно широко распространены в разрезах нижнего докембрия Кольского полуострова. Рассматривая сводный разрез снизу вверх (таблица), мы видим их первое появление среди образований кольско-беломорской серии ахрея и ее аналогов: это разнообразные амфиболиты хетоламинской свиты Беломорья, амфиболиты и кристаллосланцы преимущественно основного состава лувеньгской, кандалакшской, белогубской, колвицкой плоскотундровской толщ так называемого гранулитового комплекса, а также аналогичные породы пинкельяврской, чудзьяврской и туломской свит северной и северо-западной частей Кольского полуострова. Разнообразные амфиболиты слагают значительные части разрезов нижнего протерозоя разных частей Кольского полуострова (свиты корва, полмостундровская и их возрастные аналоги). Широко развиты мощные толщи амфиболитов и различных метавулканитов основного состава в разрезах Имандра-Варзугского и Печенгского протерозойских прогибов. Наибольший интерес

Схема стратиграфической последовательности метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова (составлена с использованием данных геологических съемок ПГО «Севзапгеология»)

Над- группа	Группа	Свита, толща	Мощность, м	Порода
Протерозойская	Нижнепротерозойская	Червуртская, тальинская и их аналоги	200—500	Ставролит-кианитовые и кианитовые сланцы, гранат-слюдяно-кварцевые сланцы, гранат-кианит-ставролитовые сланцы и гнейсы, местами с конгломератами в основании
		Вороньетундровская, лебяжинская и их аналоги	200—800	Гранат-биотитовые, двуслюдяные гнейсы, сланцы, частью измененные кислые эффузивы. Полимиктовые конгломераты в основании, середине и верхней части разреза
		Полмостундровская и ее аналоги	300—400	Сланцеватые плагиоклазовые амфиболиты, гранатовые амфиболиты, оvoidные амфиболиты, прослои железистых кварцитов
		Лявозерская и ее аналоги	100—300	Биотитовые, гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы с базальными конгломератами в основании
Архейская	Верхнеархейская	Лоухская, чупинская, волшпакская, яурийокская и их аналоги	400—1000	Биотит-гранатовые, гранат-биотит-кианитовые гнейсы, сланцы с силлиманитом, кордиеритом, шпинелью; кварц-гранат-полевошпатовые кристаллосланцы с прослоями кварцитов
		Плоскотундровская	200—600	Диопсид-гиперстеновые и гиперстеновые плагиосланцы с прослоями эклогитоподобных пород и редкими пачками карбонатных пород
		Колвицкая	100—400	Гранат-плагиоклазовые, гранат-диопсид-плагиоклазовые кристаллические сланцы со скаполитом
	Нижнеархейская	Белогубская, чудзьяврская	150—400	Гранат-диопсидовые амфиболиты, гранат-диопсид-амфиболовые плагиосланцы, подчиненные эклогитоподобные породы, магнетитовые сланцы
		Кандалакшская, чудзьяврская, хетоламинская	200—700	Амфиболиты, гранатовые амфиболиты, амфиболовые гнейсы с подчиненными диопсид-амфиболовыми и гранат-биотитовыми сланцами
		Лувеньгская, хетоламинская, пинкельяврская	200—600	Амфиболовые гнейсы, амфиболиты, биотит-амфиболовые и гранат-биотитовые гнейсы, магнетитовые сланцы, конгломераты в основании
		Керетьская, тунтсайокская	2000	Биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы, мигматиты, гранито-гнейсы. Линзы внутриформационных конгломератов

в данном исследовании представляют раннедокембрийские (архейские) кристаллические сланцы и амфиболиты, ибо они слагают большие площади щита; сильно изменены процессами регионального метаморфизма и ультраметаморфизма; с ними связана определенная минерализация, имеющая практическое значение; они характеризуют один из древнейших этапов формирования земной коры континентов.



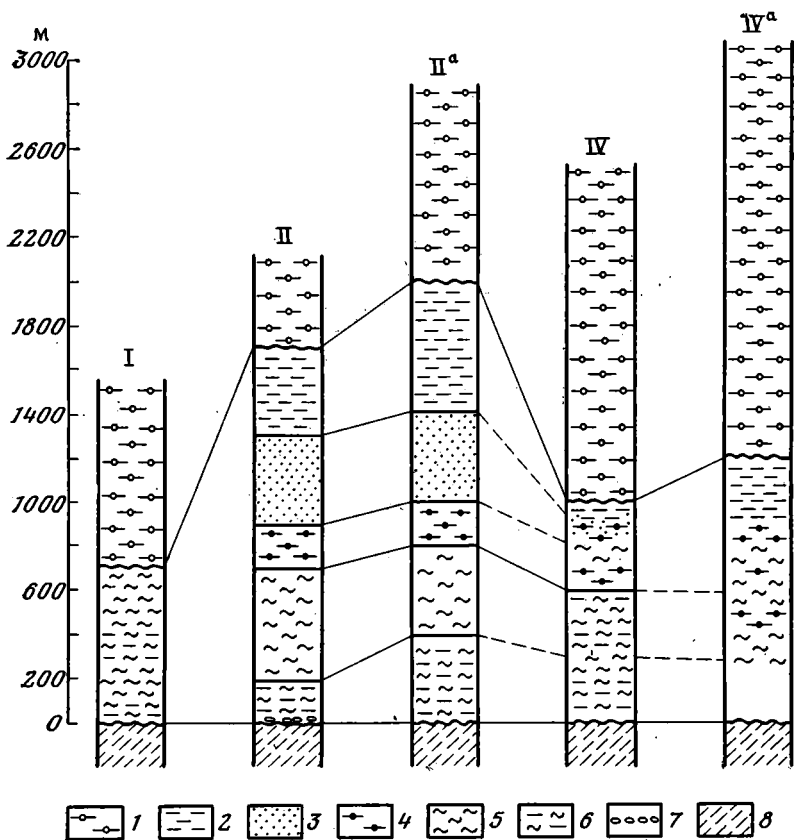
Фиг. 1. Области распространения комплекса архейских основных кристаллосланцев запада Кольского полуострова

I — Енско-Лоухский синклиний; *II* и *IIa* — Сальнотундро-Колвицкая синклинозная зона; *III* — синклинозная структура Чуна-Монче-Волчьих тундр; *IV* и *IVa* — северо-западная часть Кольско-Кейвской синклинозной зоны; *V* и *VI* — Центрально-кольский и Кандалакшский антиклинорий

Архейские кристаллические сланцы основного состава слагают обширные площади на западе Кольского полуострова (фиг. 1). Амфиболиты и амфиболовые гнейсы хетолаамбинской свиты участвуют в строении Енско-Лоухского синклинория и частью Кандалакшского антиклинория, кристаллосланцы гранулитового комплекса широко распространены в Сальнотундро-Колвицкой, Чуна-Монче-Волчьетундровской и Кольско-Кейвской синклинозных структурах и частично в области Центральнокольского антиклинория. Повсеместно эти породы залегают пластообразно, смяты в складки разных масштабов, подстилаются одним и тем же комплексом гнейсов и гранито-гнейсов керетьской свиты и ее стратиграфических аналогов; кристаллосланцы обладают четкой стратификацией, слоистостью разных типов и масштабов и могут быть уверенно сопоставлены на обширных площадях своего распространения. Наряду с этим в их составе и строении в разрезе и на площади наблюдаются различия, отражающие первичные исходные фациальные изменения, выявляющие характер обстановки осадконакопления в те отдаленные эпохи. Наиболее полные разрезы комплекса основных кристаллосланцев находятся в пределах Сальнотундро-Колвицкой синклинозной структуры (фиг. 2). Стратиграфические соотношения пород с подстилающими гнейсами наблюдаются повсеместно в пределах этой структуры как на Кандалакшском побережье, так и в районах Сальных и Туадаш тундр. В юго-западном Беломорье (северная часть Енско-Лоухского синклинория) на гнейсах и гранито-гнейсах керетьской свиты с видимым согласием залегают амфиболовые гнейсы и амфиболиты хетолаамбинской свиты, трансгрессивно перекрытые глиноземистыми гнейсами лоухской свиты и ее аналогов. Мощность пород хетолаамбинской свиты порядка 200—700 м.

В районе Кандалакшского побережья породы комплекса основных кристаллосланцев слагают Кандалакшско-Колвицкий синклинорий

(фиг. 3) и подразделяются на пять стратиграфических единиц, возможно, отвечающих свитам (снизу вверх): 1 — амфиболовые гнейсы и амфиболиты лувеньгской толщи мощностью 150—200 м; 2 — гранатовые амфиболиты кандалакшской толщи мощностью 200—500 м; 3 — диопсид-гранат-амфиболовые кристаллосланцы белогубской толщи мощностью 150—200 м; 4 — существенно плагиоклазовые кристаллосланцы



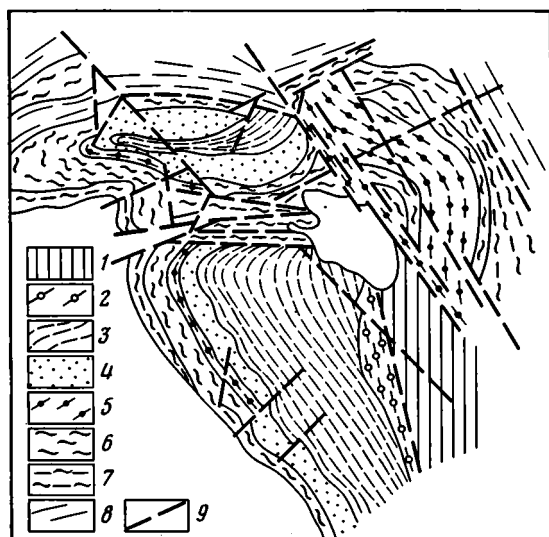
Фиг. 2. Схема сопоставления разрезов основных кристаллосланцев

1 — породы лоухской, яурийокской, волшапхской, килпъяврской свит (толщ); 2 — двупироксеновые кристаллосланцы плоскотундровской толщи (верхи чудзьяврской и туломской свит); 3 — плагиоклазовые кристаллосланцы колвицкой толщи; 4 — диопсид-гранатовые кристаллосланцы белогубской толщи (низы чудзьяврской, середина туломской свит); 5 — диопсид-гранатовые амфиболиты кандалакшской толщи (верхи пинкельяврской, низы туломской свит); 6 — биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты лувеньгской толщи (хетоламинская свита); 7 — конгломераты; 8 — мигматизированные гранито-гнейсы керетьской свиты. Остальные условные обозначения см. на фиг. 1

колвицкой толщи мощностью 100—400 м; 5 — двупироксеновые кристаллосланцы плоскотундровской толщи мощностью 200—400 м [1]. Подстилающими породами служат гнейсы и гранито-гнейсы керетьской свиты, а перекрывающими — гранат-кварц-полевошпатовые гранулиты яурийокской толщи, по-видимому, являющейся стратиграфическим аналогом лоухской свиты юго-западного Беломорья. В Кандалакшско-Колвицком синклинории К. Д. Беляев обнаружил в основании лувеньгской свиты конгломераты, которые он считает базальными, что подтверждает трансгрессивный характер контакта толщи с нижележащими породами, выявленный геологическим картированием.

Аналогично построен разрез архейских кристаллосланцев в пределах Лотгинского синклинория, в частности в его замковой части в Сальных и Туадаш тундрах и южном крыле в междуречье Яурийоки и Ноты (фиг. 4). Здесь на гнейсах и гранито-гнейсах керетьской свиты кольско-

беломорской серии залегают амфиболовые гнейсы и амфиболиты лувеньгской толщи (около 400 м), сменяющиеся постепенно вверх гранатовыми амфиболитами кандалакшской толщи (200—400 м), затем гранат-диопсид-амфиболовыми кристаллосланцами белогубской толщи (0—200 м). Выше залегают преимущественно плагиоклазовые кристаллические сланцы колвицкой толщи (150—400 м), перекрытые двупироксеновыми и гранат-гиперстеновыми кристаллическими сланцами

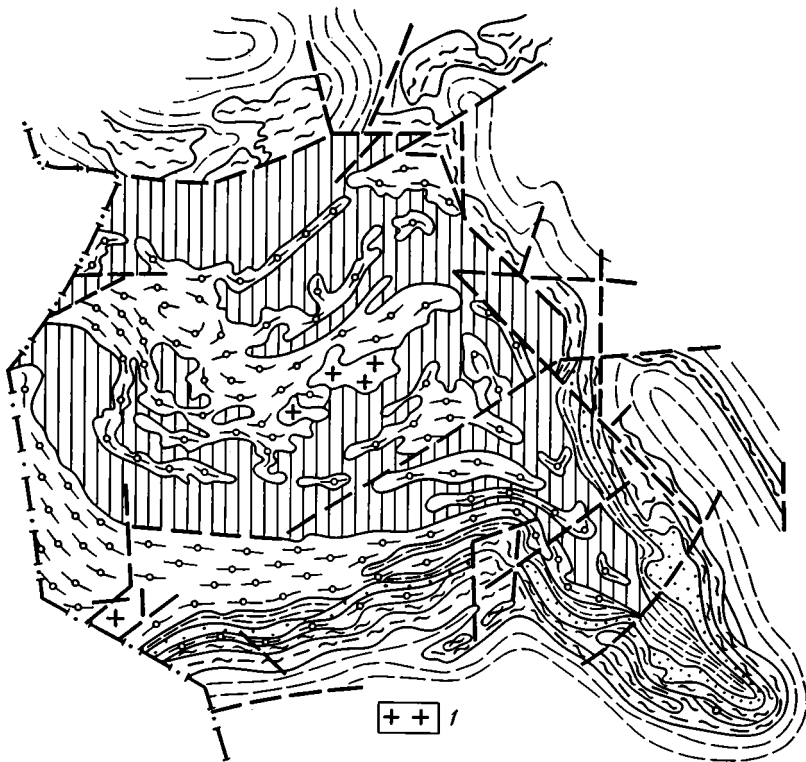


Фиг. 3. Принципиальная схема строения Кандалакшско-Колвицкого синклиория (по К. Д. Беляеву [1])

1 — порьегубская толща; 2 — яурийокская толща; 3 — плоско-тундровская толща; 4 — колвицкая толща; 5 — белогубская толща; 6 — кандалакшская толща; 7 — лувеньгская толща; 8 — керетьская свита; 9 — тектонические нарушения

плоскотундровской толщи (500—600 м). Весь этот разрез более или менее основных кристаллических сланцев перекрыт мощной (400—800 м) толщей кислых гранат-кварц-полевошпатовых гранулитов (яурийокская толща), выше которой залегают гиперстен-кварц-плагиоклазовые породы порьегубской толщи. Наиболее интересен здесь факт постепенного перехода между породами толщ плагиосланцев и двупироксеновых кристаллосланцев в южных предгорьях Туадаш тундры. Этот контакт впервые вскрыт и изучен Е. Д. Чалых в 1958 г. на горе Мутка-Селька, где наблюдается переслаивание тех и других пород мощностью 10—20 см.

В пределах Кольско-Кейвского синклиория (см. фиг. 1) распространены стратиграфические аналоги перечисленных выше подразделений. Эти породы пинкельяврской и чудзьяврской свит центральной части [4, 5] и туломской свиты северо-запада синклиория [9, 10]. Пинкельяврская свита мощностью около 600 м представлена в нижней половине переслаиванием гранат-биотитовых гнейсов с гиперстен-биотитовыми сланцами. Наблюдаются горизонты гранатовых и пироксен-гранатовых амфиболитов и магнетитсодержащих сланцев. Верхняя половина свиты содержит двупироксен-амфиболовые (с гранатом или без него) кристаллосланцы с прослоями магнетитсодержащих пироксеновых сланцев и магнетитовых кварцитов. Этой свите примерно отвечает нижняя подсвита туломской свиты, сложенная клинопироксен-плагиоклазовыми породами мощностью около 600 м. Согласно залегающая на пинкельяврской чудзьяврская свита мощностью 350—400 м состоит из пород, богатых кальцием. В нижней части — это гранат-пироксеновые амфиболиты с прослоями гнейсов, магнетитсодержащих кристаллосланцев и магнетитовых кварцитов. Верхняя часть свиты сложена ритмичнослоистым чередованием двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев и гиперстен-амфиболовых гнейсов. Чудзьяврской свите, по-видимому, отвечают средняя и верхняя подсвиты туломской свиты общей мощностью 600—800 м, сложенные двупироксеновыми, гиперстеновыми



Фиг. 4. Принципиальная схема геологического строения Лоттинского синклинория (по К. Д. Беляеву [1])

1 — плагиомикроклиновые и микроклиновые граниты; остальные условные обозначения см. на фиг. 2 и 3

и куммингтонитовыми плагиосланцами, железистыми кварцитами и скарнированными доломитовыми мраморами в верхней части разреза. Выше с перерывом и несогласием залегают ритмичнослоистые глиноземистые гнейсы волшпахской свиты мощностью более 1000 м и аналогичные им по возрасту и составу породы килпъявской (~1200 м) и урской (600 м) свит, являющиеся стратиграфическими аналогами яурийской и порьегубской толщ Лоттинского синклинория.

2. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ ОСНОВНОГО СОСТАВА

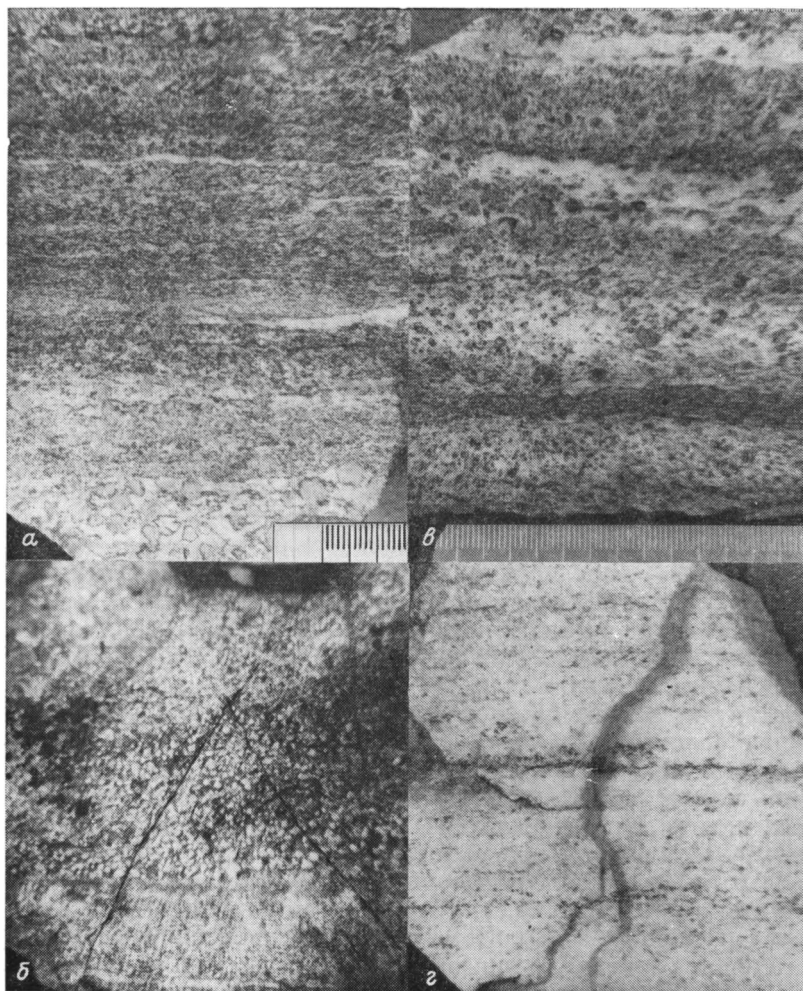
Все породы охарактеризованного разреза обладают кроме метаморфической полосчатости также ясно выраженной стратификацией (слоистостью толщ) и не менее четкой слоистостью пород разных типов и масштабов [6, 11, 12]. Слоистость обусловлена изменением вещественного (а значит, и минерального) состава пород по пластам, слоям и слойкам и как следствие этого — изменением количественных соотношений породообразующих минералов и окраски пород. Слоистость пород выражается также в изменении зернистости в слоях, послойном распределении аксессуарных минералов. Слоистость толщ обусловлена в ряде случаев их ритмичным строением. Широко развита отчетливая пластовая отдельность. Метаморфическая полосчатость, обусловленная процессами метаморфической дифференциации, проявленная внутри пластов и слоев пород, в данной работе не рассматривается.

Лувеньгская толща сложена ритмично построенным чередованием биотитовых, амфибол-биотитовых и амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Макроритмы мощностью 100—150 м в свою очередь подразделяются на мезоритмы мощностью 20—35 м и имеют двух- или трехчленное строение. В низах каждого ритма преобладают биотитовые гнейсы, в

верхней части — амфиболовые и амфиболиты. Более мелкие ритмы мощностью 1,5—2,5—3,0 м в основании сложены гнейсами, сменяющимися вверх по разрезу разностями, обогащенными амфиболом. Породы обладают обычно четкой тонкой слоистостью с толщиной слоев от первых сантиметров до 10—20 см. В биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсах иногда встречаются реликты обломочной структуры. Участие амфиболитов в строении ритмов может служить свидетельством их осадочной природы. В районе терского берега М. М. Ефимовым найдены реликты миндалекаменной текстуры и офитовой структуры в амфиболитах, подтверждающие их вулканогенную природу. Можно с уверенностью предположить, что в строении лувеньгской толщи в Кандалакшско-Колвицком синклинии преобладают терригенные породы, иногда конгломераты, а в основном песчаники и алевролиты с разной примесью пелитового и карбонатного материала. Карбонатность пород вверх по разрезу толщи увеличивается. К северу от Кандалакшско-Колвицкого синклиния среди пород этой толщи, в целом богатых железом, появляются пласты магнетит- и ильменитсодержащих кристаллических сланцев. Северо-западнее, в пределах Лоттинского синклиния, в этой толще преобладают также терригенные и карбонатно-глинисто-терригенные отложения, а северо-восточнее (Центральнокольский антиклинорий и западная половина Кольско-Кейвского синклиния) кроме терригенных и карбонатно-глинисто-терригенных пород существенное значение приобретают магнетитсодержащие кристаллосланцы и железистые кварциты. Следует отметить, что магнетитсодержащие породы указанных двух типов пространственно разобщены, их строение и состав позволяют предполагать, что магнетитсодержащие кристаллосланцы образовались при метаморфизме пластов сидеритов, тогда как железистые кварциты возникли за счет кремнисто-железистых осадков. В последние годы появились геохимические данные, указывающие на возможность возникновения железистых кварцитов за счет метаморфизма первично сидеритовых толщ [2, 3].

Кандалакшская толща амфиболитов неоднородна по своему строению. В пределах Кандалакшско-Колвицкого синклиния, где ее мощность меняется с запада на восток от 500 до 150—200 м, чередующиеся пласты гранатовых, безгранатовых и полевошпатовых разновидностей создают отчетливую слоистую текстуру толщи. Характерная особенность ее — ритмичное строение. Мощность макроритмов составляет 30—40 м. В их основаниях преобладают слоистые амфиболовые, иногда биотит-амфиболовые гнейсы или лейкократовые амфиболиты, в средних частях — слоистые амфиболиты; кровля ритмов, как правило, сложена преимущественно гранатовыми и диопсид-гранатовыми амфиболитами. В целом в разрезе толщи снизу вверх увеличивается количество диопсид-гранатовых амфиболитов и уменьшается число гнейсовых прослоев. В верхах разреза появляются амфибол-диопсид-гранатовые кристаллические сланцы, пересланяющиеся с амфиболитами и диопсид-амфиболовыми гранатитами, и постепенно породы сменяются следующей белогубской толщей. Тонкая слоистость в амфиболитах обусловлена чередованием слоев разного состава: плагиоклаз-амфиболовых, амфибол-плагиоклазовых, амфибол-гранатовых (фиг. 5, а). Самые тонкие слойки — от долей миллиметра до 1—3 мм — по существу различаются только количественными соотношениями породообразующих минералов. Слой мощностью от 3—5 до 15—20 см обусловлены разной зернистостью породы, присутствием или отсутствием граната, различными размерами зерен граната, присутствием кварца. Пласты мощностью 10—30 см различаются составом пород (плагиоамфиболиты, черные гранатовые амфиболиты, гранат-амфиболовые гнейсы, амфиболовые и пироксеновые гранатиты), окраской. Внутри этих пластов нередко наблюдается тонкая слоистость (от долей миллиметра до 1—3 мм), в которой слойки различаются количественно-минералогически. Изредка слоистость пород напоминает градационную, когда в пределах слоя зернистость породы и особенно распределение и величина зерен граната постепенно

убывают или увеличиваются от подошвы слоя к его кровле (фиг. 5, б). Иногда в породах наблюдаются реликты бластопсаммитовых структур. Можно предполагать присутствие алевритовой примеси, особенно в гнейсах и кварцсодержащих амфиболитах. Большую же часть объема пород составляли, по-видимому, алевропелитовые, пелитовые и мергелистые осадки, обогащенные железом и магнием, причем карбонатность пород усиливается вверх по разрезу.



Фиг. 5. Слоистость в кристаллических сланцах
а, б — кандалакшской толщи, в — белогубской толщи, з — колвицкой толщи

В пределах Кандалакшско-Колвицкого синклинория и прилегающих территорий в кандалакшской толще наблюдаются некоторые фациальные изменения. На западном побережье Колвицкого озера в разрезе толщи значительную роль играют гнейсы — первично-терригенные накопления, которые в северо-западном направлении сменяются, возможно, более глубоководными карбонатно-глинистыми осадками с примесью алевритового материала. В этом же направлении увеличивается мощность толщи. Далее на север и северо-запад распространяются глинисто-карбонатные разности. В Лоттинском синклинории кандалакшская толща в целом сохраняет аналогичное строение. В области юго-восточного замыкания синклинория с северо-востока на юго-восток также наблюдается изменение в составе пород от существенно терригенных к более тонкозернистым глинисто-карбонатным и затем снова терриген-

ным. Кроме того, в нижней части разреза толщи Т. А. Федкова [12] обнаружила ритмичную и потоковую косую слоистость в амфиболовых гнейсах и амфиболитах, а в верхах толщи — пласты кальцифиров и мраморов. В области Центральнокольского антиклинория наблюдается, возможно, иной тип разреза аналогов кандалакшской толщи. Имеется в виду район Оленегорского месторождения железистых кварцитов, где распространены железистокремнистые образования, связанные, вероятно, с осадочно-вулканогенным комплексом пород, накапливавшимся в другой структурно-фацальной зоне. Далее на северо-восток и север, в области западной половины Кольско-Кейвского синклинория, разрез аналогов кандалакшской толщи близок к таковому южных районов, рассмотренных выше, хотя здесь более распространены железистые породы — пироксен-амфибол-магнетитовые кристаллосланцы и прослои тонкослоистых железистых кварцитов.

Залегающая стратиграфически выше белогубская толща гранат-диопсид-амфиболовых кристаллосланцев состоит из частого переслаивания нескольких разновидностей этих пород, различающихся преобладанием либо граната, либо диопсида, либо плагиоклаза. В качестве частых тонких протопластов в разрезе присутствуют меланократовые гранатовые амфиболиты, гранатовые кварциты, биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы. Все породы слоистые и тонкослоистые (фиг. 5, в), иногда тонкоритмичнослоистые. По вещественному составу эта толща может быть названа пестрой благодаря тонкому чередованию карбонатно-глинистых и терригенно-глинистых пород с прослойками глинисто-терригенных существующих кварцевых накоплений. Основная область распространения белогубской толщи — Кандалакшско-Колвицкий синклинорий, где толща связана постепенными переходами с нижележащими диопсид-гранатовыми амфиболитами и также без резкого перехода сменяется вышележащей толщей существенно плагиоклазовых кристаллосланцев. Интересен факт переслаивания в белогубской толще сравнительно меланократовых кристаллосланцев, близких по вещественному составу нижележащим породам (глинисто-карбонатным), и лейкократовых кристаллосланцев, сравнительно обедненных железом, приближающихся по составу к породам вышележащей толщи (карбонатно-глинистые и глинистые осадки). Локально породы белогубской толщи наблюдаются и в разрезах Лоттинского синклинория. Здесь они представлены аналогичным тонким переслаиванием таких же разновидностей пород, связанных постепенными переходами с ниже- и вышележащими комплексами.

Колвицкая толща сложена довольно однообразными лейкократовыми плагиосланцами (фиг. 5, г), отдельные прослои которых в той или иной мере обогащены скаполитом, гранатом, диопсидом и амфиболом. В целом толща слоистая и линзовидно-слоистая. Наблюдается определенная ритмичность в ее строении, выражающаяся в периодическом изменении зернистости (степени перекристаллизации) пород, отражающей тонкие особенности исходного вещественного состава отложений во внешне однородной толще. Мощность этих макроритмов составляет 20—50 м. Слоистость пород горизонтальная, часто неясная, линзовидная, иногда тонкоритмичная с мощностью ритмов от 1,5—2,0 до 20—30 см. Породы верхней части толщи обогащены гранатом и диопсидом и в целом постепенно переходят в вышележащие плоскотундровские двупироксеновые кристаллические сланцы. Первоначально плагиоклазовые кристаллосланцы могли представлять собой карбонатно-глинистые накопления с высоким содержанием глинозема и низким содержанием железа, что резко отличает породы этой толщи от нижележащих. Сохранившиеся в процессе метаморфизма ионы SO_3 , Cl, B могут указывать на то, что осадки колвицкой толщи накапливались в условиях засоления бассейна седиментации, приближающихся к лагунным. Кроме Кандалакшско-Колвицкого синклинория породы колвицкой толщи широко распространены в пределах Волчьего-Монче-тундровского и южной и восточной частей Лоттинского синклинория, где мощность их состав-

ляет от 100 до 400 м. Площадные изменения в колвицкой толще выражаются в основном разной степенью насыщенности пород кальцием и железом, причем повсеместно сохраняется их терригенно-хемогенный характер (глинистые, карбонатно-глинистые, возможно, глинисто-сульфатные накопления). В пределах Кольско-Кейвского синклинория этот тип отложений отсутствует, там синхронных осадков либо нет, либо они представлены карбонатно-глинисто-железистыми и кремнисто-железистыми отложениями.

Венчающая разрез основных кристаллосланцев плоскотундровская толща сложена тонким переслаиванием гиперстеновых и двупироксеновых кристаллосланцев разной зернистости с гранат-пироксеновыми и пироксен-гранатовыми кристаллосланцами. В толще часты пропластки черных микрозернистых пироксеновых гранатитов, пироксеновых гнейсов и лейкократовых гранат-кварц-полевошпатовых кристаллических сланцев, различающихся количественными соотношениями породообразующих минералов и присутствием тех или иных характерных аксессуаров (рутил, силлиманит, скаполит, апатит, циркон, магнетит, шпинель). Слоистость пород отчетливая, тонкая, горизонтальная, реже линзовидная, мощностью от первых сантиметров до 20—30 см. Мощность пластов до 3, реже 5—7 м. По-видимому, первоначально это были глинистые отложения, в разной степени железистые, с карбонатами кальция и магния и содержащие прослои ожелезненных мергелей и известняков. Примесь терригенного материала, в основном алевритового, в них незначительна или отсутствует вовсе. Породы плоскотундровской толщи широко распространены во всех упоминавшихся синклинориях, причем в составе пород в разрезах наблюдаются некоторые площадные изменения, отражающие фацialsные обстановки осадконакопления в разных зонах. Так, в Кандалакшско-Колвицком синклинории распространены, по-видимому, карбонатно-глинистые осадки, переслаивающиеся с мергелями и пачками известняков, развитых в южных частях синклинория. Карбонатность пород разреза убывает в северном направлении, где пачек известняков нет, меньше мергелей и преобладают карбонатно-железистые глины. В пределах южной и восточной частей Лоттинского синклинория развиты в основном карбонатно-железистые глины с прослоями мергелей и примесью алевритового и реже песчаного терригенного материала, количество которого увеличивается в породах в направлении с юго-запада на северо-восток. Еще северо-восточнее, в области Кольско-Кейвского синклинория (в его западной половине), синхронные породы обогащены терригенным материалом (верхняя ритмичнослоистая пачка чудзьявской свиты, представленная ритмичным переслаиванием терригенно-глинистых, карбонатно-глинистых и глинисто-карбонатных осадков).

3. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ХИМИЗМА ПОРОД

В пределах Кандалакшско-Колвицкого синклинория в изученном разрезе, отличающемся непрерывностью процессов седиментации от терригенных пород лувеньгской толщи через терригенно-хемогенные и хемогенные накопления кандалакшской, белогубской и колвицкой толщ к терригенно-хемогенным осадкам плоскотундровской толщи, намечаются определенные изменения химизма пород, отражающие эволюцию процессов седиментации одного из этапов архейской истории. Поскольку лувеньгская толща сложена терригенными осадками, в них сравнительно высоко содержание кремнезема (до 70%). Глинистые и карбонатно-глинистые разности пород (46—52% SiO_2) обогащены железом (до 10—15% суммарного железа) и титаном (2—3% TiO_2). Почти все разности пород насыщены CaO (7—13%), а некоторые и MgO (7—12%). Отдельные пласты магнетитовых и титаномagnetитовых кристаллосланцев содержат до 48% суммарного железа и 12% титана. В породах кандалакшской толщи, как правило, концентрация SiO_2 менее 50%, за исключением существенно кварцевых пород, одновременно

являющихся высокожелезистыми накоплениями (до 17% суммарного железа). Большинство карбонатно-железисто-глинистых и железисто-мергелистых разностей пород этой толщи содержит 10—12% суммарного железа. Любопытно разделение внешне похожих пород на две группы. Одна характеризуется максимальной в указанных пределах концентрацией валового железа (до 12%) при минимальном содержании глинозема (11—14%) и одновременно невысокой концентрации CaO (до 10—11%) и MgO (4—7%). Вторая группа пород более глиноземистая (16—18% Al_2O_3), более карбонатная (до 13% CaO и до 8% MgO) и менее железистая (до 10% суммарного железа). Во всех породах TiO_2 меньше 1,5% (максимальные значения в более железистых разностях пород).

В отложениях вышележащей белогубской толщи возрастают в целом концентрации глинозема и железа (иногда вдвое) и двуокиси титана (до 3—4%). Возрастает содержание P_2O_5 до 0,5—1,0%, тогда как в нижележащей толще оно не превышает 0,2%. В белогубской толще среди в общем однотипных карбонатно-железисто-глинистых пород также выделяются две разновидности: глиноземистая и железистая, еще резче различающиеся по химизму, чем в кандалакшской толще. Первая разновидность характеризуется высокими содержаниями глинозема (до 23—25%) и относительно низкими суммарного железа (до 7, редко 10%); вторая разновидность при наличии 10—13% глинозема содержит до 17—19% закисного и до 5—8% окисного железа. Насыщенность окисью кальция остается почти одинаковой в этих разностях пород, а магнезиальность пород в этой толще в целом довольно низкая (2—3, редко 5—8%) и минимальная в глиноземистых разновидностях. Значительные интервалы колебаний концентрации кремнезема (35—58%) хорошо согласуются с пестротой переслаивающихся типов и разновидностей исходных терригенно-карбонатно-глинистых осадков. В породах колвицкой толщи, отличающихся сравнительной однородностью состава, возрастает содержание глинозема до 27—29% и окиси кальция до 13—14%. Резко уменьшается концентрация MgO (до 0,5—2,0%) и окислов железа (до 3—4%). Содержание TiO_2 не превышает 0,3—0,4%, а P_2O_5 практически отсутствует. Далее вверх по разрезу в отложениях плоскотундровской толщи вновь возрастает количество MgO (до 3—5%) и в еще большей степени FeO (до 7—9%) и Fe_2O_3 (до 1,5—3%). Снижается концентрация глинозема (16—17%) и возрастает содержание кремнезема (56—68%) в связи с присутствием в породах песчано-алевритовой терригенной примеси.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассматриваемые архейские кристаллические сланцы в целом основного состава (преобладание мафических компонентов и часто почти полное отсутствие в породах свободного кремнезема) характеризуют самостоятельный этап осадконакопления, начавшийся терригенными накоплениями — конгломератами и песчаниками, сменяющимися во времени песчано-алеврито-глинистыми и мергелистыми осадками. Седиментация в целом проходила в спокойной тектонической обстановке, о чем свидетельствует преобладание в разрезе глинистых, карбонатно-глинистых и глинисто-карбонатных высокожелезистых осадков. Аридизация условий, достигшая максимума в начале второй половины цикла седиментации, привела, по-видимому, к обмелению бассейна и его осолонению (появление лагун). В дальнейшем снова продолжалось накопление карбонатно-глинистых и глинисто-карбонатных, местами карбонатных осадков открытого моря. Возможно, если бы этот цикл был полным, мы могли бы наблюдать в верхах разреза регрессивные фации терригенных осадков. Но вышележащие толщи пород накапливались после длительного континентального перерыва (перемытая кора выветривания и реликты элювия в основании вышележащих высокоглиноземистых толщ), во время которого регрессивная часть изученного цикла осадконакопления была размыта.

Следует отметить постепенность смены условий седиментации в пределах цикла, выраженную в непрерывно-прерывистом изменении вещественного состава осадков и их структурно-текстурных особенностей. Необходимо подчеркнуть также, что приведенный материал характеризует один из вариантов развития процессов осадконакопления в архее, отличавшийся спокойной тектонической обстановкой, значительным развитием хемогенной седиментации, отсутствием каких-либо признаков вулканизма. Другие структурно-фациальные зоны, как, например, область широкого развития железисто-кремнистой формации в Центральнокольском антиклинории, демонстрируют иной тип синхронной седиментации, возможно, с участием вулканизма в процессах накопления терригенно-хемогенных кремнисто-железистых и сопутствующих осадков. Изучение глубоко метаморфизованных древнейших пород Кольского полуострова и прилегающих территорий с применением комплекса геологических методов, и прежде всего литологических, показало возможность выявления первичной природы пород, их вещественного состава и условий накопления. Это в свою очередь дает возможность дальнейшей детализации исследований и получения фациальной и формационной характеристики древнейших этапов седиментации в истории Земли.

Литература

1. *Беляев К. Д.* Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова.— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 218—224.
2. *Бергман И. А., Савинова Е. Н.* К геохимии фосфора и бора в породах криворожской серии в связи с решением проблемы генезиса докембрийских железистых формаций.— Геохимия, 1978, № 8, с. 1188—1197.
3. *Бергман И. А., Савинова Е. Н.* К геохимии фосфора и бора в породах железорудной гимольской серии (Карелия) в связи с решением проблемы генезиса докембрийских железистых формаций.— Геохимия, 1980, № 2, с. 247—260.
4. *Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б.* Геология и метаморфизм пород архея Центральной части Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. 167 с.
5. *Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б.* Стратиграфия кольской серии архея в воне Центрально-Кольского антиклинория.— В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия Восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 15—20.
6. *Некова Т. В.* Литологические особенности пород гранулитовой фации метаморфизма.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 2, с. 126—132.
7. *Розен О. М., Горбачев О. В., Теняков В. А.* К особенностям литологии и геохимии одного из вероятных типов осадочных аналогов метаморфических пород основного состава (параамфиболитов).— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 4, с. 84—94.
8. *Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М., Жук-Почкутов К. А., Горбачев О. В.* Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М.: Наука, 1972. 209 с.
9. *Трусова И. Ф.* К стратиграфии раннего докембрия северо-западной части Кольского полуострова.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1974, № 9, с. 3—18.
10. *Трусова И. Ф.* Геология и стратиграфия Займандровской железорудной зоны.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1980, № 1, с. 9—18.
11. *Федкова Т. А.* О некоторых признаках первичноосадочных текстур в породах гранулитовой формации Кольского полуострова.— В кн.: Древнейшие вулканогенно-осадочные породы Кольского полуострова. М.: Наука, 1966, с. 96—106.
12. *Федкова Т. А.* К вопросу о природе толщи гранатовых амфиболитов в районе Сальных тундр Кольского полуострова.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1967, вып. 2, с. 139—143.

УДК 553.611(478.9)

**ПЛИОЦЕНОВЫЕ БЕНТОНИТЫ МОЛДАВИИ,
ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ИХ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ****САДЧИКОВА Т. А.**

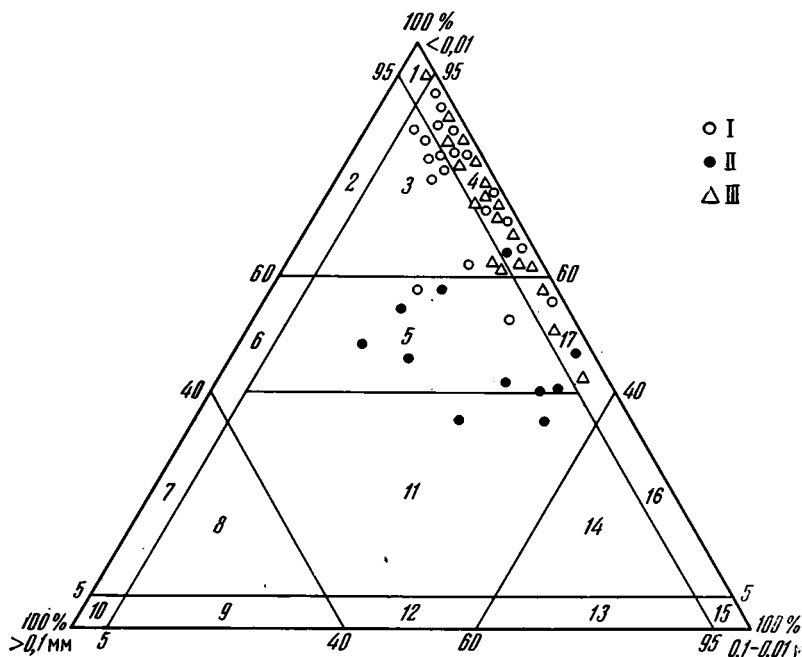
Дается обоснование терригенно- и коллоидно-осадочного генезиса бентонитовых глин среднего — верхнего плиоцена Молдавии, проведенное на основе изучения их распространения, условий залегания, структуры и текстуры пород, минералогической и геохимической характеристики, присутствия органического вещества, вторичных изменений и новообразований, а также сопоставления с бентонитами подобного генетического типа известных месторождений СССР. Повышенное содержание монтмориллонитового минерала обусловлено следующими факторами: переотложением тонкодисперсной взвеси терригенного монтмориллонита из окружающих пород; образованием аутигенного монтмориллонита путем раскристаллизации органо-минеральных коллоидов почв; трансформацией триоктаэдрических слюд в монтмориллонит в слабощелочных и нейтральных условиях среды водоема.

Бентонитовые глины плиоцена широко распространены на юго-западе междуречья Днестр — Прут территории Молдавии и Украины. Стратиграфически они приурочены к пестроцветной (красно-бурой) формации глин среднего — верхнего плиоцена, где можно наблюдать вертикальное и площадное замещение красноцветов бентонитами и наоборот. Бентонитовые глины образуют чаще всего пласты и линзы небольшой мощности (до 2—5, реже 10 м) в толще пестрых глин, не выдержаны по простиранию. Пестрые глины залегают на максимальных отметках рельефа (подошва их фиксируется на высоте 225—300 м) и подстилаются толщей разнозернистых аллювиальных песков русильона (среднего — верхнего плиоцена), содержащих гальку «карпатских яшм» и редкие костные остатки млекопитающих. Эти пески в свою очередь перекрывают фаунистически охарактеризованные алевроито-глинистые озерные отложения понта. Там, где русильон отсутствует, продуктивные горизонты красно-бурых глин ложатся непосредственно на понт [2, 4]. Вещественный состав, свойства и распространение бентонитовых глин плиоцена Молдавии изучались на протяжении ряда лет [2—4, 6, 7]. В настоящей работе эти данные, а также некоторые дополнения и уточнения, полученные автором в процессе исследования, использованы с позиций генетической интерпретации имеющихся фактов, т. е. восстановления условий среды бентонитообразования на данной территории.

Бентонитовые глины имеют, как правило, серовато-кофейную, зеленовато-серую, темно-шоколадную или молочно-серую окраску; отличаются большой вязкостью и пластичностью; бесструктурные, комковатые, неслоистые. Повсеместно встречаются включения вторичных карбонатов (пятна, конкреции, стяжения), нередко кристаллы и друзы гипса; фауны нет, но в большом количестве присутствует растительный детрит (ожелезненные и обызвествленные корешки растений, древесные корочки, покрытые пленкой Fe—Mn-окислов и т. д.). В шлифах видно спутанно-чешуйчатое строение, часто можно наблюдать гелевидную структуру, а в отмытой фракции >0,25 мм — новообразованную восковидную глину в виде скорлупок, чешуек, корочек, часто имеющих натечный характер, повторяющих форму зерен, которые они облекали. В шлифах отчетливо видна интенсивная разложенность пластинок слюды, обусловленная диагенетическим преобразованием первичных мине-

ралов слюд (биотита, гидробиотита), по которым развиваются мелко-чешуйчатые и спутанно-волокнистые агрегаты монтмориллонита.

Исследуя вещественный состав бентонитовых глин, установили, что гранулометрически они соответствуют (по схеме классификации Л. Б. Рухина [20]) тонкодисперсным алевритовым глинам (фиг. 1), так же как и глины озерных и лагунно-морских отложений понта этой же территории (содержание пелитовых частиц $>80\%$, алевритовых 11—17%, песчаных 2,5—5,0%). Встречаются более алевритистые разновидности (бентониты Чадыр-Лунги), в составе которых 50—60% глинистых частиц, 25—30 алевритовых, 20—25% песчаных. Эти глины характеризуются присутствием кристаллов гипса. В составе алевритовой



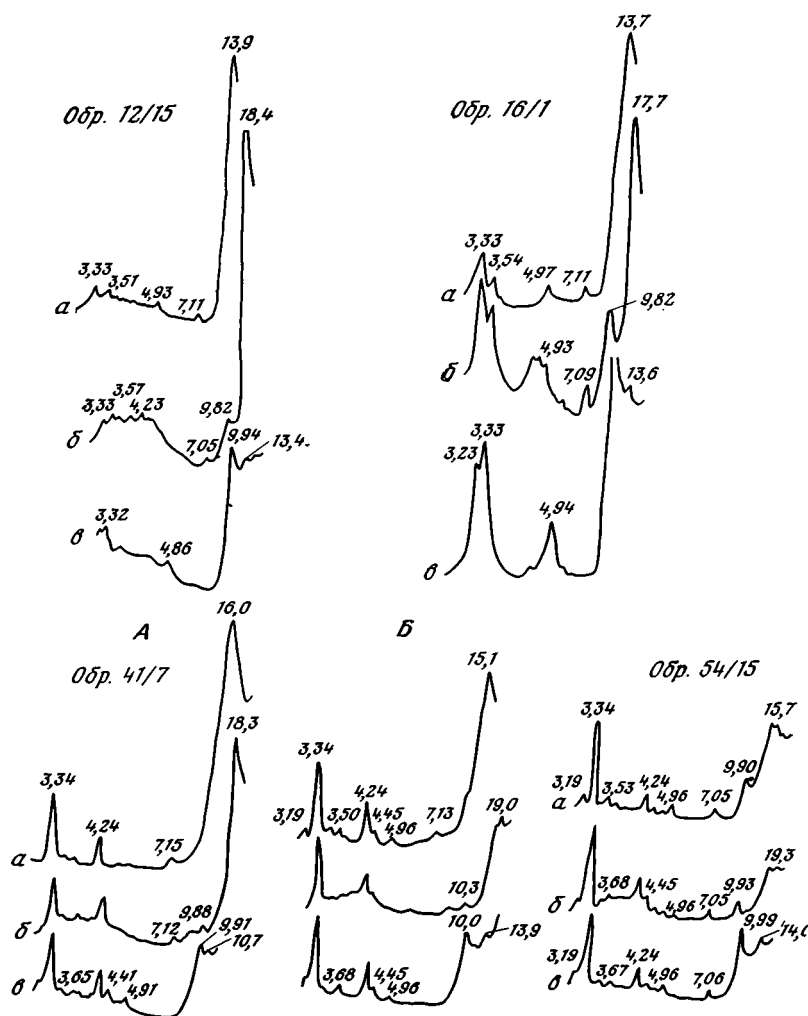
Фиг. 1. Схема классификации песчано-алеврито-глинистых пород (по Л. Б. Рухину [20])

1 — весьма тонкодисперсные глины; 2 — песчаные тонкодисперсные глины; 3 — тонкодисперсные глины; 4 — алевритовые тонкодисперсные глины; 5 — глины; 6 — глино-пески; 7 — глинистые пески; 8 — алеврито-глинистые пески; 9 — алевритовые пески; 10 — чистые пески; 11 — суглинки и супеси; 12 — алевро-пески; 13 — песчаные алевриты; 14 — песчано-глинистые алевриты; 15 — чистые алевриты; 16 — глинистые алевриты; 17 — алевро-глины. I — бентонитовые глины (N_2^3) терригенно- и коллоидно-осадочного генезиса; II — красно-бурые глины (N_2^3) субаэрального генезиса; III — глины (N_2^3) терригенно-осадочного генезиса лагунно-морских и озерных бассейнов

фракции преобладают кварц, полевой шпат и мусковит; комплекс аксессуаров кристаллических пород в порядке убывания представлен: рудными минералами (Ti-магнетитом, гематитом и др.), гранатом, цирконом, рутилом, турмалином, ставролитом и другими, слабо варьирующими в количественном соотношении. Перечисленные минералы имеют разную степень окатанности зерен, но в целом окатаны хорошо, что свидетельствует об их неоднократном перемыве и переотложении на пути следования от источников размыва. В комплекс аксессуаров входят только наиболее устойчивые минералы, не подверженные изменению и разрушению в процессе многократного перемыва.

В глинистой фракции ($<0,001$ мм) бентонитов, по данным рентгеновского анализа, проводившегося в лабораториях ГИН АН СССР, АзНИПИНефть (Баку), Институте геофизики и геологии АН МССР (Кишинев), основным является смешанослойный минерал монтмориллонит-слюда с преобладанием монтмориллонитовых пакетов, составляющий от 70 до 90% глины; в подчиненном количестве присутствуют

гидрослюда, хлорит и каолинит. Дифрактограммы бентонитовых глин содержат интенсивное отражение с $d=14,7-15,3$ Å, характерное для щелочноземельных Ca^{++} -монтмориллонитов, d малоуглового отражения увеличивается до $18,2-20,0$ Å после насыщения препарата глицерином. Прокаливание образцов при 550°C приводит к сокращению решетки минерала до $9,8-10,0$ Å (фиг. 2).

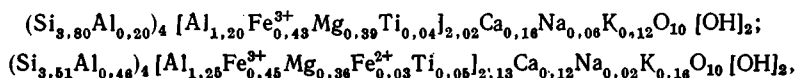


Фиг. 2. Дифрактограммы бентонитовых (обр. 12/15), красно-бурых (обр. 16/1) глин и новообразованной минеральной фазы, выделенной из бентонитовых (обр. 41/7) и красно-бурых (обр. 54/15) глин

А — без обработки H_2O_2 ; Б — после обработки 2%-ной H_2O_2 .

а — природный образец; б — насыщенный глицерином; в — прокаленный при $T=550^\circ\text{C}$.

Термодифференциальные кривые нагревания бентонитов имеют монтмориллонитовый облик и фиксируют три последовательно ослабевающих эндотермических эффекта при $150-190^\circ$, $550-600^\circ$ и $690-760^\circ\text{C}$, которые обусловлены соответственно удалением адсорбционной и межслоевой молекулярной воды, дегидроксилизацией глинистого вещества и структурной перестройкой его. Второй эндотермический эффект характеризует минералы группы монтмориллонита [3, 4, 6, 7]. По данным химического анализа образцов рассчитаны приближенные кристаллохимические формулы:



которые соответствуют минералу монтмориллонит-бейделлитового ряда (по определению Ж. Милло [16]), с незначительным замещением Si^{4+} на Al^{3+} в тетраэдрах, а также частичным замещением Al^{3+} в октаэдрических положениях на Mg^{2+} , Fe^{3+} , Ti^{4+} , Fe^{2+} .

Используя современную кристаллохимическую классификацию В. А. Дрица и А. Г. Коссовской [13], этот минерал следует отнести к группе $\text{Al}-\text{Fe}$ — диоктаэдрических смектитов, характеризующихся $0,25 < z < 0,5$, где z — число формульных единиц железа. Обработка природного препарата глин по методике Грин-Келли [15] позволила установить, что исследуемая минеральная фаза соответствует смешанослойному монтмориллониту с небольшим содержанием слюдистых слоев. Величина ионообменной емкости изучаемых глин составляет в среднем 70—100 мг·экв/100 г глины. В состав обменных катионов входят преимущественно ионы Ca^{2+} и Mg^{2+} (50—60 и 20—30 мг·экв/100 г породы соответственно), содержание Na^+ колеблется в пределах 2—10 мг·экв/100 г, т. е. очевидно преобладание катионов щелочноземельных элементов [2, 6, 7].

Характеризуя вещественный состав бентонитовых глин в целом, следует подробнее остановиться на описании новообразованного коллоидального минерала, присутствующего в виде скорлуповатых натечных агрегатов зеленовато- и желтовато-серого цвета, полупрозрачных, восковидных, повторяющих трубчатую форму корешков или зерен, которые они облекали; аморфных по своему облику; с показателями преломления $n_p \sim 1,516$, $n_{m, g} \sim 1,525$, близкими монтмориллонитовым. Рентгеновским анализом установлен состав этих образований: почти мономинеральный монтмориллонит-слюда с первым базальным отражением $d = 15,1 \text{ \AA}$ в природном препарате, увеличивающим значение до $19,0 \text{ \AA}$ в насыщенном этиленгликолем и сжимающимся до $10,0 \text{ \AA}$ после прокаливании образца до 550°C . Перед съемкой препарат предварительно обрабатывался 2%-ным раствором H_2O_2 для удаления органики, присутствовавшей в межслоях, так как первоначально на дифрактограмме природного образца был зафиксирован нехарактерный для природных смектитов пик с $d = 16,0 \text{ \AA}$, обусловленный присутствием органики в межслоевых пространствах (см. фиг. 2). Ничтожную примесь в исследуемой фазе составляют гидрослюда и хлорит. Подробно этот минерал описан в работах Е. И. Парфеновой [17], которая объясняет образование его синтезом из почвенных растворов. Под действием фульвокислот происходит выщелачивание и перемещение легкоподвижных элементов и синтез новых минералов. Это подтверждает высказанное впервые Б. Б. Полюновым предположение о возможности возникновения в процессе почвообразования синтетических почвенных минералов глин типа монтмориллонита в результате обмена минеральных компонентов между породами и растительным органическим веществом [18, 19]. Повсеместно в шлифах можно наблюдать интенсивно преобразованные, разложенные и расщепленные пластинки триоктаэдрических слюд, что свидетельствует о значительном преобразовании слюдистой составляющей в монтмориллонит по известной схеме деградации: слюда → подвижные хлориты → гидрослюда → монтмориллонит [12, 14, 16]. Вероятно, это второй источник накопления монтмориллонита в изучаемых глинах. Активную роль в этих процессах трансформации играет органическое вещество осадков [5].

Состав красно-бурых глин, парагенетически связанных с бентонитами и вмещающих их, существенно иной. Прежде всего они отличаются по гранулометрии более грубой сортировкой песчано-глинистого материала, на схеме классификации Л. Б. Рухина [20] попадают в область алевро-глин и даже суглинков-супесей. Вещественный состав алевроитовой фракции аналогичен таковому бентонитовых глин, а собственно глинистая часть состоит из гидрослюды, смешанослойного минерала слюда-монтмориллонит, хлорита и каолинита (см. фиг. 2). Совершенно очевидно, что монтмориллонитовый минерал присутствует в красноцветях уже явно в подчиненном количестве. Окраска глин обусловлена вы-

сокой степенью окисленности железа (по данным химического анализа соотношение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+} \sim 3,7/0,15$). В красно-бурых глинах также обнаружено присутствие восковидного новообразованного минерального агрегата, но состав его, по данным рентгеновского анализа, отвечает полиминеральной фазе: смешанослойный монтморилломит-слюда + гидрослюда + хлорит с малым содержанием монтмориллонитового минерала.

Переходя к вопросу генезиса исследуемых бентонитов, следует остановиться на некоторых общих положениях образования бентонитовых глин. Согласно последней генетической классификации [9, 11], месторождения бентонитов подразделяются в генетическом отношении на следующие типы: 1) элювиальные, образованные путем выветривания изверженных, метаморфических и пирокластических пород, а также путем выщелачивания мергелей и известковистых глин; 2) вулканогенно-осадочные, возникшие в результате подводного преобразования вулканических пеплов и туфов; 3) гидротермальные и 4) терригенно- и коллоидно-осадочные, образованные за счет кор выветривания, перемыва месторождений бентонитовых глин и продуктов разрушения осадочных пород.

Учитывая общегеологическую обстановку данного района в плиоценовое время, а именно отсутствие кор выветривания изверженных, метаморфических и пирокластических пород (как указано в 1-м генетическом типе), а также активного вулканизма и гидротермальной деятельности (как в 3-м типе), правомерно эти два возможных типа образования в применении к изучаемым отложениям не рассматривать, так как вероятность их крайне мала, а попытаться детально проанализировать возможность вулканогенно-осадочного и терригенно-коллоидно-осадочного генезиса бентонитов. Несомненно, это отложения субаквальные, вероятно, озерные, что подтверждает тонкодисперсная отсортированность материала, существенно отличающая бентонитовые глины от вмещающих и перекрывающих их пестроцветных красно-бурых глин, представляющих собой, по-видимому, субаэральные почвенные образования (характерно наличие элювиальных известковых горизонтов в подошве красно-бурых глин). Окраска бентонитовых глин (зеленовато-серая, молочно-серая и кофейная разных оттенков) свидетельствует, вероятно, о восстановительных условиях среды в слабощелочном бассейне (рН суспензии этих глин оказалась равной $\sim 8,5-9,0$).

Долгое время считалось, что бентониты накапливались в континентальных водоемах вместе с пепловым материалом, что и привело к образованию глин существенно монтмориллонитового состава. Допустим, что это так; но нигде в породах верхнего плиоцена Молдавии, как и в самых бентонитах, не обнаружено реликтов пеплового материала. Если даже предположить полную диагенетическую переработку вулканического стекла с образованием монтмориллонита, то тогда, вероятно, в песчано-алевритовой фракции можно было бы обнаружить вулканогенные акцессории. Но, как было описано ранее, акцессорные минералы представлены типично терригенной ассоциацией, в которую входят только наиболее устойчивые минералы, не подверженные разрушению в процессе многократного перемыва и переотложения.

Многочисленные работы Н. В. Кирсанова обосновывают возможность образования бентонитовых глин без непосредственного участия вулканогенного материала в континентальных озерных водоемах с очень спокойным гидродинамическим режимом, нейтральных и слабощелочных, с условиями, неблагоприятными для жизни организмов, чем объясняется отсутствие фауны, и благоприятными для образования коллоидно-дисперсных илистых отложений [8, 10, 11]. Свидетельством озерного генезиса этих бентонитов служат следующие факторы: 1) форма залегания глин — неправильная, обусловленная рельефом дна водоемов, мощность крайне невыдержанная даже на сравнительно малом протяжении; 2) высокая механическая отсортированность, почти полное отсутствие псаммитовых частиц, незначительное количество алевритовых, приуроченных к плоскостям наложения; тонкая горизонтальная

слоистость и микрослоистость; 3) отсутствие фауны, наличие обуглившегося растительного детрита, частью гуминового облика; 4) присутствие коллоидно-дисперсных минералов монтмориллонитового состава.

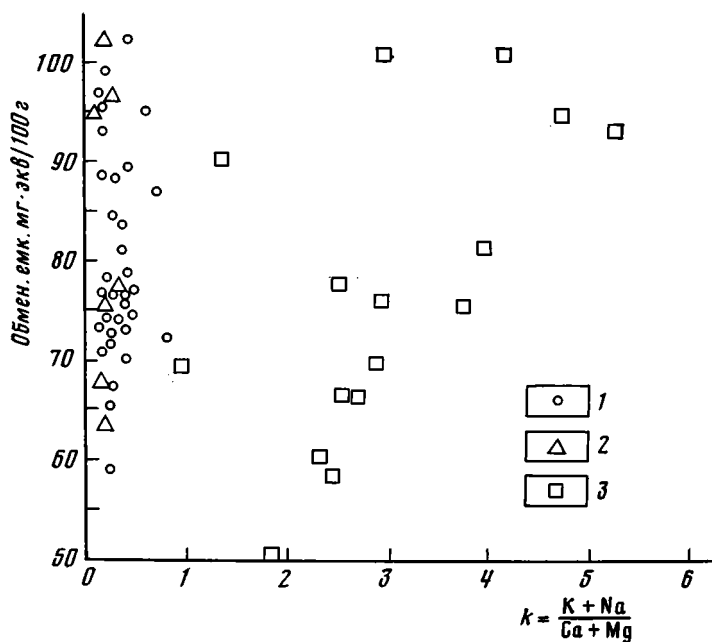
Бентониты образовывались за счет терригенного, а также раскристаллизации коллоидно-дисперсного материала — продуктов разрушения монтмориллонитовых и гидрослюдистых пород, развитых на водосборных площадях. В процессе диагенеза в слабощелочных озерно-болотных водоемах происходило и частичное преобразование триоктаэдрических слюд в монтмориллонит, что привело к увеличению его содержания по сравнению с исходным материалом. Этот путь аналогичен образованию бентонитовых глин Поволжья [8] в момент начала регрессии Акчагыльского моря в остаточных водоемах, приобретавших с течением времени характер мелководных, возможно, заболачивающихся озер со спокойным гидродинамическим режимом.

Н. В. Кирсановым с сотрудниками [11] впервые выделены признаки, совершенно четко разделяющие бентониты вулканогенно-осадочного и терригенно-коллоидно-осадочного типов. Так, бентониты вулканогенно-осадочного генезиса представляют собой плотную (иногда камнеподобную) породу с раковистым изломом, имеют, как правило, цвета светлые до белых, содержат включения вулканитов, очень сильно набухают. В качестве основного минерального компонента присутствует чаще всего щелочной (Na^+) монтмориллонит, у которого первый базальный рефлекс $d=12-13 \text{ \AA}$, а второй эндотермический эффект при 680°C (что обусловлено высокой степенью кристалличности вещества). Парагенетическими минералами обычно являются цеолиты, кристобалит, палыгорскит. Совсем другими свойствами характеризуются бентониты терригенно- и коллоидно-осадочного типа. Это типичные глины, жирные на ощупь, землистые на вид, в воде быстро распускаются без видимого набухания, окрашены в серые цвета разных оттенков, иногда до черных. В составе бентонитов преобладает исключительно щелочноземельный Ca^{2+} — монтмориллонит со значением $d=14-15 \text{ \AA}$ первого пика на дифрактограмме. В силу низкой степени кристаллического совершенства второй эндотермический эффект (дегидроксилизации глинистого вещества) происходит уже при $550-600^\circ \text{C}$. В обменном комплексе преобладают Ca^{2+} и Mg^{2+} . Парагенетические минералы терригенные: эпидот, магнетит и др., характерно наличие тонкорассеянных органики и гидроокислов железа.

На диаграмме, характеризующей щелочность бентонитов (фиг. 3), для сравнения приведены данные катионного обмена бентонитовых глин вулканогенно-осадочного и терригенно-коллоидно-осадочного генезиса известных месторождений СССР [1, 9, 11] и результаты анализа плиоценовых бентонитов Молдавии [2, 4]. Как видно из диаграммы, изучаемые бентониты тяготеют к узкой полосе точек вдоль оси ординат, характеризующих щелочноземельные глины терригенно- и коллоидно-осадочного генетического типа. Правда, известные бентониты вулканогенно-осадочного генезиса, образованные в континентально-пресноводных условиях, которые характеризуются также щелочноземельным составом [11], в обменном комплексе иногда преобладает магний, но по всем остальным данным отличие бентонитовых глин этих двух генетических типов весьма существенное.

Всесторонне обосновывая возможность терригенно- и коллоидно-осадочного генезиса плиоценовых бентонитов Молдавии, следует коротко остановиться на характеристике палеогеографических и палеоклиматических условий, способствовавших бентонитообразованию. Как известно из литературы [8, 9], глины этого генетического типа принадлежат к типичным платформенным осадочным образованиям, отложение их происходит либо в краевых частях бассейна в полузамкнутых заливах и бухтах, окруженных равнинной сушей, в спокойной гидродинамической обстановке, либо в обмелевших озерных водоемах, со слабощелочным или нейтральным режимом вод. Поскольку образование молдавских бентонитов соответствует позднеплиоценовому периоду време-

ни (вероятно, акчагылу), характеризующемуся трансгрессией Черноморского бассейна, не выходявшей за пределы собственно Черноморской впадины, можно предполагать на территории региона наличие только небольших, остаточных, мелководных, периодически заболачивающихся озер аллювиально-пойменного характера, что создавало благоприятные условия для формирования терригенно-коллоидно-осадочных бентонитовых глин. Климат этого периода был очень теплым и перемененно-влажным, что способствовало развитию густой растительности,



Фиг. 3. Диаграмма, характеризующая состав обменного комплекса (щелочность) бентонитовых глин

1 — плиоценовые бентониты Молдавии (терригенно- и коллоидно-осадочного генезиса); 2 — бентониты терригенно- и коллоидно-осадочного генезиса известных месторождений СССР; 3 — бентониты вулканогенно-осадочного генезиса известных месторождений СССР

образованию активных органо-минеральных комплексов, трансформации гидрослюдистых минералов в монтмориллонит, возникновению почвенных коллоидов, обуславливавших миграцию монтмориллонитового компонента в почвах и переотложение его в озерных осадках в виде новообразованного минерала.

ВЫВОДЫ

1. Плиоценовые бентониты Молдавии относятся к терригенно- и коллоидно-осадочному генетическому типу месторождений, представляют собой фацию алеврито-глинистых осадков, обмелевших, вероятно, периодически зарастающих озерных водоемов, с очень спокойным гидродинамическим режимом и слабощелочной или нейтральной средой.

2. Образование их, т. е. создание повышенной концентрации монтмориллонита, обусловлено действием трех агентов: 1) снос терригенного тонкодисперсного монтмориллонита с окружающей суши, при этом густой растительный береговой покров препятствовал разубоживанию его более грубым терригенным материалом; 2) раскристаллизация коллоидно-дисперсного материала — продуктов разрушения монтмориллонитовых и гидрослюдистых пород, развитых на водосборных площадях; 3) частичное преобразование триоктаэдрических слюдистых мине-

ралов в монтмориллонит в процессе диагенеза в нейтральных и слабощелочных озерных водоемах, при участии органического вещества растительного происхождения.

3. Теплый, влажный (субтропический) климат способствовал развитию богатой растительности на окружающей суше, образованию органо-минеральных соединений в почвах и активному влиянию их на диагенез глинистых осадков.

Литература

1. Бентониты/Под ред. Петрова В. П. М.: Наука, 1980. 286 с.
2. Билинчис Г. М., Бобринский В. М., Бургея Н. К. и др. Плиоценовые бентониты Молдавии и их практическое значение. Кишинев: Штиинца, 1976. 210 с.
3. Билинчис Г. М., Бобринский В. М., Болотин О. А., Садчикова Т. А. Сравнительная геолого-литологическая характеристика плиоценовых отложений юга Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1979, с. 14—33.
4. Билинчис Г. М., Перес Ф. С., Дубиновский В. Л. и др. Новые данные о плиоценовых бентонитах Молдавии.— Изв. АН МССР. Сер. физ.-техн. и мат. наук, 1978, № 3, с. 70—79.
5. Боголюбова Л. И., Тимофеев П. П. О постседиментационных изменениях глинистых минералов и органического вещества в торфяниках Колхиды.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 5, с. 151—154.
6. Болотин О. А. Некоторые физико-химические свойства плиоценовых бентонитов Молдавии.— В кн.: Геологическое строение и минеральные ресурсы Молдавской ССР. Кишинев: Штиинца, 1976, с. 71—78.
7. Болотин О. А. Физико-химические особенности бентонитовых глин плиоцена Молдавии.— В кн.: Минералогия и геохимия Молдавской ССР. Кишинев: Штиинца, 1980, с. 32—46.
8. Кирсанов Н. В. Акчагыл востока европейской части СССР и его бентонитовосность: Автореф. дис. на соискание уч. степени д-ра геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1972. 53 с.
9. Кирсанов Н. В. Генетическая классификация и закономерности размещения бентонитовых глин.— В кн.: Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М.: Недра, 1972, с. 39—56.
10. Кирсанов Н. В. Плиоценовые глины в Татарской АССР.— Тр. Казанского фил. АН СССР. Сер. геол., 1948, вып. 1. 154 с.
11. Кирсанов Н. В., Сабитов А. А. Генетическая и промышленная классификация месторождений бентонитов СССР.— В кн.: Бентониты. М.: Наука, 1980, с. 17—24.
12. Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и западного Верхоянья.— Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 63. 204 с.
13. Коссовская А. Г. Проблемы геоминералогии.— В кн.: Литология в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980, с. 110—158.
14. Коссовская А. Г., Дриц В. А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдястых минералов осадочных пород.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971, вып. 221, с. 71—95.
15. Мак-Юан Д. М. Монтмориллонитовые минералы.— В кн.: Рентгеновские методы изучения и структуры глинистых минералов. М.: Мир, 1965, с. 177—247.
16. Милло Ж. Геология глин. Л.: Недра, 1968. 358 с.
17. Парфенова Е. И. Исследование минералов подзолистых почв в связи с их генезисом.— В кн.: Кора выветривания. Москва. Изд. АН СССР. Вып. 2. 1956, с. 31—44.
18. Полюнов Б. Б. Вторичные минералы орштейногенных горизонтов почв (второе предварительное сообщение). Отдельный оттиск из № 2-го Известий Докучаевского почвенного комитета. Петроград, 1915. 14 с.
19. Полюнов Б. Б. О геологической роли организмов.— В кн.: Вопросы географии. Физическая география. М.: Географгиз, 1953, с. 45—64.
20. Рухин Л. Б. Классификация осадочных пород.— В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. 1, гл. II. Л.: Госнаучтехиздат, 1958, с. 15—28.

ГИН АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
3.VIII.1981

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 549.623.95 : 553.62 : 551.735

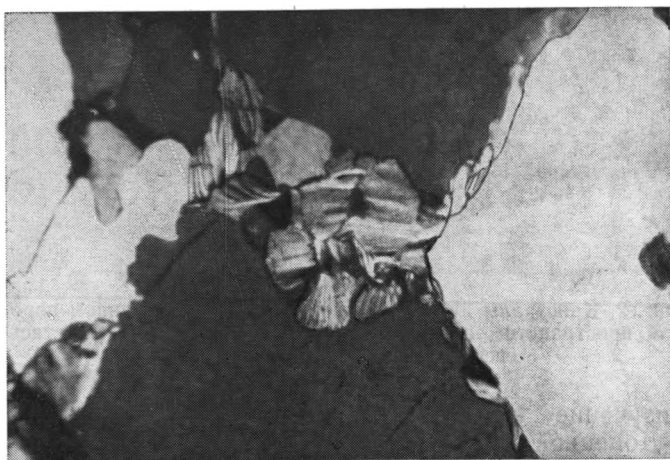
О ДИККИТЕ В ПЕСЧАНИКАХ ВИЗЕЙСКИХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

ПОЛЯК Р. Я., НИКИТИН А. А.

В многочисленных публикациях диккит рассматривается как локально встречающийся низкотемпературный гидротермальный минерал, ассоциирующий обычно с сульфидами тяжелых металлов (сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пирротинном, киноварью и др.), бари-том, анкеритом, доломитом, флюоритом, кварцем и другими жильными минералами [2, 8, 9]. В работах А. С. Гуткина, П. В. Зарицкого, П. Повондра и Е. Клански [14] описывается диккит негидротермальный, но также как минерал, имеющий локальное распространение. К настоящему времени накоплен значительный фактический материал, свидетельствующий о том, что диккит имеет и региональное распространение, выступая в роли цемента в кварцево-олигомиктовых песчаниках, и является индикатором пород, претерпевших глубиннокатагенетические преобразования [6]. По данным Г. Брауна и Ф. Смитсона [13], диккит — породообразующий минерал каменноугольных и юрских песчаников Северного Уэльса и Северной Англии, в которых образует хорошо ограненные кристаллы и нередко замещает полевые шпаты. В. Д. Шутовым [11] развитие диккита установлено в рифейских мономиктовых песчаниках Пачелмского прогиба в зоне глубинного эпигенеза. Формирование его связывается с преобразованием седиментационного каолинита в закрытых порах в процессе длительного воздействия температуры и давления. Каолинит при этом образует реликтовые пакеты, которые перемежаются с более крупными блоками диккита [12]. Глубиннокатагенетическая диккитизация обнаружена А. В. Копелиовичем [5] в аркозовых песчаниках могилевской и ушинской свит юго-западной окраины Русской платформы. Здесь диккит в тесном срастании с каолинитом замещает полевые шпаты, биотит, гидрослюда и хлорит, а также в виде агрегатов кристаллов, отличающихся чистотой и бесцветностью, выполняет межзерновые пространства. Образование последних А. В. Копелиович объясняет кристаллизацией из интерстиционных растворов. Формирование диккита в мономиктовых и олигомиктовых кварцевых песчаниках угленосной свиты нижнего карбона Кизеловского бассейна трактуется В. В. Еремеевым [3] так же, как и В. Д. Шутовым.

Изучение мономиктовых кварцевых и олигомиктовых кварцито-кварцевых песчаников визейского яруса Днепро-Донецкой впадины (Анастасьевская, Чижевская, Харьковцевская, Гадячская, Рыбальская, Опошнянская и другие площади центральной части региона; Софиевская, Талалаевская, Великобубновская, Ярошевская и др. северо-западной части) показало, что диккит представлен двумя генетическими типами: гидротермальным (гипогенным) и глубиннокатагенетическим. Первый встречается локально в зонах глубинных разломов на различных глубинах и детально охарактеризован Г. В. Карповой и В. М. Тесленко-Пономаренко [4]. Глубиннокатагенетический диккит как регионально распространенный в данном регионе минерал описывается

впервые. Установлено, что песчаники, содержащие диккит как на нефтеносных, так и на непродуктивных структурах, залегают на глубинах свыше 3200—3500 м в северо-западной части и в краевых зонах впадины и глубже 4—4,5 км в центральной. Накапливались они в аллювиально-дельтовых фациальных обстановках, что обусловило высокое содержание в цементе седиментационно-диагенетического каолинита. По степени структурно-минералогических преобразований песчаники преимущественно принадлежат зоне глубинного катагенеза, в пределах которой пластовые воды нагреты от 75 до 140°С, а рН в ее разрезе (сверху вниз) изменяется от 5,2 до 3,6. За счет все более интенсивного развития структур растворения и регенерационно-кварцевой цементации с глубиной возрастает коэффициент уплотнения песчаников. Как правило, уплотнение неравномерно, и коэффициент на одних участках составляет 42—75, а на других 92—100%. В местах пониженного уплотнения наряду со свободными порами присутствуют межзерновые пространства, выполненные цементирующими минеральными компонентами: каолинитом совершенной структуры, изредка с реликтами несовершенной структуры, карбонатами (не всегда) в подчиненном количестве, реликтами обломочных триоктаэдрических слюд и их метастабильными фазами, регенерационным кварцем.



Фиг. 1. Кристаллы диккита в изолированном поровом пространстве; николи скрещены, увел. 110. Чижевская площадь, скв. 19, глубина 4232—4244 м

С ростом глубины залегания в песчаниках все больший объем составляют участки повышенного уплотнения, представляющие собой «сростки» из различного числа обломочных индивидов. Сохранившиеся между последними межзерновые промежутки чаще всего выполнены прозрачными кристаллами диккита (фиг. 1). Нередко диккит является доминирующим или единственным цементирующим минералом в песчаниках, у которых на подстадии раннего катагенеза цемент слагался в основном каолинитом (фиг. 2) и проницаемость не превышала 0,1 мд (скв. Софиевская-6, Березовская-1 и др.). Многочисленные очаги новообразованных крупных (до 0,2 мм) одиночных кристаллов диккита и их агрегаты (фиг. 3.) наблюдаются в песчаниках с седиментационно-диагенетическим тонкодисперсным каолинитовым порово-базальным цементом. Иногда межзерновые пространства одновременно выполняются тонкоагрегатным каолинитом, кристаллами диккита, инертными битумами и сфалеритом (фиг. 4). Диккит также присутствует на стилолитовых поверхностях, образование которых отвечает высокой степени интенсивности процессов стилолитообразования [7], наиболее широко распространенных в верхневизейских песчаниках Днепровско-Донецкой впадины на глубинах 4500—5000 м. В процессе стилолитообра-

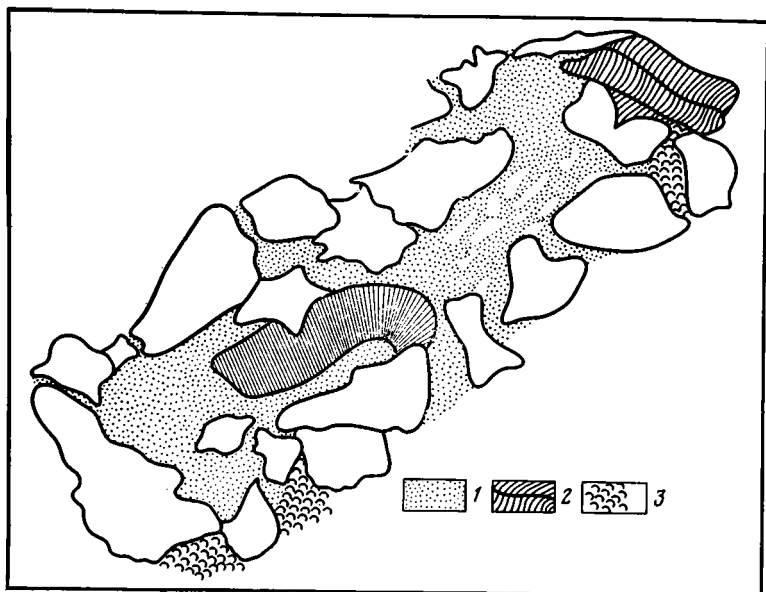
зования диккит, заимствованный из цемента песчаников как нерастворимый остаток, скапливался на лобовых поверхностях в виде раздробленных брекчированных кристаллов (фиг. 5) либо раскристаллизовался в форме шестовато-волокнистых кристаллов, ориентированных по удлинению вдоль боковых вертикальных поверхностей (фиг. 6), тем самым неоспоримо доказывая роль литостатического давления в формировании стилолитов. Г. В. Карпова и В. М. Тесленко-Пономаренко [4] подобные разновидности диккита относят к гипогенным (гидротермальным) образованиям и сами стилолиты рассматривают как локально развитые в регионе текстуры гипогенного эпигенеза. Естественно, что при таком подходе к происхождению стилолитов упомянутые исследователи и диккит относят к локально образующемуся минералу гипогенного эпигенеза.



Фиг. 2. Кристаллы диккита и каолинит в изолированном поровом пространстве; николи скрещены, увел. 90. Скв. Анастасьевская 11, глубина 4411—4419 м

Однако изучение верхневизейских отложений по всей территории Днепровско-Донецкой впадины показало, что стилолиты и сутуро-стилолиты имеют региональное распространение. В вышележащих среднекаменноугольных песчаниках эти текстуры отсутствуют или встречаются редко. Своим возникновением в песчаниках верхнего визе и дальнейшей эволюцией стилолиты и сутуро-стилолиты обязаны процессам регионального эпигенеза. Сопоставление фактических материалов по стилолитам, представленных в [7, 10], с характеристиками по этим текстурам, приведенными в работе [4], убеждает, что во всех случаях речь идет об одних и тех же текстурах, возникших в результате дифференцированного растворения под действием литостатического давления. Диккит, попадая в стилолитовые швы в качестве нерастворимого остатка, приспосабливается к рельефу стилолитовой поверхности. Совместно с ним в остатке присутствуют углистая органика, битуминозное вещество, кластические зерна циркона, турмалина, мусковит, диагенетический сферосидерит и т. д. Все это свидетельствует о том, что диккит, связанный со стилолитами, является минералом остатка при растворении под давлением, а не минералом гипогенного эпигенеза. Диккит в цементе песчаников возник до образования четко выраженных средних диккитосодержащих стилолитов. Шестовато-волокнистый диккит раскристаллизовался, по всей видимости, а процессе интенсивного стилолитообразования.

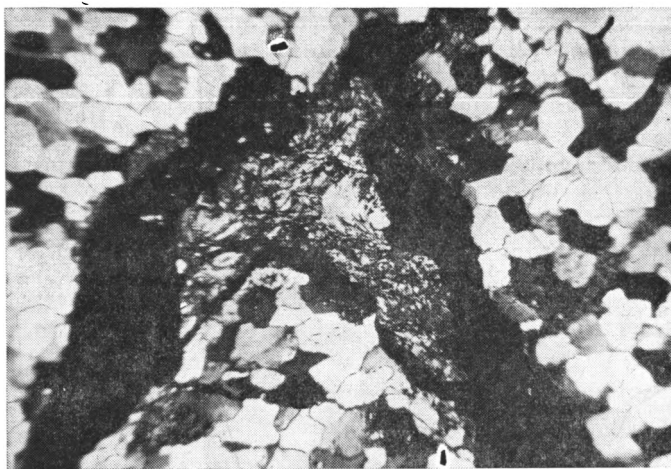
Диагностика диккита осуществлялась в обычных и крупногабаритных шлифах с использованием иммерсионных жидкостей, а также рентгеновским дифрактометрическим анализом на установках УРС-50ИМ (лаборатория ПГО «Донбасс-геология», рентгенолог Г. А. Чернова) и



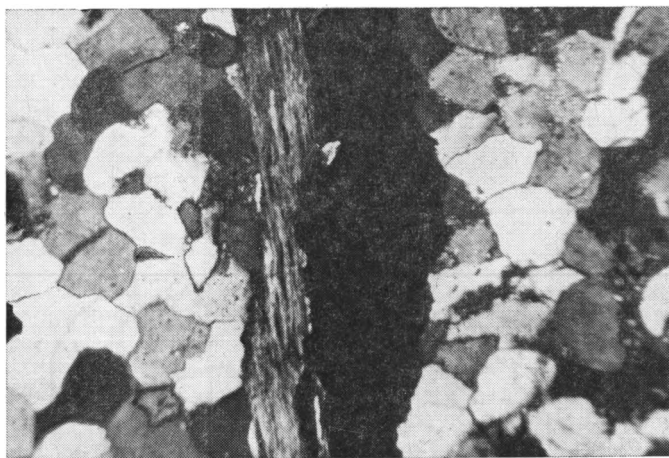
Фиг. 3. Кварцевый песчаник с порово-базальным цементом, Софиевская площадь, скв. 6, глубина 4094—4098 м, пласт В-26
1 — тонкодисперсный каолинит; 2 — кристаллы диккита; 3 — мелкочешуйчатый каолинит



Фиг. 4. Песчаник; Бабчинская площадь, скв. 3, глубина 3289—3294 м, пласт В-26
Заполнение межзернового пространства: 1 — сфалерит, 2 — диккит, 3 — каолинит совершенной структуры, 4 — битумы, 5 — обломки кварца



Фиг. 5. Раздробленные кристаллы диккита на лобовой поверхности стилолита; николи скрещены, увел. 110. Скв. Березовская-485, глубина 5453—5465 м



Фиг. 6. Волокнисто-шестоватый диккит вдоль вертикальной боковой поверхности стилолита; николи скрещены, увел. 100. Скв. Березовская-485, глубина 5453—5465 м

Дрон-2 (лаборатория УкрНИГРИ, рентгенолог А. К. Дорофеева). При использовании аппарата УРС-50ИМ для достоверной диагностики диккита кроме основных снималась серия дополнительных дифрактограмм в области больших углов 2θ ($93-96^\circ$ при железном и $70-73^\circ$ при медном излучении), где диккит в отличие от каолинита имеет характерный рефлекс $1,318-1,319 \text{ \AA}$ (таблица). Режим работы аппарата 30 кВ, 8 мА. При исследовании на установке Дрон-2 высокая разрешающая способность аппарата позволила определить в одной и той же пробе совместное присутствие диккита и каолинита. Оптические свойства глубиннокатагенетического диккита в песчаниках визе соответствуют приведенным для этого минерала в публикациях разных исследователей [2, 5, 11 и др.]. Рассматриваемый диккит оптически положительный: $N_g = 1,566-1,567$, $N_p = 1,560-1,551$. Угол косоуго угасания относительно спайности равен $2-3^\circ$. Размеры кристаллов достигают $0,08-0,2 \text{ мм}$, а изредка и более. Крупные кристаллы имеют «воротничковидную» форму, а мелкие ($0,02-0,04 \text{ мм}$) — правильных пластинок. Характеризуются волнистым угасанием. В ряде проб наряду с диккитом рентгенометрически устанавливается примесь каолинита совершенной структуры (расщепленные пики с межплоскостным расстоянием $4,18$ и $4,13$; $3,84$ и $3,74 \text{ \AA}$).

Результаты рентгенографических исследований диккита

Место взятия образца: скважина, глубина, м	Значения d рефлексов диккита, Å				Примечание
Анастасьевская-11; 4411—4419	7,146 3,782 2,386	4,433 3,800 2,323	4,125 2,941 1,789	3,965 2,506 1,319	Съемка аппара- том УРС-50ИМ
Там же; 4494—4500	7,165 3,943 2,934 1,318	4,423 3,785 2,506	4,359 3,580 2,386	4,116 3,096 2,323	
Харьковцевская-8; 4946—4956	7,146 2,385	4,438 2,323	3,580 1,319	2,508	
Там же; 5058—5068	7,146 3,940 2,937 1,789	4,433 3,792 2,505 1,318	4,355 3,580 2,384	4,125 3,091 2,323	
Рыбальская-62; 3791—3800	7,155 2,500 1,319	4,125 2,386	3,760 2,324	3,580 1,785	
Опошнянская-14; 4218—4222	7,146 3,577 2,323	4,433 3,101 1,319	4,358 2,503	4,124 2,387	
Солоховская-55; 3520—3522	7,165 3,577 2,322	4,433 3,091 1,789	4,125 2,502 1,318	3,789 2,382	
Чижевская-19; 4232—4244	7,155 3,785 2,506 1,318	4,432 3,580 2,385	4,125 3,095 2,323	3,938 2,940 1,788	
Анастасьевская-18; 4530—4536	7,12 4,11 3,54	4,44 3,98 3,43	4,39 3,78	4,24 3,71	Съемка аппара- том Дрон-2
Березовская-485; 5237—5247	7,14 3,79	3,57 3,43	4,11	3,95	
Там же; 5235—5332	7,14	3,57	4,11	3,79 3,43	
Там же; 5453—5465	7,14 3,79	4,55 3,43	4,11	3,95	

Особенности распределения новообразований диккита во вмещающих его породах, приуроченность интенсивного развития его к глубинам, где доминируют температуры более 100—120°С, а также результаты рентгеноструктурных исследований позволили прийти к заключению, что диккит в песчаниках визейского яруса Днепровско-Донецкой впадины образовался в зоне позднего катагенеза в результате перекристаллизации седиментационно-диагенетического и начальнокатагенетического каолинита. Для новообразования его на глубинах свыше 3,2—4 км существовали необходимые условия: высокая температура подземных вод, кварц-каолиновый состав песчаников и значительное их уплотнение, сопровождающееся блокировкой межзерновых пространств. Наличие таких минералов, как сфалерит, пирит, галенит, гематит, анкерит, доломит, ангидрит в песчаниках регионально нефтегазоносных визейских отложений, нами рассматривается в отличие от ряда исследователей [4 и др.] не только как указание на гипогенное происхождение диккита, но и как типоморфная ассоциация, возникающая на пути миграции углеводородов в нефтегазоносных регионах вне связи с местоположениями разломов [1 и др.].

ВЫВОДЫ

1. В Днепровско-Донецкой впадине в соответствии с положением верхней границы зоны глубинного катагенеза в визейских мономиктовых кварцевых и олигомиктовых кварцито-кварцевых песчаниках дик-

кит регионально развит, а на глубинах, превышающих 4—4,5 км, является преобладающим (глинистым) минералом цемента. Это увязывается с представлениями о формировании в кварцевых песчаниках в зоне позднего катагенеза кварц-диккитовой фации [6], основная черта которой — региональность распространения.

2. Гидротермальный диккит в визейских песчаниках развит локально, независимо от глубины залегания и вне связи с зонами регионального катагенеза.

Литература

1. *Архипов А. Я., Кучерук Е. В., Петухов А. В.* Геохимические методы поисков месторождений нефти и газа.— В кн.: Итоги науки и техники. М.: Изд-во ВИНТИ, 1980, т. 5, с. 180.
2. *Демидова Н. Г.* О дикките из Тибского месторождения ртути (Северный Кавказ).— Вестн. МГУ. Сер. биол., почвовед., геол., геогр., 1959, № 2, с. 135—140.
3. *Еремеев В. В.* Диккит из песчаников Кизеловского бассейна.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 4, с. 90—94.
4. *Карпова Г. В., Тесленко-Пономаренко В. М.* Гипогенный эпигенез и коллекторские свойства (на примере глубокозалегающих каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины).— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 5, с. 64—77.
5. *Копелович А. В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965, с. 307.
6. *Коссовская А. Г., Шутов В. Д.* Фации регионального эпигенеза и метакатагенеза.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 7, с. 3—17.
7. *Никитин А. А.* О стилолитах терригенных пород верхнего визе Днепровско-Донецкой впадины.— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 3, с. 147—153.
8. *Наковник Н. И.* Диккит из вторичных кварцитов Казахской степи.— Зап. Всерос. минерал. о-ва, 1940, № 4, с. 472—476.
9. *Онтоев Д. О.* Об образовании диккита в связи с процессом сидеритизации боковых поверхностей.— Зап. Всес. минерал. о-ва, 1956, № 1, с. 101—105.
10. *Поляк Р. Я.* Сутуро-стилолиты в песчаниках визейского яруса Днепровско-Донецкой впадины.— В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. Львов: Изд-во ЛГУ, 1972, вып. 6, с. 46—52.
11. *Шутов В. Д.* Эпигенетическая зональность палеозойских и рифейских отложений Пачелмского прогиба.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1960, т. 35, вып. 6, с. 48—67.
12. *Шутов В. Д., Долматова Т. В.* Характер изменения каолинита в терригенных породах при глубинном эпигенезе.— Acta Univ. Carolinae, Geol., Suppl. 1961, № 1, p. 393—415.
13. *Brown G., Smithson F.* Distribution of dickite in some british sabdatones.— Nature, 1953, v. 172, № 4372, p. 317.
14. *Powondra P., Clansky E.* Nove vyskyty dickitu v Ceskoslovensku.— Acta Univ. Carolinae, Geol., 1964, № 1, p. 25—42.

УкрНИГРИ,
Львов
Стахановский филиал КГМИ,
г. Стаханов

Поступила в редакцию
20.II.1981

ХРОНИКА

УДК 553.94

ЗАСЕДАНИЕ КОМИССИИ МЕЖДУНАРОДНОГО КОМИТЕТА
ПО ПЕТРОЛОГИИ УГЛЕЙ

ТИМОФЕЕВ П. П., БОГОЛЮБОВА Л. И.

В г. По (Франция) с 6 по 11 апреля 1981 г. состоялись заседания трех комиссий Международного комитета по петрологии углей: I. Общая петрография углей; II. Использование петрологии углей в геологии; III. Использование петрологии углей в промышленности. На заседаниях присутствовало около 70 человек из 21 страны мира (Австралии, Бельгии, Бразилии, Великобритании, Венгрии, Голландии, Индии, Испании, Италии, Канады, Нигерии, Польши, Португалии, Румынии, СССР, США, ФРГ, Франции, Чехословакии, Югославии, ЮАР). От Советского Союза в работе комиссий приняли участие член-кор. П. П. Тимофеев (ГИН АН СССР), Л. И. Боголюбова (ГИН АН СССР), Н. П. Грецишников (ИГиРГИ), Н. В. Лопатин (ВНИИЯГГ), И. Б. Волкова (ВСЕГЕИ).

I. Пленарное заседание открыл президент Международного комитета по петрологии углей Д. Г. Марчисон (Англия). Приветствовали собравшихся ректор университета г. По проф. Ф. Метрас и представитель компании Ельф-Аквитания И. Халфон (Франция). Они подчеркнули большое значение прикладной петрографии для развития угольной и нефтяной промышленности. И. Халфон обратил внимание на необходимость проведения исследований по связи нефте- и углеобразования. Он также указал на важность развития новых методов в исследованиях органического вещества с целью выявления путей более рационального использования углей, в частности тех, которые относятся к категории энергетических.

Б. Альперн (Франция) доложил о результатах обсуждения Международной промышленной классификации углей, предложенной Международным комитетом по петрологии углей (МКПУ), на заседании Экономического комитета Европы в г. Женеве, состоявшемся в ноябре 1980 г. МКПУ на этом заседании представляли Б. Альперн, Д. Марчисон, М. Т. Маковская (ФРГ) и др. Предложенная классификация предусматривает оценку мировых запасов углей с различной качественной характеристикой на общей основе. Применяемые в каждой стране частные классификации затрудняли проведение подобной работы, так как они точно не коррелировались. Так, например, «лигнитовые угли» по французской классификации примерно относятся к «суббитуминозным» в Америке. При обсуждении классификации было решено заменить прежний параметр характеристики углей — выход летучих веществ — двумя параметрами: величиной отражательной способности витринита и количественным соотношением микрокомпонентов в угле. Оба эти параметра характеризуют также свойства спекания углей. Решено выделить три стадии углефикации углей: лигниты, битуминозные угли и антрациты с границами отражательной способности 0,5 и 2,4%. Вместе с тем выявилась необходимость выделения переходных зон в ряду углефикации углей с отражательной способностью 0,4—0,6% (лигнит — битуминозный уголь) и 2,0—2,5% (полуантрацит и атрацит). Это потребовало внесения дополнений в предложенную классификацию и продолжение ее обсуждения на следующем заседании.

В. Спакман (США) сообщил план подготовки 3-го издания Международного словаря по петрологии углей в виде отдельной книги, которую предполагается выпустить в 1985 г. на английском, французском, немецком и русском языках. Он изложил содержание словаря по главам и осветил предстоящие организационные работы. Окончательное содержание словаря решено обсудить на заседании комиссий в 1982 г.

II. На заседании комиссии по общей углепетрографии (президент М. Вольф, ФРГ) обсуждались в основном вопросы стандартизации и автоматизации методов анализа микрокомпонентного состава углей, флуоресцентной микроскопии и измерения отражательной способности витринита, что позволяет получать экспрессную информацию, важную для переработки углей и горючих сланцев. И. А. Тимонс (Великобритания) доложил о результатах межабораторных исследований британских углей, в которых определялось содержание витринита, инертинита и экзинита, а также измерялась отражательная способность витринита. Анализ содержания указанных компонентов в углях, по данным, полученным в лабораториях разных стран, показал вполне удовлетворительную сходимость результатов исследования. Это свидетельствует о том, что метод анализа мацералов в углях в достаточной мере отработан и может считаться уже стандартизированным, тогда как метод измерения отражательной способности витринита еще требует доработки в части высокометаморфизованных углей, обладающих анизотропией. Необходимо еще стандартизировать условия измерения отражательной способности, а также более строго подбирать эталоны.

П. Ван-Гайзель (США) рассказал о применении флюоресцентной микроскопии при изучении нефтеносности. При этом он обратил внимание на особую эффективность данных, получаемых по флюоресценции экзинита, которые, по его мнению, помогают интерпретировать гистограммы отражательной способности витринита и определять палеотемпературы. Характер флюоресценции экзинита позволяет определить этап формирования и распределения нефти в осадочных породах. По интенсивности флюоресценции можно определить концентрацию нефти и керогена в породах, а также установить различные типы нефти и битумов в них. Вместе с тем он отметил, что метод флюоресцентной микроскопии еще не стандартизирован. Анализируя спектры флюоресценции, полученные в разных лабораториях (США, Англия, Франция, ФРГ) по эталонной коллекции, *П. Ван-Гайзель* пришел к заключению, что большой разброс значений измеряемых величин во многом связан с отсутствием метрологических стандартов на оптические устройства (даже на светофильтры), подготовку препаратов и т. д. Предложено автоматизировать этот метод с помощью новой оптической системы фирмы «Цейсс», которая позволяет в течение 1 мин получить необходимые результаты измерения отражательной способности и флюоресценции.

На заседании комиссии продолжал дискутироваться вопрос об объеме понятия и признаков микролитотипа мягких бурых углей. По классификации *Э. Зонтаг* (ГДР) и др., основными параметрами выделения литотипов среди мягких бурых углей являются цвет и структура, тогда как *В. Хагеман* (ФРГ) предлагает принимать во внимание прежде всего содержание ксилита и минерального вещества, а *М. Вольф* считает необходимым учитывать и содержание фузинита. В результате дискуссии предложено следующее подразделение литотипов среди мягких бурых углей: ксилитовые, детритовые, фузитовые и угли с минеральной примесью. Следует отметить, что в этом подразделении литотипов не учтен цвет угля в образце — признак, который отражает условия образования угля и поэтому является одним из главных. Дискуссия по этому вопросу еще будет продолжаться.

Всеобщее внимание привлек доклад рабочей группы по автоматическим системам углепетрографических измерений. Рассматривались две схемы организации таких измерений: *Дж. Вуда* (Великобритания) и *Р. Мюнниха* (Бельгия). Показано, что в одном образце за 30 мин в автоматическом режиме выполняется около 20 000 измерений. Несмотря на очевидные преимущества автоматизированной системы, ряд известных ученых — *М. Т. Маковская*, *Б. Альперн*, *В. Спакман*, а также советские члены комиссии выразили сомнение в целесообразности измерений отражательной способности в таком режиме из-за трудностей разграничения мацералов (например, витринита и семивитринита), что определяет большой разброс значений отражательной способности. *М. Т. Маковская* справедливо отметила, что при работе с автоматическим рефлектором нельзя определять максимальную отражательную способность. Тем не менее автоматизация измерений все-таки оправдана, так как существенно снижает трудоемкость работ. Новые серийные микроскопы фирм США, ФРГ и Франции уже снабжены специальными компьютерами. Из демонстрировавшихся участникам совещания микроскопов представлял интерес микроскоп *Лейтц-Ортолюкс*, приспособленный для количественных исследований флюоресценции лейптинитовых мацералов углей и рассеянного органического вещества, и *Лейтц*-система для автоматических измерений оптических свойств и характеристики состава и структуры микрообъектов.

III. На заседании комиссии по применению результатов петрологии углей в промышленности (президент *А. Девис*, США) был заслушан доклад *Е. Варга* (Югославия) об окислении углей, в котором показано изменение коксуемости, отражательной способности, элементного состава, теплотворной способности и других свойств углей под влиянием окисления. В докладе *Р. Маршала* (Англия) приведены результаты межлабораторных исследований южноафриканских и канадских углей. Отмечены большие различия в определениях отражательной способности витринита, что объясняется расхождениями в определении переходных компонентов между витринитом и инертинитом. Правильная диагностика этих компонентов — важное условие при оценке углей для коксования. Интересные данные привел *А. Девис* по автоматическому измерению отражательной способности, которые вполне сходятся с результатами обычного исследования отражательной способности витринита.

IV. На заседании комиссии по применению данных петрологии в геологии (президент *Н. Бостик*, США) *М. Тейхмюллер* (ФРГ) сопоставила классификации микрокомпонентов рассеянного органического вещества в осадках различных авторов (*Б. Альперна*, *П. Робера*, *Н. Бостика* и др.) и предложила свою классификацию, которая аналогична классификации микрокомпонентов углей системы Стопс — Геерлена. Все охарактеризованные ею классификации, в том числе и собственная, основываются на морфологических признаках микрокомпонентов. Они не отражают генезиса последних, а поэтому формальны. Классификации лишены четких принципов построения; в них нет системы, которая показывала бы взаимоотношение микрокомпонентов между собой. В результате дискуссии выявилась необходимость детального изучения коллоидного сапропелевого вещества в сланцах с точки зрения его исходного материала, структуры и связи с минеральной составляющей осадка. Также ставился вопрос об установлении динамики и механизма процесса преобразования исходного органического материала в нефть и газ. Обращалось особое внимание на новые методы исследования органического вещества с высокой разрешающей способностью (электронная микроскопия и др.).

Ж. Питтион (Франция) доложил результаты межлабораторных исследований рассеянного органического вещества методами флюоресценции и измерения отражательной способности с подсчетом микрокомпонентов в составе органического вещества осадков. Он отметил, что сходимость результатов очень посредственная. Принято решение зафик-

сировать встречающиеся микрокомпоненты в сланцах на фотографиях для создания их эталонной коллекции. На этом же заседании *Х. Якоб* (ФРГ) сообщил о результатах межлабораторных исследований битумов, которые проведены с целью оптической идентификации их в осадках и породах. Для этого использовались методы флюоресценции, измерения величины отражательной способности и растворения в органических растворителях. Эти исследования необходимы для разработки классификации и номенклатуры битумов, так как существующая классификация Абрахама уже требует уточнения. Сделан вывод, что битумы можно различить главным образом по критериям оптических методов: отражательной способности, флюоресценции и т. д. Методы изучения петрографического состава выступают лишь как вспомогательные. Следует заметить, что при этом недооценивается значение данных о химическом составе твердых битумов.

На заключительном пленарном заседании президенты кратко изложили итоги работ комиссий, затем *Д. Марчисон* огласил список вновь принятых членов и тех, кого приняли в корреспонденты.

Следующее заседание комиссий решено провести в мае 1982 г. в Португалии.

После заседания комиссий МКПУ в течение двух дней проходил colloquium МКПУ и Ассоциации геологов Южной Франции по программе «Геология угля, битуминозных сланцев и керогена», в котором помимо членов МКПУ приняли участие около 200 французских геологов и геохимиков. На colloquium заслушаны доклады, посвященные геологии угля и сланцев. *П. Веттер* (Франция) охарактеризовал угленосные формации лимнического и паралического типов Южной Америки, которые известны с пермо-карбона до миоцена включительно. Интересный доклад сделан *Б. Альперном*, в котором дана оценка нефтематеринского потенциала битуминозных сланцев, принадлежащих различного возрасту — от ордовика (Эфипия) до миоцена (Сицилия). Докладчик указал на незрелость органического вещества в этих сланцах, которые по степени углефикации эквивалентны «лигнитам» и длиннопламенным углям, и сообщил, что мировые запасы нефти исчисляются в $150 \cdot 10^9$ т. Основными запасами нефти, по его мнению, располагает США ($32 \cdot 10^9$ т).

В докладе *А. С. Кука*, *А. С. Хаттона* и *Н. Р. Шервуда* (Австралия) дана классификация нефтяных сланцев на основе типов органического вещества, заключенного в них, а также его микрокомпонентного состава. Сланцы с различными типами органического вещества обладают различной мощностью и приурочиваются к различным возрастным подразделениям. *Р. Фейс* (Франция) в своем докладе обратил внимание на неравномерность размещения угольных месторождений мира, обусловившую выделение провинций Евроамериканской, Гондванской и Ангари́дской. Он считает, что утверждение о том, что карбон был самым благоприятным периодом для углеобразования благодаря исключительному климату и богатой растительности, уже устарело. По его представлению, самые богатые месторождения углей образовались в мелу и нижнем триасе.

В. Спакман и *Дж. Долсен* (США) познакомили слушателей с природой, распространением, геологической и экономической характеристикой углей Северной Америки, где, по их мнению, находится более 30% мировых запасов углей. Большая часть их размещена в США (87%), в Канаде всего 13%, а в Мексике 1%. Основными «углеобразующими» периодами в Америке остаются карбон, мел и начало третичного периода. Запасы углей удовлетворяют запросы металлургической промышленности, а также и новой отрасли производства — синтетического топлива. *М. Донсимонт* (Франция) охарактеризовал геологию угольного бассейна Лорен (Франция). *А. С. Кук* (Австралия) привел интересные сведения по изменению типов углей в австралийских угольных бассейнах, что связано с изменением растительности и первичными условиями преобразования органического материала. Важное сообщение сделала *М. Тейхмюллер* об изучении углефикации как индикатора решения геологических проблем, отметив, что отражательная способность витринита стала устойчивым параметром определения диагенеза и метаморфизма осадочных пород. Отражательная способность витринита — самая лучшая мера измерения зрелости органического вещества при исследовании углеводородов. Она может быть использована при палеогеографических построениях, а также реконструкции тектоники и прогноза палеотемператур.

В докладе *Дж. Эспиналье* и *М. Мадека* (Франция) приведены результаты исследований пяти французских компаний по битуминозным сланцам Франции. Вызывает удивление, что французские специалисты говорят об экономической целесообразности извлечения «нефти» из тоарских битуминозных сланцев восточной части Парижского бассейна. Известно, что содержание органического вещества в них всего лишь 7—12%. Из новых методических разработок привлек внимание способ определения степени зрелости органического вещества осадочных пород, предложенный *Г. Хагеманом* и *А. Холлербахом* (ФРГ). Они использовали известную методику получения спектров флюоресценции мацералов лейптинитовой группы в микроскопах-спектрофотометрах типа Лейтц МПВ-Ортолюкс-2, но для изучения иного объекта исследования. Растворимое органическое вещество из нефтематеринских пород экстрагируется смесью толуола и метанола (в соотношении 3:1) и определяется концентрация экстракта. После выпаривания раствора на специальном стекле проводятся флуорометрические измерения, как в случае лейптинитовых мацералов углей. Этот простой способ оценки степени изменения рассеянного органического вещества может быть использован в работе геохимиков-нефтяников.

Р. Пеле (Франция), изучая органическое вещество осадков Норвежского моря, впадины Кариак, глубоководной зоны Амазонки, Мавритании и Сенегала, Аденского залива и Оманского моря, показал, что абиссальные равнины относительно бедны органическим веществом, тогда как континентальные склоны богаты им. Окисленная среда более бедна органическим веществом, в то время как восстановительная более богата. Отмечается качественный разрыв между континентальным органическим веществом посредст-

венного нефтяного потенциала и морским высшего нефтяного потенциала. Этот разрыв объясним в случаях различия исходного материала и не ясен, когда континентальное органическое вещество занимает место на диаграмме Ван-Кревелена, идентичное с органикой морского происхождения.

В сообщении группы французских специалистов по изучению проблемы подземной газификации углей (Геологическое исследовательское бюро, Французская угольная компания, Французский институт нефти) приведены сведения о теоретическом и лабораторном изучении различных перспективных методов, а также полевых экспериментах по газификации глубокозалегающих угольных пластов при помощи двух скважин. Авторы доклада пришли к выводу, что газификация глубокозалегающих угольных пластов — перспективное дополнение энергетических ресурсов.

Большое внимание привлекло сообщение советских ученых *П. П. Тимофеева* и *Л. И. Боголюбовой* о палеогеографии, петрографическом и химико-битуминологическом составе, нефтегазоматеринском потенциале «черных сланцев» Атлантики и Тихого океана. Они показали, что органическое вещество «черных сланцев» служит индикатором палеогеографической обстановки морской и океанической седиментации. На основании комплекса генетических признаков установлено мелководное происхождение их, что по новому представило историю развития Атлантики и Тихого океанов в изученных районах. По их данным, «черные сланцы» с сапропелевым и гумусово-сапропелевым органическим веществом являются потенциально нефтематеринскими толщами, а с гумусовым — потенциально газоматеринскими.

В заключение следует отметить, что работы 34-й сессии МКПУ и совместного коллоквиума МКПУ с Ассоциацией геологов Южной Франции показали, что в последнее время все большее значение приобретают прикладные аспекты петрологии угля, особенно при поисках нефти и газа. При этом используются как методы петрографии угля, так и количественная микроспектрофотометрия рассеянного органического вещества для оценки нефтематеринского потенциала, палеотемператур, истории тектонического развития. Особое внимание при этом уделяется автоматизации оптических методов изучения органического вещества. В США, ФРГ и Франции фирмами «Цейсс» и «Лейтц» освоен серийный выпуск микроскопов — автоматических спектрофотометров, в частности автоматических рефлектометров. В этих странах быстро развивается количественная флуоресценция ряда мацералов углей и рассеянного органического вещества.

34-я сессия МКПУ показала также, что работы советских специалистов в области изучения состава и катагенеза углей, коксования и газификации, применения этих методов для поисков нефти и газа находятся на высоком уровне.

ГИН АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
15.VII.1981

IV МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ ПО ФОСФОРИТАМ

ИЛЬИН А. В., ЯНШИН А. Л.

Очередная, четвертая конференция по фосфоритам состоялась в Индии с 25 ноября по 6 декабря 1981 г. в рамках проекта 156 Международной программы геологической корреляции ЮНЕСКО. На конференции присутствовали представители 20 стран, среди которых было немало ученых с мировым именем. Наиболее многочисленной была делегация Индии, насчитывавшая 185 человек и состоявшая главным образом из геологов Геологической службы Индии, а также сотрудников высших учебных заведений и горнодобывающих компаний. Торжественная церемония открытия конференции и последующий трехдневный семинар состоялись в Удайпуре — живописном древнем городе в Раджастане, недалеко от которого находятся наиболее крупные фосфоритовые месторождения Индии. После семинара три дня были посвящены полевым экскурсиям по месторождениям докембрийских строматолитовых фосфоритов Раджастана. Затем конференция переместилась на север в штат Уттар Прадеш, где в течение трех дней осматривались известные месторождения фосфоритов района Массури в предгорьях Гималаев. Здесь в г. Дерадун состоялось заключительное заседание конференции и рабочих групп.

Семинар. Из 40 докладов, прочитанных на семинаре, 25 сделано делегатами Индии. Наиболее интересны доклады *Д. Банержи, М. Пандия, К. Басу, А. Патвардхана, Т. Джагги*. В работах индийских ученых продемонстрирован широкий и разносторонний подход к проблеме фосфоритов, имеющей чрезвычайно важное значение для страны. Помимо стратиграфических, палеонтологических, литологических исследований большое внимание в Индии уделяется выяснению тонких геохимических и минералогических особенностей фосфоритов и особенно изучению технологических и агрономических свойств. Мы были свидетелями больших успехов в практическом использовании научных исследований. На месторождении Джамарнотра, крупнейшем в Индии по запасам и добыче, участникам демонстрировался недавно вступивший в эксплуатацию обогатительный комплекс, перерабатывающий высокомагнезиальные (10—12% MgO) небогатые фосфориты (15—18% P_2O_5) в концентраты, содержащие 0,5% MgO и 31% P_2O_5 . Технологическая схема процесса разработана индийскими специалистами и, по оценке авторитетных ученых, уникальна, патент на ее использование уже приобретен несколькими западными фирмами. Неуклонный рост народонаселения, которое к концу столетия достигнет 1 млрд., ставит страну перед необходимостью повышения сельскохозяйственного производства, или развития «зеленой революции», провозглашенной Джавахарлалом Неру. В условиях резких ограничений на импорт удобрений одним из залогов осуществления этой революции является развитие собственной сырьевой базы. Индийские геологи успешно справляются с этой задачей. Весьма существенны достижения индийских ученых в агрохимии, в частности региональной агрохимии.

Из докладов гостей конференции отметим следующие. *Р. Шелдон* (США), пытаясь объяснить массовое фосфатонакопление в самом позднем докембрии — раннем кембрии, обращается к анализу внеземных, астрономических факторов. Такой подход к проблеме обусловлен тем большим резонансом, который вызвал в Америке облет Сатурна «Вояджером-2» и особенно изучение колец этой планеты. *Р. Шелдон* допускает, что вплоть до верхнего рифея (900 млн. лет назад) Земля была окружена тремя концентрическими обширными ледяными кольцами, похожими на кольца Сатурна. В верхнем рифее происходило последовательное разрушение этих колец путем приближения их к Земле и таяние. Внутреннее кольцо разрушилось и растаяло лишь к началу кембрия. Только после этого на поверхности Земли стало светить Солнце, так же как оно светит сейчас. Существование ледяных колец обусловило теневой эффект и соответственно несколько эпох оледенения в позднем докембрии, проявившихся на всех континентах. Разрушение и таяние ледяных колец, естественно, имело ключевое значение для развития гидро- и атмосферы, установления глобальной океанической циркуляции и внезапной радиации органического мира. Сочетание всех этих факторов и ряда других, впервые сложившееся на Земле к позднему докембрию — раннему кембрию, оказалось благоприятным для фосфатонакопления, которое и проявилось столь интенсивно на заре фанерозоя.

А. Л. Яншин (СССР) также посвятил свой доклад вероятным причинам, обусловившим массовое фосфатонакопление в позднем докембрии — кембрии. Он допускает значительно более высокую концентрацию фосфора, растворенного в воде древних морей и океанов, сравнительно с ничтожными концентрациями, свойственными нынешней морской воде. Эти высокие концентрации могли обеспечить хемогенную седиментацию фосфата при нарушении физико-химических равновесий. Высокие концентрации фосфата в древних морях и океанах скорее всего следует связывать со специфическими петрохимическими особенностями подводного вулканизма соседних подвижных поясов. *Ж. Лука* (Франция) познакомил участников с успешными результатами опытов по синтезу апатита с помощью бактерий в среде, состоящей из воды, органического вещества, содержащего фосфор, а также карбонаты кальция. *С. Риггс* (США), разработав специальную методику электронно-микроскопических исследований, показал на примере миоценовых фосфоритов востока США, что остатки палочковидных бактерий — непрерывный компонент фосфатных зерен. *С. Риггс* допускает генетическую связь между фосфатонакоплением и развитием бактерий, хотя и воздерживается от того, какое из этих двух явлений следует считать причиной, а какое следствием. *Л. Прево* (Франция) призвала к созданию единой международной петрографической классификации фосфоритов и принятию

единых стандартов для описания их. При этом ею предложена для обсуждения классификация пеллетовых фосфоритов. Многие участники конференции, поддержав этот призыв, обещали в своих дальнейших исследованиях дополнить предложенную классификацию, включив в нее и микрофосфоритовые, или бесструктурные (незернистые) разновидности.

Большое впечатление оставил доклад *В. Барнетта* (США) о результатах изучения скорости и направления роста конкреций фосфоритов на Перуанском шельфе. Оказалось, что конкреции растут вниз, в ил, на котором они покоятся, со скоростью нескольких миллиметров за тысячу лет, оставаясь все время на поверхности ила, аккумулирующего в 2—3 раза быстрее. Фосфор заимствуется из ила, фиксируясь в конкреции по мере диффузии его снизу вверх. Прямое осаждение фосфата из придонных вод как фактор роста конкреций мало вероятно. Скорость роста конкреций определялась на основе новых модификаций метода урановой изотопии. *Г. Мак-Клелланом* (США) продемонстрированы и распространены среди участников новые, ранее неопубликованные, анализы фосфоритовых руд и апатитов из докембрийских и кембрийских месторождений. Апатит древних месторождений значительно обеднен углекислотой, приближаясь по составу к «чистому» фторапатиту. В то же время для протерозойских фосфоритов Мичигана и Миннесоты, по данным *Г. Мак-Клеллана*, и для позднедокембрийских фосфоритов Монголии (доклад *А. В. Ильина* и *В. В. Блискового*) возможен гидроксипатитовый состав. В докладе *Ю. Н. Занина* и соавторов подчеркивалось, что минералогические особенности фосфоритов определяются в основном катагенетическими изменениями. В докладах китайских геологов наибольшее внимание уделялось позднесинийским (700—600 млн. лет) фосфоритам юга страны. *Е-Льен-Цзун* связывает с этим временным интервалом наиболее интенсивное, во всяком случае для территории Китая, фосфорито-накопление. Оно осуществлялось в миогеосинклинальных протиритах, непосредственно после образования тиллитов, в ассоциации с доломитами, кремнями и «черными сланцами». В соседних мобильных областях в это время происходил интенсивный и разнообразный вулканизм.

Экскурсии. Одно из самых ярких впечатлений об экскурсиях связано со Строматолитовым национальным парком, расположенным в 30 км от Удайпура. Посетители парка могут наблюдать здесь в естественных условиях все разнообразие индийских строматолитов. В большинстве случаев строматолиты образуют столбчатые ветвящиеся постройки, сложенные темноокрашенным фосфатом и выступающие на выветрелой поверхности более светлых доломитов. Но имеются морфологически очень близкие строматолиты, не содержащие фосфата. Подобное же сочетание «фосфатных и бесфосфатных» строматолитов свойственно и месторождениям раджастанских фосфоритов. Очевидно, в силу этого сочетания фосфат считается одним исследователями биогенным, другие полагают, что строматолитовые постройки были лишь благоприятным фоном для хемогенного накопления фосфата, третьи вообще не усматривают каких-либо генетических связей строматолитов с фосфатонакоплением. Многие важные вопросы геологии раджастанских фосфоритов также остаются еще дискуссионными. Причина этого скорее всего в чрезвычайно сложной структурно-тектонической обстановке отдельных месторождений и всего Аравалийского складчатого пояса в целом. Некоторые исследователи исходят из представлений об едином стратиграфическом уровне продуктивных отложений всех месторождений. Другие полагают, что есть несколько таких уровней, даже в пределах небольших площадей, занимаемых отдельными месторождениями. С другой стороны, в Раджастане обнаружены и более молодые докембрийские фосфориты, принадлежащие Делийской системе.

Найденные 15 лет назад около Удайпура фосфориты Аравалийской системы прослежены ныне далеко на северо-восток, в штат Мадхья Прадеш, так же как и на юго-запад, в Гуджарат. Интенсивные поисковые работы продолжаются в пределах всей Аравалийской складчатой системы. Детально изучаются и районы известных месторождений. Запасы крупнейшего месторождения Джамаркотра, исчисляются не 37 млн. т. фосфоритов, как это было несколько лет назад, а 66 млн., из которых 18 млн. приходится на руды с 30% и более P_2O_5 , 12 млн. — с 25—30%, 11 млн. — с 20—25% и 25 млн. — с 12—20%. Прогнозные запасы лишь в юго-западном Раджастане составляют 200 млн. т. Возраст строматолитовых фосфоритов и вмещающих их доломитов и кремней остается еще дискуссионным. Судя по определениям абсолютного возраста гранитных тел, рвущих (?) аравалийские метаморфические комплексы, фосфориты датируются нижним протерозоем (2,5—2 млрд. лет). Однако по характеру строматолитов, как это показали *М. Е. Раабен*, *И. Н. Крылов*, *Д. Чоухан*, фосфатоносные отложения не древнее рифея, укладываясь в интервал 1500—1000 млн. лет. В пользу позднедокембрийского возраста на конференции высказался известный австралийский специалист по строматолитам *М. Уолкотт*.

Еще более интересной была северная экскурсия: на месторождения района Массури участники экскурсии ожидал большой геологический сюрприз. Месторождения района Массури с момента их открытия любителем-минералогом английским священником Ричардсоном 20 лет назад связывались с меловой формацией Тал. Однако в течение нескольких последних месяцев исследованиями советских палеонтологов и их индийских коллег непосредственно в фосфоритах обнаружены различные органические остатки, судя по которым, фосфориты не моложе низов ордовика. На конференции геолог Института геологии Гималаев им. Вадия *Р. Азми* прочитал доклад о конодонтах верхнего кембрия — низов ордовика, найденных в продуктивном горизонте, а известный специалист в этой области, участник конференции, проф. Боннского университета *К. Мюллер* переопределил эти остатки как раннекембрийские. Такого же мнения придерживаются *В. Миссаржевский* и *С. Дубинина*. Очевидно, что причиной рассмотренных ошибок в

возрастной принадлежности фосфоритов является прежде всего сложная гималайская тектоника. Новые данные о возрасте фосфоритов Низких Гималаев существенным образом меняют оценку перспектив на фосфориты прилегающих районов Индии и еще более увеличивают значимость позднедокембрийской — раннекембрийской эпохи фосфатонакопления для Азиатского континента в целом.

Один из дополнительных доводов в пользу древнего возраста фосфоритов месторождений района Массури — чрезвычайно большое литологическое сходство их с древними фосфоритами Китая, Монголии, Казахстана, что было единодушно отмечено участниками экскурсии. Это — черные слоистые породы, в которых фосфат образует либо выдержанные прослоечки толщиной 1—2 см, либо чаще линзовидные обособления, вытнутые по слоистости, либо, наконец, сохраняется в отдельных фрагментах. Первые именуются индийскими геологами плитчатыми, вторые — лентиккулярными, третьи — брекчиевидными фосфоритами. Фосфат обычно бесструктурен, хотя встречаются и разновидности, близкие к пеллетовым. Фосфориты четко ассоциируются в разрезе с черными кремнями и доломитами. Доломиты подстилают и перекрывают продуктивный горизонт, а кремни замещают его по простиранию. Постоянным, характерным и важным компонентом предгималайских фосфоритов служит пирит, слагающий тонкие (доли миллиметра), но очень выдержанные прослоечки, обычно по границам фосфатных и доломитовых прослоев.

Несмотря на трудные физико-географические условия фосфориты района Массури разрабатываются на нескольких месторождениях и чрезвычайно эффективно используются в виде фосфоритной муки в условиях специфичных щелочных почв Индо-Гангской аллювиальной равнины. Именно в этих условиях сказывается облагораживающее влияние пирита как естественного подкислителя. Специальными агрохимическими исследованиями показано, что во многих районах равнины, равно как и в других регионах Индии, применение фосфоритной муки экономически более рентабельно, чем водно-растворимых туков.

В целом конференция прошла весьма успешно. В большой мере успех ее предопределен огромной подготовительной организационной работой, выполненной индийскими коллегами, их радушием и гостеприимством. Советская делегация на конференции, состоявшая помимо авторов статьи из Ю. Н. Занина, Э. А. Еганова, А. С. Михайлова, В. И. Покрышкина и Ф. Т. Яншиной, постоянно ощущала особое внимание, которое оказывалось ей со стороны индийских геологов, руководителей Геологической службы Индии, правительства штата Раджастан, горнодобывающих компаний.

На заседании рабочих групп проекта 156 приняты решения: 1) рекомендовать Совету МПГК создать в рамках проекта рабочую подгруппу по мел-палеогеновым фосфоритам Тетиса, которая в будущем сможет перерасти в самостоятельный проект (предложение делегации Ирака) и 2) провести следующую конференцию проекта в Китае в конце 1982 г. на синийских фосфоритах провинции Юннань (официальное приглашение делегации КНР).

Институт геологии и геофизики СО АН СССР,
Новосибирск
Институт литосферы АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
4.1.1982

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

В. Н. ХОЛОДОВ (главный редактор), **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 (Editor), **G. A. KALEDA**, **A. G. KOSSOVSKAJA**,
G. F. KRASHENINNIKOV, **A. P. LISITZIN**, **A. K. LISITZIN**, **O. I. LUNOVA**,
B. M. MICHAILOV, **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 02.04.82	Подписано к печати 24.05.82	I-07483	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}
Высокая печать	Усл. печ. л. 11,2	Усл. кр.-стт. 12,3 тыс.	Уч.-изд. л. 13,2
	Тираж 1074 экз.	Зак. 4105	Бум. л. 4,0

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

Цена I р. 80 к.

Индекс 70493

К сведению читателей!

Издательство «Наука» переходит на новую систему сбора заказов — ежеквартальные бюллетени. Они будут включать в себя общественно-политическую, естественнонаучную и техническую, а также научно-популярную литературу, намеченную к выпуску в соответствующем квартале. Бюллетени заменят три годовых аннотированных тематических плана, выпускавшихся раньше (кн. 1, кн. 2 и план выпуска научно-популярной литературы).

На книги Главных редакций физико-математической и восточной литературы сбор заказов будет проводиться в прежнем порядке, т. е. по самостоятельным годовым планам.

Тиражи квартальных бюллетеней на 1983 г. поступят в книготорговую сеть в следующие сроки:

I квартал 1983 г. — в августе 1982 г.

II квартал 1983 г. — в ноябре 1982 г.

III квартал 1983 г. — в феврале 1983 г.

IV квартал 1983 г. — в мае 1983 г.

Сбор заказов по каждому бюллетеню будет производиться в течение 45 дней со дня его поступления в книжный магазин.

Для оформления заказа на книгу издательства необходимо указать квартал и позицию.

«АКАДЕМКНИГА»