

КОНТРОЛЬНЫЙ ОТЧЕТ

Литология *и* ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1970

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

№ 3, 1970 г.

МАЙ — ИЮНЬ

СОДЕРЖАНИЕ

• Н. М. Страхов. К вопросу о количественных методах исследования осадкообразования геологического прошлого	3
• Г. Н. Батурин, А. В. Коченов, В. П. Петелин. Фосфоритообразование на шельфе юго-западной Африки	15
• Е. С. Гуткин. Галлий, скандий, ниобий и тантал в бокситах Североуральского бассейна	27
• Л. Н. Ботвинкина. К познанию текстур осадочных пород и толщ	37
• В. П. Акаева. Верхнемеловая вулканогенно-известняковая формация северо-восточной части Малого Кавказа	53
• Б. В. Аскоченский. Бокситизация верхнемеловых отложений на юго-востоке Воронежской антеклизы	65
• М. Л. Ключина, Ф. А. Курбачкая. Состав и условия образования ашинской серии Среднего Урала	74
• П. В. Зарицкий. Конкреции и рассеянные карбонаты угленосных отложений Донбасса как показатели фациальных условий	87
• Ю. И. Марьенко, И. Е. Постникова. Водорослевые фации соленосно-карбонатных толщ и их связь с нефтеносностью	97
• М. Я. Кац, И. В. Хворова. Плотность кремнистых (кварцевых) пород и вопросы их типизации	106

МЕТОДИКА

• Т. А. Волкова, И. А. Конюхов, И. А. Назаревич, Ю. А. Черкасов. Применение дисперсионного окрашивания для количественного анализа легкой фракции в иммерсии	115
--	-----

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

• Н. Н. Верзилин. О новой гипотезе образования красноцветных отложений, предложенной А. В. Сочавой	119
• А. В. Сочава. К вопросу о генезисе красноцветов	123

ХРОНИКА

• М. В. Пастухова, Г. И. Бушинский. Международная конференция по геологии бокситов в Будапеште в 1969 г.	127
• О развитии промышленности минеральных ресурсов в СССР за 1969 год	133

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 3, 1970
MAY — JUNE

CONTENTS

N. M. Strakhov. On quantitative methods of studying sedimentation of the geological past	3
G. N. Baturin, A. V. Kochenov, V. P. Petelin. The formation of phosphorites on the shelf of South—Western Africa	15
E. S. Gutkin. Gallium, scandium, niobium and tantalum in bauxites of the North Urals basin	27
L. N. Botvinkina. On cognition of textures of sedimentary rocks and strata (state of their knowledge, nomenclature and classification principles)	37
V. P. Akaeva. Volcanogenic-calcareous Upper Cretaceous formation of the north-eastern part of the Caucasus and its useful minerals	53
B. V. Askochensky. Highly aluminous mineralization of the weathering crust of Upper Cretaceous deposits in the south-east of Voronezh anteklise	65
M. L. Klyuzhina, F. A. Kurbatskaya. Composition and formation conditions of the Asha series in the Middle Urals	74
P. V. Zaritsky. Concretions and dispersed carbonates of the Donbas coal deposits as indices of facies conditions of sedimentation	87
Yu. I. Marjenko, I. E. Postnikova. Algal facies of salt—bearing—carbonaceous rocks and their relation to oil and gas presence	97
M. Ya. Kats, I. V. Khvorova. Density of siliceous (quartz) rocks and their typification problems	106

METHODS

T. A. Volkova, I. A. Konyukhov, I. A. Nazarevich, Yu. A. Cherkasov. Experience in using dispersion staining for a quantitative analysis of a light fraction in immersion	115
--	-----

CRITICISM AND DISCUSSION

N. N. Verzilin. On a new hypothesis proposed by A. V. Sochava on the formation of red deposits	119
A. V. Sochava. On genesis of red rocks	123

CHRONICLE

M. V. Pastukhova, G. I. Bushinsky. International conference on geology of bauxites held in Budapest in 1969	127
On development of industry of mineral resources and production of electrical energy in the USSR for 1969	133

УДК 550.4 : 551.3

К ВОПРОСУ О КОЛИЧЕСТВЕННЫХ МЕТОДАХ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО

Н. М. СТРАХОВ

В статье критически оценивается правомерность некоторых количественных геохимических исследований, доказывається призрачность цифр, характеризующих «средние пробы» и намечаются пути развития количественного анализа в литологии и палеогеографии.

В последнее время в литологии все большее внимание привлекают количественные методы исследования осадочного процесса, особенно если речь идет о больших проблемах. При этом результаты исследования, понятно, выражаются числами, которые и символизируют количественный подход.

Такое стремление внести во все «число и меру» можно только приветствовать. Однако прогресс зависит от доброкачественности материала, положенного в основу исследования, и от способов его обработки. Иногда цифры — символ точности — превращаются в цифры-призраки, а количественный метод в псевдоколичественный, о чем мне уже пришлось писать по поводу баланса современного осадконакопления, данного А. Б. Роновым (Страхов, 1969).

С этой точки зрения привлекают к себе внимание другие работы того же автора по осадконакоплению геологического прошлого. Не пытаясь рассмотреть их все, я ограничусь пока статьями о закономерностях осадконакопления на Русской платформе (Ронов и др., 1969), о литологических формациях мира (Ронов, Хаин, 1954 и др.) и об «установленных представительных» и сложно-смешанных породах.

1. «ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ НА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЕ» (РОНОВ и др., 1969)

Основной задачей этого сообщения было: «...разработать систему методов, при помощи которых можно было бы оценивать с достаточной точностью распространенность различных осадочных пород и палеогеографических условий их образования» (стр. 3).

Нужно признать, что разработка такой методики представляет довольно сложную задачу. Общеизвестно, что от каждого момента геологической истории сохранилось лишь большее или меньшее количество фрагментов некогда существовавшего осадочного покрова. При этом наибольшая сохранность для каждого века присуща обычно морским отложениям синеклиз (или прогибов) того времени, где отлагались и более пелагические осадки, гораздо меньшая — периферии прогибов, где возникали более прибрежные отложения; здесь сплошные некогда полосы осадков разорваны на большее или меньшее число кусков, иногда совсем ничтожных сравнительно с их былым распространением. Но в

наименьшей степени сохраняются и переходят в ископаемые состояния континентальные осадки, особенно отложения равнинных областей. Эта фрагментарность остатков былой седиментации делает очень сложной задачу составления палеогеографической карты и особенно задачу вычислений площадей и объемов различного типа пород. Здесь должны быть подчеркнуты два обстоятельства. Во-первых, до сих пор нет надежных критериев проведения береговой линии бассейнов и, следовательно, разделения площади платформы для каждого геологического момента на области моря и области суши; их величины всегда условны и приближенны. Во-вторых, для объединения обрывков прежней прибрежной зоны в некие полосы былой седиментации также не существует твердых критериев; разные авторы на основании одного и того же материала покажут по-разному площади не только бывшего распространения одних и тех же отложений, но и величину современных обрывков, какие они считают достоверными. Поэтому массы осадков разных типов, принимаемые за достоверные, также представляют величины приближенные и на картах разных авторов будут оценены по-разному. Иначе говоря, все, что изображено на палеогеографических картах, — величины приближенные и, если приступать к их вычислениям по-серьезному, то следует употреблять методы, разработанные для операций с приближенными величинами и само выражение подсчетов должно быть дано по правилам количественных приближенных расчетов, т. е. в виде $a \pm x$, а не в виде только a .

Но как оценить величину a и величины $\pm x$? На основании одной только карты для любого отрезка времени этого, строго говоря, сделать нельзя. Следовало бы построить несколько вариантов одной и той же карты, выполнить на них соответствующие промеры и получить нечто среднее с указанием $\pm$ отклонений от этого среднего. Это, собственно говоря, единственный путь правильного количественного исследования тех приближенных величин, какими являются все элементы палеогеографической карты, в том числе и распространенность типов пород. Путь этот очень трудоемок, и естественно, что авторы разбираемой статьи не могли и думать применить его для всех 77 отрезков времени, отображенных на картах «Атласа...». Но поставить такого рода, так сказать, экспериментальную расчетную работу на нескольких, хотя бы 5—6, картах разных веков было совершенно необходимо, ибо именно это позволило бы определить объективно величину тех $\pm x$, которые входят в приближенные оценки, и тем самым определить их точность. К сожалению, А. Б. Ронов с соавторами не провели такой экспериментальной расчетной работы и упустили возможность объективного определения той степени приближенности, какая присуща палеогеографическим картам «Атласа...» и их оценкам распространенности пород. В этом крупный методический пробел их работы и предлагаемого ими количественного метода исследования седиментации.

Можно было бы пойти и другим путем, более легким, но все же способным дать представление о степени достоверности получаемых величин: определить общую достоверность каждой карты, используя для этого один из наиболее важных ее показателей. В качестве такого удобнее всего принять соотношение между S_0 (так называемыми достоверными площадями седиментации) и суммой $S_0 + S_1$ (S_1 — предполагаемые площади седиментации), т. е.

$$d = \frac{S_0}{S_0 + S_1}.$$

Вычисление этого показателя для разных карт «Атласа...» дает разные величины — от 0,9 до 0,4, в среднем же около 0,5. Это означает, что достоверность карт низкая и потому при всех вычислениях пород по так

называемым достоверным площадям нужно прибавлять достаточно высокий поправочный член ($\pm x$); результаты вычисления должны даваться в виде округленных цифр, указывающих только порядок полученных величин, как это делается, например, в качественном и полуколичественном спектральных анализах: n ; 10 n ; и т. д. или 0; n ; 0, 0 n ; 0, 00 n и т. д.

А. Б. Ронов с сотрудниками не пошли и по этому пути. Прилагая к величинам заведомо малой достоверности методы, применяемые в операциях с абсолютно точными значениями, они выражают результаты в виде цифр, определяемых точностью технических методов измерения (например, метода взвешивания) или принятой точностью арифметического расчета (например, десятые доли процента). Совершенно очевидно, что такой прием принципиально неправилен и неправомерен. В результате получается иллюзорная мнимая точность, которая вовсе не отвечает приближенным значениям измеряемых так называемых достоверных величин. Авторы окружают себя (и читателя) массой значений, по существу, малой достоверности, но выражаемых цифрами, свидетельствующими о якобы большой точности их определения. Принять всерьез такой способ количественного исследования, конечно, нельзя.

Таким образом, метод, применяемый А. Б. Роновым с сотрудниками, обладает столь крупными дефектами, что не может называться количественным. Он даже и не полуколичественный, он псевдоколичественный, ибо оценка реальной приближенности объектов замена оценками технических приемов получения цифр. Замечание авторов о том, что их «оценки сделаны приближенно», не исправляет положения, ибо не указывает степени приближенности. Вычисления сделаны не тем методом, какой требует существо дела, и выражены не в той форме, в какой следует выражать оценки приближенных величин.

Как могло возникнуть такое странное недоразумение? Что лежит в его основе?

Мне кажется, оно базируется на трех молчаливо принимаемых допущениях: 1) достоверные площади развития осадков, показанные на карте, действительно достоверны; это, конечно, не верно; они только гипотетические и в разной степени приближения для разных частей даже одной и той же карты; 2) степень достоверности распространения пород на всех картах одна и та же; это также в корне ошибочно, ибо чем к более древнему периоду относится карта, тем менее она достоверна, тем приблизительнее нанесенные на нее данные о породах; 3) пропорции пород в сохранившихся фрагментах областей седиментации точно отвечают первичным пропорциям их в момент седиментации, что в принципе неправильно: чем к более древним породам относится карта, тем в большей степени проявляется указанное несоответствие.

Только приняв за аксиомы все три допущения, можно было оперировать расчетами так, как это делает А. Б. Ронов с сотрудниками, так заботиться о чисто технических способах вычисления и считать свои приемы «количественным методом изучения седиментации». Но поскольку ни одна из аксиом принципиально не верна, то перенесение главного акцента работ на технические методы получения цифр оказывается неправомерным, я бы сказал даже наивным, а сам метод становится псевдоколичественным, не отвечающим характеру обрабатываемого материала.

Эти принципиальные ошибки количественного метода изучения седиментации А. Б. Ронина осложняются еще серией странных приемов при получении оценок распространения разных пород. Приемы эти раскрываются при изучении табл. 2, где показаны процентные содержания пород разных типов.

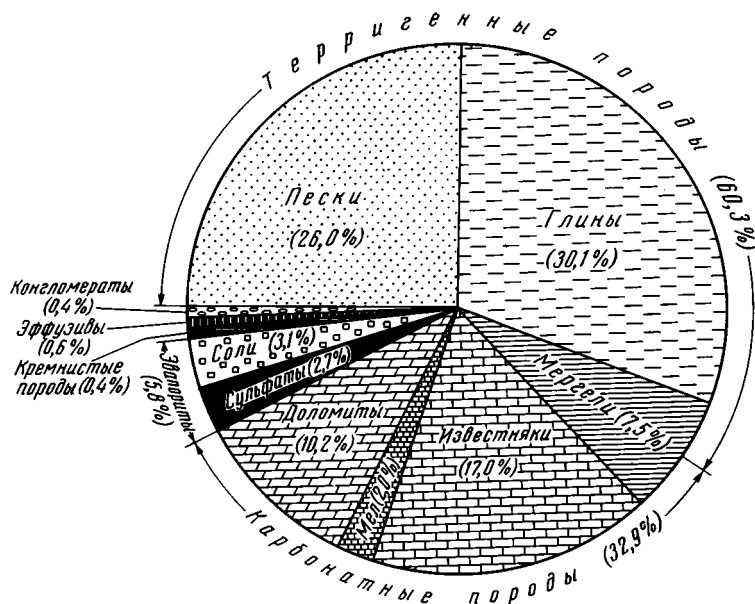
Судя по вводным замечаниям авторов, в основе определений лежит петрографическая легенда карты, относящаяся к областям «достовер-

ного распространения отложений». Как известно, легенда эта сложная и была составлена в расчете отразить количественное соотношение пород в том случае, если разрез образован чередованием двух или трех типов пород. Однако, как легко убедиться, даже приблизительного представления о количественных соотношениях пород по этой легенде получить нельзя. Чего стоит, например, такое объяснение условного знака для разреза, образованного переслаиванием двух типов пород, количество которых в разрезе «приблизительно одинаково, неустойчиво или неопределенно»? То же и для случая трех- и четырехпородных разрезов. Или другое разъяснение условного знака: «чередование типов пород, один из которых превалирует над другим». То же для трехпородных разрезов и для четырехпородных, когда «два резко преобладают над другими». Как достоверно перевести эти объяснения на язык цифр? Совершенно невозможно. Каждый переведет по-своему эти типично псевдоколичественные, а не количественные и даже не полуколичественные обозначения, за которые они выдаются. Иначе говоря, для расчетов процентных содержаний пород на участках достоверного их наличия карты «Атласа...» совершенно непригодны, так как открывают двери полному произволу исследователя, если он все же попытается перевести их на язык цифр. Это будут типичные цифры-призраки.

А. Б. Ронов с сотрудниками пытаются поправить дело, привлекая для корректировки конкретные послойные разрезы в количестве около 1600. Установив так называемый коэффициент пропорциональности для каждой породы в разрезе, они распространяют его на соседние площади. Прием в принципе, конечно, возможный, но на 77 карт «Атласа...» приходится всего 1600 послойно описанных разрезов, т. е. на каждую карту в среднем 22 разреза. А так как в разрезах вскрыта не вся толща платформенных пород, то обеспеченность послойными разрезами оказывается мизерной и дать надежных корректировок для количественных оценок, конечно, не может. Это по существу лишь видимость выхода из положения, а не реальный вход. К тому же оказывается, что эти 1600 послойных разрезов касаются только площадей развития терригенных пород. Данных о количестве послойных разрезов для пород карбонатных не приводится совсем, и, как в такой ситуации определялись процентные содержания мергелей, доломитов и известняков для каждой карты, остается секретом авторов. Ниже я позволю себе раскрыть этот секрет, пока же закончу рассмотрение вопроса о соотношениях в группе терригенных пород.

Здесь мы сталкиваемся со следующим непонятным обстоятельством. В табл. 2 выделены рубрики: песчаники + алевроиты (совместно!) и глины. Однако оценки для этих групп показаны раздельно всего на 14 из 77 карт, на 63 же все терригенные породы берутся как единое целое; следовательно, коэффициент пропорциональности применялся лишь в качестве исключения, а не правила. Выясняется и еще одно любопытное обстоятельство. Из 5 карт разных горизонтов D_2 лишь для одной содержание песков + алевроитов, а также глин рассчитано отдельно, в 4-х же остальных терригенные породы показаны как целое. Следовательно, коэффициент пропорциональности здесь практически не был использован в той форме, как он был декларирован выше. Между тем, когда речь идет об оценке распространенности песков, алевроитов и глин для D_2 в целом, они разбиваются на две группы: пески + алевроиты, с одной стороны, глины — с другой. Читатель, естественно, недоумевает: как, на основании чего это могло быть сделано? Возникает подозрение, что цифры для терригенных пород D_2 в табл. 2 получены совсем не тем методом, какой был описан авторами. Аналогичное явление имеет место для D_3 : на всех 6 его картах терригенные породы показаны в целом, а в итоговом заключении пески + алевроиты отделены от глин (16,3 и 26,2%). То же повторяется для C_2 , P_2 , J_2 , J_3 и т. д. Словом, при вычисле-

нии пород на частных картах, входящих в состав крупной стратиграфической единицы, никакой корректировки легенды карты послойными разрезами не производилось и терригенные породы брались в целом. Когда же речь заходит о крупном стратиграфическом разделе, вдруг по-



Фиг. 1. Распространенность пород в осадочном чехле Русской платформы (% от общего объема отложений)

является число послойных разрезов и корректировка, и терригенные породы разбиваются на две группы: пески+алевриты и глины. Как могла возникнуть такая ситуация? И почему авторы избрали такой путь? Непонятно! Скажу только, что чем больше изучаешь табл. 2, тем сильнее укореняется подозрение: авторы на деле работали совсем иными приемами по сравнению с описанными в начале статьи.

И уже вовсе таинственно, как могло получиться, что на сводной диаграмме (фиг. 1) фигурируют пески и глины, тогда как в табл. 2 выделяются пески+алевриты, с одной стороны, и глины — с другой? В общем все эти странности с определениями процентных содержаний терригенных пород производят весьма отрицательное впечатление и не способствуют доверию к расчетным цифрам и самим способам расчетов; они действуют как раз наоборот.

Новые загадки встречается читатель, когда изучает определения мергелей, известняков и доломитов. Они даны для всех 77 карт, причем процентные оценки с точностью до десятых долей процента. Сделать это по легенде карт совершенно невозможно, указаний на число использованных разрезов нет. Откуда же в таком случае эти цифры? Позволю себе высказать догадку, что в данном случае типы пород определены пересчетом литературных и собственных анализов «установленных представительных проб» в разрезах, использованных еще в работе А. Б. Ронова 1956 г. При этом под рубрикой «доломит», скрывается, в сущности, расчетное содержание $MgCO_3 \cdot CaCO_3$, полученное анализом представительных проб и усредненных анализов, а под рубрикой «известняк» — остаточное количество $CaCO_3$ за вычетом доломита. Если все сделано именно так, а другого пути нет, то в названных рубриках скрываются не реальные породы, а некоторые абстрактные величины, определенные рас-

четным путем и весьма далекие от реальных пород, слагающих на картах поля карбонатных осадков¹.

Еще менее ясно, как были получены порознь количества гипсов + ангидридов и солей, показанные для разных карт «Атласа...». Всем известно ритмическое сложение галогенных толщ с частым чередованием разнотипных пород. Как тут произведены расчеты? Объяснений нет.

В общем в вычислении процентных содержаний пород авторы не придерживались единой методики, как это можно понять из вводных страниц статьи, а в разных случаях применяли разные приемы, которые в целом так и остались неразъясненными. Псевдоколичественный, по сути дела, метод А. Б. Ронова с сотрудниками оказывается еще достаточно произвольным по отношению к разным породам и к разным картам.

В конечном счете задачу, поставленную авторами: «разработать систему методов, при помощи которых можно было бы оценивать с достаточной точностью распространенность различных пород» — они не решили. Более того, я позволяю себе утверждать, что они продемонстрировали, как нельзя решать эту задачу, и ввели в литературу лавину цифр-призраков, принимать которые всерьез невозможно.

Остается выяснить: что же нового для познания седиментации на Русской платформе дают расчеты авторов? Ровным счетом ничего! Периодическое течение изменений палеогеографических условий осадкообразования на платформе, притом с гораздо большей подробностью, было установлено и не только перечисленными в разбираемой статье работами, но и более ранними: например, мною в «Основах исторической геологии» (Страхов, 1948) и в специальной статье (Страхов, 1949). А. Б. Ронов с сотрудниками только одели эти давно известные факты в костюм из множества цифр, но сами эти цифры таковы, что лучше бы костюма из них не шить, ибо они дают совершенно превратное представление о точности определений распространения пород. В этом отношении внимательное изучение карт «Атласа...» несравненно поучительнее, чем колонки цифр табл. 2, ибо карты «Атласа...» убеждают читателя в том, что оценки распространенности разных пород могут быть только весьма приблизительными, напоминающими оценки обычного качественного (и лишь в единичных случаях — полуколичественного) спектрального анализа, тогда как цифры табл. 2 стремятся, напротив, убедить, что оценки могут быть даны с большой точностью, настоящей количественной: десятые доли процента! Всякий изучавший «Атлас...» с изумлением спросит себя: каким чудом приблизительность, вытекающая из карт, превратилась в высокую точность в табл. 2? И нужно достаточно поразмыслить, чтобы понять механику этого преобразования и осознать, что табл. 2 попросту дезориентирует читателя относительно точности цифровых оценок распространения пород.

«Количественный» анализ А. Б. Ронова с сотрудниками резко обедняет то богатое содержание, которое вложено в карты «Атласа...». Из набора пород, отраженных в «Атласе...», статья оперирует лишь песками + алевроитами, глинами, мергелями, известняками, доломитами, гипсами + ангидритами, солями. Совсем исчезли руды Fe, Al, Mn, P, угли, горючие сланцы, медистые песчаники, микроэлементы в породах. Если их нельзя было считать по картам, то почему не были привлечены другие данные? Ведь использовались же послойные разрезы терригенных пород, химические анализы пород карбонатных, чего в картах «Атласа...» совсем нет! А угли и руды на картах есть! Исключив перечисленные рудные фации из анализа седиментации на Русской платформе,

¹ На деле в разрезах могло быть, например, чередование известковых доломитов, доломитизированных в разной степени известняков и т. д.

авторы тем самым резко обеднили содержательность самого седиментационного процесса и одновременно ушли от вопросов первостепенной важности, даже не объяснив, почему они это сделали. Строго говоря, заглавие статьи не отвечает ее содержанию: оно шире, чем содержание; и если согласовывать то и другое, то нужно было оговорить, что речь будет идти о некоторых закономерностях седиментации, а не о всей этой проблеме в целом. К сожалению, широковещательные заглавия работ, много более широкие, чем содержания самих работ, стали последнее время все чаще мелькать в литературе, и авторы разбираемой статьи не ушли от этой моды: они разбирают лишь малую долю того, что вправе требовать от них читатель, судя по заглавию статьи. Эта диспропорция заглавия и содержания лишь усугубляет то отрицательное впечатление, которое создается при анализе самой статьи. Напрашивается мысль, что, поставив себе в заголовке крупную и серьезную задачу, авторы подошли к решению ее несерьезно, и потому их работа объективно ничего не прибавила к известному в литературе. Как и ранее рассмотренная статья о балансе современного осадконакопления (Ронов и др., 1969), они продемонстрировали лишь, то, как не следует решать проблемы, ими поставленные.

2. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ МИРА

Еще более наглядно псевдоколичественный характер метода А. Б. Ронova выявляется в его (совместных с В. Е. Хаиным) статьях о литологических формациях мира (*D, C, P, T, J* и др.).

«Литологическая формация..., — пишут авторы, — ...это ассоциация парагенетически связанных осадочных и вулканогенных пород, образованных в близких (или изменявшихся в определенных пределах) тектонической, геохимической и климатической обстановках и динамических условиях среды осадконакопления. Каждая формация отвечает определенной стадии развития основных структурных зон земной коры, бассейнов осадконакопления и включает характерный для нее комплекс полезных ископаемых» (стр. 46).

Для девона выделено всего семь типов формаций: 1) морская карбонатная, 2) переходная морская карбонатно-обломочная, 3) морская обломочная, 4) лагунная соленосная, 5) континентальная красноцветная обломочная, 6) континентальная красноцветная эффузивно-обломочная, 7) подводно-вулканогенная. Для других периодов добавлена еще угленосная формация. Карты формаций даются обычно для отделов периодов: *D₁, D₂, D₃, C₁, C₂* и т. д. При этом как на платформах, так и в геосинклиналях области достоверного распространения формаций уже не отделяются от областей их гипотетического распространения, так что, например, на огромных площадях Западно-Сибирской низменности, во впадинах других герцинских и альпийских зон, где данных о девоне вообще не существует, показывается наличие тех или иных формаций в качестве достоверно существующих. В то же время гораздо меньшие участки морей (Черного, Каспийского или даже Аральского) остаются незаполненными, на них нет никаких формаций, хотя окружающие площади отчетливо показывают необходимость заполнения их определенными типами формаций. Почему площади морей действуют на авторов столь устрашающе, что они их старательно обходят, а громадные площади впадин герцинской и альпийской складчатостей не производят такого впечатления — остается непонятным и необъяснимым. По-видимому, это должно свидетельствовать об объективности авторов, хотя, как это нетрудно видеть, такая объективность более чем своеобразна. Получив карты распределения формаций для каждого отдела *D, C, P* и т. д. в масштабе 1 : 25 000 000, авторы (в данном случае, по-видимому, А. Б. Ронов) начинают производить измерения и расчеты пло-

щадей и объемов. «Измерения площадей велись методом взвешивания с точностью $\pm 3\%$... Подсчеты объемов литологических формаций производились приближенно: не по картам равных мощностей, а методом блоков. На каждой материке в пределах распространения той или иной формации выделялось несколько десятков блоков с разными мощностями. Объем каждого блока определялся умножением каждого блока на среднюю мощность» (Ронов, Хаин, 1954). Как видно из цитаты, авторы считали и меряли площади и объемы формаций с одинаковым усердием как на тех участках, где формации реально существуют, так и на тех, где они только предполагаются, а затем эти принципиально разного характера цифры сливали в единое целое; итоговое число звучало как некая реальность, и авторы не делали попыток указать степень его приближенности. Поразительно и непонятно, но остается все же фактом, что авторов интересует только техническая точность измерения объекта показанного на карте, но вовсе не интересует точность изображения самого объекта, т. е. степень достоверности самой карты. Здесь с особой наглядностью выступает особенность псевдоколичественного метода А. Б. Ронина: оперировать с приблизительными (по величине) объектами как с точными и заботиться только о технической точности измерений на заведомо мало достоверных картах.

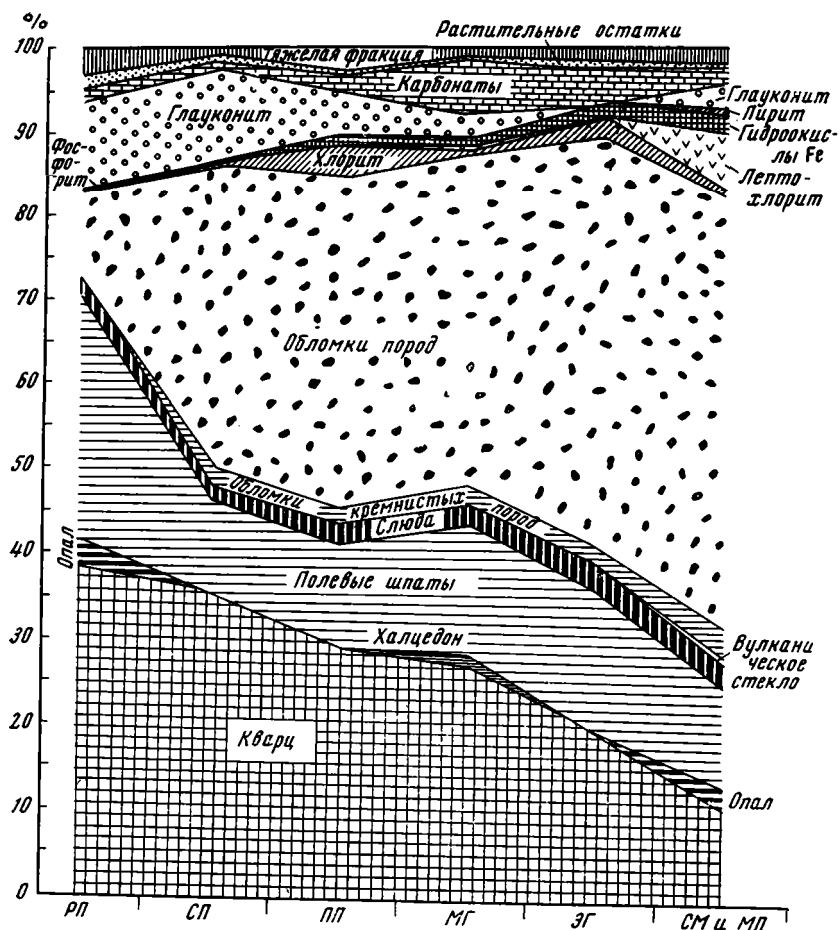
В итоге для каждого периода, начиная с девона, получена масса чисел, и все приобретает вид настоящего количественного исследования явления. Но за фасадом этих чисел реально стоит нечто совсем иное. Выделенные формации столь огрублены по составу и фаціальным признакам, а границы между ними (по составу) столь неопределенны и произвольны, что карты приобретают характер иллюстративного материала для популярной статьи по истории земной коры, а не документа для серьезного научного исследования, за каковой они, по-видимому, принимаются. Я думаю, что в таком виде они едва ли пригодны даже для вузовского преподавания, ибо одна из главных задач в геологических вузах — приучить студента отделять достоверное от гипотетического и отчетливо осознавать приближенный характер всего изображенного на палеогеографических картах. В этом отношении таблицы распространения формаций в процентах способны сбить учащегося (и читателя вообще) с толку², ибо они создают искусственную точность оценки объектов, пока на деле недостижимую, и под видом «количественного исследования седиментации» прививают ему навыки метода псевдоколичественного. Это последнее является, пожалуй, самым вредным.

3. ОБ «УСТАНОВЛЕННЫХ ПРЕДСТАВИТЕЛЬНЫХ» ПРОБАХ И СЛОЖНО-СМЕШАННЫХ ПРОБАХ КАК ОСНОВЕ КОЛИЧЕСТВЕННОГО ИССЛЕДОВАНИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ

В заключение коснусь кратко еще одной стороны «количественного исследования седиментации» А. Б. Ронина: метода «установленных представительных» и сложно-смешанных проб.

Задача этого метода состоит в том, чтобы достигнуть наибольшей точности определения средних составов тех или иных пород путем наименьших усилий. Поэтому в результате процедур составления «установленных представительных», а затем и сложно-смешанных проб оказывается, например, что за 32 сложно-смешанными пробами песков стоит 8200 образцов Большого Кавказа и 4300 образцов Скифской и Русской платформ (Ронов и др., 1965). В принципе метод «установленных представительных проб» правомерен и действительно сулит большие выгоды

² Что можно видеть и в недавно опубликованной монографии В. А. Успенского, посвященной геохимии нефти.



Фиг. 2. Изменение среднего минералогического состава песчаных пород от Русской платформы в глубь геосинклинали Большого Кавказа (по данным изучения 6500 образцов)
РП — Русская платформа; СП — скифская платформа; ПП — передовой прогиб; МГ — многогеосинклинальная зона; ЭГ — эвгеосинклинальная зона; СМ — срединный массив; МП — межгорный прогиб

и экономии в работе. Однако практическое его применение чревато иногда большими неприятностями.

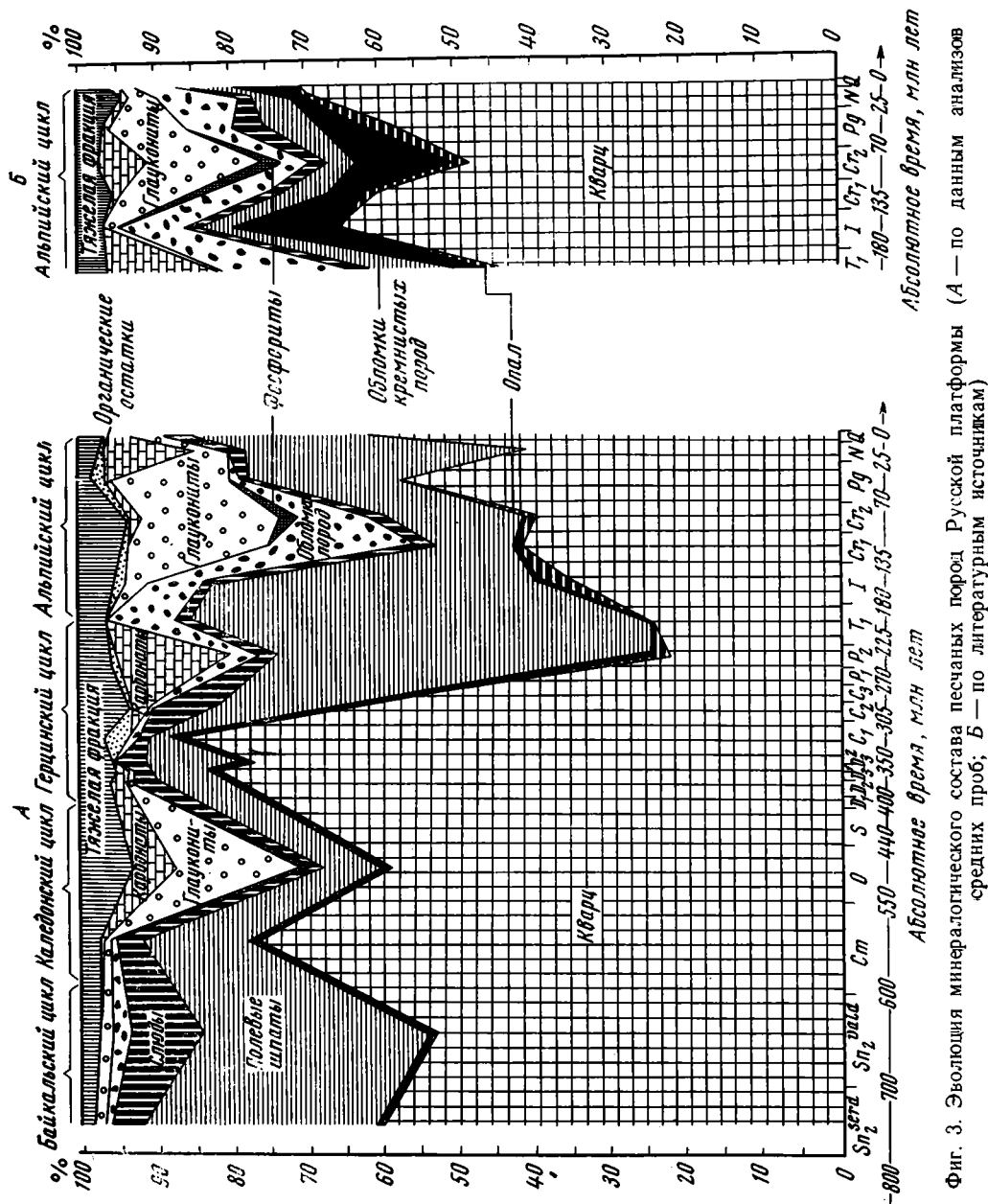
Предварительное изучение 8200 образцов Большого Кавказа и 4300 образцов платформ может быть, конечно, самым поверхностным — «на глазок». Сама процедура формирования «установленных представительных проб» из таких масс исходного материала открывает возможности не только случайных, но и систематических ошибок работающего. Вполне вероятно, что установленные представительные пробы, сделанные из одного и того же материала несколькими лицами, будут заметно отличаться друг от друга. В этом случае, как и в других, когда вводится новый метод, требуется его предварительная экспериментальная проверка, и, в частности, выявление величины тех отклонений, которые неизбежно возникают вследствие субъективных особенностей работающего. В наблюдательной (телескопической) астрономии наличие систематических (субъективных) ошибок наблюдателя давно установлено, и они даже оценены. Но при применении метода представительных проб к литологии предварительной проверки метода сделано не было — по крайней мере, следов ее в литературе не имеется. А между тем такого рода проверку следовало бы сделать, ибо метод «установленных представительных» проб теряет одну очень важную черту обычного получения средних значений по индивидуальным пробам.

Когда средняя величина определяется из массы индивидуальных определений с их случайными ошибками, всегда можно найти величину квадратичной ошибки и знать степень приближенности (достоверности) полученного среднего значения. В этом огромная ценность получения средних величин по индивидуальным значениям. В методе «установленных представительных» проб эта возможность самоконтроля полностью теряется. Исследователь, оперирующий цифрами установленных представительных проб, не имеет возможности объективно оценить достоверность (приближенность) своих цифр через $\pm x$. Думаю, что для настоящего количественного исследования седиментации (если уж о нем говорить серьезно) это существенный минус. Я не говорю уже о том, что способ «установленных представительных» проб теряет и другую очень важную положительную особенность метода средних по индивидуальным пробам: воспроизводимость, возможность повторения и проверки результатов. И вот, что иногда получается.

Как известно, «мономинеральные кварцевые и олигомиктовые пески преобладают на платформах и сравнительно редко встречаются в геосинклиналях (на стабильных их участках и в передовых прогибах)». Я нарочно цитирую это утверждение А. Б. Ронова (Ронов и др., 1963, стр. 202). Однако график в другой статье (Ронов и др., 1965) показывает нечто совсем иное. Как видно из фиг. 2, средний минералогический состав платформенных песков юга Русской платформы с юры до неогена включительно характеризуется наличием всего около 40% кварца, около 34% полевых шпатов и 10% обломков пород, т. е. относится к числу типично полимиктовых, а не олигомиктовых. Это в корне противоречит процитированному выше высказыванию А. Б. Ронова о типе платформенных песчаников. Как могла возникнуть такая ситуация? Никаких объяснений ее в работе 1965 г. нет, и А. Б. Ронов, видимо, не заметил, насколько график (см. фиг. 2) противоречит его прежним высказываниям и общепризнанным представлениям.

Пытаясь выяснить дело, я обратился к графику из более ранней статьи А. Б. Ронова с сотрудниками (Ронов и др., 1963) (фиг. 3), где видно, что пески J и Cg — действительно полимиктовые образования, ибо содержат всего 22—40% кварца и только в палеогеновых песках кварца в среднем 55%, т. е. порода едва поднимается над составом полимиктовых песков. Следовательно, показания фиг. 2 не случайны: они отражают анализ представительных и сложно-смешанных проб А. Б. Ронова. Но вот, что удивительно: по литературным данным, т. е. усредненным анализам индивидуальных проб, состав песков T+J+Cg+Pg+N Русской платформы совсем иной: они содержат значительно больше кварца (особенно, если причислить к нему обломки кремнистых пород, которых в анализах А. Б. Ронова ничтожно мало, а в литературных анализах много) и резко меньше полевых шпатов; действительно, пески олигомиктовые, а не полимиктовые.

Следовательно, когда производятся анализы индивидуальных проб песков и из них выводится среднее, получается один их минералогический тип, и как раз тот, какой свойствен платформе; когда же анализируются представительные и сложно-усредненные пробы — совершенно другой тип, неплатформенный. О том, что здесь имеется именно трансформация минералогического типа, говорит и состав тяжелой фракции песков (Ронов и др., 1963): в них очень много неустойчивых минералов, по литературным же данным, — напротив, очень мало. Непонятно, как это странное обстоятельство ускользнуло от А. Б. Ронова и он не остановился на его разъяснении. А между тем указанное расхождение реально ставит вопрос о надежности метода «установленных представительных» и сложно-смешанных проб в том виде, как он применяется А. Б. Роновым. И одновременно два других. Действительно ли то, что в статьях 1965 и 1963 гг. названо песками, представляет собой пески, а



не пески+алевриты, как именуется эта группа в табл. 2 статьи 1969 г. (Ронов и др., 1969)? Ведь гранулометрии песков (вообще терригенных пород) ни в одной из работ А. Б. Ронина не производилось, а породы определялись макроскопически. Не происходит ли при формировании «установленных представительных» и сложно-смешанных проб действительного смешения собственно песчаных и алевритовых, в частности крупно-алевритовых, пород и эти смеси именуются от случая к случаю то песками, то песками+алевритами? Как бы ни решалась эта альтернатива, факт превращения А. Б. Роновым олигомиктовых и кварцевых «песков» мезозоя и кайнозоя Русской платформы в полимиктовые остается фактом и в качестве такового означает, что «количественное исследование седиментации», к которому так стремится А. Б. Ронов и которое

он считает чуть ли не специфической особенностью именно своих работ, поставлено на ненадежную базу³.

Особенно плохо то, что результаты работ А. Б. Ронова невоспроизводимы и недоступны для проверки другими исследователями, ибо керн скважин уже в большей мере разобран, и составление представительных проб из остатков заведомо даст иные величины. Следовательно, пока что все в работах А. Б. Ронова с сотрудниками приходится брать на веру, а вера-то как раз и подрывается всем изложенным выше.

* * *

Цифра — вещь точная и строгая, так, по крайней мере, приучили нас думать так называемые точные науки. Понятие «количественный анализ седиментации» — тоже понятие серьезное. Но, к сожалению, цифровым геохимическим оценкам, лавиной выбрасываемым А. Б. Роновым с сотрудниками, вовсе не присуща реальная точность и строгость, а его «количественный анализ седиментации» есть пока что анализ псевдоколичественный и ничего более. Превращение его в настоящий количественный анализ — дело будущего и требует устранения указанных выше методических дефектов. Простое оперирование цифрами, как бы много их не было, при ложных отправных предположениях, еще не есть количественный метод; нужно, чтобы само это оперирование отвечало соответствующим требованиям, которые, как было показано выше А. Б. Роновым, не соблюдены.

ЛИТЕРАТУРА

- А. Б. Ронов, В. Е. Хаин. Девонские литологические формации Мира.— Сов. геол., сб. 41, 1954.
- А. Б. Ронов, С. М. Михайловская, И. И. Солодкова. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород. В сб.: Химия Земной коры, т. I. М., изд-во АН СССР, 1963.
- А. Б. Ронов, Ю. П. Гирин, Г. А. Казаков, М. Н. Илюхин. Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ.— Геохимия, 1965, № 8.
- А. Б. Ронов, Ю. П. Гирин, Г. А. Казаков, М. Н. Илюхин. Осадочная дифференциация в платформенных и геосинклинальных бассейнах.— Геохимия, 1966, № 7.
- А. Б. Ронов, А. А. Мигдисов, Н. Б. Барская. Закономерности развития осадочных пород и палеогеографических условий седиментации на Русской платформе (опыт количественного исследования).— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 6.
- Н. М. Страхов. Основы исторической геологии, т. I, II. М., Гостеолтехиздат, 1948.
- Н. М. Страхов. О периодичности и необратимой эволюции осадконакопления в истории Земли. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 6.
- Н. М. Страхов. О действительном балансе осадконакопления в современном океане.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 2.

Геологический институт
АН СССР
г. Москва

Дата поступления
22.II.1970 г.

³ Легко себе представить, какой произвол царит в составлении установленных представительных проб карбонатных (известково-доломитных) пород с их обычно крайне быстрой изменчивостью по вертикали!

УДК 553.64

ФОСФОРИТООБРАЗОВАНИЕ НА ШЕЛЬФЕ ЮГО-ЗАПАДНОЙ АФРИКИ

Г. Н. БАТУРИН, А. В. КОЧЕНОВ, В. П. ПЕТЕЛИН

В биологически продуктивном районе, на шельфе Юго-Западной Африки, происходит современный процесс диагенетического фосфоритообразования. Основным источником фосфора во вмещающих осадках являются остатки фитопланктона. Концентрация фосфора в желваках происходит путем его перераспределения в осадках и выпадения из иловых растворов. Концентрация же самих фосфатных желваков, как и рассеянных в осадках обломков костей рыб, происходит при резком изменении гидрологических условий и выносе тонких фракций в результате усиления придонных течений или в ходе трансгрессий.

Вопрос о соотношении между живыми организмами, органическим веществом и фосфором в осадочном процессе неоднократно обсуждался в геологической литературе, в частности в связи с проблемой происхождения фосфоритов (Страхов, 1937; Казаков, 1939; Бушинский, 1966). Первой гипотезой, предложенной для разрешения этой проблемы, была биолитная, согласно которой источником фосфора месторождений фосфоритов являются скопления на дне моря отмерших организмов. В дальнейшем эта гипотеза неоднократно подвергалась основательной критике. Так, А. В. Казаков (1939) отмечал, что все природные, в том числе морские каустобиолиты, как правило, относительно бедны фосфором, по содержанию которого они не выделяются из общего комплекса осадочных пород земной коры. В отношении роли организмов он указывал, что они «являются концентраторами фосфора при жизни, после же их смерти процессы минерализации обычно приводят к деконцентрации, растворению и рассеиванию (ионная миграция) фосфора» (Казаков, 1939).

Н. М. Страхов (1937), изучавший распределение P и $C_{орг}$ в битуминозных породах, на ряде примеров показал, что фосфор, мигрирующий из обогащенных органическим веществом прослоев, может концентрироваться во вмещающих породах.

Эту закономерность, установленную в ходе исследований древних осадочных пород, а также гипотезу о связи фосфоритообразования с отмиранием организмов необходимо сопоставить с результатами изучения современных морских осадков.

Для этих целей нами был выбран район шельфа Юго-Западной Африки (18—24° ю. ш.), представляющийся перспективным по следующим причинам: поверхностные воды отличаются здесь весьма высокой биологической продуктивностью (Nielsen, Jensen, 1957); осадки обогащены $C_{орг}$ (Авилов, Гершанович, 1967) и P_2O_5 (Сенин, 1968); происходящий здесь подъем к поверхности глубинных вод благоприятствует, по А. В. Казакову (1939), хемогенному осаждению фосфора из морской воды; в этом районе периодически происходят массовые заморы фауны (Copenhagen, 1953).

Характерные для этой зоны океанологические условия, осадки и особенности процесса осадкообразования описаны в ряде работ (Marchand, 1928; Copenhagen, 1953; Сенин, 1968; Емельянов, Сенин, 1969).

Наиболее интересный для нас тип распространенных здесь осадков — диатомовые илы, содержащие до 10—12,5% C_{org} (Авилов, Гершанович, 1967; Емельянов, Сенин, 1969). Благодаря столь высокому содержанию органического вещества в илах активно развиваются сульфатредуцирующие бактерии, количество которых достигает 10^7 в 1 см^3 (Copenhagen, 1953); при этом pH понижается до 7,2—7,4, а Eh — до —210 мв. Накапливающийся в илах сероводород выделяется в воду. Отсутствие на этом участке шельфа донной фауны и повторяющиеся в среднем через каждые 3—5 лет массовые заморы нектонной фауны, совпадающие по времени с сезонами ослабленной циркуляции воды, связаны, очевидно, именно с этим явлением (Copenhagen, 1953).

При изучении материалов, собранных экспедициями АтлантНИРО в 1963—1967 гг., в осадках этого района были обнаружены фосфатные зерна; некоторые из них, как предполагалось, могут быть аутигенными (Емельянов, Сенин, 1969). В 1968 г. под руководством Г. Н. Батурина на этом участке шельфа также было поднято свыше 40 проб осадков, исследование которых позволило вполне определенно установить, что аутигенное фосфоритообразование здесь действительно происходит и что оно характерно в первую очередь для диатомовых илов.

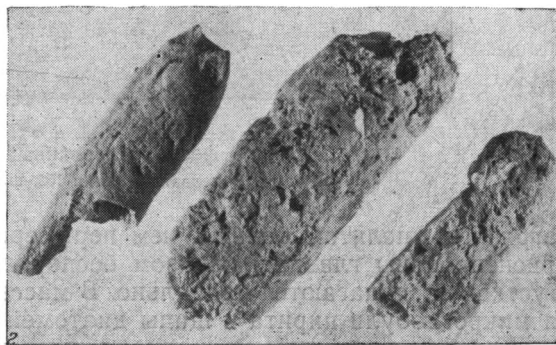
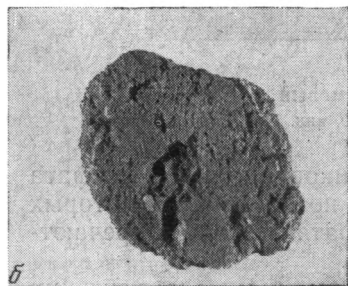
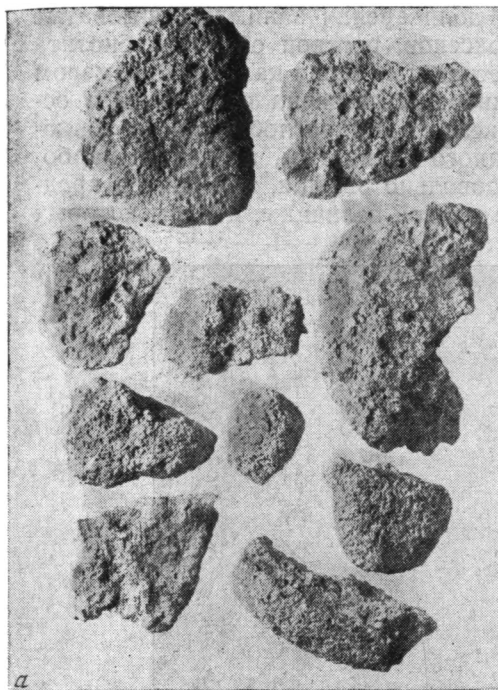
Аутигенные фосфаты в диатомовых илах. В диатомовых илах, содержащих в среднем 0,60% $P_2O_5^1$, установлены три основные формы нахождения фосфора: рассеянный фосфор; органично-детритовый фосфат (чешуя, кости рыб и морских млекопитающих); фосфоритовые стяжения.

Наибольший интерес представляет концентрация фосфора в стяжениях с содержанием обычно 0,1—1% веса илов. Различается несколько типов таких стяжений.

1. Фосфатизированные сгустки ила размером от долей миллиметра до 5—10 см. Встречаются в виде округлых, линзовидных и, реже, корковидных образований. От вмещающих темно-зеленых диатомовых илов отличаются желтовато-серым цветом и несколько более плотной консистенцией. Свежие сгустки размазываются, а сухие легко рассыпаются при слабом надавливании.

2. Рыхлые, пачкающие пальцы фосфатные стяжения, светло-желтые или желтовато-серые, округлой или сглаженно-уплощенной формы, размером до 1—4 см (фиг. 1,а). В шлифе видно, что такого рода стяжения представляют собой сильно фосфатизированный диатомовый ил, в котором 10—20% поля зрения занимают панцири диатомей, 2—4% — минеральные зерна и 80—90% — основная масса. Панцири диатомей размером 0,05—0,25 мм во многих случаях покрыты синим налетом сульфида железа. В некоторых из них наблюдаются мелкие глобулы пирита. У части панцирей опал стенок замещен слабо поляризующим фосфатом. Минеральные зерна представлены обломками полевых шпатов, кварца, пироксенов, роговой обманки и железорудных минералов. Форма их угловатая, размеры 0,01—0,25 мм. Основная масса состоит из светло-желтого микрогранулярного фосфата, на некоторых участках криптокристаллического (неполяризующего), но в основном микрокристаллического (слабо поляризующего), загрязненного пелитом, мелкими обломками панцирей и шипов диатомей. В фосфате встречаются довольно редкие микроглобулы пирита, одиночные и в сростках по несколько штук. Максимальный размер глобуль 0,02 мм.

¹ Среднее содержание P_2O_5 в осадочных породах примерно в три раза ниже — 0,18% (Виноградов, 1956).



Фиг. 1. Фосфориты из диатомовых илов шельфа Юго-Западной Африки (нат. вел.)
 а — рыхлые фосфатные стяжения (станция 157, глубина 75 м); б — зернистый фосфатный желвак (станция 152, глубина 76 м); в — массивные фосфатные желваки (станция 158, глубина 78 м); г — фосфатизированные фекалии с включениями обломков костей в чешуе рыб (станция 209, глубина 120 м)

3. Зернистые (глобулярные, размер глобуль до 0,1—0,3 мм) желваки желтовато-серого цвета, с твердостью около 3 по шкале Мооса, хрупкие, преимущественно округлой и лепешковидной формы, размером до 3—4 см (фиг. 1, б). Часть из них представлена сильно фосфатизированным диатомовым илом, часть — фосфатом с примесями терригенного, биогенного и хемогенного материала. В фосфатизированном диатомовом иле 40—60% поля зрения занимают панцири диатомей, оставляющие на поперечном срезе прямоугольные пустотки (фиг. 2). Большинство панцирей покрыто синим налетом сульфида железа, который, как видно на поперечных разрезах, в ряде случаев образует на стенках хорошо различимый слой. В некоторых панцирях наблюдаются сростки микроглобуль пирита. Опаловые панцири замещены слабо поляризующим фосфатом, кристаллические элементы которого ориентированы перпендикулярно поверхности панцирей. Полости панцирей иногда частично заполнены чи-

стым желтоватым фосфатом. 1—5% поля зрения занимают угловатые зерна кварца, полевых шпатов, пироксенов, роговой обманки, биотита и соскюрита, а также игольчатые и шестоватые зерна кальцита размером до 0,10 мм. Панцири диатомей и минеральные зерна погружены в основную массу (35—60%) серовато-желтого микроглобулярного тонкокристаллического фосфата, загрязненного глинистым, а отчасти карбонатным пелитом. Текстура фосфата довольно рыхлая, так как он представлен агрегатом округлых сгустков разной величины, центры которых



Фиг. 2. Сильно фосфатизированный диатомовый ил
Зернистый желвак, станция 152, шлиф, $\times 70$, ник. II

загрязнены пелитом больше, чем периферия. Микрористаллы фосфата ориентированы главным образом беспорядочно, но на краях некоторых сгустков располагаются радиально. В массе фосфата местами встречаются микроглобули пирита и щипы диатомей.

Желваки этого типа разделяются при микроскопическом их изучении на две разновидности. Первая разновидность представляет собой загрязненный глинистым пелитом свето-желтый микрогранулярный изотропный фосфат с редкими панцирями диатомей (или пустотами от них) и угловатыми зернами полевых шпатов и кальцита размером 0,01—0,05 мм (все вместе 2—4%). К некоторым панцирям диатомей приурочены сростки микроглобуль пирита. В массе фосфата наблюдаются редкие и мелкие, неправильные по форме пустотки и большое количество включений почти чистого светло-желтого и желтого фосфата (до 30%). Часть включений имеет округлую и овальную форму и состоит из изотропного фосфата. Они представляют собой, по-видимому, выполнения различных пустот, в том числе пустот от панцирей диатомей. В некоторых случаях фосфат слагает лишь часть какой-либо пустоты. По краям выполнений иногда видны сростки микроглобуль пирита. Другая часть включений обладает округлой или почти овальной формой и состоит из тонкокристаллического фосфата. Эти включения, по-видимому, находились в осадке до образования желваков в виде отдельных фосфатных зерен.

Желваки второй разновидности сложены серовато-желтым микрогранулярным, частично тонкокристаллическим, частично (участками) изотропным фосфатом. В них встречаются редкие неправильные пустоты,

обломки костей (размером до нескольких миллиметров) и небольшое количество микроглобуль пирита, приуроченного в основном к стенкам пустоток. Пустоты и обломки костей составляют иногда 10—20% поверхности шлифа. Наряду с ними встречаются единичные зерна терригенного материала размером 0,01—0,10 мм (кварц, плагиоклазы, гранат). В массе фосфата много (до 20—30%) фосфатных включений другой генерации, имеющих неправильную округлую и почти четырехугольную форму, размером 0,10—0,25 мм. Они более интенсивно окрашены (желтый цвет), иногда волнисты и загрязнены белым непрозрачным веществом, концентрирующимся главным образом в середине включений с образованием расплывчатых сгустков. Включения эти представляют собой фосфатизированные фекалии (см. ниже).

4. Плотные, массивные, коричневато-бурые желваки округлой, лепешковидной, удлинённой и неправильной формы (фиг. 1, в). Размеры их варьируют от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Цвет желваков обусловлен наличием на их поверхности матовой пленки органических веществ, исчезающих при прокаливании. Вещество желваков под бурой пленкой имеет желтовато-серый цвет; твердость его, по шкале Мооса, 4—5. Желваки сложены довольно чистым светло-желтым микрогранулярным тонкокристаллическим фосфатом, в массе которого наблюдается довольно много (5—15%) панцирей диатомей, иногда покрытых синим налетом сульфидов железа. Опал панцирей замещен тонкокристаллическим фосфатом. В фосфате и панцирях диатомей обычно встречается пирит в виде одиночных и группирующихся микроглобуль (до 5%). Кроме того, есть единичные угловатые зерна кварца, полевых шпатов и пироксенов с размерностью алеврита, а также редкие округлые и крупные (до 2—3 мм в длину) вытянутые неправильные пустоты. В крупных пустотах наблюдаются редкие радиально-лучистые агрегаты сильно вытянутых плоских бесцветных кристаллов фосфата с клиновидными, иногда асимметричными окончаниями, размером около $1-3 \times 10$ мк.

Помимо описанных желваков, в осадках содержится много продолговатых и цилиндрических фосфатизированных фекалий, которые по внешнему виду и характеру слагающего вещества можно также разделить на несколько разновидностей.

1. Белые и серые, рыхлые (фиг. 1, г). Сложены изотропным фосфатом неравномерно-пятнистой окраски. Цвет цытен от бледного желтовато-серого до густого буровато-желтого. В массе фосфатов очень много неправильных вытянутых, иногда ветвящихся пустот (до 50% поля зрения), сравнительно редкие включения обломков костей, редко чешуи и зубов рыб (всего не более 2—3%), а также одиночные и объединенные в сростки микроглобули пирита (не более 1%). Одна из характерных особенностей структуры вещества — четко выраженная волокнистость многих участков. Агрегаты различающихся по толщине «волокон» иногда изогнуты в разных направлениях. Характерно также загрязнение фосфата белым малопрозрачным и непрозрачным веществом, скопления которого располагаются крупными расплывчатыми участками неправильной формы, иногда вытягивающимися по направлению волокон и образующими с ними своеобразную «структуру истечения». Малопрозрачные участки этого вещества в сильном проходящем свете имеют густо-коричневый цвет. В фосфате не обнаруживается микрогранулярного строения; в этом случае он напоминает стекловатую массу, трещины которой имеют ровные края и часто изогнуты, как это типично для раковистого излома.

2. Бурые, плотные. Тонкокристаллический фосфат светлый, серовато-желтый или желтый, неравномерно окрашенный, с большим количеством округлых и сильно вытянутых, иногда ветвящихся пустот (до 50% поля зрения), чистый или в разной степени загрязненный непрозрачным бурым и белым тонкодисперсным веществом. Последнее располагается

Результаты рентгенографического анализа аутигенных фосфоритов
(дифрактометр УРС-50 ИМ, ВИМС)

№ станции	Координаты		Глубина, м	Описание образца	Р ₂ O ₅ , %	a(Å)	c(Å)	Четкость линии
	ю. ш.	в. д.						
209	22°59'	14°11'	120	Рыхлый фекальный комок	27,53	—	—	Очень слабая
161	21°49'	13°45'	97	Зернистый фосфатный желвак	31,08	—	—	Слабая
152	22°41'	14°20'	76	Рыхлый фосфатный желвак	27,88	9,314	6,868	Хорошо выражена То же
152	22°41'	14°20'	76	Зернистый фосфатный желвак	30,18	9,314	6,876	
152	22°41'	14°20'	76	То же	29,62	9,309	6,872	»
152	22°41'	14°20'	76	Плотный литифицированный фекальный комок	31,64	9,309	6,874	»
152	22°41'	14°20'	76	Буряя плотная конкреция	32,74	9,314	6,872	»
160	21°59'	13°51'	91	То же	31,16	9,314	6,868	»
144	22°56'	13°48'	148	Фосфатизированный слепок гастроподы	—	9,304	6,878	»

неравномерно, образуя расплывчатые пучки изогнутых полос («структуры истечения») и пятна, ограниченные прожилками более или менее чистого фосфата (сетчатая текстура). Во многих пустотах наблюдаются радиально-лучистые агрегаты плоских бесцветных кристаллов фосфата и единичные или сросшиеся микроглобули пирита. В массе фосфата встречаются обломки костей рыб и микроглобули пирита. Фосфат не микрогранулярный, а сплошной, с острыми краями в местах разломов.

Путем рентгенографических исследований некоторых образцов фосфатных желваков и фосфатизированных фекалий установлено, что слагающий их фосфатный минерал относится к группе апатита. В изотропном фосфате (станция 209) обнаруживается очень слабая раскristаллизация. В образцах с перемежающимися участками изотропного и тонкокristаллического фосфата (станция 161) структурные признаки апатита выявляются более отчетливо. Еще более четко они выражены у образцов тонкокristаллического фосфата со станций 152, 160, 144 (табл. 1).

Химический анализ описанных образований показывает, что содержание Р₂O₅ в комках и линзах слабо фосфатизированного ила равно 5—11 %, в рыхлых фосфатных стяжениях — до 20—25 %, в зернистых желваках — до 27—29 %, в плотных бурых желваках — до 31—33 %. Следовательно, содержание фосфора увеличивается параллельно степени литификации стяжений, определенным этапам которой в известной мере соответствуют степень фосфатизации панцирей диатомей, раскristаллизация фосфата и образование радиально-лучистых агрегатов пока неизвестного фосфатного минерала. Одновременно увеличивается также содержание СаО, СО₂, F и Sr (табл. 2), но падает содержание Н₂O, SiO₂аморфн, S_{общ}, Al, Mg, Zr, Ti, V, Cr, Fe, Ni, Cu, Mo, C_{орг}.

В диатомовом иле количество C_{орг} составляет 5—10 %, а в фосфатизированных комках ила — 2—3 %. Содержание в рыхлых стяжениях постоянных спутников фосфора — редких земель и урана значительно ниже, чем в осадочных фосфоритах (обычно не выше 10—40 %).

Об аутигенности этих образований говорит следующий комплекс признаков: комковатость, рыхлая консистенция и химический состав начальных членов этого общего генетического ряда, свидетельствующие о возникновении их за счет вещества вмещающих илов; обрастание фосфатом относительно свежих нефоссилизированных костей рыб и другого органического материала, зерен терригенных минералов, ранее образованных фосфатных зерен а также заполнение фосфатом панцирей диатомей; содержание фосфора в валовых пробах диатомовых илов (до 0,54 %), сопоставимое с его содержанием в диатомовых водорослях (0,8 %).

Как уже упоминалось, кроме крупных желваков и фосфатизированных фекалий, в диатомовых илах находится много мелких (0,1—3 мм) зерен фосфата, концентрирующихся во фракциях мелкого песка — гравия. При просмотре проб в отраженном свете видно, что эти зерна могут быть разделены на те же разновидности, которые описаны выше на примере крупных образований того же типа (рыхлые фосфатные стяжения, зернистые желтовато-серые и плотные коричневато-бурые желваки, бурые корковидные стяжения, различного рода фосфатизированные фекалии). Несомненно, что большая часть их является продуктами процесса, обусловившего возникновение крупных желваков. Однако некоторые зерна образованы, по-видимому, раньше желваков и, возможно, перемещены сюда из других мест, так как они наряду с терригенными и биогенными компонентами захватываются и цементируются фосфатом растущих желваков.

Вне зоны диатомовых илов, в частности в грубозернистых осадках внешнего шельфа, обнаружен комплекс фосфоритовых образований иного типа. Помимо зерен и желваков, аналогичных описанной выше четвертой разновидности стяжений из диатомовых илов, здесь встречаются разнообразные по форме и размерам черные литифицированные конкреции, а иногда плиты и глыбы весом в десятки и сотни килограммов. Фосфатное вещество таких конкреций загрязнено зернами терригенного материала, глауконитом, карбонатами; снаружи они импрегнированы гидроокислами железа и марганца или покрыты железо-марганцевой коркой.

Проанализированные нами образцы фосфоритовых глыб из этого района содержат до 22% P_2O_5 и отличаются относительно повышенной концентрацией Fe, Mn, $S_{\text{общ}}$ (см. табл. 2).

Слабо раскристаллизованный серовато-желтый фосфат этих глыб содержит 5—50% инородных включений с размерами от пелита до песка (преимущественно от алевроита до песка). К таким включениям относятся зерна и тонкодисперсные массы терригенных, биогенных и хемогенно-диагенетических минералов.

Кварц. Чистые угловатые зерна, иногда с мозаичным погасанием.

Глауконит. Угловатые и полукатанные зеленые зерна, иногда трещиноватые и частично механически разрушенные. Глауконит обычно пиритизирован. Степень пиритизации разная: от единичных микроглобул до значительных по размерам сростков их, располагающихся по периферии, в середине или по трещинам глауконитовых зерен.

Обломки костей. Неправильные, часто удлиненные, как правило, окруженные (иногда неполностью) каймой тонкокристаллического желтого фосфата толщиной до 0,03 мм, в разной степени пиритизированы. Сростки и разрозненные микроглобулы пирита сосредоточены обычно по периферии обломков, но часто распространяются на всю их площадь, проникая по каналам сосудистой системы.

Зерна фосфата. Круглые, овальные и неправильные, отличающиеся по цвету от вмещающего фосфата (желтые). Обычно окружены тонкой (до 0,01 мм) каймой раскристаллизованного фосфата и пиритизированы. Пиритизация в большинстве случаев очень сильная — до полного замещения зерна. В некоторых зернах пиритизированного фосфата наблюдаются мелкие обломки костей.

Тонкодисперсный кальцит.

Микроглобулы пирита. Концентрируются на некоторых участках чрезвычайно густо.

Происхождение этих фосфатных желваков и глыб с внешнего шельфа связано с иным положением продуктивной зоны в недавнем геологическом прошлом, о чем подробнее говорится ниже.

Процесс формирования фосфоритовых стяжений в диатомовых илах. В ходе преобразования органического вещества осадков фосфор осво-

Тип образца	Химические анализы												
	P ₂ O ₅			SiO ₂			C _{орг}			CO ₂			Ca**
	от	до	среднее	от	до	среднее	от	до	среднее	от	до	среднее	
Диатомовый ил	0,18	1,25	0,60	16,46	67,18	50,60	4,20	12,50	6,97	0,26	8,40	3,53	5,79
Линзы слабофосфатизированного диатомового ила	5,10	11,54	8,32	38,88	54,19	45,69	2,78	4,25	3,59	1,17	1,63	1,40	5,87
Рыхлые мягкие фосфатные стяжения	23,85	26,53	25,20	—	—	14,30	0,61	1,27	0,94	5,30	5,38	5,34	25,81
Хрупкие зернистые фосфатные стяжения	27,88	31,09	29,37	3,60	4,87	4,23	0,43	1,03	0,73	5,34	5,54	5,44	30,22
Плотные массивные фосфатные желваки	31,16	32,77	32,09	0,15	0,19	0,17	0,36	0,92	0,64	6,33	6,61	6,47	33,15
Твердые черные фосфоритовые глыбы с внешнего шельфа	—	—	21,27	—	—	3,15	—	—	—	—	—	3,85	24,43
Рыхлые фекальные комки	23,69	27,53	25,85	0,53	2,59	1,56	1,99	3,72	2,86	5,81	6,00	5,90	25,48
Хрупкие фекальные комки	26,50	31,64	29,72	—	—	0,20	—	—	0,88	—	—	5,34	30,08
Литифицированные плотные фекальные комки	32,06	32,74	32,40	—	—	0,16	—	—	0,60	—	—	6,37	32,95
Кости рыб из диатомовых илов	26,18	27,88	27,16	—	—	0,70	5,17	7,20	6,11	4,51	5,78	5,23	27,10

* Спектральные анализы выполнены в ВИС'е, химические — в Институте океанологии АН СССР и ВИС'е;

** Для Ca и следующих за ним элементов приводятся средние содержания.

бождается и переходит в иловый раствор, где его содержание может быть на 1—2 порядка выше, чем в океанической воде (Бруевич, Виноградова, 1947; Бруевич, Зайцева, 1958; Brooks et al., 1968). Определенное влияние на содержание фосфора в иловых растворах может, видимо, оказывать рН среды. Признаки такой зависимости, хотя и весьма нечеткой, обнаружены нами при изучении разнообразных осадков юго-восточной части Атлантического океана (фиг. 3). В иловых водах диатомовых илов, где рН понижается до 7,2—7,4, отмечено наиболее высокое содержание фосфора — до 2—3 мг/л.

Наличие в рассматриваемых диатомовых илах фосфоритовых новообразований свидетельствует, что наряду с освобождением фосфора из органического вещества происходит осаждение его из иловых растворов, где концентрация фосфора достигает величины, близкой к насыщению. В данном случае равновесная концентрация составляет, видимо, 2—3 мг/л. Заметим, что приводившиеся рядом исследователей экспериментальные и теоретические значения равновесных концентраций фосфора в морской воде при различных рН зачастую не соответствуют картине, наблюдаемой в иловых растворах. Так, для равновесной концентрации фосфора около 1 мг/л задавались значения рН в диапазоне от 9,25 (Рожкова и др., 1962) до 7,0 (Михайлов, 1968).

Изучение шлифов показывает, что в фосфатных стяжениях находится материал разнообразного состава: панцири диатомей, обломки костей, кварц, полевые шпаты, слюды, амфиболы, пироксены, глауконит, пирит, биогенный CaCO₃ и т. д. Часть этого материала механически захвачена из осадков при росте стяжений, а часть, возможно, представляет центры концентрации фосфата. К последним можно, по-видимому, отнести минералы, у поверхности которых возникает среда, более щелочная по сравнению с остальной массой осадка. Следует отметить, что из перечисленных компонентов осадков метасоматически замещается лишь опал пан-

и вмещающих диатомовых илов, %*

						Спектральные анализы										Число образцов
Fe	Al	Mg	F	S _{общ}	п.п.п	Sr	Ba	Zr	Ti	V	Cr	Mn	Ni	Cu	Mo	
0,93 0,74	1,33 0,98	1,95 1,50	— 0,34	2,26 1,46	24,15 19,44	0,05 0,13	0,04 0,09	0,005 0,002	0,09 0,05	0,005 0,004	0,009 0,003	0,01 0,001	0,003 0,001	0,006 0,004	0,0014 0,0005	20 3
0,29	0,23	1,02	2,45	0,83	14,05	0,40	0,01	0,001	0,003	0,004	Н. о.	0,001	10 ⁻⁴	0,002	0,0005	3
0,21	0,19	0,75	3,00	0,90	12,07	0,45	0,03	0,001	0,003	0,003	Н. о.	0,001	10 ⁻⁴	0,002	10 ⁻⁴	7
0,05	0,02	1,02	3,02	0,73	11,5	0,45	0,07	10 ⁻⁴	0,003	0,003	Н. о.	0,002	10 ⁻⁴	0,002	10 ⁻⁴	5
3,22	1,03	1,08	2,40	3,04	7,61	0,60	Н. о.	0,014	0,21	0,005	0,02	0,01	0,004	0,003	0,001	2
0,10	0,013	1,70	0,60	1,06	22,65	0,25	Н. о.	10 ⁻⁴	0,002	0,001	Н. о.	0,002	Н. о.	0,003	10 ⁻⁴	3
0,37	0,05	1,50	—	—	11,70	0,40	0,08	Н. о.	0,01	0,006	Н. о.	0,003	10 ⁻⁴	0,003	10 ⁻⁴	4
0,07	0,01	1,25	—	—	11,35	0,30	0,03	Н. о.	0,002	0,003	Н. о.	0,001	Н. о.	0,001	10 ⁻⁴	2
0,11	0,06	1,20	2,16	1,28	23,20	0,30	0,12	Н. о.	0,003	0,001	Н. о.	0,003	Н. о.	0,001	10 ⁻⁴	4

ряд химических анализов продублирован при содействии А. С. Соколова в ГИГХС'е.

цирей диатомей и вещество фекалий, остальные же, включая кости и чешую рыб, не имеют никаких признаков замещения фосфатом.

Следовательно, процесс образования фосфатных конкреций является диагенетическим и обусловлен освобождением фосфора из органического вещества фитопланктона (преимущественно диатомей), но не из костных остатков nektonной фауны, имеющих в этом отношении сугубо второстепенное значение.

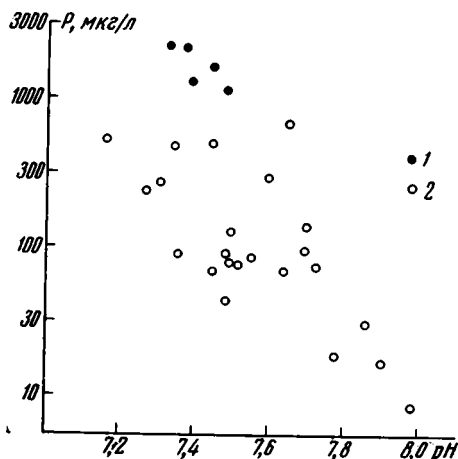
Благодаря тому, что глубина океана в рассматриваемой зоне не превышает 140 м, отмирающий фитопланктон доносит до дна существенную часть накопленного им при жизни фосфора; напомним, что содержание фосфора в диатомовом фитопланктоне составляет 0,8% (Лисицын, 1966). Другая часть фосфора, видимо, большая, теряется при опускании диатомей сквозь толщу воды и при последующих диагенетических процессах, о чем можно судить по коэффициентам $\text{SiO}_{2\text{аморфн}}$: Р и $\text{O}_{\text{орг}}$: Р. В диатомовом планктоне эти коэффициенты равны в среднем 53 и 24 (Лисицын, 1966), а в рассматриваемых диатомовых илах повышаются, соответственно, до величин порядка 100—300 и 30—50.

Это соотношение коэффициентов — дополнительное доказательство того, что фосфор поступает в осадки биогенным, а не хемогенным путем. О том же свидетельствуют и химические данные. В поверхностных шельфовых водах Юго-Западной Африки концентрация фосфора 10—80 мг/м³, а рН 7,8—8. В придонных водах содержание фосфора 80—100 мг/м³, но рН равно 7,6. Известно, однако, что при содержании фосфора менее 100 мг/м³ морская вода (рН 8—8,5) значительно недосыщена фосфором (Смирнов и др., 1958; Рожкова и др., 1962).

Отсутствие вследствие этого хемогенного осаждения фосфатов из водной толщи не исключает, однако, возможности метасоматической фосфатизации, происходящей у границы раздела вода — осадок. Об этом можно судить по находкам на поверхности осадка фосфатизированных фекальных комков. Однако источником фосфора являются в данном случае, по всей видимости, не морские, а иловые воды.

Сопоставление содержания Р и $C_{орг}$ в пробах диатомовых илов показывает, что корреляция между этими компонентами отсутствует. Очевидно, это обстоятельство также вызвано диагенетическим перераспределением фосфора.

В свете изложенного возникает вопрос, почему современные морские осадки, обогащенные органическим веществом, в большинстве случаев относительно бедны фосфором. Например, осадки черноморских халистаз



Фиг. 3. Соотношение между концентрацией минерального фосфора и pH в иловых растворах осадков юго-восточной части Атлантического океана

1 — диатомовые илы (шельф Юго-Западной Африки); 2 — прочие биогенные, терригенные и пелогенные осадки шельфа, континентального склона и Ангольской котловины

содержат до 4—5% $C_{орг}$ и лишь 0,04—0,06% Р. Одна из причин — глубина бассейна. Так, благодаря значительной глубине Черного моря (2000—2200 м), органическое вещество теряет в ходе осаднения большую часть содержащегося в нем фосфора (Страхов, 1937). Этот процесс продолжается также на дне вследствие низких темпов седиментации.

Другой фактор, определяющий концентрацию фосфора в осадках — исходный состав органического вещества. Черные пелитовые илы лиманов и лагун Причерноморья, содержащие, по нашим определениям, 3—4% $C_{орг}$, бедны фосфором (0,04—0,15% Р), вероятно потому, что его мало в органическом веществе, частично поступающем с суши.

И, наконец, следует иметь в виду, что даже при наиболее благоприятных для сохранения от-

мершего фитопланктона условиях первоначальная концентрация фосфора в формирующихся осадках всегда будет существенно ниже его прижизненной концентрации в фитопланктоне, не превышающей, в свою очередь, 1%.

Процессы перераспределения фосфатного материала. Процесс диагенетического фосфоритообразования является предпосылкой для дальнейшего перераспределения и концентрации фосфатного материала. Конкреции имеют, как правило, больший по сравнению с основной массой осадка удельный вес. При отмучивании они легко отделяются и концентрируются в тяжелых и крупных (>0,1 мм) фракциях совместно с костным детритом и зернами терригенного материала.

Подобное фракционирование нередко имеет место в природных условиях в ходе подводных перемывов. Это приводит к накоплению фосфора в осадках, более грубозернистых по сравнению с исходными.

Гидрологическими исследованиями установлено, что интенсивность придонных течений на шельфе Юго-Западной Африки значительно колеблется и что в зависимости от ряда факторов они могут менять свое направление с северного на южное и наоборот (Кудерский, 1962).

Естественно, что в периоды затишья на дне отлагаются наиболее тонкие частицы биогенной взвеси, в периоды же усиления течений они могут вымываться и уноситься за пределы шельфа. Характерно, что в пределах зоны диатомовых илов максимальное количество фосфатных конкреций встречено в пробах, обогащенных обломками костей и содержащих заметное количество зерен терригенного материала. Обогащение осадка всеми тремя перечисленными компонентами связано, видимо, с частичным перемывом диатомовых илов.

Возможно также, что спорадическое изменение интенсивности придонных течений является одной из причин формирования обнаруженных Ю. М. Сениным (Емельянов, Сенин, 1969) фосфатных и слабофосфатных песчано-алевритовых осадков, встречающихся, в частности, к западу от зоны диатомовых илов.

Другой, еще более действенный процесс, способствующий вторичному обогащению осадков фосфором, заключается в перемыве отложившихся ранее илов в ходе последниковых трансгрессий. В рассматриваемой зоне современный уровень моря примерно на 100 м выше, чем 16—22 тыс. лет назад (Ильин, 1968; Faure, Eluarg, 1967). Следовательно, современный внешний шельф Юго-Западной Африки был тогда внутренним шельфом, где, видимо, происходил аналогичный современному процесс формирования аутигенных фосфоритовых конкреций в пелитовых осадках, обогащенных органическим веществом. При неоднократных изменениях уровня моря (и интенсивности вдольбереговых течений) в ходе трансгрессии пелитовые фракции были вымыты, и на дне сконцентрировались зерна, желваки и глыбы литифицированных фосфоритов.

Аналогичный процесс происходил, видимо, на шельфе ряда других районов, в частности у берегов Северо-Западной Африки и Калифорнии, где также известны скопления фосфоритовых желваков (Dietz et al., 1942; d'Anglejan, 1967; Tooms, Summerhayes, 1968).

Весьма вероятно, что обогащение песчано-алевритовых прослоев, встречающихся на суше среди битуминозных сланцев, фосфоритовыми стяжениями обусловлено не только диагенетическими процессами, но и механической дифференциацией осадков, происходившей при их перемыве.

Следы перемылов, имевших место в ходе формирования фосфоритовых пластов, отмечались многими исследователями на крупнейших фосфоритовых месторождениях (Казаков, 1939; Гиммельфарб, 1965).

Процессы подводного перемыва играли также особую роль в формировании пластообразных залежей фосфатных костных брекчий, широко развитых среди третичных и более древних отложений. Детальное литологическое исследование этих образований и вмещающих пород показывает, что первичным источником костных брекчий послужили илы, обогащенные остатками рыб и морских млекопитающих. Переотложение и концентрация костного материала произошла под воздействием достаточно интенсивных придонных течений. Примечательно, что в основании костеносных залежей присутствует значительное количество фосфоритовых стяжений, близких по морфологии и составу литифицированным желвакам из диатомовых илов шельфа Юго-Западной Африки. Темные глины, вмещающие костеносные брекчии, обогащены C_{org} (до 2%); в разрезе встречаются прослои диатомитов мощностью до 10—18 м (Мстиславский, Коченов, 1960).

Из приведенных фактов следует, что исходные материалы для формирования залежей фосфоритов и пластов костных брекчий являются, видимо, во многих отношениях древними аналогами обогащенных органическим веществом современных осадков, накапливающихся в зонах подъема вод.

Приведенные данные в целом показывают, что начальные этапы фосфоритообразования, происходящего в современном океане в зоне подъема вод, обусловлены процессами жизнедеятельности планктонных морских организмов и диагенетическим преобразованием органического вещества осадков. Это, в свою очередь, свидетельствует в пользу биохимической концепции генезиса фосфоритов (Бушинский, 1966) и является новым доводом против представлений об их чисто хемогенной природе.

Выводы. 1. Неизмененные вторичными процессами шельфовые осадки зон высокой биологической продуктивности характеризуются большим содержанием органического вещества (до 10—12%) и умеренным содержанием фосфора (обычно не более 1% P_2O_5).

2. В современных морских и океанических осадках, как и древних осадочных толщах, характерная для живого вещества связь $P-S_{org}$ нарушается в результате миграции фосфора. При диагенезе осадков, богатых органическим веществом, часть освобождающегося из него фосфора теряется, переходя в морскую воду, а другая часть может стягиваться вокруг отдельных центров и образовывать фосфатные зерна и желваки.

3. Последующая концентрация фосфоритовых желваков и органо-генно-фосфатного материала происходит на шельфе в результате перемы-вов, вызванных колебаниями уровня моря в ходе трансгрессии, или спорадическим усилением придонных течений.

ЛИТЕРАТУРА

- Авидов И. К., Гершанович Д. Е. Литология шельфовых отложений Юго-Западной Африки и Патагонии.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1967, 22, вып. 4.
- Бруевич С. В., Виноградова Е. Г. Биогенные элементы в грунтовых растворах Каспия. Гидрохимические материалы, 1947, № 13.
- Бруевич С. В., Зайцева Е. Д. К химии осадков Берингова моря.— Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1958, т. 26.
- Бушинский Г. И. О происхождении морских фосфоритов.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 3.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре.— Геохимия, 1956, № 1.
- Гиммельфарб Б. М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М., «Недра», 1965.
- Емельянов Е. М., Сенин Ю. М. Особенности вещественного состава осадков шельфа Юго-Западной Африки.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 2.
- Ильин А. В. О вертикальных движениях шельфа Атлантического океана в послеледниковое время.— Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 2.
- Казаков А. В. Фосфатные фации.— Тр. Н.-и. ин-та по удобр. и инсектофунгицидам, 1939, вып. 145.
- Кудерский С. К. Некоторые особенности течений в районе Юго-Западной Африки (17—24° ю. ш.).— Тр. АтлантНИРО, вып. IX, 1962.
- Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., «Наука», 1966.
- Михайлов А. С. Степень насыщения морской воды фосфатами по данным физико-химических расчетов.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 2.
- Мстиславский М. М., Коченов А. В. Майкопские костные брекчии и гибель рыб в «красных водах».— Докл. АН СССР, 1960, т. 134, № 5.
- Рожкова Е. С., Серебрякова М. Б., Макарова Т. В. О возможности осаждения фосфата кальция из вод морских бассейнов.— В сб.: Минеральное сырье, вып. 6. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Сенин Ю. М. Особенности осадкообразования на шельфе Юго-Западной Африки.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 4.
- Смирнов А. И., Ивницкая Р. Б., Залавина Г. П. Предварительные результаты изучения системы $CaO-P_2O_5$ в условиях, приближающихся к природным.— Тр. ГИГХС, М., 1958, вып. 4.
- Страхов Н. М. К геохимии P, V и Si в морских битуминозных породах.— Тр. МГРИ, М., 1937, VII.
- Хованский Ю. А. Некоторые особенности динамики шельфовых вод у побережья Юго-Западной Африки.— Тр. АтлантНИРО, Калининград, 1962, вып. IX.
- d'Anglejan B. F. Origin of marine phosphorites off Baja California, Mexico.— Marine Geol. 1967, No. 1.
- Brooks R. R., Presley B. J., Kaplan J. R. Trace elements in the interstitial waters of marine sediments.— Geochim. et cosmochim. acta, 1968, No. 4.
- Copenhagen W. J. The periodic mortality of fish in the Walvis region.— Dep. Commerce a. Industry, Div. fisheries, invest. rep. No. 14, U. S. Afr., 1953.
- Dietz R. S., Emery K. O., Shepard F. P. Phosphorite deposits on the sea floor of southern California.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1942, v. 53.
- Faure H., Eluard P. Schéma des variations du niveau de l'océan Atlantique sur la côte de l'Ouest de l'Afrique depuis 40 000 ans.— C. r. Acad. sci., 1967, t. 265, ser. D.
- Marchand J. M. The nature of the sea-floor deposits in certain regions of the West Coast.— Fish and Mar. Biol. Survey, Dept. of Mines and Industries, Spec. Rep. 1928, No. 5, U. S. Afr.
- Nielsen S. E., Jensen A. E. Primary oceanic production. Galathea report, v. 1, Copenhagen, 1957.
- Tooms J. S., Summerhayes C. P. Phosphatic rocks from the Northwest African continental shelf.— Nature, 1968, v. 218, No. 5148.

УДК 553.492 : 550.4 (470.5)

ГАЛЛИЙ, СКАНДИЙ, НИОБИЙ И ТАНТАЛ В БОКСИТАХ СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО БАССЕЙНА

Е. С. ГУТКИН

Установлено, что Ga, Sc, Nb и Ta не имеют четкой геохимической связи с Ti в бокситах. Ga концентрируется в минералах Al вне зависимости от того, представлен ли этот элемент в форме бемита, диаспора или в форме алюмосилакатов. Содержание Sc в силлитах, аллитах и бокситах увеличивается по мере повышения суммы содержаний Al и Fe. Концентрация Nb в бокситах и бокситовидных породах обычно находится в прямой зависимости от содержания моногидратов Al_2O_3 . Интенсивность выноса редких элементов из исходных пород и обогащение ими глиноземсодержащих осадков идет по схеме: $Ta < Ga = Sc < Nb$. При процессах метаморфизма бокситов и локальных перебивах рудного тела в пределах отдельных участков бассейна Ga, Sc, Nb и Ta ведут себя довольно инертно. При процессах раннего диагенеза происходит их мобилизация. Внешние части бокситовых шаров более обогащены Ga, Nb и Ta, чем вмещающие породы; Sc ведет себя противоположно.

Содержания редких элементов в бокситах определялись в Полевской химической лаборатории Уральского территориального геологического управления под руководством Л. К. Трушников.

Sc определяли спектральным количественным методом на приборе ДФС-8; чувствительность анализа на Sc 0,0005%, допустимая погрешность в определении элемента не превышает $\pm 10-15\%$. Ga определяли химическим колориметрическим методом с родамином Ц или Б; чувствительность метода 0,00005%, ошибка в определении элемента при содержании 50 г/т не превышает $\pm 10-15\%$. Анализы на Nb и Ta выполнялись наиболее современным экстракционно-фотометрическим методом с чувствительностью около 0,0005%. Учитывая относительно низкие, находящиеся на пороге чувствительности химического анализа, содержания Ta в бокситах, мы должны осторожно подходить к оценке полученных результатов. Видимо, наши сведения относительно геохимии Ta в бокситах следует считать предварительными. Вероятно, это относится также и к опубликованной работе Д. Н. Пачаджанова (1964).

Поведение редких элементов при формировании бокситов. Автор разделяет точку зрения тех исследователей, которые связывают образование девонских бокситов Урала с древней латеритной корой выветривания вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Эти породы имеют более древний, чем бокситы, возраст, во время рудообразования они слагали обширный участок суши западнее и северо-западнее места нынешнего захоронения бокситов, а также выходили на дневную поверхность в виде отдельных, сравнительно небольших по своим размерам островов, расположенных в непосредственной близости от области бокситонакопления.

Продукты латеритной коры выветривания вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, развитых преимущественно на континенте, пе-

реносились в форме механических частиц, частью в форме химических растворов, в прибрежноморские или приморские водоемы. Вследствие небольших размеров площади упомянутых выше островов продукты их латеритной коры выветривания вряд ли играли существенную роль при бокситообразовании. Вполне вероятно, что вулканогенные породы этих островов не несли на себе продуктов зрелой коры выветривания. Под воздействием волновой абразии эти породы служили поставщиком песчано-глинистого материала в бокситы. По нашему мнению, вулканические породы, слагающие острова, идентичны породам обширной суши и представлены подводными извержениями. На дневную поверхность они были выведены позднее, когда вулканическая деятельность в районе в основном закончилась. Во всяком случае, бокситы Североуральского бассейна не несут следов синхронного вулканизма. Нам представляется, что интенсивный вулканизм и интенсивное бокситообразование — два взаимоисключающих процесса.

В североуральских бокситах довольно часто и в разных количествах присутствует терригенный, небокситовый материал. Здесь также встречаются породы, которые по своему химическому составу соответствуют аллитам¹ и сиаллитам. Терригенный материал в бокситах, первичные аллиты и сиаллиты можно рассматривать как отдельные промежуточные звенья единой цепи продуктов образования руд, где начальным звеном являются вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы верхнего силура, а конечным — девонские бокситы.

Внешне по цвету и структуре первичные аллиты и сиаллиты мало отличаются от бокситов. В состав этих пород входят диаспор, бемит, гематит, аллофан, галлуазит, каолинит, магнетит, титаномagnetит, пирит, кварц, полевые шпаты и другие минералы. Подробные сведения о первичных аллитах, сиаллитах и терригенном материале в бокситах были нами опубликованы раньше (Гуткин, 1962, 1963). Химический состав первичных сиаллитов, порфирита, первичных аллитов и составляющих их частей приводится в таблицах 1, 2.

Необходимо отметить, что набор редких элементов в породах подбокситовой толщи, сиаллитах и аллитах одинаковый.

По мере увеличения содержания Al_2O_3 идет процесс накопления Ga, хотя практически свободного Al_2O_3 здесь почти нет. Содержание Sc зависит от суммарного содержания Al_2O_3 и Fe. С увеличением содержания этих двух компонентов увеличивается и количество Sc. Содержание Nb_2O_5 и Ta_2O_5 в исходных породах довольно равномерное. Для первичных сиаллитов и порфирита концентрация Nb 10 и <10 г/т, лишь в одном случае 16 г/т (см. табл. 1, пробу 708), для Ta — <5 г/т.

Содержание Ga в аллитах в 1,5—2 раза выше, чем в исходных породах. Интересно, что красный цемент, обогащенный свободным Al_2O_3 , содержит столько же Ga, что и серые гальки, где свободного Al_2O_3 мало (см. табл. 2, пробы 699, 702). Это свидетельствует о том, что Ga концентрируется в минералах Al вне зависимости от того, представлен ли этот элемент в форме бемита, диаспора или же в форме алюмосиликатов.

Тот факт, что появление значительных содержаний свободного Al_2O_3 не нарушает общей схемы концентрации Sc, может быть истолкован в пользу генетической связи между бокситами, аллитами и сиаллитами. Содержание Nb в первичных аллитах, по сравнению с сиаллитами, резко возрастает. Следует указать, что обогащение породы этим элементом находится, как правило, в прямой зависимости от содержания моногидратов Al_2O_3 . При значительном увеличении свободного Al_2O_3 содержание Nb повышается, по сравнению с исходным, в 2—3 раза. Содержание Ta в первичных аллитах остается прежним, а за счет этого соответственно возрастает Nb/Ta.

¹ Аллит — порода промежуточного состава между бокситом и глиной.

Таблица 1

Химический состав первичных сналлитов и порфирита из почвы рудной залежи

№ пробы	Анализируемый материал	Вес. %					г/г				
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Ga	Sc	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Nb/Ta
704	Песчаник зеленовато-серый из карстовой полости	28,42	2,38	24,38	19,85	11,35	46,0	46	<10	<5	2
706	Аргиллит красновато-бурый	36,24	1,25	30,54	7,39	3,58	32,0	53	10	<5	2
707	Порфирит выветрелый, бурый	51,00	0,62	18,42	5,93	2,01	21,5	34	<10	<5	2
708	Аргиллит темно-серый	40,14	Сл.	10,42	1,20	2,15	16,5	<13	16	<5	3,2
709	Песчаник зеленовато-серый	55,00	Сл.	18,14	3,58	4,31	26,3	23	<10	<5	2
703	Песчаник красновато-бурый	18,20	1,00	8,12	3,47	1,00	7,5	22	<10	<5	2

Таблица 2

Химический состав первичных аллитов и составляющих их частей

№ пробы	Анализируемый материал	Вес. %					г/г				
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Ga	Sc	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Nb/Ta
682	Аллит, цемент буровато-красный, включения темно-серые	23,76	2,27	31,17	14,57	12,03	37,5	37	60	<5	12
699	Красновато-бурый цемент с примесью зеленовато-серых включений	19,68	1,92	42,40	16,64	6,17	39,0	50	20	<5	4
702	Серые гальки с примесью красного цемента	25,80	1,09	27,27	4,90	24,42	39,0	29	20	<5	4
698	Аллит зеленовато-серый с красными включениями	32,48	1,67	29,12	9,69	8,04	28,3	37	10	5	2
7026	Красный бокситовый материал цемента с магнетитом и титаномагнетитом	19,10	3,12	30,04	17,22	13,07	46,0	42	30	<5	6
697	Аллит, цемент темно-серый, включения буровато-красные	31,76	1,56	37,71	5,13	7,75	34,0	53	20	<5	4
705	Аллит буровато-красный из карстовой полости	33,16	1,46	35,31	4,77	7,90	38,5	50	20	<5	4
357a	Красный неизменный боксита	8,28	2,17	46,94	16,26	12,50	42,5	71	50	<5	10
3576	Зеленые вторичные пятна в боксите	9,52	2,27	53,93	5,46	20,30	50,3	56	40	6	6,6

Таким образом, в процессе формирования бокситов происходит обогащение их и промежуточных пород Ga, Sc и Nb. Основная масса Ga концентрируется Al_2O_3 , концентрация Sc зависит от суммарного содержания Al_2O_3 и Fe, а концентрация Nb находится в прямой зависимости от содержания свободного Al_2O_3 . Заметного обогащения аллитов Ta, по сравнению с сиаллитами, не наблюдается. Интенсивность выноса перечисленных элементов из исходных пород и, соответственно, обогащение ими глиноземсодержащих осадков могут быть выражены в такой последовательности: $Ta < Ga = Sc < Nb$. Разумеется, это только общая схема, от которой возможны и существенные отклонения. Например, в том случае, когда исходные породы резко различаются по содержанию Fe, это влечет за собой и различие в интенсивности концентрации Sc.

Редкие элементы при перемывах и метаморфизме бокситов. В литературе давно и неоднократно были описаны гальки в девонских бокситах Урала, слоистости, концентрация терригенных рудных минералов (магнетита и титаномагнетита), а также другие факты, свидетельствующие об осадочном происхождении бокситов и доминирующей роли механических процессов осадконакопления в их формировании.

В центральной части Североуральского бассейна широко развиты своеобразные бокситовые конгломераты. В их состав входят гальки разной величины, без четкой сортировки по крупности. В отличие от обычных, развитых повсеместно обломочных типов руд, где песчаный и гравелитовый материал довольно хорошо отсортирован в слои, назовем эти конгломераты сложными. Особенность сложных конгломератов — присутствие в них катунов, т. е. крупных галек, состоящих, в свою очередь, из цемента и галек меньшего размера. Сложные конгломераты сцементированы значительно слабее, чем обычные обломочные типы руд, что облегчало получение фракций разного размера.

В табл. 3 приводится химический и минеральный состав фракций зеленовато-серого сложного конгломерата из центральной части Североуральского бассейна. Во всех фракциях отмечается совершенно одинаковое содержание Nb, близкие значения для Ga, Sc и Ta. С учетом геологических условий залегания и строения этих образований полученные данные по содержанию редких элементов позволяют считать сложные конгломераты продуктами перемыва и переотложения основных типов руд здесь же на месте, в бассейне. Это, конечно, не исключает и примесь терригенного материала (алюмосиликаты, магнитные минералы и др.), однако главную роль играют продукты перемыва самих бокситов. В процессе перемыва бокситов происходила интенсивная силикация материала, поэтому качество бокситовых конгломератов (за счет вторичного разубоживания кремнеземом) и терригенных примесей резко снизилось.

В бокситах Североуральского бассейна встречаются своеобразные прожилки, обогащенные гематитом. Некоторые исследователи считают их кольцами Лизеганга. Внешне они не отличаются от обычных яшмовидных руд, но из минералов глинозема здесь присутствует исключительно диаспор. Жильные яшмовидные бокситы образовались, по нашему мнению, при метаморфизме основных типов красных марких и немарких бокситов, и их следует считать жилами альпийского типа. Химический и минеральный состав жильных бокситов и вмещающих их пород приводится в табл. 4. Обращает на себя внимание тот факт, что вмещающие бокситы (красный и белый обесцвеченный) содержат, по сравнению с жильными (яшмовидными), значительно большее количество TiO_2 . В поведении же Ga, Sc, Nb и Ta какой-либо закономерности установить не удалось.

Редкие элементы при диагенезе и гипергенезе бокситов. Примером проявления ранних процессов диагенеза в бокситах могут служить ша-

Таблица 3

**Химический и минеральный состав фракций зеленовато-серого сложного
бокситового конгломерата**

Компоненты и главные минералы	Фракции, мм				
	10—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,10
SiO ₂ , %	23,36	23,40	21,28	21,08	25,56
TiO ₂ »	1,92	1,79	2,00	1,92	2,17
Al ₂ O ₃ »	48,50	50,07	52,66	52,89	46,74
Fe ₂ O ₃ »	5,33	4,69	4,20	4,48	4,90
FeO »	3,02	2,34	2,15	1,72	2,15
CaO »	0,49	0,74	0,65	0,60	0,65
MgO »	2,01	1,96	2,00	2,00	2,07
Ga, г/г	46,0	48,0	45,0	42,5	44,0
Sc »	43	40	44	38	42
Nb ₂ O ₅ »	40	40	40	40	40
Ta ₂ O ₅ »	5	7	5	<5	6
П.п.п., %	14,65	14,78	14,56	14,71	14,92
Сумма, %	99,28	99,47	99,50	99,40	99,16
Nb/Ta	8,0	5,7	8,0	8,0	6,6
Каолинит, метагалаузит, %	50	50	48	48	55
Диаспор, бемит, %	35	37	40	40	30
Хлориты, гематит, %	12	10	10	10	11

Таблица 4

**Химический и минеральный состав жильных яшмовидных бокситов
и вмещающих их пород**

Компоненты и главные минералы	Жильный яшмовидный боксит, проба 912а	Вмещающий белый боксит, проба 912б	Жильный яшмовидный боксит, проба 913а	Вмещающий красный боксит, проба 913б
SiO ₂ , %	3,46	3,86	14,28	5,90
TiO ₂ »	2,38	3,34	2,27	5,85
Al ₂ O ₃ »	43,35	73,67	31,11	46,11
Fe ₂ O ₃ »	36,12	3,69	41,22	31,04
CaO »	0,14	0,18	0,14	0,10
Ga, г/г	49,0	58,5	47,0	52,5
Sc »	98	37	71	86
Nb ₂ O ₅ »	40	60	30	30
Ta ₂ O ₅ »	7	7	8	7
П.п.п., %	13,64	14,90	9,98	11,96
Сумма, %	99,09	99,64	99,00	98,96
S, %	0,04	0,04	0,02	0,03
Nb/Ta	5,7	8,6	3,7	4,3
Диаспор, %	52	85	23	52
Каолинит, %	8	8	32	14
Гематит, %	36	3	41	31

ровые конкреции. По минеральному составу и содержанию главных химических компонентов внутренние и наружные части шаровых конкреций существенно между собой не различаются. Здесь присутствуют диаспор, корунд, каолинит, гематит, кальцит, сидерит и другие минералы. В центре шара корунда обычно больше, чем в наружной части.

Бокситовые шары довольно резко отличаются по минеральному составу и структуре от вмещающих их пород. Во вмещающих породах,

Таблица 5

Химический состав разных частей диагенетических бокситовых конкреций
и вмещающих их пород

№ пробы	Анализируемый материал	Вес. %					г/г				
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Ga	Sc	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Nb/Ta
84	Боксит красный слабо-маркий внешней части шара	0,46	2,20	65,54	15,02	1,94	56,0	13	50	6	8,6
85	Боксит буровато-красный на контакте с шаром	13,82	2,30	53,08	13,93	2,29	44,0	74	40	<5	8,0
77	Боксит буровато-красный внешней части шара	0,88	2,45	57,81	6,89	5,75	56,0	20	50	9	5,5
79	Боксит красный в 0,6 м от шара	11,44	2,30	54,79	15,31	2,00	48,0	98	30	7	4,3
67a	Боксит зеленовато-серый внутренней части шара	2,46	2,32	36,85	13,06	12,07	43,0	67	70	9	7,7
67	Боксит зеленовато-серый внешней части шара	8,54	2,21	58,65	12,29	10,35	41,0	48	30	5	6,0
62a	Боксит обесцвеченный внутреннего ядра	0,94	2,20	72,93	2,35	3,02	70,0	85	40	8	5,0
62	Боксит красный слабо-маркий внешней части шара	1,24	2,36	57,54	21,94	2,16	44,5	78	40	<5	8,0
61a	Концентры яшмовидного боксита в шаре	1,22	2,50	56,70	24,92	1,58	49,0	95	40	<5	8,0
61	Концентры слабомаркого боксита в шаре	1,30	2,54	55,48	27,15	0,43	46,0	110	40	6	6,6

Таблица 6

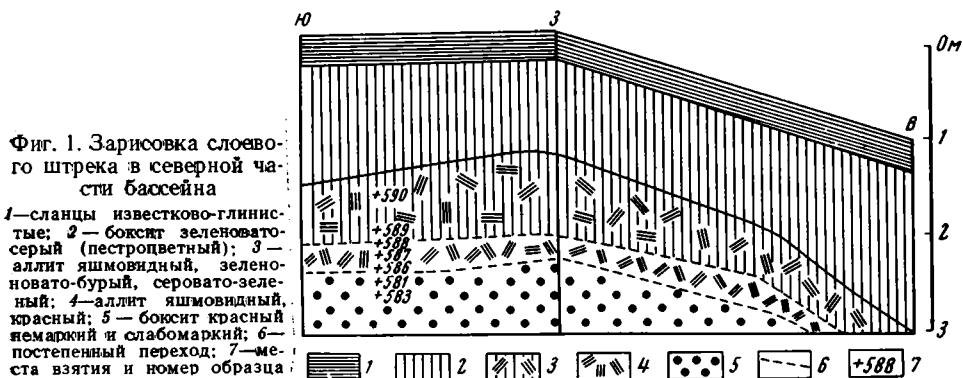
Химический и минеральный состав аллитов

Компоненты и главные минералы	№ пробы				
	581	587	588	589	590
SiO ₂ , %	24,48	26,50	19,10	20,64	18,88
TiO ₂ , %	1,79	1,56	1,38	1,39	1,46
Al ₂ O ₃ , %	43,14	37,08	34,68	32,77	32,01
Fe ₂ O ₃ , %	16,22	17,57	7,23	11,11	14,86
FeO, %	0,50	2,15	21,70	17,67	16,81
CaO, %	0,50	0,41	0,27	0,50	0,51
MgO, %	0,58	1,06	2,20	1,82	2,35
Ga, г/г	34	34	38	46	48
Sc, %	100	54	53	63	61
Nb ₂ O ₅ , %	50	20	60	20	<10
Ta ₂ O ₅ , %	5	9	5	5	7
П.п.п., %	12,87	13,56	12,87	13,74	12,94
Сумма, %	100,08	98,89	99,43	99,64	99,82
S, %	0,07	0,02	0,03	0,01	0,03
Nb/Ta	10	2,2	12	4	1,4
Каолинит, галлуазит, %	53	55	25	27	25
Хлориты, %	—	6	46	40	40
Гематит, %	16	17	7	11	14
Бемит, %	28	20	18	17	20

Примечание. 581 — аллит красный немаркий на контакте с яшмовидным; 587 — аллит яшмовидный красный вблизи контакта с зеленовато-бурым; 588 — аллит зеленовато-бурый на контакте с красным; 589 — то же, на расстоянии 0,3 м от контакта с красным; 590 — то же, на расстоянии 0,8 м от контакта с красным

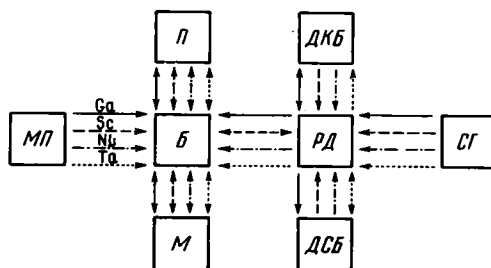
бокситов и аллитах, корунда нет, а кроме диаспора есть бемит. Карбонаты здесь исчезают, но вместо них появляются гидросиликаты алюминия: каолинит и галлуазит (Григорьев, Гуткин, Дементьев, 1968).

Внешние части шаров довольно четко отличаются от внутренних значительно меньшим содержанием Ga, Sc, Nb и Ta (табл. 5, пробы 67а, 67, 62а, 62). Исключение составляет лишь Nb в пробах 62а, 62, где содержание этого элемента одинаково. Поведение Nb в пределах бокситовых конкреций отличается от того, что мы наблюдаем при первичных



Фиг. 2. Общая схема поведения Ga, Sc, Ni и Ta при процессах формирования и изменения бокситов

МП — материнские породы; Б — бокситы; П — перемык бокситов; М — метаморфизм; РД — ранний диагенез; ДКБ — диагенез красных бокситов; ДСБ — диагенез серых бокситов; СГ — силикационный гипергенез



процессах формирования руд. Здесь при валовом увеличении свободного Al_2O_3 происходит не концентрация Nb, а более интенсивная миграция. От периферии к центру шаров отмечается четкая мобилизация Ta.

Такая же закономерность в поведении Ga, Nb и Ta имеется и при сравнении содержания этих элементов во внешних частях конкреций и во вмещающих бокситах. Внешние части шаров оказываются более обогащенными Ga, Nb и Ta по сравнению с вмещающими породами. Увеличивается и Nb/Ta (см. табл. 5, пробы 84, 85, 77, 79). Во внешних частях конкреций Sc много меньше, чем во вмещающих породах.

Процессы диагенеза в бокситах не ограничены образованием конкреций. Они имели первостепенное значение при обособлении литологических типов руд, формировании вторичных зеленовато-серых бокситов, залегающих среди красных, образовании боксит-колчеданов и других разновидностей руд.

Рассмотрим поведение редких элементов на примере изучения одного из обнажений, где были встречены красные малоизмененные бокситы и красные, зеленовато-бурые, буровато-серые, серовато-зеленые вторично измененные аллиты (фиг. 1)².

² Номера образцов, указанные на фиг. 1, соответствуют номерам проб в табл. 6. Результаты анализов еще двух проб из этого обнажения приведены в табл. 7 (пробы 583, 586).

Таблица 7

Химический состав бокситов и аллита до и после их обработки в 25%-ной HCl

№ пробы	До обработки										После обработки									
	вес. %					г/г					вес. %					г/г				
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Ga	Sc	Nb ₂ O ₅	Te ₂ O ₅	Nb/Ta	H ₂ O, %	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Ga	Sc	Nb ₂ O ₅	Te ₂ O ₅	Nb/Ta	H ₂ O
583	2,06	2,01	58,13	24,70	33,0	90	30	7	4,3	80	3,07	2,11	75,18	3,21	28,5	45	50	5	10	40
841	4,08	1,92	56,22	17,52	43,0	85	40	5	8,0	64	5,12	2,38	74,23	2,89	57,5	35	50	9	5,5	5,5
21 584	4,58	2,05	51,10	26,75	57,7	54	10	8	1,2	75	5,48	2,08	73,13	4,49	78	23	He	опр.		
586	27,36	1,67	34,59	21,59	31,3	70	30	9	3,3	67	33,14	1,86	53,81	3,02	32,0	34	30	6	5,0	5,0
823	3,86	2,38	58,43	21,69	61,0	93	50	6	8,3	75	4,16	2,42	74,05	4,01	63,3	58	50	5	10	10
819	1,40	2,17	58,06	25,27	47,0	78	50	5	10	70	1,46	2,18	75,19	2,90	61,0	31	60	5	12	12
25 656	8,12	2,08	52,67	23,85	55,5	50	10	5	2	76	8,40	2,27	70,54	2,99	64,0	31	He	опр.		8,3
842	11,48	1,67	38,94	12,87	36,5	70	50	5	10	60	14,80	2,94	59,29	6,47	48	26	50	6		
25 681	7,78	1,46	46,47	16,47	45,0	He	20	5	4	90	8,48	1,79	54,10	15,76	56,0	He	опр.			

Примечание. 583, 841, 21584 — бокситы красные немаркированные; 586, 823, 819, 25656 — бокситы красные яшмовидные; 842 — боксит голубовато-серый; 25681 — боксит зеленовато-серый (пестроцветный); H₂O — нерастворимый остаток.

Наиболее интенсивному изменению подверглись аллиты: яшмовидный зеленовато-бурый, серовато-зеленый и красный. Не исключено, что кроме диагенетических процессов здесь проявились и гипергенные. Один из наиболее характерных признаков, указывающих на интенсивное воздействие гипергенных процессов на боксит — вынос соединений Fe. Поскольку красные аллиты по цвету и текстуре отличаются от обычных яшмовидных бокситов, а зеленовато-бурый и серовато-зеленый аллиты слоя 3 похожи на пестроцветные, причем выноса Fe из аллитов не наблюдается, есть основание считать роль гипергенных процессов в их изменении весьма ограниченной.

Характер диагенеза был здесь различным. Аллиты яшмовидные красные образовались из бокситов в среде, богатой кислородом, а аллиты яшмовидные зеленовато-бурые и серовато-зеленые — в восстановительных условиях. Об этом свидетельствует их химический и минеральный состав (табл. 6). При образовании красных вторичных яшмовидных аллитов происходила концентрация Ta и некоторое уменьшение Sc и Nb. Количество Ga в этих аллитах и неизменных бокситах практически одинаково (см. таблицы 6, 7, пробы 583, 586). Формирование зеленовато-бурых и серовато-зеленых вторичных аллитов слоя 3 сопровождалось, по сравнению с исходными бокситами, мобилизацией Ga и выносом Sc и Nb, причем последний концентрировался на границе серых, зеленовато-бурых и красных аллитов (см. табл. 6, проба 588). Содержание Ta во вторичных зеленовато-бурых аллитах и красных неизменных бокситах примерно одинаковое.

При изучении геохимии редких элементов в бокситах определенный интерес представляет

Химический состав гидросиликатов Al, образующихся при выветривании бокситов, %

№ пробы	Анализируемый материал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Ga	Sc	Nb	Ta	Nb/Ta
960	Монтмориллонит	54,84	1,00	23,11	2,89	21,5	63	<10	<5	2
341	Галлуазит	41,78	0,73	34,12	3,98	21,0	19	<10	<5	2
277	Диккит	45,56	Сл.	38,41	0,59	<13,0	13	<10	<5	2
350	Каолинит с примесью гематита и бемита	34,20	1,47	36,69	13,04	43,5	30	30	5	6
373	Ферригаллуазит	43,00	0,92	34,22	7,86	29,3	15	10	<5	2
372	Метагаллуазит	43,92	0,78	35,04	3,78	34,0	23	10	<5	2

анализ результатов по пробам, обработанным в растворе HCl. Методика обработки проб заключалась в следующем. Боксит измельчался до 0,07 мм, и навеска пробы 15—20 г заливалась 25%-ной HCl в объеме 100—150 см³. Проба, тщательно перемешанная с раствором кислоты, нагревалась до кипения. Время кипячения проб составляло 3—5 мин. Во время нагрева и кипячения систематически, через короткие интервалы времени, путем взбалтывания осуществлялось перемешивание порошка в растворе. После кипячения пульпа отстаивалась — промывалась водой и высушивалась в сушильном шкафу. Выход нерастворимого остатка контролировался взвешиванием пробы до и после ее обработки.

Химический состав проб бокситов и аллита до и после их обработки 25%-ной HCl приводится в табл. 7. Во всех пробах бокситов Sc растворяется по-разному в разных литологических типах руд. Это его свойство было нами отмечено ранее (Гуткин, 1968), оно подтверждается и новыми данными.

Красные немаркие и слабомаркие бокситы содержат 57—59% растворимого Sc, а яшмовидные руды 37—40%. Это увязывается с текстурно-структурными особенностями бокситов, где количество нерастворимого Sc увеличивается по мере уменьшения размера частиц и соответственного упрочнения связи между Sc и Al. Есть основания считать, что в химически-осадочных бокситах практически весь Sc будет иметь тесную кристаллохимическую связь с Al. Это подтвердилось на примере изучения девонских бокситов Южной Ферганы (Гуткин, 1968).

В зоне гипергенного изменения бокситов, где за счет разложения минералов Al₂O₃ и привноса грунтовыми водами SiO₂ осуществляется интенсивный синтез гидросиликатов алюминия, происходит вынос редких элементов. Только монтмориллонит, образующийся в несколько иной среде, чем другие гидросиликаты Al (каолинит, галлуазит, диккит и др.), является исключением в том смысле, что содержит значительное количество Sc (табл. 8).

Общая схема поведения Ga, Sc, Nb и Ta при процессах формирования и изменения руд приводится на фиг. 2. Стрелками указано направление обогащения соответствующих элементов по отношению к тем или другим породам. Две противоположно направленные стрелки одной и той же линии указывают, что заметной миграции элемента не наблюдается.

На схеме видно, что в процессе формирования бокситов за счет материнских пород происходит накопление всех изученных редких элементов. При процессах перелива и метаморфизма бокситов заметной миграции или мобилизации редких элементов не наблюдается. Ранний диагенез бокситов приводит к выносу из них Ga, Nb и Ta, в то время как Sc оказывается относительно инертным к процессам раннего диагенеза. При диагенезе красных бокситов наблюдается мобилизация Ta, вынос

Nb и Sc, а Ga ведет себя пассивно. Картина становится иной при диагнезе серых бокситов. Здесь происходит накопление Ga, вынос Sc и Nb, а содержание Ta почти не меняется. При процессах силикационного гипергенеза наблюдается вынос всех перечисленных элементов.

Таким образом, разные элементы оказываются индикаторами тех или иных процессов. Изучение их может помочь выяснению некоторых важных проблем образования и изменения бокситов.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П. Распределение химических элементов в земной коре.— *Геохимия*, 1956, № 1.
- Григорьев В. Н., Гуткин Е. С., Дементьев В. Н. Конкреции в бокситах Северного Урала и Средней Азии.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1968, № 2.
- Гуткин Е. С. Закономерности формирования и размещения высококремнистых бокситов и бокситовидных пород Петропавловского бассейна.— *Тр. Горно-геол. ин-та. Уральск. фил. АН СССР, Свердловск*, 1962, вып. 58.
- Гуткин Е. С. Состав и происхождение терригенного материала в бокситах Североуральского бассейна.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1963, № 2.
- Гуткин Е. С. О геохимии скандия в бокситах.— *Геохимия*, 1968, № 1.
- Пачаджанов Д. Н. Ниобий в бокситах.— *Геохимия*, 1962, № 2.
- Пачаджанов Д. Н. Геохимическая связь тантала, ниобия и титана в бокситах.— *Геохимия*, 1964, № 9.
- Потемкин К. В., Спицын А. Н. Тантал и ниобий.— В сб. *Металлы в осадочных толщах (тяжелые цветные металлы, малые и редкие металлы)*. М., «Наука», 1965.

Североуральская комплексная
геолого-разведочная экспедиция
Североуральск

Дата поступления
12.XI.1968

УДК 552.122

К ПОЗНАНИЮ ТЕКСТУР ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ТОЛЩ

Л. Н. БОТВИНКИНА

Рассматриваются сведения о текстурах и отмечается недостаточная изученность этого явления. Предлагается определение текстуры как взаимное расположение компонентов, слагающих объект исследования, которым может быть осадочная толща, пласт горной породы, часть пласта и, наконец, отдельный компонент породы. В соответствии с этим текстуры разделены на 4 группы и дается их характеристика. Приведены 3 таблицы, показывающие «набор» текстурных терминов (около 400). Рассмотрены возможности составления классификаций: морфологической и генетических.

Так как количество информации в науке возрастает, становится особенно важным понимание существа терминов, которые часто начинают как бы отставать от своего содержания, в результате чего одним и тем же термином называют по существу различные явления, а это, в свою очередь, вносит путаницу в ряд связанных с ними вопросов. Необходимо разработать терминологию и классификацию, без чего разобраться в непрерывном потоке новых сведений и разнообразных описаний невозможно. Эта задача в той или иной мере решается в отношении структурных признаков. Что же касается текстур, то здесь дело обстоит значительно хуже. Если для слоистых текстур уже есть предложенные классификации, то для всех текстур в целом не существует не только классификаций, но даже и достаточно подробной их номенклатуры¹.

Существуют лишь названия текстур разного ранга, масштаба, значения и разной употребляемости.

Списки многих текстур в разных вариантах приводились в работе Ю. И. Половинкиной и др. (1948), в «Атласе...» (1962) и в статье М. С. Швецова (1961), но полного перечня всех существующих и выделяемых текстур нет, не говоря уже об их единой классификации. А между тем текстурный признак при решении ряда вопросов имеет не менее существенное значение, чем структурный.

В отечественной литературе под текстурой горной породы принято понимать взаимное расположение и распределение ее составных компонентов. Признаки же самих компонентов (размер, форма и т. д.) относятся к структурным².

В «Атласе...» (1962, стр. 119) дается следующее определение: «Текстура (texture — ткань, сплетение, строение) — совокупность признаков строения горной породы, обусловленных относительным расположением

¹ Под номенклатурой мы подразумеваем перечень большинства существующих названий (среди которых могут быть и неудачные, и имеющие одинаковое или очень близкое значение и т. д.); под классификацией понимается распределение терминов (причем наиболее рациональных, рекомендуемых) по определенным классификационным рубрикам (с указанием тех признаков, по которым проводится это распределение).

² В зарубежной литературе на английском языке эти термины как бы меняются местами: structure — признаки расположения компонентов породы, texture — признак, характеризующий эти компоненты.

и распределением составных частей породы в занимаемом ими пространстве». Сходные определения приводятся и в учебниках М. С. Швецова (1948), Н. В. Логвиненко (1967) и др., в методических руководствах (Методы..., 1957), в Справочном руководстве по петрографии осадочных пород (Вассоевич, 1958) и других руководствах, а также в Геологическом словаре (1955). Исходя из такого определения, казалось бы, термин «текстура» приложим только к внутреннему строению горной породы, т. е. в пределах одного ее более или менее однородного слоя. Однако практически это не так. Например, М. С. Швецов (1948, 1961) выделяет среди текстур «макротекстуры», которые определяют особенности пластов или даже пачек пластов, т. е. соотношение уже разных пород в разрезе толщи. В «Атласе...» (1962, стр. 117) читаем: «Слоистая текстура — текстура, характеризующаяся наличием в осадочных породах чередующихся слоев, различных по составу, крупности, расположению частиц и другим особенностям». Таким образом, и здесь отмечается слоистая текстура толщи пород, а не одной горной породы. Кроме слоистой существуют и другие текстуры (например, подводного оползания), также определяющие строение участка разреза, сложенного несколькими слоями различных пород.

На это обстоятельство обратил внимание Н. Б. Вассоевич (1958, стр. 95): «Важно различать, с одной стороны, структуру и текстуру отдельно взятой осадочной горной породы, а с другой — структуру осадочной толщи (свиты)».

Однако за прошедшие после этого более 10 лет положение мало изменилось; до сих пор эти понятия не разделены достаточно четко: существуют одни и те же наименования текстур и для осадочных толщ и для отдельных слоев горных пород, так что мы по-прежнему называем одинаковым термином «текстура» принципиально разные явления. А это значит, что содержание термина неточно соответствует его определению. Таким образом, исходя из уже сложившихся представлений, прежде всего следует, очевидно, несколько изменить определение самого термина. *Под текстурой следует понимать взаимное расположение компонентов, составляющих определенный объект исследования.* Такими объектами могут быть осадочная толща, пласт горной породы, его часть, а иногда даже и отдельный элемент этой породы — конкреция, оолит и т. д.

Каждый из этих объектов, естественно, складывается различными компонентами. Так, говоря о слоистой текстуре толщи, мы подразумеваем расположение слоев разных пород (но не отдельных минеральных зерен). Слоистая (или слойчатая)³ текстура внутри слоя одной породы обуславливается распределением в ней слоев обычно одного и того же (или повторяющегося) состава и строения (а неслоистая — распределением минеральных агрегатов, скоплений организмов и др.). Текстура части слоя породы, наблюдаемая под микроскопом (микротекстура), обычно определяется взаимным расположением отдельных частиц породы: минеральных зерен, остатков организмов и т. д. Отсюда ясно, что практически текстурой называются неодинаковые явления⁴ и происхождение разнообразных выделяемых геологами текстур обуславливается принципиально различными причинами и процессами. *Текстура — признак,*

³ Некоторые исследователи (Н. Б. Вассоевич, В. А. Гроссгейм и др.) считают обязательным для обозначения «внутренней слоистости пород» употреблять термин «слойчатость». Автор, признавая достоинство этого термина и используя его тогда, когда это удобно, считает, однако, возможным употреблять оба термина, так как они являются синонимами. Чтобы это подчеркнуть, в тексте данной статьи они даются иногда параллельно. Термин «слойчатость» удобно употреблять, когда может возникнуть неясность, о какой именно слоистости идет речь: о текстуре породы или текстуре осадочной толщи. В большинстве же случаев это и без того ясно, а термин «слоистость» более привычен для большинства геологов и прочно существует в геологической литературе.

⁴ Для слоистых текстур разграничение это уже в какой-то мере проведено (Вассоевич, 1948, 1958; Ботвинкина, 1962, 1965).

который отражает процесс формирования того или иного объекта — будь то осадочная толща, слой осадка, пласт горной породы или какой-либо ее составной компонент. Если употреблять философские категории понятий, то текстура — форма, содержанием которой является процесс формирования данного объекта (Ботвинкина, 1966).

Существуют многочисленные названия тех или иных текстур: более общих и более частных, первичных и вторичных, характеризующих особенности породы, возникающие на разных этапах ее формирования. По мере изучения горных пород эти названия давались по разным принципам: морфологическому признаку, процессу возникновения, характеру их проявления и др. Вместе с тем, как мы говорили выше, несмотря на все многообразие текстур, они не приведены в систему, нет их единой классификации, не существует какой-либо единой схемы их выделения и даже нет работ, где был бы дан хотя бы список всех существующих названий текстур. Таким образом, каждый геолог вынужден при определении текстур действовать по принципу «кто во что горазд». Н. Б. Вассоевич писал (1958, стр. 96): «К сожалению, до сих пор нет общепринятых ни морфологических, ни тем более генетических классификаций текстур». То же можно сказать и сейчас.

Конечно, в последующие годы уточнение отдельных вопросов, связанных с систематизацией текстур, проводилось разными авторами. М. С. Швецов — один из основоположников детального и всестороннего изучения текстур горных пород в нашей стране — отметил (1948, 1961) существование макротекстур, текстур (мезотекстур) и микротекстур, т. е. разделил их по масштабу. При этом он справедливо указал на существенное различие тех текстурных определений, которые геолог делает по обнажению, в штуде или шлифе. Это совершенно понятно, так как разница в данном случае не только в масштабе, но и в том, что при характеристике каждого из указанных объектов по сути дела отмечаются различные явления.

Большое внимание изучению и систематизации текстур уделил Н. Б. Вассоевич (1958), указавший пять направлений, по которым возможна их классификация. Однако в последующие годы ни одна из намеченных им классификаций не была создана. И это не случайно. Причина в том, что на данном этапе наших знаний текстуры изучены еще слабо. Если текстуры, формирующиеся на стадии седиментогенеза (в частности, слоистость), в какой-то мере ясны (хотя и здесь еще очень много работы), то остальные изучены далеко недостаточно. Классификация, предложенная Н. Б. Вассоевичем по стадиям литогенеза, несмотря на всю ее стройность и большое значение, не смогла быть насыщена конкретным содержанием прежде всего потому, что мы не знаем до сих пор признаков, позволяющих достаточно уверенно различать текстуры по стадиям литогенеза. Таким образом, сам автор этой классификации, приводя некоторые конкретные примеры текстур, вынужден был объединить стадии раннего и позднего диагенеза. Более того, если взять в качестве примера некоторые другие текстуры, то на данном уровне наших знаний часто нельзя достаточно уверенно отделить даже текстуры диагенетические от эпигенетических и т. д.

В ряде случаев мы не знаем, почему произошла деформация слоистости: в результате ли оползания или оплывания осадка. При рассмотрении биогенных текстур подчас неясно, в результате жизнедеятельности каких именно животных происходят нарушения. А иногда спорными оказываются даже такие вопросы: является ли данная текстура результатом жизнедеятельности животных или растений, являются ли некоторые текстуры на поверхности наслоения механогенными или биогенными и т. д.?

М. С. Швецов (1961), в отличие от Н. Б. Вассоевича, предложил схему классификации, где существующие текстуры сгруппированы по иному

Термины, определяющие текстуры осадочных толщ и осадочных пород

А. Определения по характеру обособления элементов

1. По форме обособления элементов
(независимо от их происхождения)

пластовая слоистая	полосчатая полосатая	чередования переслаивания	пятнистая * (п) деформации нару- шения
неслоистая слоеватая	параллельная непараллельная	линзовидная четковидная	брекчиевидная беспорядочная

2. По характеру залегания

горизонтальная **	наклонная	изогнутая	смятая
-------------------	-----------	-----------	--------

3. Определения текстур, наложенных более поздними процессами
(тектоническими воздействиями, выветриванием и др.)

глыбовая	сланцеватая	будинированная (будинажа)
плитчатая пластинчатая	кливаж плоскости отдель- ности	развальцевания
листоватая (п)		трещинная

Б. Определения по размеру (только для слоистых текстур)

макротекстуры	грубая	средняя	тонкая
мезотекстуры	толстая	мелкая	тончайшая
микротекстуры	крупная	очень мелкая	микрослоистая

В. Определения, обозначающие характер проявления текстуры

1. По отчетливости проявления

резко выраженная, резкая отчетливая, четкая неотчетливая скрытая	неясная, нечеткая, слабо выраженная неясная, затушеванная слоеватая (сплошная или частичная) постепенно переходящая
---	--

2. По выдержанности в пространстве

выдержанная, сплошная непрерывная	прерывистая, сильно прерывистая, невывержанная, выклинивающаяся
--------------------------------------	--

3. По степени равномерности и направленности изменения

равномерная	ненаправленно изменяющаяся
неравномерная	ритмическая (простая и сложная)
направленно изменяющаяся	периодически изменяющаяся
ориентированно изменяющаяся	однообразно ориентированная (п)

4. По степени однородности

однородная	неоднородная
------------	--------------

5. По правильности рисунка

правильная	ровная
неправильная	неровная

Г. Общие определения генетического значения

1. По времени (стадии) образования

первичная	седиментационная	эпигенетическая
вторичная	седиментационно- диагенетическая	катагенетическая
наложенная	диагенетическая	метаморфизма гипергенная

2. По происхождению и механизму образования

а) механогенные: слоистая оползневая, подводного ополза- ния	б) хемогенные: выпадения кристаллизации
---	---

трещинная, растрескивания усыхания обрушивания, раскалывания заполнения облекания отсортированная, сортировки ритмически сортированная размыва заполнения промоин	замещения, метасоматоза перекристаллизации растворения, разъедания корродирования в) биогенные: биоморфные биогенных нарушений собственно биогенные
---	--

(п) — повторяются в разных разделах табл. 1 и 2. * Пятнистая текстура породы имеет много разновидностей (см. табл. 2). ** Косая, волнистая и другие типы негоризонтальной слоистости включены в табл. 2, так как они определяют текстуру только внутри слоя породы.

генетическому принципу: по механизму их образования. Таким образом, здесь оказались включенными в одинаковые рубрики текстуры первичные и вторичные (от диагенетических до метаморфических и гипергенных). В предложенной им таблице выделены следующие основные группы тектур: 1) общего значения (и разного происхождения); 2) преимущественно осадочные, течения, волнения; 3) преимущественно механических воздействий; 4) преимущественно химических воздействий; 5) биогенного происхождения. При этом на его таблице условными знаками показаны: приуроченность тектур к определенным породам и на каких объектах они изучаются. Однако в этой схеме не нашли себе места некоторые текстуры генетического значения (как более общие, так и частные названия), а, с другой стороны, в генетическую классификацию попали морфологические типы тектур (особенно в текстуры общего значения). Наконец, некоторые текстуры, отнесенные в определенную рубрику, могут быть также помещены и в другую рубрику (так, линзовидная или пятнистая текстуры могут быть результатом не только нарушения слоистости, но и химических перегруппировок вещества). Таким образом, это только схема, лишь намечающая пути построения одной из генетических классификаций. Очевидно, пока не будут в достаточной мере выяснены признаки различных тектур, создание такого типа классификации в полной мере вряд ли осуществимо.

Очень интересные работы проведены по систематизации тектур руд (Исаенко, 1962, 1964; Шахов, 1961, и др.). Мы не ставили перед собой задачу разбирать существующие классификации детально; отметим только, что безусловно правильным следует считать построение классификации указанными авторами на основе морфологических признаков тектур.

Автором настоящей статьи были предложены морфологическая, а на ее основе и генетическая, классификация слоистых тектур осадочных пород (Ботвинкина, 1959, 1960, 1962, 1965), причем последняя могла быть создана именно потому, что были определены конкретные признаки, позволяющие различать типы слоистости разного генезиса.

Итак, мы видим, что различные исследователи начинали вносить ясность в изучение тех или иных тектур. Данная статья представляет собой попытку дальнейшего развития работ в этом направлении. Ее задача — кратко охарактеризовать особенности групп тектур разного ранга, рассмотреть основной набор текстурных определений (приведенных в табл. 1, 2 и 3), их возможную группировку и отметить те предпосылки, которые необходимы для создания классификаций морфологических и генетических.

Исходя из данного нами выше определения понятия «текстура» как взаимного расположения компонентов, составляющих определенный объект исследования, естественно, намечаются следующие группы тектур разного ранга.

I группа — текстуры, показывающие строение осадочных толщ. Они обуславливаются соотношением различных горных пород. Таким образом, здесь составными компонентами будут слои, пласты, крупные линзы и т. д., взаимное расположение которых и определяет текстуру (слоистую, линзовидную, ритмическую и др.). Их расположение зависит от региональных условий седиментации и изменения последних, соотношения в пространстве фаций и смены их во времени, а также от других причин, определяющих формирование данной осадочной толщи в целом. К этим причинам относятся как первичные условия седиментации, так и последующие нарушения, в том числе и ранние, иногда почти одновременные отложению осадка (например, оползания), а иногда отделенные от стадии седиментации значительным интервалом времени (например, брекчиевые текстуры, кливаж). Все текстуры этой группы мы наблюдаем преимущественно в крупном масштабе: в обнажениях, горных выработках, частично по керну буровых скважин и т. д. Наименования этих текстур даются по характеру обособления слоев (как первичного, так и вторичного происхождения), размеру и характеру их проявления (отчетливости, выдержанности, равномерности и т. д.). Кроме того, выделяют термины, имеющие генетический смысл (табл. 1).

II группа — текстуры, выявляющие внутреннее строение породы в целом в пределах всего слоя. Они определяются соотношением частей породы: слоев, мелких линз, группировок минералов (пятен, полос), нарушенных участков и др. (табл. 2). Это соотношение зависит, во-первых, от механизма седиментации в какой-либо определенной фациальной обстановке⁵ (первичные текстуры и частично текстуры деформации) и, во-вторых, от тех процессов, которые происходили затем в течение всего времени существования породы на разных стадиях ее формирования (вторичные и наложенные текстуры, частично текстуры деформации). Одним из основных механизмов, формирующих первичные седиментационные текстуры (особенно в кластогенных породах), является гидродинамическое (или аэродинамическое) состояние среды отложения; его особенности обуславливают появление в породе разнообразных типов слоистых (слоистых) текстур. Составные компоненты последних — слоики разных форм, размеров и способов группировки. К этой же группе текстур следует отнести и большинство признаков, наблюдавшихся в основном на поверхностях наложения (знаки ряби, следы ползания, отпечатки и др.) (табл. 3). Кроме того, эти текстуры характеризуются также терминами, указанными в табл. 1 (определения по характеру проявления, по размерам и генезису).

Текстуры этой группы, в зависимости от их размера, наблюдаются на разных объектах. Текстуры крупные в целом видны только в разрезах, обнажениях (например, крупная косая слоистость). В штуде же или куске керна видны лишь части, детали таких крупных текстур (например, часть косослоистой серии), или же целиком текстуры мелкого масштаба (например, мелкая волнистая слоистость). Тонкости же их строения и причины, обуславливающие особенности текстур этой группы, изучаются в шлифах под микроскопом.

III группа — микротекстуры, выявляющие внутреннее микростроение породы или части слоевых единиц. Эти текстуры обуславливаются взаимным расположением микрокомпонентов породы — отдельных зерен минералов, органических остатков, цементирующей массы и др., которые образуют микрослойки, пятна, беспорядочное рассеивание и т. д. на небольшом участке внутри какой-либо слоевой единицы горной породы. Эти текстуры также могут быть первичными, седиментационными и вторичными, разных стадий. Часто отмечается наложение одних на другие (см. табл. 2). Микротекстура, как и структура породы, определяет

⁵ Изменение фациальных условий, как правило, сопровождается появлением новой текстуры, соответствующей новому механизму седиментации.

Термины, определяющие внутренние текстуры пород
(макроскопически и под микроскопом)

А. Слоистые первичные, седиментационные текстуры
(Неслоистые седиментационные текстуры здесь подробно не перечисляются, так как большинство неслоистых текстур, определяемых по форме, могут быть и первичными и вторичными. Поэтому они даны ниже без разделения по их происхождению.)

1. Общие определения формы

слоистая	слоистость пород	слойчатость
----------	------------------	-------------

2. Названия по форме слоистости

горизонтальная	прямая	волнистая многостепенная
косая	изогнутая	линзовидно-волнистая
косоволнистая	клиновидная	линзовидно-полосчатая
волнистая	перистая	полосовидная
пологоволнистая	однонаправленная	линзовидная
параллельная	разнонаправленная:	серийная горизонтальная
непараллельная	попеременно	
смещенная	веерообразно	серийно-ритмическая
слабо срезанная	беспорядочно	ритмическая
сильно срезанная	пучковидная	ленточная
перекрестная	(пучковая)	простая
прямолинейная	диагональная	штриховатая
вогнуто-выпуклая	наползающая	скрытослоистая
S-образная	(сложная)	слоеватая: сплошная
вогнутая	елочкой	или частичная
мульдообразная	симметричная	микрослоистая *
выпуклая	несимметричная	листоватая (п)
	(асимметричная)	

Б. Биоморфные текстуры **

биогермная	коралловая	водорослевая
мшанковая	ракушечная	онколитовая
		строматолитовая и т. д.

В. Текстуры деформаций и постседиментационных изменений осадка или породы

1. Текстуры, являющиеся результатом физико-механических нарушений

	<i>а) изгибы, смятия, завихрения</i>	
оползания	закручивания (п)	огибания
оплывания	(колобковая)	примыкания
втекания	заворот косых слоев	внедрения
взмучивания (п)	ков	при оттаивании (п)
вихревая (п)	вдавливания	

б) проникновение материала одного слоя в другой, внедрение

взмучивания (п)	песчаных даек
закручивания (п)	инъекции
вихревая (п)	внедрения при оттаивании (п)
воздушных карманов,	ледяных клиньев
следов выхода газа (п)	перемешивания

в) растрескивание, разламывание

взламывания	трещин усыхания (п)	мелкие смещения
растрескивания (п)	брекчиевидная	по трещинам

2. Текстуры, образованные жизнедеятельностью животных и растений

<i>а) вызванные жизнедеятельностью животных</i>		<i>б) обусловленные ростом растений</i>	
органогенная,	биогенная (биоглифы), биогенных нарушений		
ходов животных в породе		нарушена корнями	
ходов илоедов		растений	
ихнитовая		протыкания	
трубчатая, сколитовая		кучерявчика (кучерявая)	
следов ползания животных (п)		знаки от колебания водорослей	
следов вытаптывания животными (п)			

3. Текстуры, возникшие в результате химико-механических воздействий и химических перегруппировок вещества

конкреционная	натечная	ориентированная ***
грануляции	колломорфная (п)	клочковатая ***
капельная	сталактитовая	петельчатая ***
колец Лизегенга	сталагмитовая	спутанно-чешуйчатая ***
стилолитовая	кристаллизации	доломитизации
парастилолитовая	перекристаллизации	раздоломичивания
сутурная (сутурно-стилолитовая)	замещения (метасоматоза)	кальцитизации
конус в конус,	растворения	сульфатизации
фунтиковая	разъедания	энтеролитовая
реликтовая	синерезиса	кишечная
		плойчатая

Г. Неслоистые текстуры

(названия даны по форме обособления, независимо от их генезиса)

1. Однородные

массивная	равномерно вкрапленная
собственно однородная	сливная *

2. Линейно-вытянутые, ориентированные

ориентированная	плойчатая	тонкополосчатая (книжная — термин устаревший)
полосчатая	гофрированная	флюидальная, контрузивная
тонкополосчатая	червеобразная	спутанно-волокнистая
поперечнополосчатая	бурундучная	

3. Пятнистые

пятнистая (макро-, микро-)	гнездовидная *	узорчатая
вкрапленная	мраморовидная *	тканевая *
узловатая	зональная *	хлопьевидная *
очковая (п)	сгустковая *	чешуйчатая *
линзовая (п)	струйчатая	пудинговая

4. Округлые и концентрические

очковая (п)	глобулярная	корковая
линзовая (п)	сферическая	скорлуповатая
конкреционная	сфероидальная	концентрически-скорлуповатая
желваковистая	шаровая	концентрически-зональная
нодулярная	подушечная	колломорфная
миндалекаменная	концентрическая	
порфировидная		

5. Сетчатые

сетчатая	петельчатая	трещинная
перегородочная	септариевидная	

6. Нарастания и обрастания

крустификационная	колломорфная (п)	сферолитовая
обрастания	нарастания	радиально-лучистая (макро-, микро-)
кокардовая	друзовая	
натечная	шестоватая	

7. Разлома

брекчиевидная (п)	брекчиевидная (п)	псевдобрекчиевидная
-------------------	-------------------	---------------------

8. Пористые

пористая (макро-, микро-; первично-, вторично-; крупно-, мелко-)	губчатая	ноздреватая
	пузыристая	шлаковая
	пемзовидная	ячеистая
	пемзовая	

9. Разные прочие

беспорядочная, неориентированная, спутанная, черепитчатая

Д. Определения текстуры породы по плотности и упаковке ее компонентов

плотная	рыхлая	комковатая
сливная * (п)	землистая	гранулированная
массивная ****	порошковатая	пористая (п) (см. выше раздел 8)

Остальные общие термины для определения текстуры пород см. в табл. 1

(п) — повторяются в разных разделах.

* Текстуры, которые определяются преимущественно под микроскопом.

** Термины скорее следовало бы считать структурными, но они относятся к текстурам, так как вид организма определяет не только характер компонентов, но и строение органогенной породы.

*** Термины, определяющие текстуры вулканогенно-осадочных глинистых пород с примесью пепловых частиц (видны под микроскопом).

**** Термин употребляется в различных значениях и поэтому довольно неопределенный.

Таблица 3

Термины, определяющие текстуры, отмечаемые на поверхностях наложения (положительные или негативные)

1. Текстуры механических воздействий (механоглифы) *

знаки ряби (п)	знаки струй течения (тирбоглифы) *
а) по происхождению течений волнений интерференции	знаки стекания борозды размыва знаки всплеска
б) по форме симметричная рябь несимметричная рябь	знаки внедрения (п) (тегтоглифы) *
отпечатки града	знаки вдавливания
отпечатки капель дождя	знаки нагрузки
отпечатки кристаллов льда, соли и др.	знаки оплывания (п) (реоглифы) *
трещины растрескивания (п)	знаки оползания (п)
трещины высыхания (п)	знаки волочения (ксинмоглифы) *
	борозды, царапины, штрихи
	знаки скольжения по границе слоев (олистоглифы *)
	следы выхода пузырьков газа (п)

2. Биогенные текстуры (биоглифы)

следы животных (или слепки с этих следов):	норки и гнезда (п)
следы ползания (эрпоглифы) *	отпечатки трупов животных (тафоглифы) *
следы плавания	копрогенные остатки (п)
следы хождения	фукоиды (п), фитоморфозы

3. Хемогенные текстуры

следы растворения

4. Текстуры неизвестного или спорного происхождения

иероглифы	таонурус
палеодиктион	

* Термины в скобках даны по Н. Б. Вассоевичу (1953).

(п) — наблюдаются также внутри породы (см. табл. 2).

ся в шлифе или аншлифе. Кроме того, для микротекстурного анализа можно рекомендовать оправдавший себя способ рассмотрения породы в шлифах нестандартной площади, а значительно большей (несколько сантиметров), в которых не только можно видеть детали макротекстур, не обнаруживаемые невооруженным глазом в куске породы, но и точно установить, какими именно компонентами породы они образованы, а следовательно, и более точно определить их происхождение. Этот метод

имеет особенно большое значение при изучении текстур вторичных, когда важно установить влияние на текстурный признак особенностей перераспределения вещества и его перекристаллизации, что не всегда можно увидеть на маленькой площади обычного шлифа.

IV группа — текстура, составляющая внутреннее строение отдельных компонентов породы (например, ооидов, обломков раковин, конкреций и т. п.). Это строение, как и в предыдущей группе, определяется под микроскопом, но по сути дела оно относится уже не к текстурным признакам породы, а к признакам, характеризующим текстуру внутри структурных элементов горных пород. Так, мы можем говорить о концентрическом строении внутри отдельного ооида или конкреции (об их концентрической текстуре), однако по отношению к породе мы этого сказать уже не можем; поэтому, говоря о породе, мы скажем «порода с оолитовой структурой», но не с «оолитовой текстурой». В ней отдельные ооиды являются такими же компонентами породы, как и зерна минералов, которые могут располагаться по-разному, образуя тем самым текстуру оолитовой породы: слоистую, неравномерную или какую-либо иную.

К текстурам этого рода, выявляющим внутреннее строение отдельных компонентов породы, кроме оолитовой и концентрической, относятся сферолитовая, радиально-лучистая, колломорфная, скорлуповая и др. Ямки вдавливания на гальках (энтиоглифы, по Н. Б. Вассоевичу), которые обычно относят к текстурным признакам, следует считать признаком структурным наряду с окатанностью галек, их угловатостью и т. п.

Недостаточно четкое разграничение того, к какому объекту относится определение текстуры, иногда приводит к путанице понятий «текстура» и «структура», что в некоторых случаях находит свое отражение даже в крупных сводных работах.

Так как текстуры IV группы выявляют внутреннее строение не всей породы, а лишь ее отдельных компонентов и в большей степени связаны со структурными признаками, далее мы будем разбирать номенклатуру текстур только первых трех групп, характеризующих осадочные толщи и слагающие их породы.

Существует два положения, как бы противоречащих одно другому. Прежде всего, ясно, что текстуры осадочных толщ и пород (а для последних — макро- и микроструктуры) во многом различны (в том числе и в характере соотношения текстурного признака с другими признаками породы — ее структурой и вещественным составом). Отсюда вытекает, что для каждого из этих явлений не только должна существовать своя терминология, но и самый подход к ним должен бы быть различным, так же как и методы их изучения.

Между тем практически (как видно из таблиц) многие одинаковые названия употребляются для текстур различных групп, несмотря на то, что смысл, вкладываемый в эти названия, несколько различен в зависимости от групп. Так, ритмическое напластование (текстура толщ) — далеко не то же самое явление, что ритмическая слойчатость (текстура породы).

Какой же принцип должен быть положен в основу группировки (а следовательно, и классификации) текстур вообще? Возможна ли и нужна ли единая их классификация, или же это невозможно (или не нужно) и в дальнейшем так и должны существовать разные названия, не объединенные в одну систему и никак друг с другом не связанные? Рассмотрим сначала наиболее полный список наименований текстур, употребляемых геологами. В табл. 1, 2, 3 перечислено около 400 терминов разного рода.

Прежде всего выделились термины, пригодные для определения текстур и в осадочных толщах, и в осадочных породах (см. табл. 1) и, таким образом, имеющие общее значение⁶ для всех трех указанных выше

⁶ Эти термины не совпадают с группой терминов общего значения, которую выделил М. С. Швецов (1961).

групп. Они сгруппированы следующим образом: А. Термины, обозначающие характер обособления элементов, их форму, взаимное расположение. Б. Термины, определяющие размер текстурных элементов (слоистых). В. Термины, обозначающие характер проявления текстуры: отчетливость, выдержанность, степень равномерности и однородности, правильность рисунка. Г. Термины, имеющие генетическое значение: обобщающие, групповые (по времени их образования и по происхождению), а также некоторые частные, указывающие на сам процесс образования.

К текстурным терминам общего значения следовало бы отнести и определение характера поверхностей, разделяющих слоевые единицы разного ранга. Однако их номенклатура еще совершенно не разработана, хотя разными авторами предпринимались отдельные попытки. Так, А. Ломбар (Lombard, 1956) выделял различные морфологические типы соотношений и переходов между слоями вообще. Л. И. Ботвинкина (1962) дала таблицу зависимости линий раздела стратификационных единиц от разных причин. Р. Э. Эйнасто (1964) классифицировал поверхности перерыва в карбонатных породах в основном по двум признакам: их ровности и сглаженности с наложением на те и другие дополнительных признаков.

Совершенно ясно, что границы слоевых элементов специфичны в зависимости от генетических групп пород (кластогенных, хемогенных, биогенных) и тех фациальных условий, в которых эти отложения формировались. В литературе описано довольно много отдельных конкретных наблюдений такого рода, но они никак не объединены и не систематизированы и, таким образом, пока не могут быть включены в таблицу общих текстурных признаков горных пород, которая дополняла бы табл. 1.

Затем выделяется большая группа терминов, применяемых в основном только к определениям текстур внутри слоя одной горной породы (см. табл. 2). Они сгруппированы по форме и общему происхождению: А. Слоистые первичные, седиментационные текстуры. Б. Биоморфные текстуры. В. Текстуры деформаций и постседиментационных изменений. Г. Неслоистые текстуры, названия которых даются по форме обособления компонентов породы, независимо от ее происхождения. Д. Определения текстур по плотности и упаковке компонентов породы. При этом названия текстур слоистых, биоморфных и нарушенных физико-механическим и биогенным воздействием⁷ в основном определяются для всего слоя породы невооруженным глазом и лишь уточняются по шлифам. Что же касается текстур неслоистых, особенно связанных с химической перегруппировкой вещества, то они обычно определяются макро- и микроскопически, а иногда только под микроскопом. Это и понятно, так как тонкости взаимного расположения компонентов в породе (различных минералов и др.) видны только в шлифе, особенно для тонкозернистых пород (поэтому, например, пятнистая текстура глин имеет так много разновидностей, определяемых только под микроскопом).

Таблица 2 дополнена табл. 3, где сведены термины, определяющие текстуры, видимые на поверхностях наложения (позитивные и негативные). Это следы механических воздействий, биогенные, хемогенные и неизвестного происхождения. Их возникновение часто вызывается условиями, существовавшими в течение времени, прошедшего между образованием лежащего ниже и лежащего выше слоев. Названия их преимущественно генетические, уже прочно вошедшие в геологическую литературу. Эти текстуры теснейшим образом связаны с внутренними текстурами пород (например, рябь с косоволнистой слоистостью и др.).

⁷ Названия некоторых подгрупп нарушенных текстур взяты по М. С. Швецову (1961).

Не все из приведенных в таблицах названий текстур можно считать удачными, и некоторые, очевидно, в дальнейшем следует исключить из употребления. Но в настоящей статье хотелось рассмотреть максимальное количество уже вошедших в литературу наименований с точки зрения их группировки.

Приведенные таблицы — это только схема, в которой дан лишь перечень существующих наименований, и автор отнюдь не претендует на то, чтобы считать ее классификацией. Прежде всего, любая классификация должна быть построена по какому-то единому принципу с выделением соподчиненных таксономических единиц разного ранга. В приведенных таблицах сделать это было нельзя, хотя группировка и проводилась по возможности по форме, как наиболее объективному признаку. Полностью этот принцип был выдержан лишь для слоистых (слоистых) текстур. Однако некоторые текстуры, совершенно определенного внешнего вида, имеют только генетические наименования. Так, почти все частные текстуры механических деформаций называются по процессу, их образующему (см. табл. 2). Поэтому здесь по морфологическому признаку оказалось возможным выделить только их группировки (а, б, в).

Текстуры деформаций в результате химико-механических воздействий и химических перегруппировок, а также биогенные в большинстве своем имеют генетические названия, которые и пришлось поместить в табл. 2. То же относится и к текстурам, наблюдаемым на поверхности наслонения (см. табл. 3). Многие из этих генетических определений уже прочно вошли в геологическую литературу, и с ними у геологов ассоциируются не только представления о происхождении, но и совершенно конкретный внешний облик (например, оползневые текстуры).

Что же касается неслоистых текстур, то группировка их проведена по форме обособления компонентов, аналогично тому, как это принято для текстур руд (Исаенко, 1962, 1964; Шахов, 1961, и др.). К сожалению, для неслоистых текстур совершенно не разработана номенклатура еще одного из существенных объективных признаков — размера. Названия по размеру существуют лишь для слоистых текстур (см. табл. 1). Для текстур же неслоистых и деформированных в лучшем случае указывается конкретный размер составных компонентов текстуры, а часто размер вообще не отмечается. Понятно, что и классификации неслоистых текстур по размеру не существует.

Рассмотрим списки текстур (см. табл. 1—3) и попытаемся разобрать следующие вопросы: возможность составления номенклатуры и классификации для перечисленных выше трех групп текстур разного ранга; связь текстурного признака с другими признаками породы.

Из приведенных таблиц (в частности, табл. 1) очевидно, что для определения текстур осадочных толщ может быть выделена (практически уже существует) своя номенклатура. Она может применяться для определения любой осадочной толщи независимо от состава и структуры пород, слагающих ее (например, слоистая, ритмическая, брекчиевая, оползневая и т. д.).

Как видно из табл. 1, текстуры осадочных толщ мало разнообразны по форме обособления составляющих их компонентов: это преимущественно слоистые текстуры. Однако они существенно различаются по другим признакам, в частности по характеру проявления и особенно по направленности изменения. Различие в последних выявляет ритмическое или циклическое сложение толщ разного рода. Ритмы и циклы разных типов и порядков являются основными компонентами данной текстуры. Их особенности позволяют определять специфику условий осадконакопления и создают основу для развития фациально-циклического изучения различных осадочных толщ. Однако терминология текстур в этом аспекте не разработана. Поэтому особое внимание должно

быть уделено текстурам толщ с ритмическим или циклическим строением, выявлению разных типов этого наслоения и связи этих типов с определенными условиями формирования отложений. Такие наблюдения, уже начатые для некоторых осадочных формаций (например, угленосных, флишевых), будут существенным дополнением, необходимым для составления классификации текстур осадочных толщ.

Названия текстур осадочных пород очень разнообразны и многочисленны. Текстуры пород определяются по форме (с дальнейшим подразделением внутри каждой из них — см. табл. 2), затем по характеру их проявления (см. табл. 1, В) и, наконец, если это возможно, дается генетическое определение и объяснение, каким процессом эта текстура обусловлена. Отметим, что номенклатура текстур должна быть общей для всех осадочных пород независимо от их вещественного (минерального и химического) состава. Особенно это относится к первичным, седиментационным текстурам (и, в первую очередь, к слоистым и слоистчатым), для которых вещественный состав не является определяющим фактором. Хотя и отмечается, что многие породы имеют свои комплексы текстур, наиболее характерные для них (Швецов, 1961), но это, как правило, является результатом их генетических (а не вещественных) различий (Ботвинкина, 1966). При этом, наряду с отсутствием непосредственной зависимости текстуры породы от вещественного состава последней⁸, намечается определенная взаимная связь той или иной текстуры со структурными особенностями породы. Так, обломочный известняк может иметь точно такую же слоистчатую текстуру, как и кварцевый песчаник, (т. е. породы, сходные по структуре и обстановке образования, но резко различные по их вещественному составу).

Даже при беглом рассмотрении приведенных списков текстур очевидно, что как для осадочной толщи, так и тем более для породы, определение текстуры не исчерпывается одним словом. Последняя должна характеризоваться с разных точек зрения. Даются морфологические определения: формы (как общие, так и частные), размера и характера проявления.

Так, при описании строения осадочной толщи могут быть даны такие определения: 1) текстура слоистая; слоистость горизонтальная, крупная, отчетливая, выдержанная, равномерная, ровная; 2) текстура деформации — изогнутая, крупная, отчетливая, выклинивающаяся, неравномерная и неоднородная.

Примеры морфологических определений текстуры горной породы: 1) текстура слоистая (слоистчатая); слоистость (слоистчатость) мелкая, перекрестная, мульдобразная, симметричная, отчетливая, непрерывная, равномерная, правильная; 2) текстура неслоистая: пятнистая, неясная, неравномерная (под микроскопом видно, что пятнистость обусловлена повышенной карбонатностью участков разного размера, беспорядочно расположенных).

Морфологические определения даются достаточно объективно по признакам для всех очевидным. Что же касается генетических определений, то они сложнее, так как выводы о происхождении пород делаются на основании изучения совокупности признаков изучаемых пород и осадочных толщ. Для того чтобы в ряду этих признаков текстуры могли играть значительную роль, надо выявить соответствия между «набором» морфологических признаков текстуры и той обстановкой, в которой они могли возникнуть. В какой-то мере это сделано для слоистых текстур осадочных пород (Ботвинкина, 1962, 1965). Однако на данном этапе наших знаний без проведения целенаправленных исследований мы еще не можем составить перечень признаков, позволяющих перейти

⁸ Эта точка зрения некоторыми геологами отвергается, причем недостаточно обоснованно.

от морфологических признаков любой текстуры к ее генетической трактовке. Необходимо дать генетические объяснения для различных форм не только слоистых, но и неслоистых и нарушенных текстур, а также ритмически слоистых текстур осадочных толщ.

Для того чтобы в дальнейшем можно было полностью использовать текстуру как весьма существенный признак, позволяющий расшифровывать условия формирования отложений, необходимо предварительно провести ряд работ.

Первоочередная задача — построение общей морфологической классификации текстур, позволяющей определять их наиболее объективно и однозначно. По-видимому, будет целесообразно разделить их по объектам изучения на текстуры осадочных толщ и текстуры осадков и горных пород. При этом, конечно, неизбежны повторения; чтобы их несколько уменьшить, надо ввести определения не только формы обособлений вещества породы, но и размера этих обособлений (как это принято, например, для структурных признаков).

Составление общей морфологической классификации текстур имеет несколько этапов. Естественно, что на первом этапе исследований разными авторами, работающими на различных объектах, создаются классификации горных пород определенного состава (песчаных, карбонатных, кремнистых и т. д.). В частности, микротекстуры, определяемые для пород какого-либо одного состава (в глинах, солях, известняках и т. п.) невольно получили некоторую привязку к последним, что нашло свое отражение в ряде обобщающих работ.

Однако при обобщении мы скоро убедимся в том, что классификация текстур, например карбонатных пород, будет в значительной степени совпадать с классификацией текстур пород иного состава, но того же генезиса (или еще хуже: одинаковые текстуры будут названы разными авторами различно). Вместе с тем определенные генетические группы пород (кластогенные, хемогенные, биогенные, вулканогенно-осадочные) характеризуются свойственными именно им текстурами. Это совершенно неизбежно, так как текстуры возникают в зависимости от процесса формирования отложений, а не в зависимости от вещественного состава последних.

Таким образом, для текстур всех горных пород должна быть создана единая общая морфологическая классификация, но с возможным выделением из нее более частных, относящихся к указанным выше генетическим группам (кластогенных, хемогенных, биогенных и вулканогенно-осадочных пород).

В целях практического использования на той же основе полезно выделение частных классификаций текстур, наиболее типичных для определенных объектов исследования и особенно полезных ископаемых разного рода (например, для руд, солей и т. д.). Эти частные классификации, учитывающие специфичность формирования того или иного объекта, естественно, будут более детальными. Однако при этом они обязательно должны коррелироваться с общей классификацией, являясь как бы ее дальнейшей расшифровкой. (Например, желваковистая текстура, выделенная в общей классификации, может подразделяться на разные типы желваковистых образований, встреченных в каком-то частном случае).

Вторая задача состоит в том, чтобы выявить критерии, позволяющие различать текстуры по процессу их формирования. А так как в любой текстуре горных пород как бы синтезируется ряд наложенных друг на друга процессов, необходимо научиться различать черты первичные, связанные с седиментогенезом, и черты, наложенные на разных этапах становления породы (так же, как мы это различаем для структур). Первичные текстуры формируются в зависимости от фациальных условий, существовавших во время осадконакопления, а вторичные, нало-

женные,— в зависимости от процессов перестройки вещества, присущих разным стадиям литогенеза и другим этапам преобразования пород.

Знание особенностей и деталей текстур, возникающих в процессе формирования осадка, может дать (и уже дает) очень много дополнительных данных для фациального анализа, при палеогеографических реконструкциях, для определения фациальных обстановок. Выявление особенностей текстур, возникающих в диагенезе, эпигенезе и гипергенезе, позволяет нам более точно и уверенно определять ту стадию, на которой находится данная порода, и те процессы изменения, которым она подвергалась. С другой стороны, эти сведения дают возможность, как бы «снимая» наложенные черты в измененной породе, более точно определять ее первичные текстуры стадии седиментогенеза.

Для всего этого необходимо провести специальные исследования, так как имеющиеся по данному вопросу сведения совершенно недостаточны, а все необходимые критерии невозможно выявить лишь на основе некоторых замечаний о текстурах разного характера, которые делаются попутно, при проведении работ с иной тематической направленностью. Только на основе целеустремленно собранного материала возможно осуществить построение генетических классификаций различных текстур.

Все сказанное выше можно резюмировать следующим образом.

1. Создание классификаций текстур совершенно необходимо. Так как текстура — это форма, отражающая процесс формирования данного объекта, то в основу общих классификаций может быть положено только два принципа: либо по форме и размеру элементов, составляющих текстуру данного объекта (морфологические классификации), либо по процессам их образования (генетические классификации).

2. Морфологические классификации должны быть составлены раздельно для осадочных толщ и осадочных пород. Для последних при этом должна быть создана единая морфологическая классификация, общая для всех пород, независимо от их состава. Ее можно создать на основе уже имеющихся частных классификаций лишь с небольшими дополнительными исследованиями.

3. Создание общих генетических классификаций возможно лишь после проведения определенного комплекса целенаправленных исследований, которые позволят выяснить зависимость появления тех или иных текстур от процесса их формирования. Эта конкретная связь формы и содержания в настоящее время ясна далеко не для всех текстур. Изучение текстур с этой точки зрения имеет два основных направления: а) по процессу их формирования в стадию седиментогенеза с выявлением признаков их различия в разных условиях седиментации; б) выяснение особенностей текстур, возникающих на разных стадиях формирования пород, и выявление критериев их различия.

4. Указанные два направления исследований дадут основание для создания соответственно двух общих генетических классификаций, построенных по разным принципам: а) по процессу возникновения осадка, б) по стадиям формирования пород.

5. Кроме указанных в пунктах 2 и 4 общих классификаций текстур осадочных пород могут быть созданы коррелируемые с ними частные классификации, являющиеся в ряде случаев дальнейшей детализацией общих.

6. Все указанные исследования дадут возможность использовать в полной мере текстурные признаки при литологическом изучении горных пород: как при проведении фациального анализа, так и при исследованиях других направлений. Только проведение таких работ поставит наше знание текстур на современный уровень и позволит широко использовать этот признак в практической работе геологов.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас текстур и структур осадочных горных пород, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Ботвинкина Л. Н. Морфологическая классификация слоистости осадочных пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 6.
- Ботвинкина Л. Н. Слоистость как генетический признак осадочных пород. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геол. по седиментологии. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Изд. АН СССР, М., 1962.
- Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. «Наука», М., 1965.
- Ботвинкина Л. Н. О характере связи текстуры с вещественным составом и структурой пород.— Литол. и полезн. ископ. № 4, 1966.
- Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Ч. 1—2, Л.— М., Гостоптехиздат, 1948—1949.
- Вассоевич Н. Б. О некоторых флишевых текстурах (знаках). Львов.— Тр. Львовск. геол. о-ва, геол. серия, 1953, вып. 3.
- Вассоевич Н. Б. Текстуры осадочных горных пород. В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. 1, Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Геологический словарь. Т. 1, 2. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Исаенко М. П. Определитель главнейших текстур и структур руд. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Исаенко М. П. Определитель текстур и структур руд. М., «Недра», 1964.
- Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М., «Высшая школа», 1967.
- Методы изучения осадочных пород. Т. 1, 2. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Половинкина Ю. И. и др. Структуры и текстуры горных пород. Т. 2. Осадочные породы. М.— Л., Госгеолтехиздат, 1948.
- Шахов Ф. Н. Текстуры руд. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Изд. 2. М.— Л., Госгеолтехиздат, 1948.
- Швецов М. С. Опыт систематизации текстур осадочных пород.— Изв. высш. учебн. завед., Геология и разведка, 1961, № 12.
- Эйнасто Р. Э. К вопросу о классификации и формировании поверхностей перерыва. В сб.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин, 1964.
- Lombard A. Géologie sédimentaire. Les séries marines. Paris—Liège, 1956.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
9.IV.1969

УДК 552.313(479.2)

**ВЕРХНЕМЕЛОВАЯ ВУЛКАНОГЕННО-ИЗВЕСТНЯКОВАЯ
ФОРМАЦИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
МАЛОГО КАВКАЗА**

В. П. АКАЕВА

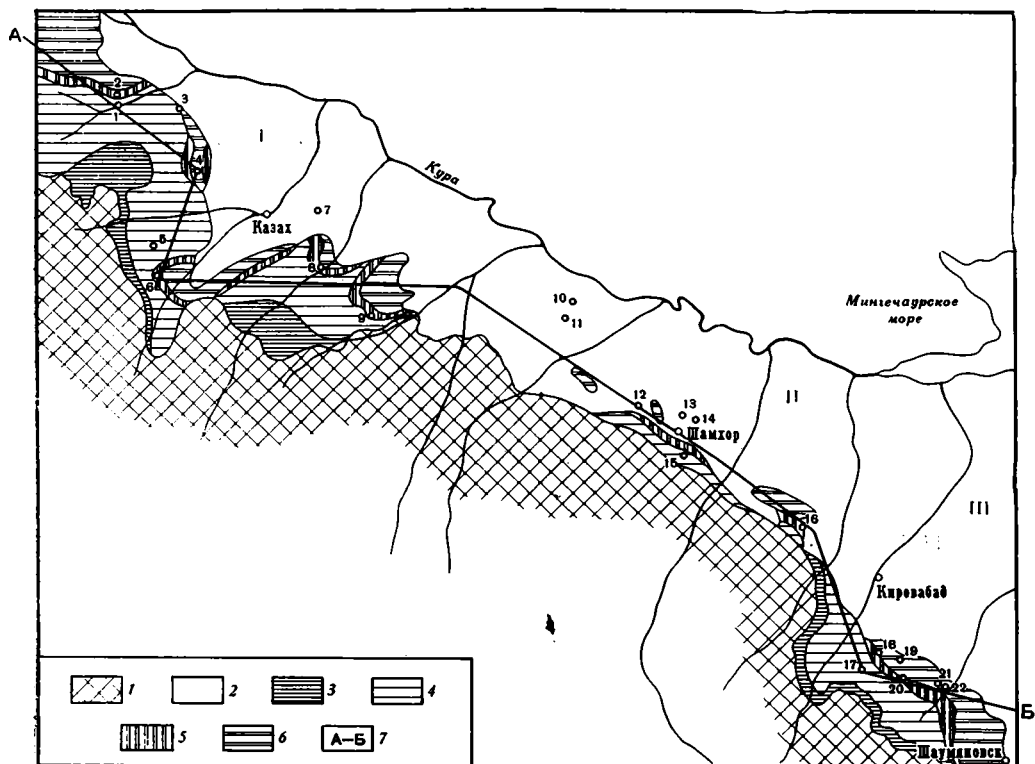
Дано описание верхнемеловой вулканогенно-известняковой формации, развитой в пределах северо-восточной части Малого Кавказа. Формация образована известняками и вулканокластическими породами; для нее характерна резкая фацальная изменчивость, что обусловлено расположением вулканических центров. В формации присутствуют железо-марганцевые руды — бескремнистые и высококремнистые. Осадочный облик и приуроченность к ареалам развития вулканитов позволяет предположить их вулканогенно-осадочное происхождение.

Меловой комплекс северо-восточной части Малого Кавказа состоит из четырех существенно различающихся ассоциаций пород, или формаций: терригенной (альб — верхний сантон), терригенно-вулканогенной (верхний коньяк — нижний сантон), вулканогенно-известняковой (верхний сантон) и известняковой (кампан — маастрихт) (Акаева, 1964, 1965), отвечающих средней стадии развития альпийской Малокавказской эвгеосинклинали (Милановский, 1956; Габриэлян, 1956, 1959; Шихалибейли, 1965, 1966, 1967).

Породы вулканогенно-известняковой формации широко распространены в Предмалокавказском прогибе, где вместе с более молодыми образованиями выполняют Казахский и Агджакендский синклинории (фиг. 1). Вследствие моноклинального погружения в сторону Куринской депрессии отложения формации обнажаются в предгорной части северо-восточного склона Малого Кавказа узкой полосой, окаймляющей южный борт верхнемелового Предмалокавказского прогиба, прослеживаясь на расстоянии примерно 120 км от западных границ Азербайджана до г. Шаумяновска. Мощность формации 100—300 м. Верхнесантонский возраст ее хорошо обоснован палеонтологически (Ренгартен, 1959; Мамедзаде, 1967). В формации преобладают афанитовые туфоизвестняки, туфы, реже присутствуют порфириды и туфолавы андезитового и базальтового состава (фиг. 2). Цвета пород светло-зеленые, реже розовые разных оттенков. Во многих пунктах в основании формации присутствуют базальные конгломераты, грубые тефроидные и вулканотерригенные песчаники¹.

Положение рассматриваемой формации среди других иллюстрирует схематический профиль (фиг. 3). Развитая ниже ее терригенно-вулканогенная формация состоит в основном из эффузивов и туфолав среднего, основного и значительно реже кислого состава, а также пирокластических пород: агломератов, псефитовых и псаммитовых туфов андезитового, базальтового, липарито-дацитового состава. Латерально все

¹ В работе использована терминология вулканогенно-осадочных обломочных пород, принятая на семинаре в г. Тбилиси (Хьюрова, Сибиркина, 1968).



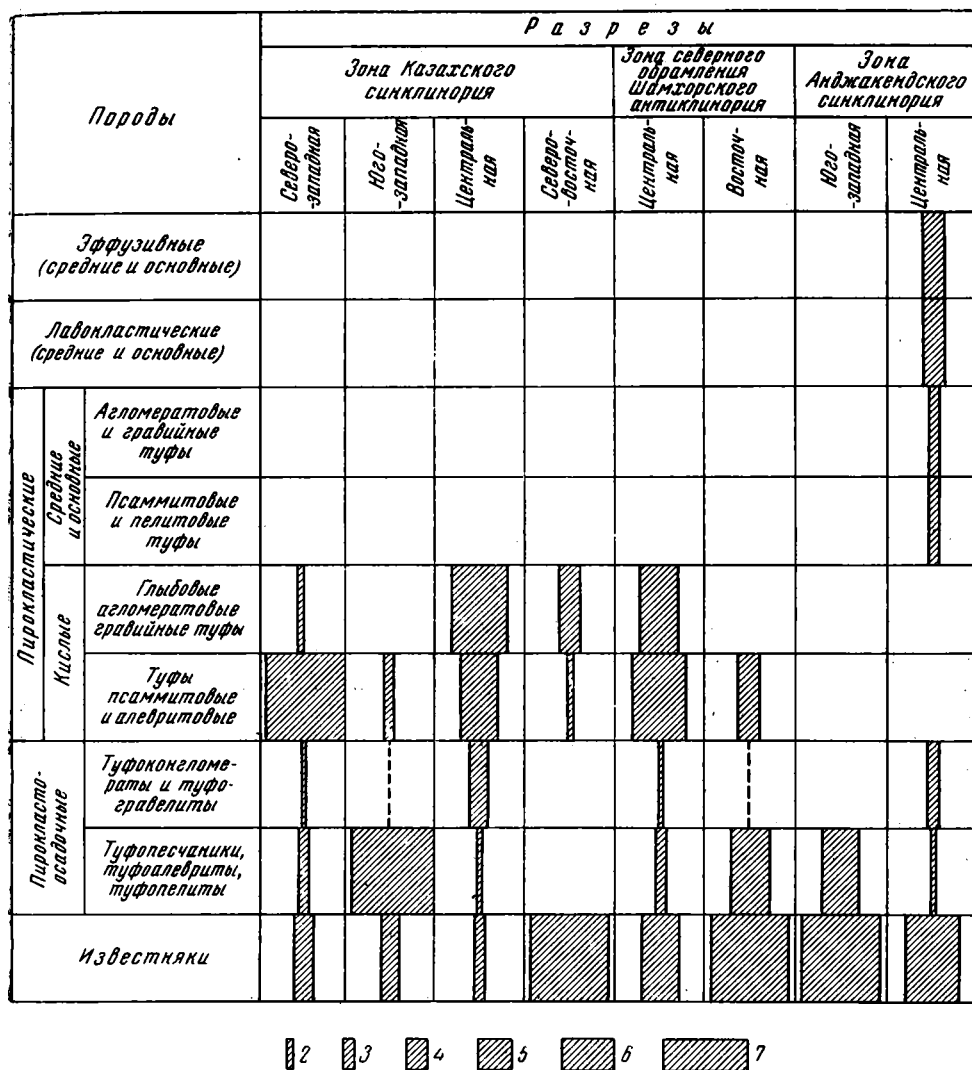
Фиг. 1. Схематическая карта распространения верхнемеловых формаций северо-восточной части Малого Кавказа.

1 — юра; 2 — третичные и четвертичные формации; 3 — терригенная; 4 — терригенно-вулканогенная; 5 — вулканогенно-известняковая; 6 — известняковая; 7 — профиль (фиг. 4). Структурно-тектонические единицы второго порядка (римские цифры по карте): I. Зона Казахского синклинория; II. Зона северного обрамления Шамхорского антиклинория; III. Зона Агджакендского синклинория. Изученные разрезы (арабские цифры на карте): 1 — Донакранчал; 2 — Кямарли; 3 — Алибайрамлы; 4 — Дашсалаглы; 5 — Сатылмыш; 6 — Севкар-Цингал; 7 — Скв. 5; 8 — Парвакер-Татлу; 9 — Агдаг-Верхнее Оксюзлу; 10 — Скв. 33; 11 — Скв. 26; 12 — Агдаг; 13 — Скв. 18; 14 — Скв. 16; 15 — Учгюль; 16 — Еленсутапа; 17 — Эльвор; 18 — Киликдаг; 19 — Молладжаллы; 20 — Агбулаг; 21 — Дузулар; 22 — Монашид-Эркеч

эти отложения замещаются породами верхней части терригенной формации, среди которых преобладают глины, реже содержатся пласты и пакеты из переслаивания туфопесчаников, туфогравелитов и туфоконгломератов. Вулканогенно-известняковая формация в восточном и юго-восточном направлениях (в Агджакендском синклинории) тоже сменяется образованиями верхней части терригенной формации. Развита выше известняковая формация представлена тонким чередованием микрозернисто-фораминиферовых, микрозернистых, шламово-микрозернистых и фораминиферовых известняков при значительной роли органогенно-обломочных разностей. Переход вулканогенно-известняковой формации в известняковую постепенный и определяется по смене зеленоватых пород белыми и появлению полидетритовых известняков обычно с песчаной и иногда гравийной примесью.

Состав и строение вулканогенно-известняковой формации. Формация фациально резко изменчива, что можно проследить по ряду типовых разрезов, отвечающих отдельным участкам структурно-тектонических зон (фиг. 4).

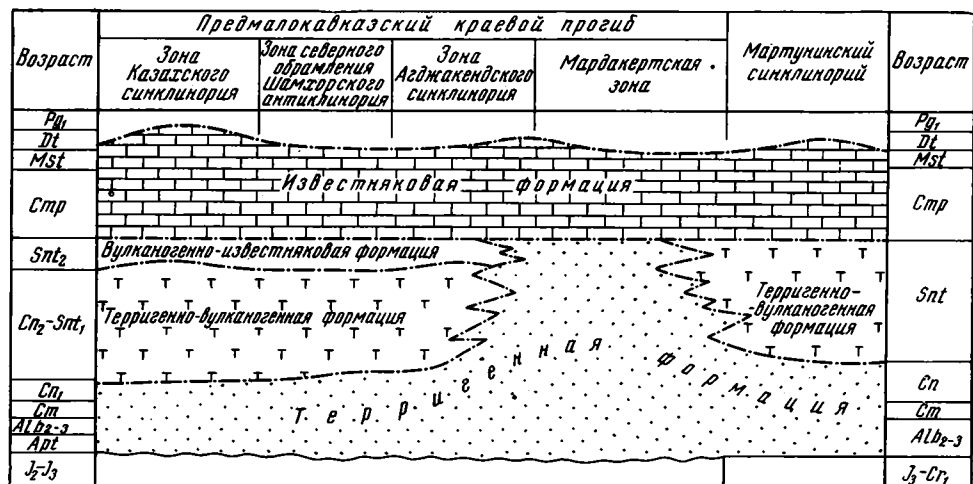
Зона Казахского синклинория. На значительной площади этой структурно-тектонической единицы в формации преобладают туфы и реже тефроиды.



Фиг. 2. Состав и распространение основных типов пород в вулканогенно-известняковой верхнемеловой формации

Содержание пород в разрезе: 1 (на рисунке обозначено пунктирной линией) — единичные пласты, в сумме не превышающие 1%; 2—1—5%; 3—5—10%; 4—10—20%; 5—20—40%; 6—40—50%; 7—>50%

В северо-западной части формация имеет трехчленное строение (гора Донакранчал, села Кямарли, Алибайрамлы). Нижняя (20—35 м) и верхняя (70—100 м) части в основном туфовые, средняя (20—75 м) выражена чередованием различных пород. Состав нижней части формации изменчив. Так, псаммитовой размерности туфы, распространенные в северо-западной части прогиба (с. Кямарли), сменяются в юго-восточном направлении сначала тефроидными конгломератами, гравелитами и песчаниками, содержащими отдельные линзы туфов и туффитов, а затем на участках Сатылмыш, Цингал следует переслаивание грубо-, крупно- и среднезернистых туфопесчаников и тефроидных песчаников и гравелитов. Таким образом, в указанном направлении пирокластический материал испытывал переработку и смешивался с осадочным. Средняя часть формации представлена на северо-западе (с. Кямарли, гора

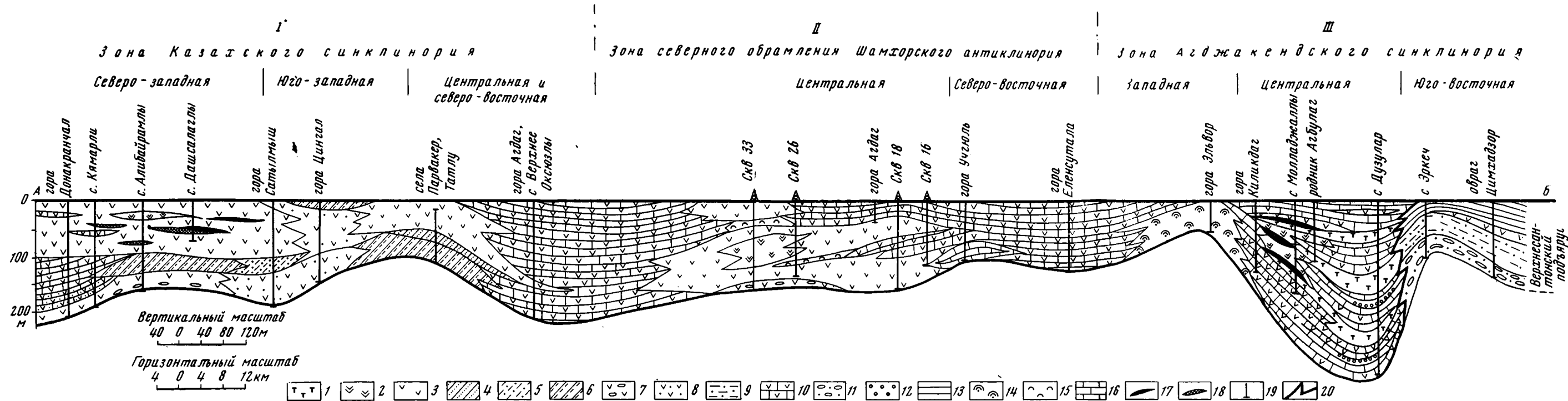


Фиг. 3. Схема взаимоотношения меловых формаций северо-восточной и восточной частей Малого Кавказа

Донакранчал) тонким переслаиванием туфоизвестняков микрозернистых и шламово-микрозернистых, часто переходящих в известковые туффиты; несколько юго-восточнее (у сел Алибайрамлы, Дашсалаглы) преобладают туфопелиты, чередующиеся с туфоизвестняками и песчаниками. Юго-западнее описанных пунктов (гора Сатылмыш) в этой же части формации преобладают туфопесчаники. Верхняя часть формации на северо-западном участке Казахского синклинория сохраняет довольно однородное строение и выражена в основном туфами липарито-дацитового состава и лишь редко содержит маломощные линзовидные прослои туфоизвестняков, а также кремнистые и еще реже железомарганцовистокремнистые стяжения и линзы (с. Дашсалаглы). Туфы светло-зеленые, голубовато-зеленые довольно плотные, в основном липаритовые. Преобладают псаммитовые разности, а псефитовые и особенно пелитовые и агломератовые им резко подчинены. Туфы псаммитовой размерности витрокластические, пемзовые, кристалло-витрокластические, а гравийные — лито-витрокластические, редко витро-литокластические. Мощность слоев 3—4 м и более. Часто наблюдается градационное строение туфовых пластов: внизу они гравийные, а сверху становятся все более мелкообломочными вплоть до пелитовых. Для известняков характерны темно-зеленые и зеленовато-серые кремнистые стяжения ($10 \times 60 \text{ см}^2$).

В юго-западной части строение формации существенно иное: резко уменьшается ее мощность и увеличивается роль крупно-, грубо- и среднезернистых туфопесчаников и тефроидных песчаников, которыми сложена вся формация у с. Севкар и горы Цингал. Туфопесчаники здесь зеленовато-серые, рыхлые, несортированные плагиоклазово-литические, в изобилии содержат остатки фауны и ходы илоедов. В нижней части формации они чередуются с тефроидными песчаниками того же состава, реже с гравелитами (мощность слоев до 5 м); в средней части туфопесчаники переслаиваются витрокластическими туффитами и шламово-микрозернистыми известняками; в верхней части (10—12 м) тонкое переслаивание туффитов, реже туффитов и шламово-микрозернистых известняков, обильно обогащенных пирокластическим материалом пелитовой размерности.

В центральной части, несмотря на преимущественно туфовый состав и сохранение трехчленного деления, наблюдается резкое изменение стро-



Фиг. 4. Продольный профиль через верхнемеловую вулканогенно-известняковую формацию Предмакоавказского прогиба

1 — андезитовые и базальтовые порфиры; 2 — туфы правый с прослоями агломератной размерности, пластами туфопесчаников и пр.; 3 — туфы псаммитовой, гравийной и агломератной размерности с прослоями туфопесчаников; 4 — чередование туфопесчаников и песчаников; 5 — чередование туфопесчаников, туфоалевролитов, туфопелитов; 6 — чередование туфоалевритов, туфопесчаников, фораминиферо-шламовых, шламово-микрозернистых известняков; 7 — туфоконгломераты; 8 — туфопесчанники; 9 — чередование туфоалевритов, туфоалевропелитов с прослоями туфов, туффитов, нередко туфогравелитов и туфопесчаников; 10 — микрозернистые, шламово-микрозерни-

стые, фораминиферо-микрозернистые известняки, обильно, до перехода в известковые туффиты, обогащенные пелловой примесью и содержащие прослои туфов, туффитов, туфопелитов; 11 — конгломерато-песчаное чередование; 12 — гравелиты; 13 — глины; 14 — грубополидетритовые известняки с гравием, галькой, линзами конгломератов и гравелитов; 15 — полидетритовые известняки; 16 — микрозернистые, шламово-микрозернистые, фораминиферо-микрозернистые известняки; 17 — линзы и линзовидные прослои железисто-марганцевых рудопоявлений; 18 — линзы силицитов; 19 — изученная часть разреза; 20 — граница формации

ения формации, что хорошо иллюстрирует разрез у сел Парвакер и Татлу²:

	Мощность, м
Туфопесчаники сильноизвестковистые, плагиоклазово-литические в чередовании со шламово-микрозернистыми туфоизвестняками, туфоалевропелитами и туфами от псефитовой до алевритовой размерности, переходящими в туффиты	53
Туфы псаммитовые литокластические, кристалло-литокластические, переходящие в гравийные и реже агломератовые разности, в чередовании с туфопесчаниками, туфогравелитами, туффитами	20
Туфы (5—6 м) зеленые кристалло-витрокластические и лито-витрокластические псаммитовой и псефитовой размерности с пластами кристалло-литокластических туффитов, туфопесчаников, туфогравелитов и туфоизвестняками шламово-микрозернистыми (10—60 см), редко полидетритовыми (5—10 см), приуроченными к верхней части пачки	40

В северо-восточной части пирокластический материал постепенно убывает, становится более тонким и уже у горы Агдаг, с. Верхнее Оксюзлы, основной элемент формации (75—80%) — известняки фораминиферово-микрозернистые, белые с зеленоватым, реже розоватым оттенками, часто окремненные, с прослоями (10—20 см) бентонитизированных витрокластических туфов. Чередование туфов (10—12 м) литокластических гравийной и псаммитовой, часто агломератовой размерности, липарито-дацитового состава отмечается только в нижней части формации.

Такое строение формации, обогащенной известняками, прослеживается в северной части Казахского синклинория и в пределах северо-западного обрамления Шамхорского антиклинория.

Зона северного обрамления Шамхорского антиклинория. Вулканогенно-известняковая формация здесь характеризуется очень изменчивым строением. В северо-западной части зоны сохраняется тот же известняковый характер формации, что и на северо-восточном участке Казахского синклинория, но уже в центральной части зоны преобладающее значение имеют туфы липарито-дацитового состава, слагающие формацию в такой последовательности:

	Мощность, м
Туфы (3—4 м) светло-зеленые, плотные, витрокластические, реже кристалло-витрокластические и литокластические псаммитовой размерности, содержащие редкие пласты туфопесчаников и тефроидных песчаников. В подошве залегает тефроидный конгломерат (3—5 м)	38
Туфы гравийной, псаммитовой и алевритовой размерности кристалло-витрокластические и витрокластические с линзами туффитов, а в верхах с пластами полидетритовых известняков, обогащенных пирокластической примесью	51
Туфы светло-зеленые псефито-псаммитовые литокластические, кристалло-витрокластические, часто бентонитизированные с редкими прослоями (1—5 см) полидетритовых известняков	50

Отмеченные в верхних частях формации полидетритовые известняки в восточном направлении замещаются шламовыми, фораминиферово-шламовыми разностями, которые в кровле переслаиваются с 2—3-метровыми бентонитизированными витрокластическими туфами и известковыми туффитами. В подошве формации здесь нередки пласты (3—5 м) агломератовых туфов, а в средней части развит пакет (40—60 м) из чередующихся зеленовато-серых туффитов и шламовых туфоизвестняков с прослоями кристалло-витрокластических туфов.

В северо-восточной части в формации постепенно уменьшается содержание туфов и увеличивается — туфоизвестняков (горы Учгюль, Еленсутапа) преимущественно шламово-микрозернистых и фораминиферово-микрозернистых, часто переходящих в известковые туффиты. В верхах формации встречаются прослои (3—5 см) полидетритовых из-

² Описание всюду дано снизу вверх.

вестняков, а в подошве — пласты тефроидных гравелитов (5—8 м), переходящих в тефроидные плагиоклазовые песчаники (гора Еленсутапа). Туфы витрокластические и кристалло-витрокластические, сильно бентонитизированные (2—4 м).

Зона Агджакендского синклинория. Строение формации здесь существенно отличается от рассмотренного выше.

В юго-западной части (гора Эльвор) формация имеет мощность 70—80 м, представлена грубо- и среднеобломочными полидетритовыми известняками, часто обогащенными линзовидно или равномерно песком и гравием, представляющими собой продукт перемива синхронной тефры андезитового, реже базальтового состава.

В северо-восточном направлении мощность формации резко возрастает, и полидетритовые известняки замещаются тонкоплитчатыми афанитовыми разностями.

В центральной части Агджакендского синклинория формация резко увеличивается в мощности и состав ее существенно меняется. Полидетритовые известняки замещаются афанитовыми, появляются эффузивы и туфы среднего и основного составов.

Типичный для формации разрез у горы Киликдаг:

	Мощность, м
Известняки розовые шламово-микрозернистые, слоистые (10—50 см). Отдельные пласты их брекчированы	22
Известняки фораминиферовые и шламово-микрозернистые с обильной, до перехода в туфиты, пепловой примесью; содержат кремнистые стяжения и прослои (5—10 см) бентонитов	30
Те же известняки с пластами (1,2—1,5 м) бентонитов, витрокластических туфов и редкими линзами (10—20 см) железо-марганцевых и кремнистых образований	52
Известняки розовые и розовато-белые шламово-микрозернистые, среди них присутствуют пласты (2—3 м) миндалекаменного базальтового порфирита, туфолов и туфов того же состава. В подошве среди агломератовых туфов встречаются слои (10—150 см) зеленовато-серых кристалло-литокластических тефроидных песчаников	30

Содержание вулканических пород — порфиритов, туфолов и туфов — увеличивается в направлении к с. Молладжаллы и достигает максимального значения у родника Агбулаг (см. фиг. 4). Здесь в пакетах (10—15 м, реже 20—25 м), состоящих из чередования андезитовых и базальтовых порфиритов, туфолов и преимущественно агломератовой размерности туфов, нередко содержатся линзы и линзовидные пласты (20—30 см, реже 2—3 м), сложенные железо-марганцевой рудой, часто обогащенной кремнистой массой. Железо-марганцевые соединения отмечаются и в трещинах, секущих агломератовые туфоловы и потоки порфиритов. Известняки, отличающиеся розоватыми тонами, в подошве нередко изобилуют мелкой галькой бентонитизированных туфов.

Резкое уменьшение вулканического материала отмечается в разрезе с. Дузулар, в 12—15 км от родника Агбулаг:

	Мощность, м
Известняки микрозернистые и фораминиферо-микрозернистые с линзами тефроидных гравелитов и конгломератов, состоящих из обломков андезитовых и базальтовых порфиритов	70
Туфоловы миндалекаменных андезитовых и базальтовых порфиритов; отдельные пласты их имеют весьма неровную поверхность и латерально сменяются густо-розовыми известняками с рассеянной галькой и гравием	20
Туфонизвестняки микрозернистые, нередко с окатанными обломками порфиритов гравийной и мелкогалечной размерности и пластом (1—2 м) вулканотерригенного конгломерата	50
Туфоловы агломератовые, как в пакете 2	50
Преимущественно известняковая пачка с линзами порфиритов (5—7 м) и туфолов. Известняки фораминиферо-микрозернистые розоватых оттенков, обогащенные гравием и галькой, размер и количество которых возрастает в направлении пластов туфолов	120

В юго-восточной части (села Монашид, Эркеч) происходит резкое сокращение мощности известняковой части формации, содержащей пласты порфиритов, туфолав, туфов, и замещение ее образованиями верхней части терригенной формации, представленными в основании мощными конгломератами с линзами гравелитов и песчаников, а в верхней части — чередованием туфопелитов с туфоалевропелитами и пластами туфопесчаников и туффитов.

Основные типы пород. Наиболее распространенные породы формации — афанитовые туфоизвестняки и туфы липарито-дацитового, реже андезитового и базальтового состава (основные члены формации); меньшее развитие (второстепенные члены) имеют андезитовые и базальтовые порфириты, туфолавы и пирокласто-осадочные образования (туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфопелиты). В центральной части Агджакендского синклинория порфириты и туфолавы становятся ведущими членами формации (см. фиг. 2, 4). В резко подчиненном количестве встречаются тефроидные и вулканито-терригенные породы (конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты), полидетритовые известняки, кремнистые и железо-марганцевые образования.

Основные и средние эффузивы и туфолавы распространены в зоне Агджакендского синклинория, образуя локальные, резко выклинивающиеся потоки и покровы (10—25 м), часто миндалекаменные в верхних и краевых частях, развитые среди афанитовых известняков. Во многих потоках (1—3 м) агломератовых туфолав обломки лавы разобщены и погружены в розоватый известковый материал. Латерально они сменяются афанитовыми известняками, в которых содержатся линзы с рассеянными гальками и гравием из ожелезненных порфиритов одинакового с туфоловой состава. Андезитовые и базальтовые порфириты, представлявшие собой потоки, имеют миндалекаменную текстуру.

Наиболее распространены андезитовые порфириты. Реже встречаются базальтовые афировые порфириты, обычно лишенные вкрапленников, но с флюидалным расположением лейст и микролитов плагиоклаза, в промежутках между которыми располагается девитрифицированное вулканическое стекло, мелкие зерна пироксена и магнетита.

Кислый пирокластический материал слагает туфы и туффиты, встречающиеся почти во всех структурно-фациальных зонах, но особенно характерные для Казахского синклинория, где пакеты туфов достигают более 90 м. Туфы и туффиты андезитового и андезито-базальтового состава, составляющие не более 10—20% общего объема пород, распространены в Агджакендском синклинории. Агломератовые и гравийные разности их обычно литокластические: гравийные — кристалло-литокластические, редко пемзовые; псаммитовые — пемзовые, витрокластические, кристалло-витрокластические; алевроитовые и пелитовые — только витрокластические. Грубообломочные туфы залегают в виде линз, а мелкообломочные — в виде выдержанных слоев мощностью 20 см, более 5 м.

Туффиты встречаются значительно реже туфов. По величине обломков туффиты обычно не грубее псаммитовой размерности, и их обломочная (пирокластическая) часть по составу сходна с туфами. Осадочный материал представлен карбонатом кальция. Туффиты переслаиваются с известняками и латерально их замещающими туфоизвестняками, а также образуют пакеты (3—5 м) чередования с туфами и туфопелитами.

Пирокластический материал туфов и туффитов нередко глубоко переработан в диагенезе и при региональном эпигенезе. При этом глубина преобразований зависит, во-первых, от мощности пластов, а также крупности и состава (основности) пепловых частиц, во-вторых, от характера сопряженных осадочных пород. Наиболее измененными оказываются

туфы, особенно среднего и основного состава, залегающие среди афанитовых известняков. Показательно увеличение глинизации туфов и туффитов вверх по разрезу. В Казахском синклинории, как и на значительной площади обрамления Шамхорского антиклинория, т. е. в областях преимущественного распространения туфов липарито-дацитового состава, доминируют слабо измененные цеолитизированные и хлоритизированные породы. И только в верхней части формации, среди известняков, кроме того, развиты монтмориллонитизированные туфы. В зоне Агджакендского синклинория и восточной части обрамления Шамхорского антиклинория преобладали процессы монтмориллонитизации пепла, что вызвано, очевидно, повышенной основностью вулканического стекла и преимущественно известняковым характером вмещающих пород.

Внутренняя часть рогульчатого и пемзового вулканического стекла слабо измененных туфов замещается цеолитами (ломонитом, мордени-том), пустоты в пемзе выполнены хлоритом, а на поверхности обломков обычно развита тонкая оторочка из хлорита и монтмориллонита. Лишь в сильно глинизированных породах все обломки вулканического стекла замещены агрегатами монтмориллонитовых образований.

Среди пирокласто-осадочных пород выделяются пирокласто-терригенные и пирокласто-биохемогенные.

Первые представлены туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевритами и туфопелитами. Преобладают туфопесчаники, по составу они либо литические, на 50—70% состоящие из обломков липарито-дацитов, андезитов, базальтов, либо кристалло-литические, в которых содержание плагиоклазов 25—30%. Обломки нередко окатаны и отсортированы, цемент глинисто-карбонатный, карбонатный, обогащенный пелитовым пирокластическим материалом. Туфоалевролиты плагиоклазово-литические, встречаются отдельными маломощными прослоями. Тонкодисперсная составляющая туфопелитов представлена монтмориллонитом с примесью гидрослюда и хлорита. Рассмотренные породы формировались в основном за счет перемива и переотложения синхронной тефры и более древних вулканических накоплений.

Пирокласто-биохемогенные образования представлены туфоизвестняками, среди которых микрозернистые разности распространены в Казахском и Агджакендском синклинориях, фораминиферово-шламовые — в зоне обрамления Шамхорского антиклинория, а шламово-микрозернистые и фораминиферово-микрозернистые — повсеместно.

Туфоизвестняки по содержанию пирокластики нередко являются переходной разностью к туффитам. Карбонатная составляющая в них — микрозернистый кальцит, органический шлам, реже — мелкий детрит и фораминиферы, а туфовый материал обычно пелитовой, алевритовой, реже мелкопсаммитовой размерностей. Он представлен рогульчатым или пемзовым стеклом, кристаллами плагиоклазов и обломками базиса эффузивов; обломки довольно равномерно распределены в пласте. Мощность пакетов, сложенных этими известняками, около 10—15 м. В ряде пунктов Казахского и Агджакендского синклинориев они встречаются среди вулканокластических образований в виде небольших линз и маломощных прослоев.

Осадочные породы, как мы видим, представлены известняками, преимущественно афанитовыми, часто глинистыми; локально распространены полидетритовые разности. Реже встречаются известковистые глины, алевриты и очень редко песчаники, гравелиты и конгломераты. Афанитовые известняки, как чистые так и глинистые, белые, слегка сероватые. Полидетритовые известняки встречаются единичными прослоями (3—10 см) в верхней части формации среди афанитовых известняков, реже туфов, и только в юго-западной части Агджакендского синклинория (гора Эльвор) грубодетритовые их разности достигают 80 м

мощности. В нижней части их линзовидно или равномерно рассеяна песчаная и гравийная примесь из хорошо окатанных обломков андезитовых и базальтовых порфиритов. Терригенные породы сложены продуктами перемыва подстилающих толщ, отличаются малыми мощностями (3—10 см), высокой карбонатностью и полимиктовым составом.

Конкреции и линзовидные прослои темно-серых и зеленовато-серых кремней ($20 \times 100 \text{ см}^2$) локально и цепочкообразно распространены в средней части пластов афанитовых известняков или мелкообломочных туфов липарито-дацитового состава. Кремнеземом (в тонкорассеянной форме) обогащены глины, пелитовой размерности туффиты и известняки; кремнезем также встречается в железо-марганцевых образованиях в виде желваков, линз и линзовидных прослоев.

Все перечисленные выше породы приурочены к различным стратиграфическим уровням вулканогенно-известняковой формации, многие из них по простираению нередко сменяют друг друга, придавая ей изменчивый характер (см. фиг. 4).

Для вулканогенно-известняковой формации по сравнению с подстилающими образованиями терригенно-вулканогенной формации характерно существенное изменение вещественного состава пород, а также отдельных минеральных ассоциаций. Помимо авгита и роговой обманки, частыми компонентами становятся титанит, пикотит, эпидот, цоизит, барит и др. Увеличение роли биотита, очевидно, в значительной мере связано с более кислыми разностями вулканического материала по сравнению с предыдущей эпохой накопления осадков, что особенно отчетливо проявляется в Казахском синклинории. Состав туфопесчаников и туфоалевролитов, а также нерастворимой части туфоизвестняков сходен с составом вмещающих туфовых и подстилающих вулканических накоплений. В пределах изученной формации выделяется три минеральных ассоциации: 1) биотито-роговообманково-авгитовая с титанитом и пикотитом, приуроченная к юго-западной части Казахского синклинория; 2) биотито-роговообманковая с титанитом и пикотитом, сменяющая в юго-восточном направлении первую; она распространена в восточной части обрамления Шамхорского антиклинория и на значительной площади Агджакендского синклинория; 3) роговообманково-авгито-биотитовая, распространенная в северо-западной части Казахского синклинория и несколько восточнее — в центральной части зоны обрамления Шамхорского антиклинория.

Железо-марганцевые рудопроявления. С образованиями вулканогенно-известняковой формации связаны железо-марганцевые рудопроявления, приуроченные к площадям развития эффузивов и туфов среднего, основного и редко кислого состава. Встречаются рудопроявления либо в туфовых пачках, где переслаиваются туфы разной, преимущественно грубой размерности (Казахский синклинорий — с. Дашсалаглы), либо в толщах, состоящих из чередования агломератовых туфолав, туфов, андезитовых, базальтовых порфиритов, афанитовых известняков (Агджакендский синклинорий — с. Молладжаллы, родник Агбулаг).

Рудные тела имеют форму линзовидных пластов, линз, желваков и гнезд. В линзах часто проявляется микрослоистое строение, обусловленное различной обогащенностью кремнеземом. Мощность линз 0,1—0,2 м, линзовидных пластов — 0,5—1,0 м, реже 2—5 м, а рудовмещающих пачек — до 10 м и более. Рудные тела примыкают к вулканокластическим породам, не выходя за черту их распространения.

В остальной части формации, особенно выше рудовмещающих пачек, встречаются небольшие включения, мелкие вкрапленники и примазки рудного вещества. Железо-марганцевые выделения, отчетливо фиксируя пути движения Fe и Mn, встречаются в трещинах, пересекающих отдельные потоки эффузивов в разных направлениях, независимых от прежних контактов лав с морской водой. Такие следы сохранились в

потоках не только верхнесантонских эффузивов, но и в подстилающих верхнеконьяк-нижнесантонских отложениях района родника Агбулаг. Среднее содержание рудных проявлений в разрезе от сотых долей до 0,5, редко 1,0% общей мощности формации.

О железисто-марганцевых проявлениях в пределах Азербайджана сообщали А. Г. Бетехтин (1944), М. А. Кашкай, Т. А. Халилова (1957), Ш. А. Азизбеков (1947), Р. Н. Абдуллаев (1963), Э. Ш. Шихалибейли (1966) и др. Геохимическими исследованиями М. А. Кашкай, Т. А. Халиловой (1957), Т. А. Халиловой (1953, 1960) и других установлены минеральные особенности руд в районах сел Дашсалаглы, Молладжаллы и горы Эльвор. По данным этих авторов, основные минералы здесь псиломелан, манганит, пиролюзит, реже рамсделлит, гематит, гетит, опал, халцедон и кварц.

Исходя из количественных соотношений между окислами, различают пять типов рудопроявлений: 1) железо-марганцевые — $MnO_2 : Fe_2O_3 = 1,7 \div 2,2$; 2) марганцевые — $14 \div 25$; 3) марганцево-железные — $3,2 \div 3,5$; 4) железные — $13,3 \div 23,3$; 5) железисто-марганцевисто-кремнистые — $2,2 \div 2,4$, причем резко преобладает SiO_2 . Эти образования, относимые Т. А. Халиловой и Ф. С. Аскеровым (1966) к бедным марганцевистым рудам, распространены в туфах липарито-дацитового состава, содержащих маломощные линзы безрудных силицитов и кремнистых туфоизвестняков.

По нашему мнению, исходя из преобладания того или иного элемента, образующего руды, их можно объединить в три группы: 1) марганцевые и железо-марганцевые, не содержащие SiO_2 (гора Эльвор, с. Молладжаллы); 2) железистые и марганцевисто-железные, со значительным количеством SiO_2 (у с. Молладжаллы); 3) железисто-марганцевисто-кремнистые, в которых резко преобладает SiO_2 (с. Дашсалаглы).

Рудовмещающие пачки чаще всего в нижней части содержат железистые и марганцевисто-железные руды, которые выше переходят в силициты или кремнистые аргиллиты кирпично-красного цвета с включениями и желваками железо-марганцевых руд; последние перекрываются марганцевой рудой, латерально переходящей в железо-марганцевую.

Марганцевые и железо-марганцевые руды образуют пластовую залежь изменчивой мощности (0—2,5 м). Она прослеживается на расстоянии около 300 м и более. Кроме того, эти руды образуют различных размеров и форм желваки, гнезда, пропластки, заключенные в марганцевисто-железных рудах.

Марганцевисто-железные и железные руды также образуют преимущественно пластообразные тела, но отличаются менее выдержанными мощностями (более 0—5 м); реже они встречаются среди марганцевых руд небольшими линзами и гнездами.

Генезис руд по разным авторам неодинаков: 1) метосоматический (Паффенгольц, 1928; Дзоцендзе, Гвалчрелидзе, 1965); 2) осадочно-морской; источник рудного вещества — континент (Бетехтин, 1944; Кашкай, Халилова, 1957; Халилова, 1960); 3) эксгальационно-осадочный (Асланян, 1958; Магакян, Котляр, Хачатуров, 1965; Халилова, Аскеров, 1966).

В верхнемеловом Предмалокавказском прогибе во время формирования вулканогенно-известняковой формации, когда заметно ослабла активная вулканическая деятельность и происходило интенсивное накопление известковых осадков, существовали благоприятные условия для формирования железо-марганцевых руд. Обращает на себя внимание тот факт, что железо-марганцевые рудопроявления приурочены преимущественно к участкам, где распространены подводные излияния андезитового и базальтового расплава и развиты известковые илы; это по-

зволяет предполагать генетическую связь рудонакопления с подводным вулканизмом и особыми гидрохимическими условиями. **Осадочный тип** отложения железистых, марганцевых и кремнистых образований здесь подтверждается согласным залеганием рудных тел с вмещающими породами, а также микрослоистой, нередко осложненной микроскладчатостью, текстурой. Вместе с тем концентрация рудного вещества в мелководных, но относительно удаленных от береговой линии участках, свидетельствуют о том, что вулканические гидротермы могли служить преимущественным, если не единственным источником поступавшего в водоем железа, марганца и кремния. Характерно, что накопление рудного вещества происходило вслед за излиянием лав и выбросом пирокластики.

Высокая щелочность придонных и иловых вод способствовала снижению миграционной способности Mn , Fe (и отчасти SiO_2), вследствие чего их окисные соединения, не испытав длительных перемещений, осаждались недалеко от мест поступления.

Связь рудонакопления с завершающими этапами активной вулканической деятельности отмечалась Л. Н. Формозовой (1963) для руд Ландилль, Р. А. Борукаевым (1955), Г. Н. Щерба (1965) для руд Центрального Казахстана и для других месторождений многими исследователями (Херасков, 1951; Соколова, 1963).

Вулканогенно-известняковая формация по составу осадочных и вулканических пород имеет значительное сходство с палеозойскими формациями Северо-Западного Казахстана (Борукаев, 1955), а также с таковыми Европы (Формозова, 1963) и является новым примером формаций, аналогичных выделенным ранее И. В. Хворовой (1963).

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р. Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Баку, Изд-во АН АзербССР, 1963.
- Азизбеков Ш. А. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Баку, Изд-во АН АзербССР, 1947.
- Акаева В. П. Литолого-минералогические особенности формаций мела северо-восточного склона Малого Кавказа.— Докл. АН СССР, 1964, т. 159, № 4.
- Акаева В. П. О литолого-минералогических особенностях меловых формаций северо-восточного склона Малого Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 9.
- Асланян А. Г. Региональная геология Армении. Ереван, Изд-во Айпетрат, 1958.
- Бетехтин А. Г. О генетических типах марганцевых месторождений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1944, № 4.
- Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР, М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Борукаев Р. А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арпа), М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Габриэлян А. А. Тектонические комплексы Армении.— Тр. совещ. по тект. Альп. геос. обл. юга СССР, Баку, Изд-во АН АзербССР, 1956.
- Габриэлян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.
- Дзоценидзе С. Г., Твалчрелидзе Г. А. О типах рудных месторождений, связанных с вулканизмом геосинклинальных зон (на примере Кавказа).— В кн.: Рудность вулканогенных формаций, М., «Недра», 1965.
- Кашкай М. А., Халилова Т. А. К вопросу о генезисе марганцевых оруденений в Ханларском районе.— Изв. АН АзербССР, 1957, № 8.
- Магакян И. И., Котляр В. Н., Хачатуров В. А. Месторождения субвулканического происхождения в Армянской ССР и их поисковые признаки. В кн.: Рудность вулканогенных формаций, М., «Недра», 1965.
- Мамедзаде Р. Н. Стратиграфия меловых отложений северо-восточной части Малого Кавказа (Азербайджанская ССР). Баку, Изд-во АН АзербССР, 1967.
- Милановский Е. Е. Некоторые основные вопросы истории тектонического развития Малого Кавказа.— Тр. совещ. по тект. Альп. геос. обл. юга СССР. Баку, Изд-во АН АзербССР, 1956.
- Паффенгольц К. Н. Дашкесан и Заглик. Месторождения магнитного железняка и квасцового камня.— Тр. Геол. ком-та. Нов. сер. Л., Изд-во Геол. ком., 1928, вып. 170.

- Ренгартен В. П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. В кн.: Региональная стратиграфия СССР, т. VI, М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Соколова Е. А. О марганценовых вулканогенно-осадочных формациях калифорнийского типа. В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации.—Тр. Геол. ин-та АН СССР, М., 1963, вып. 81.
- Формозова Л. Н. Эксталяционно-осадочные месторождения железных руд типа Лан-Дилль и геологическая обстановка их образования. В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации, Тр. Геол. ин-та АН СССР, М., 1963, вып. 81.
- Халилова Т. А. О минералогическом составе и типах руд железо-марганцевых месторождений Ханларского района. Изв. АН АзербССР, 1953, № 12.
- Халилова Т. А. Железо-марганцевые месторождения Ханларского района. Баку, Изд-во АН АзербССР, 1960.
- Халилова Т. А., Ф. С. Аскеров. К минералогии железо-марганцевых руд Дашсалахлинского проявления в Азербайджанской ССР. Баку, Изв. АН АзербССР, сер. наук о земле, № 5, 1966.
- Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации.—Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 81.
- Хворова И. В., Сибиркина Л. М. Информация о семинаре по классификации, номенклатуре и диагностике вулканогенно-осадочных (обломочных) пород.—Литол. и полезн. ископ., 1968, № 5.
- Херасков Н. Н. Геология и генезис Восточно-Башкирских марганцевых месторождений. В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика А. Д. Архангельского, М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Баку, Изд-во АН АзербССР, т. I, 1965; т. II, 1966, т. III, 1967.
- Щерба Г. И. Связь рудных месторождений Казахстана с герцинским вулканизмом. В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций, М., «Недра», 1965.

Институт геологии АН АзербССР
Баку

Дата поступления
14.XI.1967

УДК 553.492(470.324)

БОКСИТИЗАЦИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ЮГО-ВОСТОКЕ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Б. В. АСКОЧЕНСКИЙ

Автором установлено, что высокие значения Al_2O_3 в глинах, заполняющих карстовые воронки, обусловлены синтезом аллофанового вещества и его производными — галлуазитом, бемитом и алунитом. Синтез аллофанового вещества осуществлялся, главным образом, в послемеловое время в ряду эпигенетических преобразований элювиальных глин мел-мергельного основания. Повышение значений Al_2O_3 на вершинах и склонах неровностей рельефа верхнемеловых отложений автором объясняется частичным переходом монтмориллонита в каолинит во время предпалеогенового континентального перерыва.

Элювиальные глинистые породы, покрывающие закарстованную поверхность верхнемеловых отложений на юго-восточной части Воронежской антеклизы, нередко характеризуются повышенным содержанием Al_2O_3 (особенно в полостях мелового карста). Глинистые породы, заполняющие полости мелового карста, нередко содержат Al_2O_3 до 35—40%, это давало повод исследователям относить их к латеритоподобным породам или бокситам.

Происхождение белых «высокоглиноземных каолинов» в карсте К. Д. Глинка (1918) тесно связывает с красноватыми и зеленоватыми глинами, выстилающими днища воронок. Он пишет, что белую глину нетрудно получить из красной «...если отнять у нее остатки оснований, немного кремнезема и лишить ее окиси железа». По К. Д. Глинке, «При перемывании красной глины материковыми водами, особенно богатыми органическим веществом, а таковые зачастую воды тропических климатов, такой процесс вполне возможен».

А. А. Дубянский (1937) высокие значения Al_2O_3 в «латеритоподобных» глинах мелового карста связывает с выветриванием глинистого остатка карбонатных пород в предпалеогеновое континентальное время. Он пишет: «В условиях карста элювиальные процессы в мелу и процессы латеритизации мела могли быть особо благоприятны: при карстовом рельефе, имея в виду его водосборную площадь, мел стенок карстовых полостей и меловой делювий, выполняющий их, могли чаще и дольше находиться во влажном состоянии; помимо этого, могли периодически подвергаться действию проникающей в карстовые формы воды, содержащей углекислый газ, так как в карсте, безусловно, накапливалась и разлагалась растительность, о чем говорят встречающиеся в меловом карсте черные гумусированные глины и даже лигниты».

По условиям залегания и вещественному составу описываемые породы юго-востока Воронежской антеклизы весьма близки к «бокситоносным отложениям», приуроченным к известнякам нижнего карбона Подмосковского бассейна (Трубина, 1958). Встречающийся в карстовых полостях упинских и озерско-хаванских известняков аллофан, по К. Н. Трубиной, — результат выпадания из циркулирующих или застойных сернокислых грунтовых вод, в которых глинозем находился в кол-

лоидном и растворенном состоянии. В дальнейшем за счет аллофана были образованы галлуазит и гиббсит. Как полагает автор, источником глинозема были угленосные глины кровли известняков, в настоящее время сохранившиеся от размывов только в виде небольших пятен.

Наши исследования, проводившиеся с привлечением современных средств минералогической диагностики (рентгена, электронной микроскопии, термического анализа), подтверждают правильность высказываний, сделанных более 50 лет назад К. Д. Глинкой в отношении обогащения глиноземом пород в полостях мелового карста. Установлено, что минералами, вызывающими увеличение Al_2O_3 , являются алунит, галлуазит, аллофан, бемит и каолинит.

На северо-западной окраине хут. Верхний Соин Урюпинского района в глинах, заполняющих карстовую полость глубиной около 9 и шириной у дна около 8 м, обнаружена крутонаклонная зональность, частично заметная визуально, а в некоторых элементах дополненная после проведения минералогических анализов глин (фиг. 1).

В западной стенке карста прослеживаются:

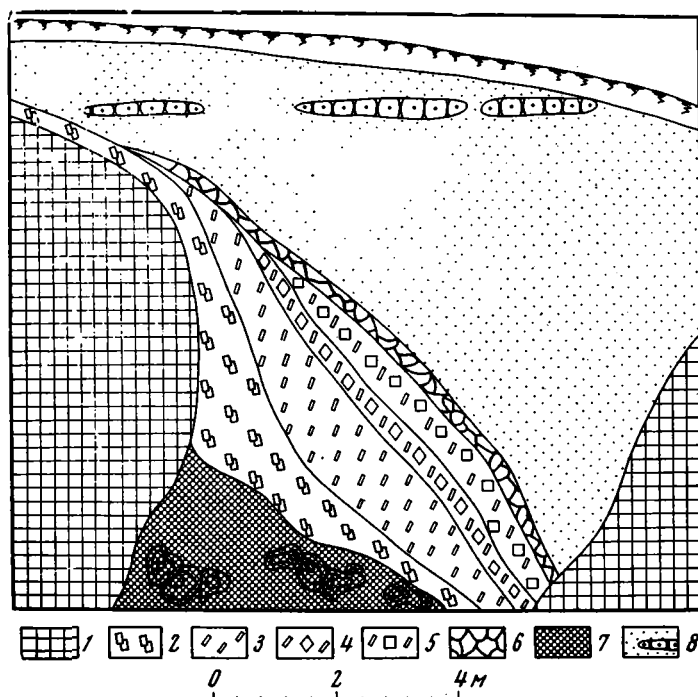
Мощность, м

1. Писчий мел турона, участками кальцитизированный с дендритами окислов марганца. 3
2. Глина зеленовато-серая, весьма тонкая, чешуйчатого сложения, по плоскостям отдельностей иногда видны присыпки порошкового гипса около 1
3. Глина светло-серая, комковатая, с матовым блеском и пслураковистым изломом 0,8
4. Глина белая, местами с зеленовато-бурыми разводами, мраморовидная, весьма плотная, с раковистым изломом 0,1—0,3
5. Глина снежно-белая, очень плотная и тяжелая, со стекляннм, а местами жирным блеском 0,2—0,5

На контакте с песками верхнего палеоцена разрез дополняет несколько обособленная, весьма хрупкая корка белой глины, слегка опесчаненной и разбитой трещинками на остроугольные обломки, от чего порода приобрела брекчиевидный облик. В нижней части карстовой воронки, на контакте с мелом, глина слоя 2 ожелезнена до состояния плотного бурого железняка, местами жеодистого сложения. На внутренней поверхности центральных полостей некоторых жеод наблюдаются очень мелкие, полупрозрачные, собранные в щетковидные скопления кристаллики ангидрита ($N_{cp} = 1,570$).

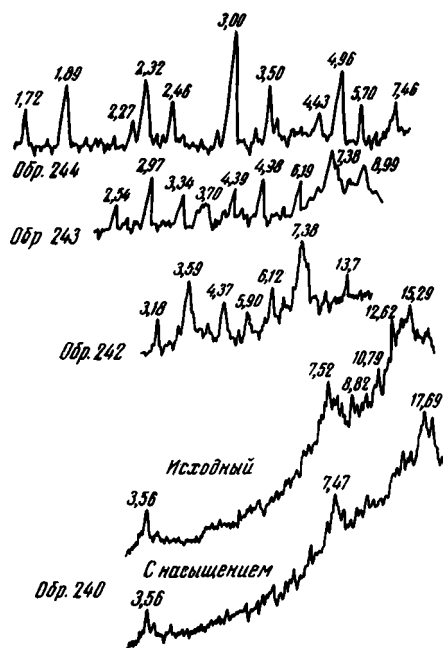
На дифрактограмме глины слоя 2 вместе с рефлексом 15,29 кх, характерным для монтмориллонита, фиксируется серия иррациональных рефлексов со значением 7,52; 8,82; 10,79; 12,62 кх (фиг. 2, обр. 240). Рефлекс 7,52 кх (7,47 кх с насыщением) велик для обычного каолинита, вместе с тем считать его как отражение межплоскостного расстояния метагаллуазита нет основания, так как электронномикроскопические снимки этих глин не дают ни одной формы, характерной для метагаллуазита. На наш взгляд, рефлексы подобного значения должны идентифицироваться как отражения смешанно-слоистых неупорядоченных производных монтмориллонита и каолинита. Кривая нагревания этой глины с глубокими эндотермическими эффектами при 150, 545°, более мелким при 880° и экзотермическим эффектом при 940° отвечает содержанию монтмориллонита и каолинита (фиг. 3, обр. 240).

На электронномикроскопических снимках глина слоя 2 представлена мелкими, хлопьевидными частицами монтмориллонита, часто с характерными шиповидными отростками и линиями завихрений. Здесь почти в каждом препарате можно обнаружить частицы монтмориллонита, края которых с одной или нескольких сторон ограничиваются гексагональными гранями. Иногда удается проследить различные стадии такого изменения морфологии частицы монтмориллонита. Сначала вблизи монтмориллонитовой чешуйки появляется одна или две-три базисные

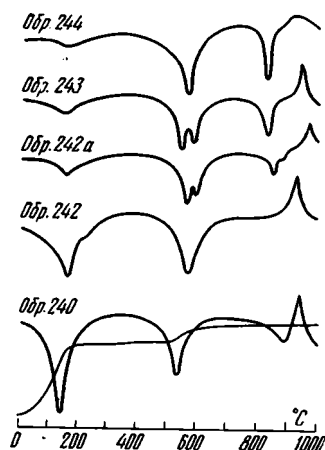


Фиг. 1. Зарисовка западной стенки карстовой воронки на северо-западной окраине хут. Верхний Сонн

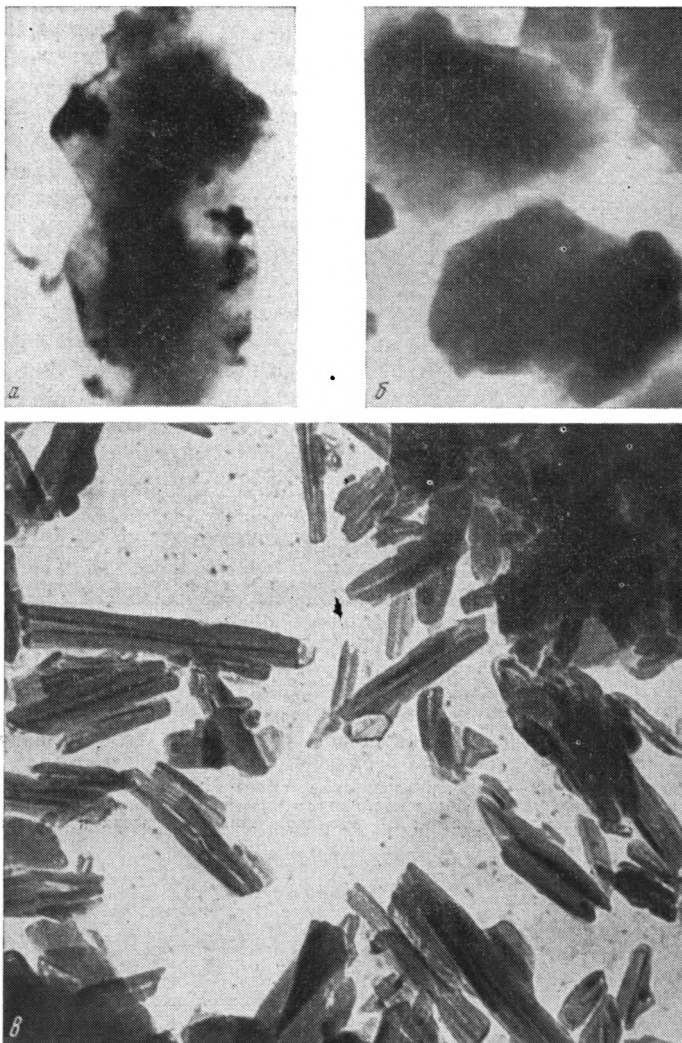
1—писчий мел турона; 2—монтмориллонитовые глины; 3—монтмориллонито-галлуазитовые глины; 4—галлуазитовые глины с бемитом; 5—галлуазито-алунитовая порода; 6—песчано-глинистая брекчия с бемитом и алунитом; 7—бурый железняк; 8—пески и песчаники палеогена



Фиг. 2. Дифрактограммы глины из карстовой воронки около хут. Верхний Сонн



Фиг. 3. Кривые нагревания глины из карстовой воронки около хут. Верхний Сонн

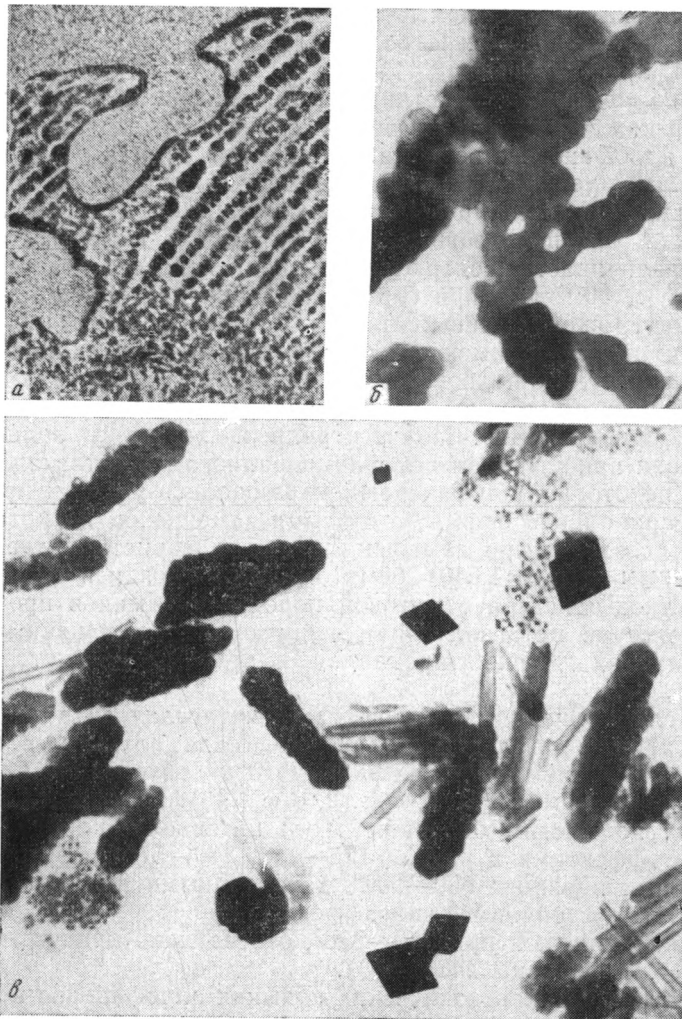


Фиг. 4. Минералогические типы глинистых пород в карстовой воронке около хут. Верхний Соня

а — переходная стадия монтмориллонита в каолинит (электронный микроскоп, $\times 22\,000$); *б* — каолинито-монтмориллонитовая элювиальная глина (электронный микроскоп, $\times 22\,000$); *в* — метагаллуазитовая глина, на некоторых кристаллах видны гексагональные очертания поперечных срезов (электронный микроскоп, $\times 15\,000$)

полоски под углом примерно 45° , соединенные с монтмориллонитовой частицей очень тонкой, полупрозрачной пленкой. Базисные полоски, очевидно, представляют собой загнутые края такой пленки. Затем от периферии к центру пленка начинает как бы заполняться более темными сгустками вещества, не выходящего за пределы гексагонально ориентированных базисных полосок (фиг. 4, *а*). Заполнение нередко идет до тех пор, пока характерные каолинитовые контуры не определяются достаточно четко (см. фиг. 4, *б*). На крупной монтмориллонитовой частице может идти одновременное формирование двух или трех каолинитовых пакетов, имеющих в этом случае цепочковидную ориентировку.

На дифрактограмме глины слоя 3 фиксируются рефлексы, свойственные монтмориллониту и метагаллуазиту: $13,7\text{ кх}$ ($18,2\text{ кх}$ с насыщением) и $7,38\text{ кх}$ с серией базальных рефлексов иных порядков (см. фиг. 2, обр. 242). Рефлексы $6,12$ и $3,18\text{ кх}$ отвечают межплоскостным расстояниям бемита (Браун, 1965). На кривых нагрева основные эндо-



Фиг. 5. Минералогические типы глинистых пород в карстовой воронке около хут. Верхний Соин

a — беймит (темное) полосчато-волокнистый, замещающий метагаллаузитовую глину (поляризационный микроскоп, $\times 90$, ник. II); *b* — аллофановое вещество, слабоякристилизованное, водорослевидного сложения (электронный микроскоп, $\times 15\,000$); *v* — галлаузитовая глина с беймитом, видны удлиненные скопления аллофанового вещества различной стадии кристаллизации, стопковидные агрегаты и отдельные ромбы кристаллов беймита (электронный микроскоп, $\times 11\,000$)

термические эффекты при 155 , 133 , 560° и дополнительные при 595 , 826 , 986° вместе с экзотермическими эффектами при 925 и 986° свидетельствуют о монтмориллонито-метагаллаузитовом составе глин с определенной примесью беймита, алунита и кальцита (см. фиг. 3, образцы 242, 242а).

Галлаузит (метагаллаузит) под электронным микроскопом на ранних стадиях кристаллизации представляет собой удлиненные, просвечивающиеся с периферии, кистевидные, иногда листовидные частицы, которые выкристаллизовываются из аморфного вещества аллофанового облика. На более поздних стадиях удлиненные частицы начинают свертываться в полые шестовидные кристаллы. По длинной стороне некоторых из них наряду с линией соединительного шва можно заметить продольные линии ограничения кристаллов, представляющих в поперечном срезе не окружность, а псевдогексагональный периметр. Подтверждения

ем этому служат наблюдаемые иногда поперечники кристаллов метagalлуазита, ориентированные более или менее параллельно подложке (см. фиг. 4, в).

Наиболее ощутима высокоглиноземная минерализация в слоях 4—5, где почти в каждом препарате вместе с метagalлуазитом наблюдаются скопления аллофанового вещества, кристаллы бемита и алуни-та. Отмечено некоторое преобладание бемита в слое 4 и алуни-та в слое 5.

Глина слоя 4 под поляризационным микроскопом имеет слегка жел-товатый цвет, она полуизотропна, с $N_{cp} = 1,515—1,520$. На отдельных участках увеличивается содержание тонкодисперсного метagalлуазита с $N_{cp} = 1,545—1,550$; здесь при скрещенных николях хорошо заметно не-равномерное сложение глины: участки с беспорядочно расположенными глинистыми лейстами, имеющие агрегатную поляризацию, чередуются с участками изогнуто-полосчатого (волоконистого) строения. Глинистые чешуйки в этих местах имеют одинаковую оптическую ориентировку и угасают одновременно. Полуизотропный характер большей части глины вызван присутствием гелефицированного вещества аллофанового облика. В некоторых шлифах нами наблюдались участки прихотливой, овально-неправильной формы, с бухтами замещения, на которых мета-галлуазит псевдоморфно замещен хорошо раскристаллизованным вы-сокорельефным ($N_{cp} = 1,640$) бемитом более поздней генерации. На таких участках текстура бемитовой породы, видимая в простом свете, подобна текстуре метagalлуазита, видимой при скрещенных николях: в одних случаях дезориентированная, в других — изогнуто-полосчатая (фиг. 5, а).

Глина слоя 4 наряду с рефлексами метagalлуазита на дифракто-грамме содержит рефлексы, характерные для алуни-та: 4,96; 2,97 кх (Михеев, 1957). Аномальный рефлекс 6,19 кх обусловлен слабораскри-сталлизованным бемитом (см. фиг. 2, обр. 243). На кривых нагревания, полученных по многим образцам этого интервала, наряду с эндотер-мическими эффектами в районе 125—130, 570—575° и экзотермически-ми эффектами в районе 980—992°, характерными для метagalлуазита, наблюдаются устойчивые эндоэффекты при 590—595°, отвечающие присутствию бемита, и при 810—830°, отвечающие присутствию алуни-та (см. фиг. 3, образцы 242а, 243).

На электронномикроскопических снимках аллофановое вещество об-наруживается на фоне метagalлуазита в виде аморфного или уже слег-ка раскристаллизованного вещества, часто собранного в водорослевид-ные образования (см. фиг. 5, б). Нередко можно наблюдать, как алло-фановое вещество начинает группироваться в продолговатые сгустки, которые приобретают сначала коконовидную, а затем, по мере кристал-лизации бемита, удлиненную форму, размером 0,5—1,5 мк, с псевдо-гексагональными (псевдоромбическими) очертаниями граней. Элект-ронный микроскоп помогает установить агрегированный характер удлиненных частиц бемита, состоящих из псевдогексагональных или псевдоромбических пластинок, сложенных в стопку (см. фиг. 5, в). Коли-чество пластинок в стопке 2—12. При большом увеличении (около 22 000) на тонких пластинках видно, что каждая из них сложена множеством гексагональных микролитов, плотно сгруппированных подобно мозаике в кристалл псевдоромбического габитуса. На более поздних стадиях кристаллизации, надо полагать, происходит распад удлиненных агрега-тов на отдельные кристаллы размером 0,2—0,5 мк, имеющие в одних случаях форму ромбов, в других — треугольников с отсеченными верши-нами, изредка — параллелограммов.

Глина слоя 5 существенно алуни-тового состава, что подтверждается дифрактометрически и термически (см. фиг. 2, 3, обр. 244).

На электронномикроскопических снимках алунит образует толстые квадратные пластинки размером около 1 мк и всегда ассоциирует с галлаузитом и аллофаном.

Химический анализ (см. таблицу) показал последовательное возрастание Al_2O_3 и уменьшение SiO_2 от слоя 2 к слою 5. Соответственно увеличивается значение глиноземного модуля. В слоях 4 и 5, по мере накопления в глинах алунита, возрастает содержание SO_3 и K_2O . Однако постоянно сопутствующий алуниту метагаллаузит, а также определенное количество аллофана и бемита делают содержание SO_3 и K_2O ниже значений, присущих «чистому» алуниту. Уменьшение содержания H_2O от слоя 2 к слою 4 показывает рост дегидратации от менее измененных пород к более измененным. Примечательно постепенное уменьшение содержания TiO_2 вверх по разрезу, вплоть до полного его исчезновения в слоях 4 и 5.

Зональность глинистых пород в карсте, аналогичная приведенной, обнаружена нами также около деревень Рудня и Ильинка Калачеевского района, деревень Львово и Терехово Таловского района, д. Воробьевка Бутурлиновского района и в других местах.

Изложенные данные позволяют сделать следующие выводы.

Формирование профилей бокситизации исследованной территории происходило в элювиальных глинах верхнемеловых отложений, приуроченных к локальным понижениям эрозионно-денудационной поверхности выветривания. Обычно сильно трещиноватые и глубоко дезинтегрированные участки локальных понижений рельефа были областями концентрированной разгрузки лежащих выше водоносных горизонтов.

Благодаря инфильтрации грунтовых вод через мелкочешуйчатые монтмориллонитовые глины в последних осуществлялся синтез аллофанового вещества, которое выносилось в форме коллоидов глинозема из остаточных глин с вершин и склонов водоразделов, а возможно, из глинистых фаций перекрывающих пород палеогена.

Химический состав (%) глинистых пород из карстовой воронки на северо-западной окраине хут. Верхний Соин Урюпинского района

№ слоя	№ обр.	Минералогический состав	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	MnO	P_2O_5	K_2O	Na_2O	SO_3	H_2O	П.п.п.	Сумма	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$
5	244	Алунит с примесью метагаллаузита, аллофана и бемита	1,06	37,81	Нет	Нет	0,11	0,18	Не опр.	Сл.	7,13	1,94	7,81	0,38	44,29	100,71	35
4	243	Метагаллаузит, бемит, аллофан	17,56	36,24	Нет	Нет	0,70	0,07	Не опр.	Сл.	4,61	1,51	0,94	3,26	35,59	100,48	1,92
3	242а	Метагаллаузит, монтмориллонит	53,62	18,56	6,20	0,42	1,03	3,10	0,05	0,44	2,02	1,16	0,50	4,14	9,01	100,25	0,31
2	242	Монтмориллонит, метагаллаузит, галлаузит	53,52	16,54	2,15	0,70	3,15	2,39	0,10	0,06	1,99	1,09	0,62	5,42	13,18	100,91	0,28
2	240	Монтмориллонит	61,16	14,16	1,29	0,71	3,02	2,28	0,10	0,07	1,10	0,12	0,48	5,05	10,46	100,00	0,23
2	239	Монтмориллонит	62,25	12,94	4,85	0,96	0,84	2,49	0,15	0,13	0,45	0,02	0,87	6,02	9,08	101,05	0,20

На подвижность глинозема воздействовали сернокислые растворы, образующиеся при окислении пирита из глауконитовых песков основания верхнего палеоцена, а также стяжений марказита из глинистого элювия губкового горизонта нижнего сантона. Определенное участие в этом процессе, очевидно, могло принимать и органическое вещество ходов илоядных организмов, как правило, переполняющих мел-мергельные отложения.

Галлуазит, а после дегидратации — метагаллуазит, явился следствием кристаллизации аллофанового вещества.

Образованию бемита и алунита также предшествовало образование аллофанового вещества. Непосредственного перехода (перекристаллизации) глинистых минералов в бемит в карсте не наблюдается. Не исключено, что определенная часть бемита могла образоваться здесь при дегидратации гиббсита, который иногда отмечается в элювиальных глинах на склонах эрозионных неровностей рельефа верхнемеловых отложений. Признаки дегидратации в карстовых полостях исследуемого района подтверждаются, кроме того, переходом галлуазита в метагаллуазит, гидрогетита в гетит, гипса в ангидрит.

Нам представляется возможным допустить определенное генетическое родство бемита и алунита, при котором гели гидроокислов алюминия, находящиеся на разных стадиях кристаллизации, на участках усилившегося поступления сернокислых растворов преобразуют кристаллическую решетку моногидроокисного типа на решетку алунита. Об этом свидетельствует хотя бы тот факт, что некоторые препараты, под электронным микроскопом обнаруживающие морфологическое родство с частями различных стадий кристаллизации бемита (Маккензи, Мелдау, Гард, 1964), дают дифрактометрическую картину, больше соответствующую значениям межплоскостных расстояний алунита.

Естественно, что наиболее активные в гидродинамическом отношении участки локальных понижений поверхности верхнемеловых отложений были благоприятными для образования здесь карстовых полостей, в которые затем обрушивались глинистые продукты кровли.

Перемещение глинистых продуктов в карстовые полости обычно приводит к переориентировке горизонтальной или слабонаклонной (образованной на склоне) зональности профиля, сформированного в надкарстовых условиях. В карсте зональность, как правило, становится крутонаклонной, а часто нарушается настолько, что отдельные ее элементы обнаруживаются только в разрозненных глыбах плотных глинистых пород, имеющих сгруженный характер. Процесс бокситизации продолжался и после вовлечения глинистых продуктов в карстовую полость, о чем свидетельствует наличие бемит- и алунитсодержащих пород, которые как бы обволакивают глинистые глыбы, имеющие в своем составе бемит и алунит более ранней стадии образования (деревни Рудня, Воробьевка).

Ответить определенно на вопрос о времени наиболее интенсивного накопления глинозема и возрасте мелового карста в настоящее время довольно трудно. Возможно, что различные стадии этих процессов могли осуществляться с момента формирования остаточных глинистых продуктов мел-мергельной толщи (нижний палеоцен) за счет дождевых вод поверхностного стока до неогена включительно, когда геохимическая дифференциация вещества осуществлялась действием подземных вод при эпигенезе. Надо полагать, что основное накопление глинозема связано со вторым периодом (Pg_3-N).

Помимо глинозема переносу и отложению подвергались железо и кремнезем. Будучи более подвижными, они локализовались ниже галлуазитовых глин, содержащих аллофан, бемит и алунит, на контакте с карбонатными породами основания; с инфильтрацией грунтовых вод связаны процессы оглеения пород элювиального чехла, которые приоб-

рели здесь специфические блекло-зеленые, оливковые, сизоватые оттенки отбела, а также процессы накопления малых элементов, в первую очередь, Co, Sr, Y.

Отмеченное явление каолинизации монтмориллонита характерно не только для глинистых продуктов, находящихся в карсте, но и для элювиальных глин, покрывающих вершины и склоны неровностей верхнемеловых отложений. Особенно ощутимо становится присутствие каолинита в верхних горизонтах глинистого элювия по мере возрастания его мощности (от 1—2 м и более); на участках, где мощность элювиального чехла мала (меньше 1 м), признаки каолинизации монтмориллонита отмечаются лишь спорадически.

Переход монтмориллонита в каолинит связан с гидролизом глинистого остатка мел-мергельных отложений, происходившем в условиях слабокислой среды вслед за полным выносом из верхней зоны выщелачивания щелочей и щелочных земель.

Процесс химического разложения монтмориллонита, надо полагать, поддерживался периодически повторяющимися и обновляющимися дозами дождевых вод поверхностного и внутреннего стока. В этих условиях кремнезем, а также связанное железо, входящие в состав монтмориллонита, приобретали подвижность и в коллоидном виде под защитой гумусовых кислот перемещались в более глубокие зоны глинистого элювия либо выносились на склоны, где образовались горизонты ожелезнения и окремнения.

По мнению З. С. Альтшуллера и др. (Altschuler, Dwornik, Kramer, 1963), переход монтмориллонита в каолинит при выветривании в структурном отношении осуществляется путем выщелачивания определенной части кремнекислородных слоев в решетке монтмориллонита и компенсации их межслоевым накоплением алюмогидроксильных пакетов. При этом происходит полная или частичная трансформация трехслойной монтмориллонитовой решетки в двухслойную, каолинитового типа.

Можно предположить существование зоны более значительной каолинизации в предпалеогеновый континентальный период, которая позднее была размыта водами палеогеновой трансгрессии. В этом отношении карстовые полости явились надежным местом захоронения галлуазита, аллофана, бёмита, алунита от размывов в более поздние геологические эпохи.

ЛИТЕРАТУРА

- Браун Р. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965.
- Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов. В сб.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Глинка К. Д. Каолиновые глины Воронежской губернии. Изд-во Воронежского Губземотдела, 1918.
- Дубянский А. А. Ископаемый карст среди верхнемеловых отложений.— Бюл. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1937, № 4(15).
- Маккензи Р. К., Мелдау Р., Гард Д. А. Старение гелей полуторных окислов. II. Гелли глинозема.— В сб.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., «Мир», 1964.
- Михеев В. И. Рентгеновский определитель минералов. Л., Госгеолтехиздат, 1957.
- Трубина К. Н. Бокситоносные отложения Подмосковского бассейна. В сб.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Altschuler Z. S., Dwornik E. J., Kramer H. Transformation of montmorillonite to kaolinite during weathering. «Science», v. 144, No. 3576, 12 July, 1963. American association for the advancement of science.

Воронежский сельскохозяйственный институт,
Воронеж

Дата поступления
24.XI.1968

УДК 552.313(470.5)

СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АШИНСКОЙ СЕРИИ СРЕДНЕГО УРАЛА

М. Л. КЛЮЖИНА, Ф. А. КУРБАЦКАЯ

Ашинская серия (венд) — верхний член разреза «древних толщ» западного склона Урала. Она сложена терригенными породами всех гранулометрических классов. По составу, структурам и текстурам, устойчиво выдерживающимся на изученной территории, породы объединены в 5 парагенетических ассоциаций, составляющих 4 свиты — старопечнинскую, перевалокскую, чернокаменскую и устьсылвицкую. В истории формирования породных ассоциаций ашинской серии выделено 2 этапа, обусловивших образование двух формаций — терригенной флишовой и нижней моласовой.

Ашинская серия является верхним членом разреза «древних толщ» западного склона Урала. Вопросы возраста и стратиграфического положения ее долгое время были остро дискуссионными, и до сих пор их нельзя считать окончательно решенными. В последние годы ашинская серия относится к верхнему докембрию (Шатский, 1963; Наливкин, 1963; Келлер, 1966, 2) и включается в вендский комплекс.

Ашинская серия распространена по всему западному склону Урала от широтного течения р. Белая на юге до Полюдова кряжа на севере. Аналоги ее простираются в пределы Предуральяского прогиба и восточной окраины Русской платформы. На Среднем Урале геолого-съемочные работы, проводившиеся коллективом геологов Пермского геолого-разведочного треста (Е. Ф. Пинегин, Б. Д. Аблизин, А. М. Курбацкий, Ф. А. Курбацкая, С. В. Младших, А. М. Зильберман и др.), позволили проследить распространение и выявить характерные особенности этой серии. Они подразделили ашинскую серию по литологическим признакам на четыре свиты (снизу вверх): старопечнинскую, перевалокскую, чернокаменскую и устьсылвицкую.

Авторы настоящей статьи занимались изучением состава, структур и текстур пород серии. Объектом исследований служили отложения, развитые в бассейне р. Чусовая, в долинах ее правых притоков — рек Сулем, Межевая Утка, Серебрянка, Сылвица, Койва и Усьва.

Характеристика пород и их ассоциаций. Ашинская серия в изученных разрезах Среднего Урала сложена терригенными породами всех гранулометрических типов от конгломератов до аргиллитов. Все другие осадочные и неосадочные породы в ней полностью отсутствуют. Ниже даем краткую характеристику основных типов пород и их ассоциаций.

Конгломераты представляют собой породу смешанной крупно- и среднегалечной структуры. Размеры обломков от галек средней величины до валунов, но чаще это гальки размером 5—10 см. Сортировка обломочного материала, как правило, отсутствует, однако в редких случаях можно уловить постепенное уменьшение крупности галек от подошвы к кровле.

Состав конгломератов полимиктовый. Среди обломков встречаются полевошпатовые кварцито-песчаники, песчаники с карбонатным цементом, микро- и криптозернистые темно-серые известняки, фосфориты, углистые сланцы. Изредка присутствуют гальки диабазов, микроклиновых гранитов и плагиогранитов, кварцитов, алевролитов и кремней. Состав тяжелой фракции шлиха из конгломератов характеризуется разнообразием минералов (табл. 1) и отсутствием сортировки как по степени окатанности, так и по размеру. Особенность минерального состава — постоянное присутствие, нередко в заметных количествах, граната, пироксена, апатита, хромита и циркона разнообразных морфологических типов.

Цемент конгломератов темно-серый и грязно-зеленый песчано-алеврито-глинистый. Он образован угловатыми и угловато-окатанными неотсортированными по размеру зернами кварца, полевых шпатов, обломков сланцев, кварцитов, кремней и глинисто-серицитовой основной массой. Соотношение галек и цемента в конгломератах неодинаково, и изменения этих соотношений закономерны. Чаще цемент обилен.

Текстура конгломератов беспорядочная: гальки залегают в породе в самых различных положениях. Слоистость в ней бывает заметна только в тех случаях, когда в толще присутствуют прослои песчаников.

Конгломераты распространены в основании ашинской серии и составляют нижнюю часть старопечнинской свиты.

Гравелиты сложены правием величиной 0,5—1,5 см. Обломки представлены кремнистыми породами, кварцитами, полевошпато-кварцевыми песчаниками, сланцами, карбонатными породами и полевыми шпатами. Гравий хорошо окатан и имеет плоскую, эллипсоидальную и круглую форму. Цемент состоит из обломков кварца песчаной размерности с примесью хлорита, серицита, карбонатных и глинистых минералов. Количество цемента незначительно — обломки тесно соприкасаются между собой. Гравелиты залегают в виде редких и незначительных по мощности линз и прослоев среди аргиллитов и алевролитов старопечнинской свиты.

Песчаники в отложениях ашинской серии распространены широко по всему разрезу и представлены разнообразно. Среди них мы выделяем четыре типа.

Песчаники первого типа светло-серые, крепкие, средне- и крупнозернистые, олигомиктовые. Обломочный материал довольно хорошо сортирован, размер обломков 0,1—0,2 мм. Среди обломочных минералов преобладает кварц (75—85%), полевые шпаты (15—25%); в единичных зернах присутствуют пластинки светлой слюды и бледноокрашенного хлорита. Содержание тяжелых минералов в песчаниках невелико. Характерно присутствие бледноокрашенного циркона и ярко-оранжевого рутила. Обломки минералов угловато-окатанной формы. Цемент сложен гидрослюдистой массой с чешуйками серицита, хлорита, зернами кальцита и землистыми агрегатами лейкоксена. Тип цемента контактово-поровый, количество его незначительное. Песчаники первого типа распространены нешироко — они изредка встречаются в виде линз и прослоев небольшой мощности в нижней части старопечнинской свиты.

Песчаники второго типа буровато- и темно-серые, крепкие, мелкозернистые, слюдяные. Обломочный материал сортирован несколько хуже, чем в песчаниках первого типа, размер зерен 0,1—0,3 мм. Состав песчаников полевошпато-кварцевый: кварца 70—75%, полевых шпатов 20—25%. Кроме этих основных компонентов присутствуют мелкие обломки карбонатных и кремнистых пород, кварцитов, фосфоритов и хлоритизированного вулканического стекла. Выход тяжелой фракции ничтожен, состав ее существенно не отличается от состава тяжелых минералов алевролитов второго типа, описанного ниже. Форма обломочного материала песчаников угловатая и угловато-окатанная. Цемент состоит

Т а б л и ц а 1

Количественно-минералогический состав тяжелой фракции различных пород ашинской серии, % *

Минералы	С в и т ы																					
	старопечнинская								переваловская			чернокаменная								устысьлинская		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
Аллотигенные:																						
Корунд	Р. з.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	82,1	—	—	—	—	—	—	
Циркон	41,3	53,2	42,0	73,7	36,4	16,2	57,0	74,0	43,0	67,8	79,0	65,2	56,4	82,3	7,6	48,3	80,7	36,0	46,0	64,0	49,0	
Рутил	2,1	3,4	1,7	7,8	3,2	—	7,0	3,0	13,7	10,4	11,0	9,6	7,3	13,6	—	6,8	9,2	7,0	6,8	6,0	7,0	
Анастаз	0,2	—	—	—	21,5	—	Р. з.	Р. з.	0,1	0,4	Р. з.	2,4	—	1,5	5,0	3,6	3,6	Р. з.	4,0	Р. з.	0,7	
Лейкоксен	11,3	1,4	10,9	10,6	17,7	1,2	14,0	17,0	25,8	4,4	9,0	17,8	25,4	2,6	—	10,5	4,3	22,0	9,9	4,0	19,2	
Ильменит	Р. з.	—	0,8	—	—	—	—	Р. з.	—	—	—	0,3	—	—	—	4,1	—	3,0	23,6	13,0	0,7	
Магнетит	1,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,5	—	—	2,5	Р. з.	—	—	0,2	10,0	—	
Хромшпинелид	19,3	4,8	7,3	0,6	8,0	30,9	1,0	Р. з.	0,4	—	—	1,3	0,2	—	—	6,5	—	—	2,6	Р. з.	—	
Эпидот	2,2	37,2	2,8	2,3	8,3	8,3	14,0	4,0	11,0	—	Р. з.	0,7	0,3	—	—	1,2	—	—	0,1	1,0	1,1	
Пироксен	Р. з.	—	0,9	0,9	—	40,3	Р. з.	—	0,2	—	—	Р. з.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Роговая обманка	Р. з.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7,6	0,4	—	—	—	Р. з.	
Гранат	7,2	—	3,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,9	—	1,5	3,5	1,0	2,3	
Хлорит	10,7	—	11,2	—	0,1	—	Р. з.	Р. з.	—	16,2	1,0	—	—	—	—	4,1	0,2	4,5	0,4	Р. з.	7,0	
Дистен	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,0	—	—	—	
Турмалин	2,8	—	5,0	3,5	4,8	3,1	7,0	2,0	5,0	—	Р. з.	1,2	10,4	—	—	3,6	0,1	23,0	2,0	1,0	13,0	
Сфен	Р. з.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Монацит	Р. з.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Р. з.	—	
Апатит	1,5	—	13,7	0,6	—	—	—	—	0,8	0,7	Р. з.	Р. з.	—	—	2,8	0,8	1,5	—	0,9	—	—	
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	
Аутигенные:																						
Пирит	29,0	3,6	0,2	1,8	0,7	26,9	—	—	0,1	25,6	5,0	19,1	0,1	2,6	16,6	1,6	1,3	—	10,3	Р. з.	—	
Гематит + лимонит	11,3	21,2	14,4	43,3	63,3	26,5	29,0	64,5	43,0	73,0	20,0	23,8	0,6	2,0	73,5	52,5	67,5	31,0	22,1	20,0	26,0	
Галенит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	—	6,3	—	—	—	—	—	—	—	
Барит	—	—	11,5	—	—	0,1	—	—	—	—	—	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Карбонаты	Р. з.	—	6,5	—	—	—	Р. з.	—	—	—	—	—	—	6,2	9,4	3,4	—	—	Р. з.	—	—	
Фосфаты	0,2	—	27,1	9,8	0,4	0,1	—	—	—	—	—	—	—	25,3	—	—	—	—	0,6	—	—	
Сумма	40,5	24,8	59,7	54,9	64,4	53,6	29,0	64,5	43,1	98,6	25,0	43,5	0,7	42,4	99,5	57,3	68,8	31,0	33,0	20,0	26,0	

* Сумма аллотигенных минералов принималась за 100%, аутигенные компоненты подсчитывались от 100% всей тяжелой фракции. Р. з.— редкие зерна

1 — конгломерат, р. Сулем, среднее из 15 проб; 2 — конгломерат, р. Койва, 1 проба; 3 — конгломерат, р. Вижай, среднее из 6 проб; 4 — алевролит, р. Межевая Утка, среднее из 4 проб; 5 — алевролит, р. Койва, среднее из 3 проб; 6 — алевролит, р. Вижай, среднее из 4 проб; 7 — алевролит, р. Серебрянка, среднее из 2 проб; 8 — алевролит, р. Сыльвица, среднее из 3 проб; 9 — алевролит, р. Межевая Утка, среднее из 4 проб; 10 — алевролит, р. Сыльвица, среднее из 14 проб; 11 — алевролит, р. Серебрянка, среднее из 2 проб; 12 — песчанник, р. Сулем, среднее из 12 проб; 13 — алевролит, р. Межевая Утка, среднее из 4 проб; 14 — песчанник, р. Сыльвица, среднее из 10 проб; 15 — алевролит, р. Сыльвица, среднее из 8 проб; 16 — песчанник, р. Усьва, среднее из 21 проб; 17 — алевролит, р. Усьва, среднее из 5 проб; 18 — песчанник, р. Чусовая, ниже дер. Ялунно, среднее из 12 проб; 19 — песчанник, р. Усьва, среднее из 16 проб; 20 — песчанник, р. Чусовая, у д. Стерляжье, среднее из 4 проб; 21 — песчанник, р. Чусовая, у устья р. Сыльвица, среднее из 4 проб.

из смеси углистого материала, фосфатов и гидроокислов железа с примесью чешуек серицита и хлорита. Тип цемента смешанный: поровый и базальный. Текстура песчаников массивная. Встречаются песчаники второго типа в небольшом количестве среди алевролитов перевалокской свиты.

Песчаники третьего типа зеленовато-серые, мелкозернистые, плохо сортированные. Размер обломочных зерен 0,1—0,5 мм, при этом наблюдается значительная примесь алевритовых и пелитовых обломков (до 10—12%).

Состав песчаников полевошпато-кварцевый или мезомиктовый кварцевый: кварца 60—65%, полевых шпатов 10—12%, обломков пород 15—30%, редкие чешуйки слюды, хлорита, зерна глауконита. Полевые шпаты разнообразны: альбит, альбит—олигоклаз, олигоклаз, андезин, микроклин и ортоклаз. Плаггиоклазы обычно серицитизированы и соскюритизированы. Весьма характерно присутствие красновато-бурых, сильно пелитизированных зерен ортоклаза. Обломки пород представлены эффузивными, интрузивными, кремнистыми и карбонатными породами, алевролитами; присутствуют пепловые частицы.

В породах отмечается относительное увеличение содержания тяжелых минералов. Обращает на себя внимание повышенное количество лейкоксена и часто анатаза. Среди аутигенных минералов преобладает лимонит (см. табл. 1). Для песчаников характерна рутил-лейкоксен-цирконовая ассоциация тяжелых минералов. Циркон преобладает мелкий, равномернозернистый, в форме изометрично окатанных зерен, бледно-кремового и бледно-розового цвета или бесцветный. Часто встречаются неокатанные призматические кристаллы. Цирконы с сиреневым оттенком хотя и присутствуют, но редко. Темноокрашенные разновидности редки.

Форма обломочных зерен угловатая и угловато-окатанная. Цемент преимущественно гидрослюдистый с примесью хлорита и серицита. Рентгеноструктурный и термический анализы определили, кроме того, кальцит, доломит и некоторые глинистые минералы. Результаты замеров межплоскостных расстояний минералов фракции <0,01 мм обнаруживают присутствие кварца, полевого шпата, кальцита, доломита, слюды, хлорита, каолинита. На дифрактометрических кривых (фиг. 1) отмечаются рефлексы, равные 10,0 Å, свидетельствующие о присутствии гидрослюды, а также рефлексы, краткие 14 Å (14,2; 7,2; 4,72; 3,54...Å), указывающие на наличие каолинита, хлорита, возможно монтмориллонита. Термический анализ фракции <0,001 мм позволил обнаружить присутствие иллита (эндоэффекты 125—130°; 540—600°; 935—940° С), каолинита (эндоэффект 540—600° и экзоэффект 1000° С) и монтмориллонита (эндоэффекты 125—130°; 540—600°, 935—940° и экзоэффект 1000° С). В песчаниках различается несколько типов цемента: контактовый, сгустковый, базальный, иногда регенерационный.

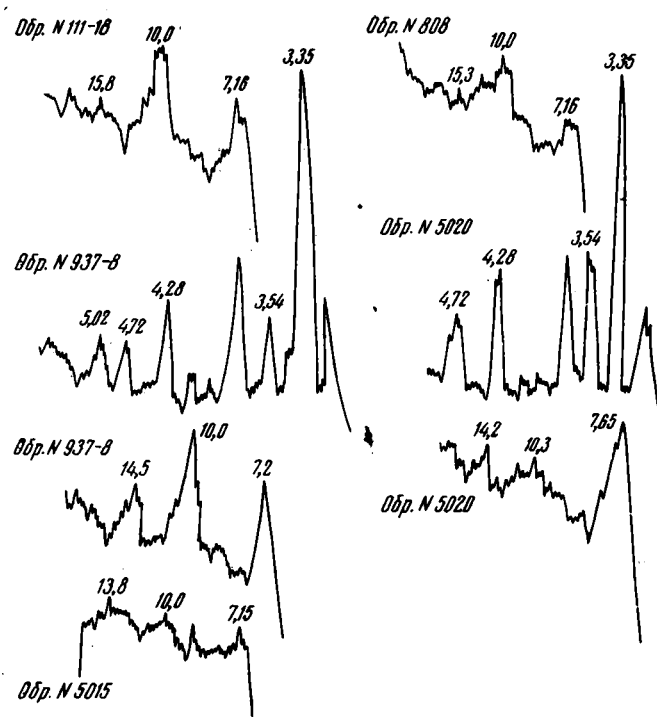
Песчаники имеют массивную текстуру. Они слагают горизонтально наложенные пачки. В некоторых случаях наблюдалась мелкая однонаправленная косая слоистость. Нижние поверхности слоев содержат текстурные знаки, характерные для флишевых отложений.

Рассмотренные песчаники развиты среди мощных песчано-аргилитовых отложений чернокаменной свиты.

Песчаники четвертого типа средне- и мелкозернистые, вишневого цвета. Сортировка обломочных зерен относительно хорошая. Большинство их составляет гранулометрическую фракцию 0,1—0,3 мм, при этом примесь алевритовых и пелитовых частиц незначительна.

Обломочный материал песчаников состоит из кварца (60—75%), полевых шпатов (10—15%) и обломков аргиллитов, микрокварцитов, гранитов и эффузивных зерен (10%). Среди полевых шпатов преобладают серицитизированные и соскюритизированные плаггиоклазы. Ортоклаз и

микроклин присутствуют в подчиненном количестве. Тяжелая фракция по составу и внешнему облику минералов сходна с таковой песчаников третьего типа. Отличительной чертой является нередко высокое содержание ильменита и постоянное присутствие граната. Кроме того, отмечается некоторое изменение в количественных соотношениях разновидностей рутила: состав их становится более разнообразным. Наряду с



Фиг. 1. Дифрактометрические кривые (фракция $<0,01$ мм)

Обр. № 5015 — цемент алевролита старопечнинской свиты, р. Сыльвица; обр. № 937-8 — цемент алевролита перевалокской свиты, р. Серебрянка; обр. № 808 — цемент алевролита перевалокской свиты, р. Межевая Утка; обр. № 5020 — цемент песчаника чернокаменной свиты, р. Сыльвица; обр. № 111-18 — цемент песчаника устьсылвицкой свиты, р. Койва

характерными для песчаников третьего типа оранжевыми рутилами здесь встречаются зерна, окрашенные в темно-бурые, почти черные цвета.

Цемент в песчаниках — типа выполнения пор или контактово-поровый. По составу он глинистый, с примесью слюды, хлорита и тонкорасеянного гематита. Кривые нагревания (фиг. 2) свидетельствуют о присутствии слюды, хлорита, примеси иллита, каолинита, монтмориллонита.

Текстура песчаников массивная либо косослоистая. Косая слоистость крупная (мощность серий до 1 м) и мелкая (до 10 см) двух морфологических типов, описана ранее (Ключина, 1963₂). Песчаники слагают сплошные толщи, в которых очень редко присутствуют незначительные по мощности прослои аргиллитов.

Алевролиты распространены более широко, но представлены менее разнообразно, чем песчаники. Среди них выделяется три типа, имеющие сходство по составу терригенной части с песчаниками соответственно первого, второго и третьего типов.

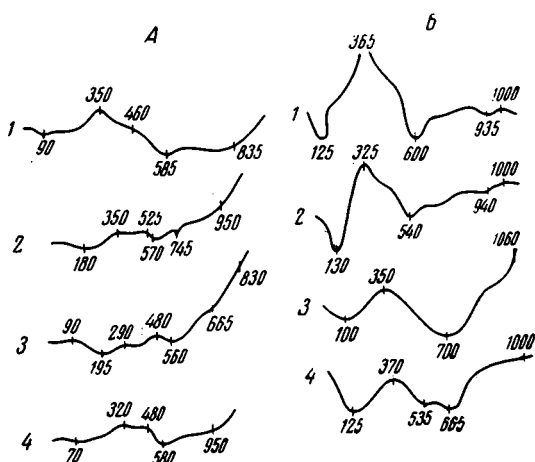
Алевролиты первого типа представляют собой крепкую породу табачно-зеленого цвета, состоящую из обломков размером 0,05—0,1 мм. Сортировка материала значительно лучше, чем у песчаников, но и здесь

к преобладающей алевритовой фракции часто примешивается небольшое количество песчаных и значительное — пелитовых частиц.

Состав обломочных зерен такой же, как у песчаников первого типа — полевошпато-кварцевый, но по сравнению с ними в алевролитах чаще встречаются чешуйки гидробиотита, мусковита и выделения гидроокислов железа. В тяжелой фракции встречены те же минералы, что и в песчаниках первого типа. Форма обломков, как правило, угловатая.

Фиг. 2. Термограммы цемента пород ашинской серии

А — фракция $<0,01$ мм: 1 — устьсыльвицкая свита, р. Сыльвица; 2 — чернокаменская свита, р. Межевая Утка; 3 — перевалокская свита, р. Серебрянка; 4 — старопечнинская свита, р. Межевая Утка. Б — фракция $<0,001$ мм: 1 — устьсыльвицкая свита, р. Усьва; 2 — чернокаменская свита, р. Усьва; 3 — перевалокская свита, р. Серебрянка; 4 — старопечнинская свита, р. Серебрянка



Цемент образован гидрослюдой с примесью серицита, хлорита, кальцита, лейкоксена и гидроокислов железа. Рентгеноструктурным анализом фракции $<0,01$ мм обнаружены кварц, полевой шпат, кальцит, доломит, примеси слюды, хлорита и каолинита. На дифрактометрической кривой (см. фиг. 1) получен рефлекс $10,0 \text{ \AA}$, указывающий на присутствие гидрослюды. Кроме того, на кривой отмечаются рефлексы кратные $14 \text{ \AA}$ ($13,8$; $7,15 \dots \text{ \AA}$), что указывает на присутствие в образце примеси хлорита и каолинита. Термический анализ (см. фиг. 2) фракции $<0,01$ мм дает кривую, на которой сказались влияние примеси терригенных минералов, тем не менее ясный эндоэффект около 600°C говорит о присутствии гидрослюды. Термограмма фракции $<0,001$ мм указывает на присутствие гидромусковита, возможно, каолинита или монтмориллонита (эндоэффекты 125° и 665°C).

Текстура алевролитов беспорядочная. Они слагают горизонтально наслоенные пачки и наряду с аргиллитами являются преобладающей породой старопечнинской свиты.

Алевролиты второго типа темно-серые и серые, тонкоплитчатые, слюдястые. Они содержат в большом количестве примесь пелитового материала (до 60%).

Состав полевошпато-кварцевый. Кварца 65—70%, полевых шпатов 20—25%. До 10% обломков составляют карбонатные и кремнистые породы, кварциты, фосфориты, лепловые частицы, слюды и хлорит. Полевые шпаты представлены альбитом и альбит-олигоклазом, реже микроклином и ортоклазом. В составе тяжелой фракции доминируют циркон и рутил, иногда лейкоксен (см. табл. 1).

Форма обломков угловатая и угловато-окатанная. Цемент состоит из пелитового материала с примесью тонкорассеянного углистого вещества и удлиненных взаимнопараллельно ориентированных чешуек серицита, биотита, хлорита. Тип цемента базальный.

Текстура породы тонкослоистая.

Алевролиты чередуются с пелитами и слагают главную часть перевалокской свиты.

Алевролиты третьего типа зеленовато-серые, по внешнему виду очень напоминают песчаники третьего типа.

Состав обломков такой же, как в песчаниках третьего типа — полевошпато-кварцевый. Состав цемента также существенно не отличается. Среди алевролитов наблюдаются неслоистые и слоистые разновидности. У слоистых различаются тонкослоистая горизонтальная и мелкая косо-слоистая текстуры. Алевролиты третьего типа в переслаивании с песчаниками и аргиллитами слагают большую часть чернокаменской свиты.

Аргиллиты распространены в отложениях ашинской серии также весьма широко. Среди них мы выделяем два типа, которые легко различаются визуально по резко различной окраске — зеленоватой и вишневой, обусловленной различиями в составе. Оба типа аргиллитов бескарбонатные.

Аргиллиты первого типа зеленые различных оттенков. Иногда в них содержится до 10—12% обломков алевритовой размерности. Под микроскопом породы представляют собой слабополяризующую массу, в которой различимы отдельные чешуйки серицита, хлорита, гидрослюда и рудных минералов. Аргиллиты составляют прослои в средней и верхней частях старопечнинской свиты и участвуют в чередовании с песчаниками и алевролитами в главной части чернокаменской свиты.

Аргиллиты второго типа имеют характерную вишневую окраску, обусловленную обилием тонкораспыленного гематита. Они слагают мощные пласты в средней и верхней частях старопечнинской свиты и тонкие прослои в чернокаменской.

Рассмотренные типы терригенных пород объединяются в сравнительно небольшое количество породных ассоциаций, которые устойчиво выдерживаются на всей изученной территории. Эти ассоциации легко выделяются уже в поле, что послужило главным критерием для объединения наиболее устойчивых и характерных из них в свиты. Мы выделяем 5 основных породных ассоциаций, составляющих 4 свиты ашинской серии: 1) песчано-конгломератовую; 2) алевролит-аргиллитовую; 3) песчано-алевролитовую с фосфоритами; 4) песчано-алевролит-аргиллитовую; 5) аргиллит-песчаную.

Песчано-конгломератовую ассоциацию слагают конгломераты и песчаники первого типа, залегающие в основании серии, т. е. составляющие низы старопечнинской свиты. Наиболее типично ассоциация представлена в разрезе по р. Сулем, где наблюдается чередование этих пород. Мощность отложений здесь максимальная и равна 250—300 м, в других разрезах она сокращается до 4 м.

Алевролит-аргиллитовая ассоциация состоит из следующих пород: 1) аргиллитов первого и второго типа, 2) алевролитов первого типа, 3) песчаников первого типа и 4) гравелитов. Ассоциация слагается преимущественно аргиллитами и алевролитами; песчаники и гравелиты встречаются в виде немногочисленных и небольших (10—15 см) по мощности линз и прослоев. Породы горизонтально-слоистые, переслаиваются неравномерно, чаще слагают пачки в несколько метров, иногда перемежающиеся со слоями до 10 см мощностью. Ритмичность в чередовании пород не наблюдается. Поверхности наложения ровные, гладкие. Этот комплекс пород слагает основную часть старопечнинской свиты, мощность ее в большинстве разрезов 500 м.

Песчано-алевролитовая ассоциация с фосфоритами весьма своеобразна и существенно отличается от всех других ассоциаций серии, более или менее сходных между собой. Типичные породы ассоциации: 1) алевролиты темно-серые второго типа с содержанием в цементе фосфатного минерала, 2) песчаники второго типа, 3) фосфориты. В этой ассоциации преобладают алевролиты, слагающие сплошные массы, песчаники и фосфориты встречаются в виде небольших прослоев и линз. Фосфориты представляют собой породу, состоящую из темно-

бурого изотропного фосфатного минерала и гидроокислов железа с примесью обломочных зерен алевритовой размерности. Максимальное содержание P_2O_5 в них 18—20%. Слоистость пород этой ассоциации горизонтальная отчетливая, выдержанная, тонкая. Мощность слоев от 1 мм до нескольких сантиметров. Местами тонкая горизонтальная слоистость четко видна благодаря резко различной окраске сменяющих друг друга слоев — темных и светлых. Поверхности напластования равные, но они не всегда сопровождаются плоскостями отдельности. Описанная породная ассоциация составляет перевалокскую свиту мощностью 250—300 м.

Песчано-алевролит-аргиллитовая ассоциация представлена чередованием зеленовато-серых, реже вишневого цвета песчаников и алевролитов третьего типа с аргиллитами обоих типов. Эта ассоциация в зависимости от содержания пород и их текстурных особенностей может быть подразделена на 3 разновидности.

Первая разновидность представляет собой неравномерное чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов. Тип переслаивания (отсутствие ритмичности), слоистость, характер поверхностей наложения весьма сходны с таковыми алевролит-аргиллитовой ассоциации, характерной для основной части старопечнинской свиты. Отличие заключается лишь в присутствии здесь песчаников. Эта разновидность песчано-алевролит-аргиллитовой ассоциации присуща основанию чернокаменной свиты.

Вторая разновидность представлена равномерным ритмичным чередованием пород. Обычно строение ритмов двучленное: алевролит—аргиллит или песчаник—алевролит, но иногда наблюдалось трехчленное—песчаник, алевролит, аргиллит. Мощность ритмов от нескольких сантиметров до 1—2 м. Мощности отдельных ритмично чередующихся прослоев от долей сантиметра до 10—15 см, чаще 2—4 см. Нижние поверхности песчаных и аргиллитовых прослоев часто содержат механоглифы, сходные с подобными текстурами, развитыми в отложениях верхнепалеозойской флишевой формации, описанными И. В. Хворовой (1955). Среди текстур, наблюдавшихся в этой ассоциации пород, имеются ребристые гиероглифы — слепки со знаков ряби, языковые гиероглифы — слепки с борозд течения и знаки нагрузки со следами оплывания осадка. Описанная разновидность ассоциации слагает среднюю, преобладающую по мощности часть чернокаменной свиты, мощность ее местами, вероятно, 1000 м. Кроме того, ритмичное чередование тонких прослоев алевролитов и аргиллитов вишневого окраски имеет пачка, залегающая в самом верху этой свиты, мощностью 100—150 м.

Третья разновидность представлена чередованием тех же пород, но с иным соотношением — преобладают песчаники, слагающие довольно мощные слои (до 2 м). Роль аргиллитов и алевролитов сильно сокращена. Текстуры, свойственные второй разновидности, здесь не обнаружены. Верхние поверхности песчаных прослоев часто покрыты знаками ряби течения и волнения (Смирнов, Бежаев, 1956; Ключина, 1963). Эта разновидность ассоциации слагает часть чернокаменной свиты мощностью около 200 м, залегающую в разрезе между описанными выше толщами ритмичного чередования пород второй разновидности.

В целом песчано-алевролит-аргиллитовая ассоциация слагает чернокаменную свиту общей мощностью 1000—1500 м. Характерной особенностью ее является определенный тип стратификации, связанный с особой гранулометрической сортировкой обломочного и глинистого материала. Ограниченный набор пород, присутствие следов придонного движения воды (знаки струй течений) и большая мощность позволяют характеризовать отложения чернокаменной свиты как флишеидные.

Аргиллит-песчаная ассоциация сложена: 1) песчаниками средне- и мелкозернистыми четвертого типа, составляющими пре-

Схема сопоставления отложений ашинской серии и ее аналогов по свитам и подсвитам

Средний Урал	Полюдов кряж (Боровко, Келль, Смирнов, 1964)	Южный Урал (Олли, 1948; Беккер, 1966)	Пермская область, Удмуртская АССР (Клевцова, Куту- ко, Удовиченко, 1965)	Башкирское Предуралье (Тимергазин, 1959)	Формации
		Зиганская		Верхнешкапов- ская	Нижняя мо- лассовая
Устьсылвиц- кая		Кур-кураукская	Верхнекудым- карская	Нижнешкапов- ская	
Чернокамен- ская	Верхнекочешорская	Верхнебасин- ская	Нижнекудым- карская Верхнебороду- линская	Верхнекаиров- ская	Флишоидная
Перевалок- ская Старопечнин- ская	Нижнекочешорская Верхнеилья- вожская	Нижнебасинская	Нижнебороду- линская	Нижнекаиров- ская	

обладающую часть ассоциации, и 2) аргиллитами второго типа, присутствующими в небольшом количестве в виде незначительных по мощности прослоев среди песчаников. Наиболее характерная особенность ассоциации — обилие косослоистых текстур потокового типа (Смирнов, Бежаев, 1956; Ключина, 1963₂). Эта породная ассоциация слагает устьсылвицкую свиту мощностью до 350 м.

Итак, изложенные материалы показывают, что состав пород ашинской серии мало изменяется в вертикальном разрезе и весьма устойчиво выдерживается на изученной территории Среднего Урала. Тем не менее, выявленные особенности состава, структур и текстур, взятые в совокупности, показывают постепенные и закономерные изменения, что позволяет отличать по этим признакам отдельные свиты. Самые характерные из этих отличительных особенностей — постепенное возрастание полимиктовости пород вверх по разрезу, изменение типа стратификации, характера слоистости и поверхностных текстур. Эти изменения зависят от специфики условий образования, свойственных каждой свите.

Нам представляется целесообразным рассмотреть условия формирования породных ассоциаций ашинской серии Среднего Урала не изолированно, а вместе с ее аналогами, распространенными на смежных территориях: на Южном Урале в пределах западного крыла Башкирского антиклинория, на Северном Урале в районе Полюдова кряжа, в Предуральском прогибе и на восточной окраине Русской платформы. Сопоставление отложений ашинской серии с ее аналогами на указанной территории рассмотрено в ряде работ (Олли, 1948; Тимергазин, 1959; Ожиганова, 1963; Боровко и др., 1964; Клевцова и др., 1965; Аблизин и др., 1965; Беккер, 1966). На основании анализа этих литературных источников и личных исследований мы составили таблицу (табл. 2) сопоставления серии по отдельным свитам. Необходимо отметить, что мы не совсем уверены в сопоставлении чернокаменной свиты Среднего Урала с верхнекочешорской свитой Полюдова кряжа. Чернокаменная свита имеет несомненно большее сходство по вещественному составу, структурам и текстурам пород с устьчурочинской свитой, которую Н. Г. Боровко, Г. Н. Келль и Ю. Д. Смирнов (1964) помещают в основании разреза чурочной серии. По-видимому, вопрос о положении устьчурочинской свиты требует уточнения.

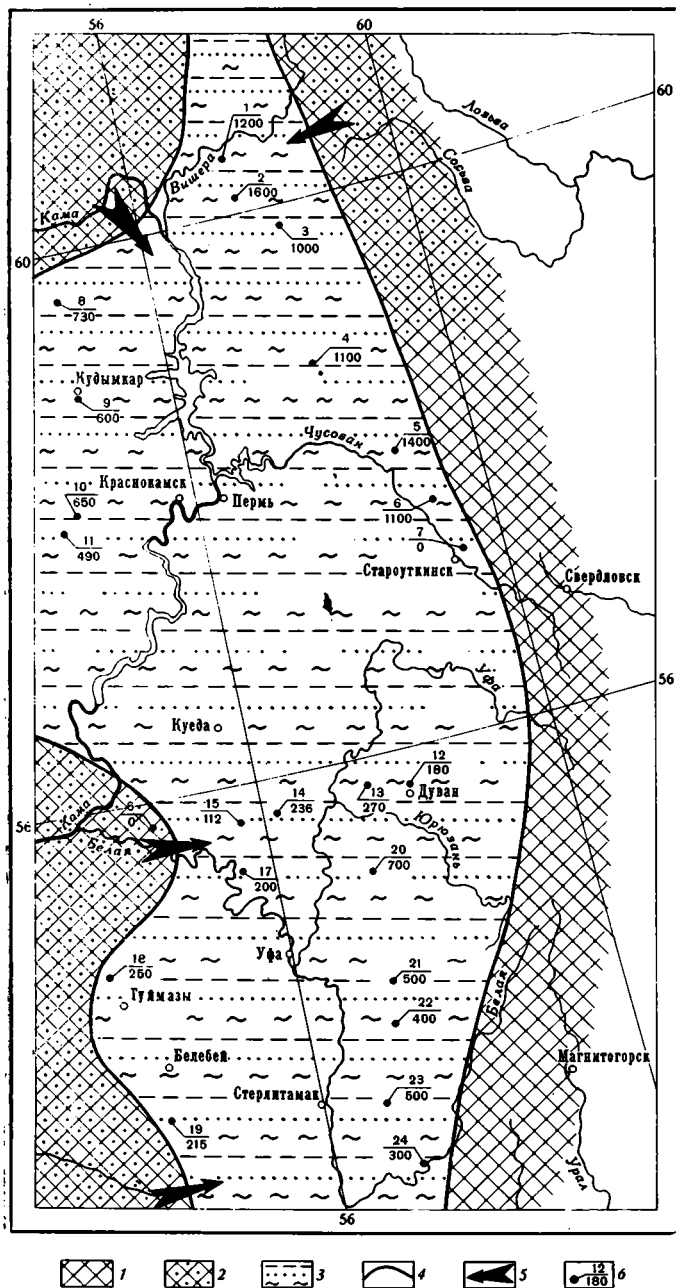
Условия образования. В истории формирования породных ассоциаций ашинской серии на Урале и ее аналогов на смежных территориях можно выделить 2 этапа, обусловивших образование двух формаций:

терригенной, флишoidной, включающей отложения старопечнинской, перевалокской и чернокаменской свит, и нижней молассовой, соответствующей устьсылвицкой свите Среднего Урала. Фациальная обстановка, существовавшая на Урале во время формирования этих формаций, схематически показана на фиг. 3 и 4.

Начальный этап формирования ашгинской серии (исключая базальные конгломераты) на всей рассматриваемой территории характеризуется отложением осадков с отчетливой выдержанной горизонтальной слоистостью. Гранулометрический состав отложений (относительно высокая степень сортированности, преобладание мелкозернистого материала) и большая площадь развития свидетельствуют о спокойной, относительно мелководной морской обстановке и сносе материала с пене-пленизированных участков суши. Петрографический состав обломочного материала и типоморфные особенности минералов тяжелой фракции позволяют сделать заключение о том, что снос, вероятно, происходил с невысоких поднятий, располагавшихся на западе, в области Русской платформы. Наиболее обширным и относительно более глубоководным морской бассейн стал во время накопления чернокаменской флишoidной свиты и ее аналогов. Окружающие его берега в ряде мест представляли собой гористую сушу, о чем свидетельствуют небольшое погружение обломочного материала и ухудшение его сортировки, более полимиктовый состав — появление обломков вулканогенных пород. И в этом случае преобладал снос материала с запада, с областей поднятия, существовавших на Русской платформе, однако некоторое значение имеет также принос обломков с суши, располагавшейся на востоке. Но эта суша оказывала лишь местное влияние, что выразилось в локальном (Бижай, Койва и Усьва) обогащении осадков такими минералами, как пироксены, амфиболы, хромит, шпинель, иногда даже дистен, ставролит и платина (Кухаренко, 1962). В районе Полюдова кряжа в это время снос терригенного материала происходил и с запада, с тиманских структур, и с востока, с поднятий в области Урала (Боровко и др., 1964). На Южном Урале во время накопления урюкской и басинской свит доказан снос обломочного материала с поднятий в области Русской платформы, вероятнее всего, с Татарского свода, так же как для каировской свиты Предуральяского прогиба и восточной окраины Русской платформы. Эти выводы, полученные на основании минералого-петрографических исследований (Ожиганова, 1963), подтверждаются и изучением направлений наклонов косой слоистости в породах басинской свиты (Ключина, 1963₂).

Накопление отложений бородулинской и нижнекудымкарской свит Пермского Прикамья шло за счет разрушения поднятий в области Русской платформы. Здесь влияние суши, располагавшейся на Урале, не чувствуется.

Условия формирования лежащей выше устьсылвицкой свиты носили существенно новые черты (см. фиг. 4). Ее отложения формировались в мелководном бассейне, в котором накапливался грубый песчаный материал с многочисленными косослоистыми текстурами волнового и поточного типа. Это регрессивный этап жизни бассейна. Площадь, покрытая морем, значительно сократилась, что было вызвано поднятиями, происходившими на окружающей суши и в области морского бассейна. В результате этих движений возникло поднятие, разделившее прежде единый морской бассейн на две части, дальнейшее существование которых протекало изолированно. Сходство бассейна, в котором шло накопление осадков устьсылвицкой и верхней части кудымкарской свит, с бассейном, в котором накапливались лежащие ниже отложения, было довольно существенным. Об этом свидетельствует тождественность состава пород, обусловленная тем, что снос обломочного материала происходит, вероятно, с одних и тех же участков суши. Однако более грубый

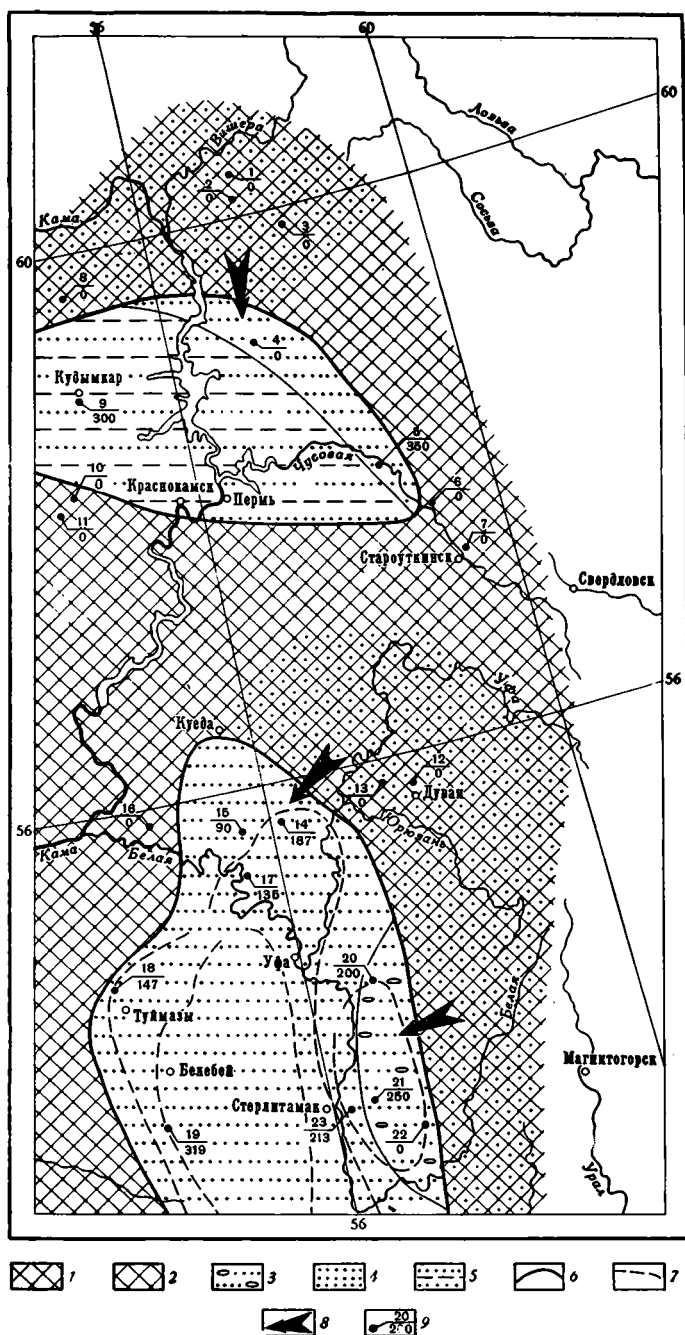


Фиг. 3. Литолого-палеогеографическая схема Урала времени образования старопечнинской, переваловской и чернокаменской свит

1 — суша равнинная; 2 — суша горная; 3 — чередование песчанников, алевролитов, аргиллитов; 4 — границы фациальных зон; 5 — главные направления сноса обломочного материала; 6 — точки наблюдений (в числителе номер разреза, в знаменателе — мощность)

гранулометрический состав и характерные текстуры позволяют делать вывод о том, что море на этой территории постепенно мелело, и местами появились отложения с типичными континентальными признаками.

Южноуральский бассейн, в котором шло накопление кур-кураукской и нижнешкаповской свит, имел несколько большую площадь. Снос обломочного материала в него происходил главным образом с восточных



Фиг. 4. Литолого-палеогеографическая схема Урала времени накопления устьсылвицкой свиты

1 — суша равнинная; 2 — суша горная; 3 — конгломераты; 4 — песчаники; 5 — чередование песчаников и алевролитов; 6 — границы фациальных зон; 7 — изопахиты; 8 — главные направления сноса обломочного материала; 9 — точки наблюдений (в числителе номер разреза а, в знаменателе — мощность)

уральских поднятий. Именно за счет этого источника сноса были сформированы конгломератовые и грубые песчанниковые отложения кур-курауской свиты; он оказывал влияние и на формирование нижнешкаповской свиты, однако здесь не исключается и принос материала с под-

нятий в области Русской платформы. Этот бассейн по сравнению со Среднеуральским существовал более длительное время. В то время как в нем шло накопление морских осадков зиганской и верхнешкаповской свит, на Среднем Урале уже существовали континентальные условия.

Условия образования устьсылвицкой свиты и разновозрастных отложений носят несомненные черты сходства с условиями, характерными для формирования нижней молассы. Как во время накопления нижнепермской нижней молассы, это был заключительный этап геосинклинального развития, следовавший за формированием флишевой формации, так и здесь рассматриваемые отложения сменили флишеидную свиту, а после их образования наступили континентальные условия. Континентальный режим, установившийся на всей территории западного склона Урала, Предуральяского прогиба и восточной окраины Русской платформы, наступивший после отложения ашинской серии, продолжался длительное время. Не случайно на всей этой территории отсутствуют кембрийские отложения, а силурийские и нижнедевонские имеют весьма ограниченное распространение.

ЛИТЕРАТУРА

- Аблизин Б. Д., Ключина М. Л., Младших С. В., Пинегин Е. Ф. К вопросу о возможности сопоставления отложений ашинской свиты на западном склоне Среднего и Южного Урала. В сб.: Палеогеография Урала. Свердловск, 1965.
- Беккер Ю. Р. Стратиграфическая схема и корреляция ашинских отложений Урала и Предуралья.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1966, т. 169, № 4.
- Боровко Н. Г., Келль Г. Н., Смирнов Ю. Д. Стратиграфия, условия образования и алмазность отложений «чурочной» свиты (Северный Урал). В сб.: Материалы по геологии Урала. Материалы Всес. н.-и. геол. ин-та, Л., 1964, нов. серия, т. 119.
- Гилева Н. П. Условия образования ашинских отложений западной и центральной зон Южного Урала. В сб.: Палеогеография Урала. Свердловск, 1965.
- Келлер Б. М. Вендский комплекс Урала.— Сов. геология, 1966, № 5.
- Келлер Б. М. Подразделения единой стратиграфической шкалы докембрия. Докл. АН СССР. Сер. геол., 1966, т. 171, № 6.
- Клевцова А. А., Кутуков А. В., Удовиченко Э. М. О стратиграфии и нефтеносности дореднедевонских отложений Пермской области и Удмуртской АССР.— Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, 1965, № 9.
- Ключина М. Л. К стратиграфии верхней части ашинской свиты Среднего Урала по данным литологического изучения.— Тр. Ин-та геологии АН СССР, Свердловск, 1963, вып. 65.
- Ключина М. Л. Косая слоистость в породах ашинской свиты Южного Урала. Материалы по региональной стратиграфии СССР. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Кухаренко А. А. Литология и условия формирования ашинской серии западного склона Среднего Урала. Вопросы литологии и палеогеографии.— Уч. зап. Ленингр. ун-та, Л., 1962, Сер. геол. наук, вып. 12, № 310.
- Наливкин Д. В. Сопоставление спаргмитовой формации Южной Норвегии с ашинской свитой Южного Урала. В сб.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 8. Уфа, 1963.
- Ожиганова Л. Д. О возможности сопоставления верхнебавлинской серии востока Русской платформы и ашинской свиты западного склона Южного Урала. В сб.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 8. Уфа, 1963.
- Олли А. И. Древние отложения западного склона Урала, Изд-во Саратовск. ун-та, 1948.
- Смирнов Г. А., Бежаев М. М. К изучению литологии толщи зеленых песчаников и сланцев западного склона Среднего Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 9.
- Тимергазин К. Р. Девонские образования западной Башкирии и перспективы их нефтегазоносности. Изд-во АН СССР, Уфа, 1959.
- Хворова И. В. О некоторых поверхностных текстурах в каменноугольном и нижнепермском флише Южного Урала.— Тр. Ин-та геол. наук, М., 1955, вып. 155.
- Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала. Тр. Геол. ин-та АН СССР, М., 1961, вып. 37.
- Шатский Н. С. Рифейская эра и Байкальская складчатость. Избран. труды акад. Н. С. Шатского, т. I, М., Изд-во АН СССР, 1963.

УДК 552.124.4 (477.62)

КОНКРЕЦИИ И РАССЕЯННЫЕ КАРБОНАТЫ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОНБАССА КАК ПОКАЗАТЕЛИ ФАЦИАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ

П. В. ЗАРИЦКИЙ

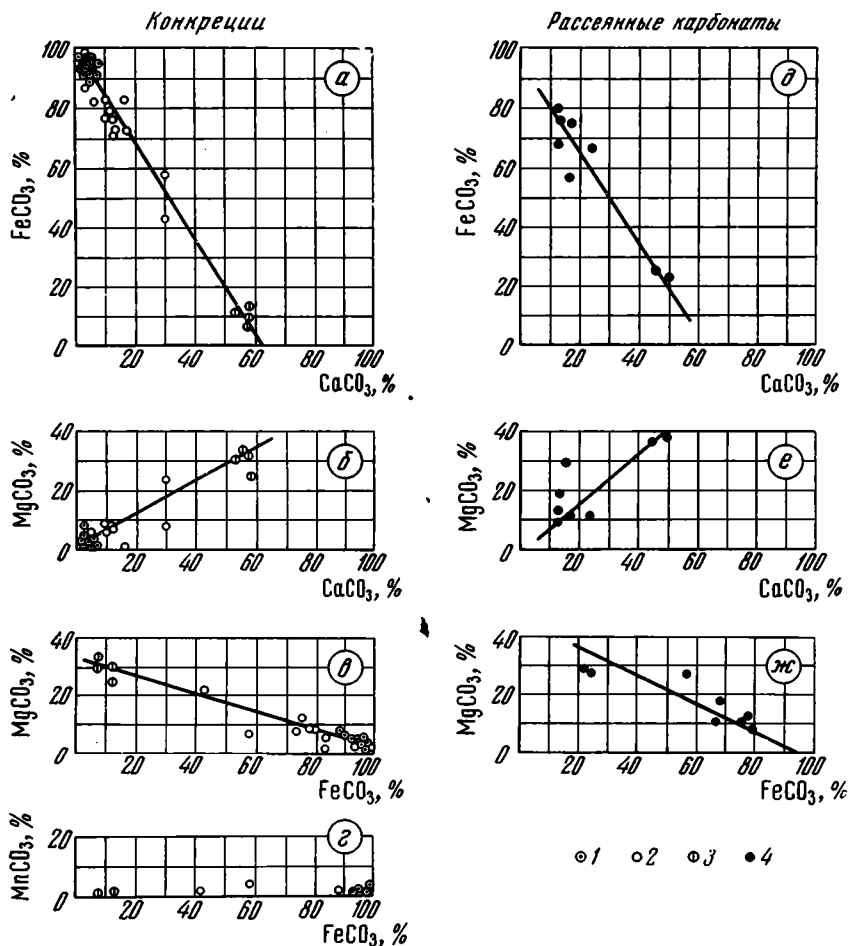
Сравнительное изучение карбонатных конкреций и рассеянных в породах карбонатов полифациальных отложений позволяет оценить значение тех и других как показателей фациальных условий осадконакопления. К тому же рассеянные карбонаты и в последиагенетический период могут в той или иной мере изменяться под действием циркулирующих растворов, тогда как эти процессы не вызывают каких-либо изменений в химико-минеральном составе конкреций. Конкреции — наиболее чуткие индикаторы условий образования и раннего диагенеза вмещающих их пород.

Работами последних двух десятилетий по изучению аутигенных минеральных включений в угленосных отложениях различных бассейнов было убедительно показано, что конкреционные образования, в частности наиболее распространенные карбонатные конкреции, образуют закономерные минералого-парагенетические ассоциации с вмещающими их породами и являются чуткими индикаторами фациальной обстановки осадконакопления и раннего диагенеза заключающих их отложений (Зарицкий, 1956, 1959, 1965₁, 1965₂; Македонов, 1955; Тимофеева, 1956, 1959 и др.). На примере паралических полифациальных угленосных толщ установлено, что чем больше обстановка осадконакопления приближалась к нормальной морской, тем выше становилась роль CaCO_3 в сложении карбонатных конкреций, и, наоборот, по мере распреснения водоема и возрастания влияния континентальных условий накопления осадков участие CaCO_3 в образовании конкреции падает, и ведущая роль переходит к FeCO_3 .

Таким образом, при всем многообразии форм и типов конкреций по химико-минеральному составу намечается приуроченность определенных конкреций к определенным породам, имеющим свою, отличную от других фациальную характеристику.

Изменение состава карбонатных конкреций в нормальном разрезе подчиняется общей закономерности смены генетически связанных между собой фаций в пределах циклов осадконакопления. В циклически построенных угленосных толщах конкреционные комплексы также имеют циклическое строение. То же следует сказать и относительно изменения состава конкреции на площади.

Вместе с тем сравнительное изучение аутигенных минералов угленосных отложений (конкреций, минералов цемента пород и минеральных новообразований в теле конкреций — септарий) показывает, что конкреционные образования в отношении химико-минерального состава занимают в известной мере особое положение. Основная масса цементирующего вещества пород сложена глинистыми минералами и кремнеземом. Карбонаты в цементе пород играют подчиненную роль. В конкрециях, напротив, карбонаты доминируют. Интересно выяснить соот-



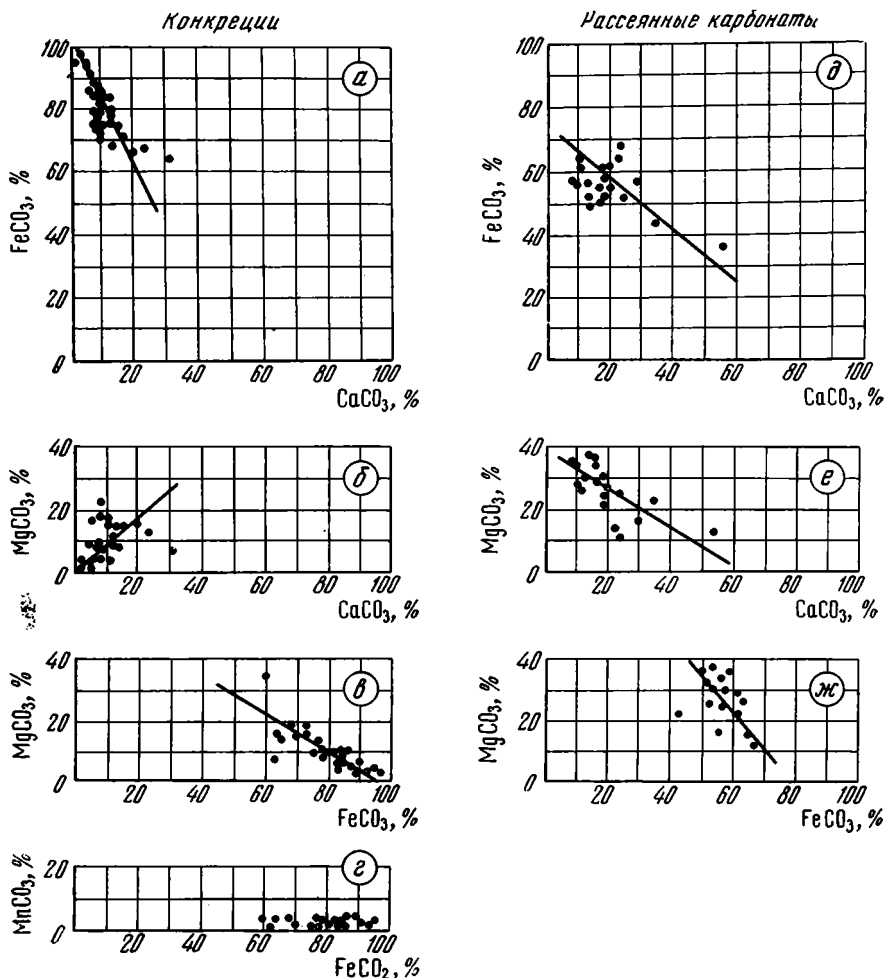
Фиг. 1. Соотношение главных карбонатных компонентов в конкрециях и рассеянных карбонатах болотных отложений

Конкреции: 1 — почвы, 2 — подпочвы I типа, 3 — подпочвы II типа, 4 — рассеянные карбонаты

ветствие рассеянных в породах карбонатов карбонатам конкреций и тем самым возможность использования тех и других в качестве показателей условий осадконакопления и раннего диагенеза заключающих их угленосных отложений.

Сопоставление состава конкреций с составом рассеянных карбонатов вмещающих пород. Весьма удобно производить подобное сравнение, сопоставляя карбонатные компоненты попарно: FeCO_3 — CaCO_3 ; MgCO_3 — CaCO_3 ; MgCO_3 — FeCO_3 ; MnCO_3 — FeCO_3 для конкреций и рассеянных карбонатов определенной в фациальном отношении группы пород, а затем сравнивая их между собой. Для этой цели результаты химических анализов конкреций и солянокислых вытяжек из вмещающих их пород были пересчитаны на молекулярные проценты и приведены к сумме 100%. Полученные результаты наносились на графики, на осях координат которых откладывалось содержание указанных выше пар карбонатных составляющих (фиг. 1—3). Были построены серии графиков для конкреций и рассеянных карбонатов из отложений трех групп фаций: болотных, переходных и морских.

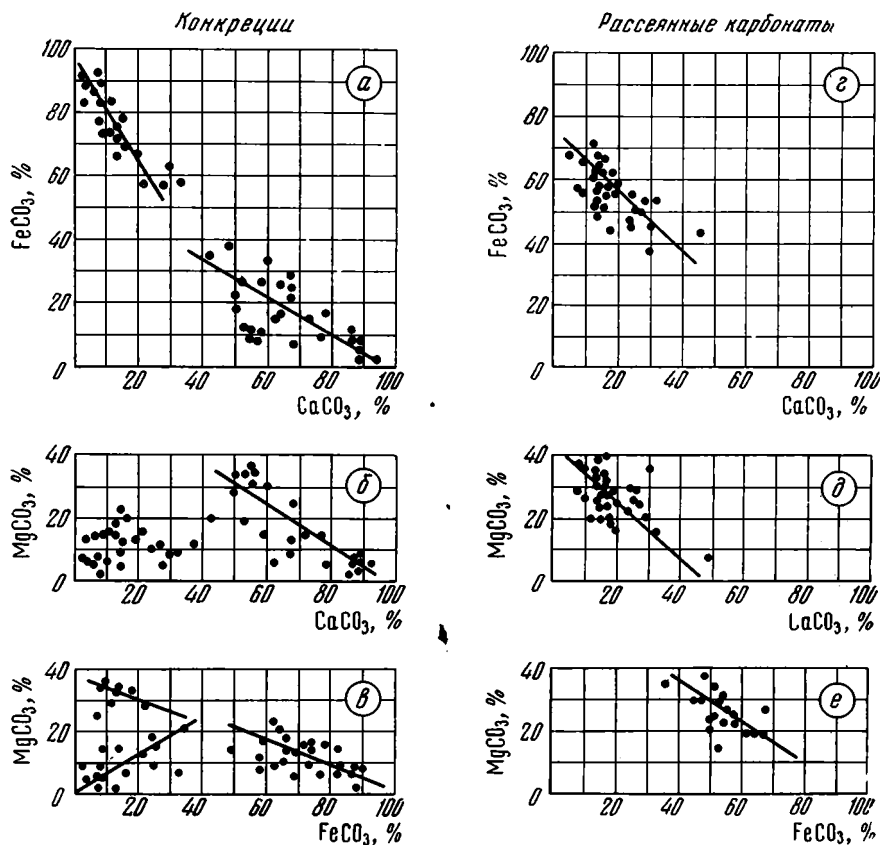
Остановимся кратко на этих графиках. На фиг. 1, *a*—*г* видно, что между карбонатными компонентами FeCO_3 и CaCO_3 , FeCO_3 и MgCO_3 существуют обратные соотношения, между компонентами CaCO_3 и



Фиг. 2. Соотношения главных карбонатных компонентов в конкрециях и рассеянных карбонатах отложений переходных фаций

MgCO_3 — прямые. Но прямые соотношения между CaCO_3 и MgCO_3 , видимо, являются следствием того обстоятельства, что обе эти карбонатные составляющие находятся в обратных соотношениях с FeCO_3 . Такие же соотношения между парами карбонатных составляющих отмечаются и для рассеянных карбонатов болотных отложений (см. фиг. 1, д — ж). Это подтверждается общим сходством соответствующих графиков. Однако их внимательное рассмотрение позволяет подметить и некоторые количественные различия в соотношении пар ведущих карбонатов в конкрециях и рассеянных карбонатах. Это различие проявляется в несколько неодинаковых углах наклона линий графиков к осям координат, в частности к оси, на которой откладываются значения содержания FeCO_3 . На графиках для конкреций этот угол явно острее, чем на графиках для рассеянных карбонатов.

Далее следует серия графиков для конкреций и рассеянных карбонатов из отложений, переходных от континентальных к морским (см. фиг. 2, а — ж). Сравнение графиков по конкрециям и рассеянным карбонатам между собой весьма показательное. На фоне общего сходства их обращает на себя внимание более острый угол линий их графиков с осью координат, на которой откладывается содержание FeCO_3 . Это прямое отражение тенденции к относительной концентрации FeCO_3 в



Фиг. 3. Соотношения главных карбонатных компонентов в конкрециях и рассеянных карбонатах морских отложений

конкрециях по сравнению с относительным содержанием последнего в рассеянных карбонатах переходных отложений в ущерб как CaCO_3 , так и MgCO_3 . Действительно, в конкрециях содержание MgCO_3 и CaCO_3 редко превышает 20% (каждого в отдельности), тогда как в рассеянных карбонатах MgCO_3 и CaCO_3 до 40%.

Рассмотрение и сравнение графиков позволяет говорить о сходстве в целом, но не о тождестве аутигенных карбонатных образований в виде конкреций, с одной стороны, и в виде рассеянных карбонатов в цементе вмещающих конкреции болотных и переходных отложений, с другой стороны. Стягивание карбонатов в отдельных точках осадка в виде конкреций сопровождается преимущественной конкрецией одного карбоната — FeCO_3 .

Широкий диапазон изменения содержания отдельных карбонатных составляющих в конкрециях из морских отложений наглядно виден на графиках фиг. 3, а — в. Не вдаваясь в детальный анализ этих графиков, отметим, что конкреции из морских отложений, в отличие от ранее рассмотренных конкреций из отложений болотных и переходных фаций, характеризуются менее четко выраженными соотношениями между главными карбонатными составляющими. В случае значительного преобладания CaCO_3 или FeCO_3 устанавливаются обратные соотношения между ними и MgCO_3 . Если же нет явного доминирования в составе конкреций CaCO_3 или FeCO_3 , соотношения эти становятся неопределенными, возможно даже прямыми (см. фиг. 3, б). И это логично, так как в одном случае MgCO_3 следует за FeCO_3 с образованием магносидери-

та, а в другом — за CaCO_3 , образуя доломит или анкерит (Зарицкий, 1965).

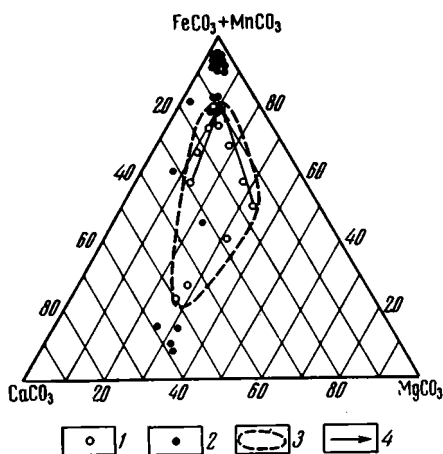
Рассеянные в морских отложениях карбонаты характеризуются отчетливыми обратными соотношениями между парами: FeCO_3 — CaCO_3 ; FeCO_3 — MgCO_3 ; MgCO_3 — CaCO_3 (см. фиг. 3, *г*—*е*). Причем наклон линий графиков близок к 45° , что является отражением весьма широкого диапазона соотношений пар компонентов. Интересно сравнить графики для конкреций с соответствующими графиками для рассеянных карбонатов. Как и в ранее рассмотренных случаях, на фоне общего сходства можно подметить и вполне определенные и характерные отличия. Угол наклона линии графика, отражающей соотношение FeCO_3 — CaCO_3 в конкрециях явно отличается от 45° , причем в ряде случаев он более острый с осью координат CaCO_3 , в других — с осью координат FeCO_3 . И это весьма показательно, ибо есть два типа конкреций из морских отложений — с преобладанием CaCO_3 либо FeCO_3 (Зарицкий, 1956, 1959). Следовательно, практически в любом случае конкреции по содержанию ведущих компонентов — CaCO_3 или FeCO_3 — в той или иной мере отличаются от рассеянных карбонатов вмещающих их пород. То же самое можно сказать и о соотношениях MgCO_3 — FeCO_3 и MgCO_3 — CaCO_3 . Угол наклона графиков, а иногда и положение линий в целом существенно отличны для конкреций по сравнению с таковыми для рассеянных в породах карбонатов. Снова есть известное сходство, но нет тождества в соотношении пар карбонатных компонентов в конкрециях и карбонатах вмещающих пород и, следовательно, в составе карбонатных конкреций и рассеянных карбонатов.

Сравнительный анализ, таким образом, показывает, что процесс конкрециеобразования нельзя рассматривать как простое стягивание в определенных точках (участках) осадка рассеянных в массе его аутигенных карбонатов, что в ходе диагенетического перераспределения вещества проявляется тенденция к преимущественной концентрации в конкрециях одного из ведущих карбонатных компонентов.

Преимущественная концентрация в конкрециях определенных карбонатных составляющих является отражением и следствием химической дифференциации карбонатов в ходе диагенетического перераспределения вещества и конкрециеобразования.

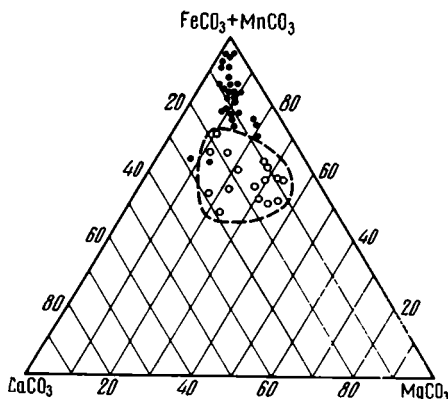
Химическая дифференциация карбонатных компонентов при перераспределении вещества в диагенезе — конкрециеобразовании. На примере изучения современных осадков оз. Байкал Н. М. Страхов (1953) показал, что одна из характерных черт геохимии диагенеза — стремление аутигенных компонентов осадка к образованию обособленных скоплений, химической дифференциации. Такая тенденция к разделению вещества в осадке в ходе диагенеза во всей полноте имела место и в отдаленные геологические периоды. При изучении аутигенных минералов в угленосных отложениях Донбасса также было установлено, что в ходе диагенетического перераспределения вещества в осадке происходило пространственное разобщение дисульфида железа и карбонатов, фосфатов кальция и карбонатов (Зарицкий, 1955, 1959). Сравнительное изучение химического состава карбонатных конкреций и рассеянных карбонатов во вмещающих конкреции породах показало существенные различия их. Следовательно, тенденция к разделению вещества, к химической дифференциации, распространяется и на карбонатные компоненты в ходе диагенетической миграции их и конкрециеобразования. Проследить такую дифференциацию карбонатных составляющих лучше всего с помощью треугольных диаграмм (Бродская, 1959; Страхов, 1960), на которые наносятся данные химических анализов конкреций и рассеянных в породах карбонатов (точки состава). Результаты анализов предварительно пересчитаны на молекулярные проценты и приведены к сумме 100%, причем данные о содержании карбонатов Fe и Mn

суммировались. Такие диаграммы были составлены для конкреций и диффузно-рассеянных карбонатов болотных, переходных и морских отложений (фиг. 4—6). При рассмотрении диаграмм видно, что точки состава конкреций в массе своей группируются за пределами полей группировки точек состава рассеянных карбонатов вмещающих пород, тяготея к полюсам диаграмм. Точки состава рассеянных карбонатов пород, напротив, располагаются ближе к центральной части треугольных диаграмм. Тем самым очень наглядно подчеркивается интенсивная химическая дифференциация карбонатных компонентов в диагенезе и преимущественная концентрация в конкрециях одного из ведущих карбонатов. Необходимо также подчеркнуть, что если на диаграммы наносить данные многочисленных анализов конкреций и рассеянных карбонатов даже определенной в фаціальном отношении группы пород, то неизбежно некоторое сглаживание интенсивности химической дифференциации, часть анализов конкреций попадает даже в поле рассеянных карбонатов. Если же сравнивать между собой конкретные пары анализов (конкреция — рассеянные карбонаты), то



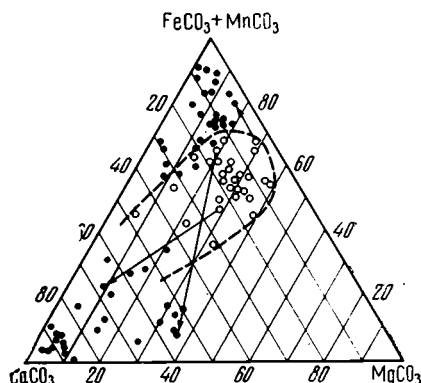
Фиг. 4. Химическая дифференциация карбонатных компонентов при конкрецееобразовании в болотных отложениях 1 — рассеянные карбонаты; 2 — конкрекции; 3 — поле рассеянных карбонатов; 4 — пары анализов на рассеянные карбонаты-конкрекции

различие в соотношении основных карбонатных компонентов в каждом случае будет совершенно очевидным и во многих случаях даже значительным (на диаграммах для примера пары анализов — точек состава — соединены стрелками).



Фиг. 5. Химическая дифференциация карбонатных компонентов при конкрецееобразовании в отложениях переходных фаций

Усл. обозн. см. на фиг. 4



Фиг. 6. Химическая дифференциация карбонатных компонентов при конкрецееобразовании в морских отложениях

Усл. обозн. см. на фиг. 4

Обращает на себя внимание и то обстоятельство, что точки состава конкреций в своей основной массе группируются у двух полюсов: $\text{FeCO}_3 + \text{MnCO}_3$ и CaCO_3 . Этим отмечается два существенных момента: Во-первых, ведущая роль в сложении карбонатных конкреций именно

карбонатов Са или Fe, и, во-вторых, антагонизм этих углекислых солей. Поле диаграмм у полюса $MgCO_3$ всегда свободно, что свидетельствует о подчиненной роли углекислого магния в составе конкреций и отсутствии в угленосных отложениях не только магнезитовых, но даже существенно Mg-карбонатных конкреций.

Анализ диаграмм и данные о миграционной способности Fe, Са, Mg и Mn в раннем диагенезе позволяют сделать следующие выводы:

1. В ходе диагенетического перераспределения вещества и конкрециеобразования имеет место химическая дифференциация карбонатных компонентов, приводящая на фоне общего сходства к более или менее резко выраженному различию в соотношении основных карбонатных составляющих в конкрециях по сравнению с таковым в рассеянных карбонатах вмещающих пород.

2. Химическая дифференциация карбонатных компонентов в отложениях различных фаций имеет свои специфические особенности в отношении интенсивности разделения и степени концентрации отдельных карбонатных составляющих в конкрециях. Так, в болотных отложениях почвы угольных пластов напряженная дифференциация приводит к концентрации практически монокомпонентного карбонатного вещества, состоящего на 90—95% из $FeCO_3$. В отложениях переходных и морских фаций дифференциация при конкрециеобразовании выражена более умеренно.

3. Основная причина химической дифференциации карбонатных компонентов — неодинаковая геохимическая подвижность Fe, Са, Mg и Mn в конкретных условиях раннего диагенеза в осадках различной фациальной принадлежности.

4. Одна из важных причин, понижающих эффективность дифференциации, — изоморфные замещения в карбонатах (Страхов, 1960). Действительно, карбонатные конкреции угленосных отложений Донбасса часто представляют собой твердые растворы углекислых солей Fe, Mg, Са и Mn, из которых соли Fe, Mg и Са могут иметь конкрециеобразующее значение, определяя химико-минеральный тип конкреций (Зарицкий, 1959, 1965).

5. Реальная химическая дифференциация карбонатных компонентов была несколько менее интенсивной, о чем можно судить на основании наблюдаемого в настоящее время соотношения соответствующих карбонатных компонентов конкреций и рассеянных в породах карбонатов. Некоторая часть $CaCO_3$ выпадала из илового раствора после формирования Mg-Fe-карбонатов в силу лучшей растворимости $CaCO_3$ и, следовательно, способности Са дольше оставаться в растворе. Этот процесс осуществляется не только в относительно раннем диагенезе (после формирования Mg-Fe-карбонатных конкреций), но и в диагенезе позднем (кальцит септарных трещин, известковые конкреции с текстурой конус в конус). Количественно учесть роль этого $CaCO_3$ в массе диффузно рассеянных карбонатов цемента пород не представляется возможным, но игнорировать факт осаждения $CaCO_3$ из иловых растворов после формирования раннедиагенетических конкреций нельзя.

Процессы карбонатообразования и изменения карбонатов в позднем диагенезе и в последиагенетический период. Различие химико-минерального состава раннедиагенетических конкреций и рассеянных карбонатов усугубляется и тем обстоятельством, что формирование диффузно-рассеянных карбонатов во вмещающих породах происходило в течение более продолжительного времени, в том числе и после образования конкреций. Минералы конкреций, как образований раннедиагенетических, находились в равновесии с иловыми растворами в раннем диагенезе осадков. Направленная эволюция физико-химических условий в осадках зачастую отражается и на раннедиагенетических конкрециях в изменении химико-минерального состава их в радиальном направле-

нии, в образовании концентрически-зонального строения конкреций. Такое изменение состава для раннедиагенетических карбонатных конкреций, как правило, носит постепенный характер, и диапазон изменений обычно узок (Зарицкий, 1955, 1959; Тимофеева, 1959). Известковые конкреции с текстурой конус в конус, как образования позднедиагенетические (Зарицкий, 1963) в отличие от конкреций раннедиагенетических (в том числе и известковых), не обнаруживают приуроченности к определенным в фаціальном отношении отложениям. То же самое следует сказать и о позднедиагенетических выделениях кальцита и анкерита по трещинам сокращения конкреций-септарий. Совместное нахождение известковых конкреций с фунтиковой текстурой и конкреций Mg-Fe-карбонатных дает объективные критерии для суждения о направлении эволюции физико-химических условий в осадках в течение диагенеза от его ранних к более поздним этапам. Показателем же условий осадконакопления и раннего диагенеза и в этом случае являются Mg-Fe-карбонатные конкреции.

Отмеченное выше общее сходство состава раннедиагенетических конкреций и рассеянных карбонатов вмещающих их пород позволяет при решении ряда вопросов литологии (фаціальный анализ и т. п.) использовать для изучения аутигенных карбонатов не трудно диагностируемые микроскопические редкие выделения рассеянных в цементе пород карбонатов, а легкодоступные и удобные для изучения концентрации их в виде конкреционных образований. Не только в химико-минеральном составе последних, но и в особенностях морфологии, условий залегания и т. п. «заложена» значительная информация об обстановке осадконакопления вмещающих пород. Зависимость химико-минерального состава конкреций от условий осадконакопления вмещающих пород, конечно, не непосредственная, не прямая, ибо конкреции являются образованиями более поздними, возникающим не в стадии седиментогенеза, а в стадии превращения осадка в породу — в диагенезе. Однако фаціальные условия осадконакопления оказывали решающее влияние на характер физико-химической обстановки и ход диагенетических процессов, что, в свою очередь, определяло состав аутигенных минеральных образований, к которым относятся и конкреции.

Больше того, рассеянные в породах карбонаты могут в той или иной мере изменяться в последиагенетический этап развития и существования пород. Формирование минералов цемента (в том числе и карбонатных) не завершается в раннем диагенезе. В то же время процессы минералообразования, протекающие в позднем диагенезе и в стадии катагенеза, не вызывали каких-либо изменений в химико-минеральном составе раннедиагенетических конкреций. Геохимическая обстановка в стадии позднего диагенеза осадка и катагенеза породы была благоприятной для сохранения без существенных изменений всего комплекса раннедиагенетических минералов, слагающих конкреции. Зона катагенеза наследует состав конкрециеобразующих минералов, сформировавшихся в стадии раннего диагенеза осадков. В юго-восточном секторе Донбасса, где угленосные отложения подверглись влиянию процессов начального метаморфизма (метагенеза) (Логвиненко, 1956), карбонатные конкреции остаются наиболее «инертными» компонентами пород и не несут на себе каких-либо следов изменения не только в отношении химико-минерального состава, но даже и в отношении структурно-текстурных особенностей.

Следовательно, раннедиагенетические карбонатные конкреции среди аутигенных карбонатных образований являются наиболее чувствительными индикаторами условий образования и раннего диагенеза вмещающих их пород. В этом их безусловное преимущество перед рассеянными карбонатами вмещающих пород.

Если в нормально-осадочных породах, даже при наличии различных признаков фациальной принадлежности (органические остатки, характер слоистости, гранулометрический состав, аутигенные минералы цемента и т. п.), конкреционные образования являются важными показателями условий осадкообразования и геохимической обстановки в раннем диагенезе, то в породах метаморфических, где все эти признаки сглажены, затусшеваны или целиком утрачены, конкреции, благодаря их «консервативности» в катагенезе и метагенезе, могут оказать большую помощь не только в решении общего вопроса о характере исходных пород (осадочных или магматических), но и для более детальной характеристики исходных осадочных пород.

Все это заставляет при изучении метаморфических пород, отмечая реликтовые признаки осадочных пород, особое внимание обращать на бывшие конкреционные образования. Задача сейчас заключается в накоплении фактического материала, описании в породах разных степеней метаморфизма характера изменения конкреций различного состава с тем, чтобы можно было затем решать и обратную задачу — научиться в сильно метаморфизованных и метаморфических породах находить бывшие конкреции, в настоящем их химико-минеральном составе увидеть исходный состав конкрецтообразователя, по которому можно восстановить фациальные условия осадконакопления измененных метаморфизмом пород.

Хотя материал по данному вопросу пока весьма скуден, имеющиеся в литературе примеры (Елисеев, 1959; Тернер, 1951; Emmons, Laney, 1926; Runner, Hamilton, 1934; Suzuki, 1934; Tilley, Alderman, 1934) и приведенные выше соображения позволили высказать надежду (Зарицкий, 1966) на более успешное в будущем использование минеральных реликтов — конкреций или равновесных минеральных ассоциаций, возникающих на месте бывших конкреций, в метаморфизованных и метаморфических породах для более обоснованного суждения об условиях образования исходных пород и для палеогеографических реконструкций.

ЛИТЕРАТУРА

- Бродская Н. Г. Карбонатные конкреции в третичных отложениях Сахалина. — В кн.: К познанию диагенеза осадков. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Елисеев И. А. Метаморфизм. Л., Изд-во Ленингр. Гос. ун-та, 1959.
- Зарицкий П. В. Карбонатные конкреции угленосных отложений как показатели фациальных условий осадконакопления. — Докл. АН СССР, 1956, т. 110, № 4.
- Зарицкий П. В. Конкреции угленосных отложений Донецкого бассейна. Изд-во Харьковск. ун-та, 1959.
- Зарицкий П. В. К вопросу о времени образования карбонатных конкреций с текстурой конус в конусе. — Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 1.
- Зарицкий П. В. Соотношение состава конкреций с составом рассеянных карбонатов в отложениях различных фаций угленосной толщи Донецкого бассейна. Материалы Харьковского ун-та, 1965, вып. 1.
- Зарицкий П. В. О химической дифференциации карбонатных компонентов в ходе конкрецтообразования в угленосных отложениях Донбасса. Природные и трудовые ресурсы Левобережной Украины и их использование, т. IV. Геология и полезные ископаемые. М., «Недра», 1965, 2.
- Зарицкий П. В. Изоморфизм железа, магния и кальция в карбонатных конкрециях угленосных отложений Донецкого бассейна. — Литол. и полезн. ископ., 1965, № 3.
- Зарицкий П. В. Конкреционные образования и их возможное значение при изучении метаморфических пород. — Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 4.
- Логвиненко Н. В. О позднем диагенезе (эпигенезе) донецких карбоновых пород. — Докл. АН СССР, 1956, т. 106, № 5.
- Македонов А. В. Парагенезис углей, вмещающих пород и конкреций воркутской свиты и методы прогноза угленосности. Второе угольное геологическое совещание. Тез. докл. Л., Изд-во АН СССР, 1955.
- Страхов Н. М. Диагенез и его значение для осадочного рудообразования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Тернер Ф. Дж. Эволюция метаморфических пород, М., Изд-во иностр. лит., 1951.

- Тимофеева З. В. Карбонатные конкреции среднего карбона Донбасса и их значение для изучения фациального состава угленосной толщи.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 10.
- Тимофеева З. В. Конкрецииобразование в карбоне Донецкого бассейна.— В кн.: К познанию диагенеза осадков. М. Изд-во АН СССР, 1959.
- Emmons W. H., Laney F. B. Geology and ore deposits of the Ducktown mining district. Tennessee U. S. Geol., Surv. Profess. Paper 139, 1926.
- Runner J. J., Hamilton R. G. Metamorphosed calcareous concretions and their genetic and structural significance. Amer. J. Sci., v. 28, No. 163, 1934.
- Suzuki J. Metamorphosed calcareous concretions in the hornfels at the southern coast of Tokai Province, Hokkaido. Hokkaido Imp. Univ. J. Faculty Sci., Ser. IV, v. 2, No. 4, 1934.
- Tilley C. E., Alderman A. R. Progressive metasomatism in the flint nodules of the Seawt Hill contact-zone. Miner. Magazine, v. XXIII, 1934.

Государственный университет
Харьков

Дата поступления
14.III.1969

УДК 552.53 : 552.54

ВОДОРΟΣЛЕВЫЕ ФАЦИИ СОЛΕНОСНО-КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩ И ИХ СВЯЗЬ С НЕФТΕНОСНОСТЬЮ

Ю. И. МАРЬЕНКО, И. Е. ПОСТНИКОВА

В соленосно-карбонатных толщах Иркутского амфитеатра и Припятского прогиба широко развиты водоросли, микрофитолиты и строматолиты, слагающие биогермы и пласты. С водорослевыми литофациями связаны промышленные залежи нефти и газа на Марковском месторождении в Иркутском амфитеатре и на Речицком и Осташковичском месторождениях в Припятском прогибе.

Авторы изучали условия залегания нефти и газа в соленосно-карбонатных отложениях Иркутского амфитеатра на юге Сибирской платформы и Припятского прогиба на западе Русской платформы. В процессе этой работы сложилось представление о том, что, несмотря на огромную территориальную разобщенность указанных регионов и разный возраст соленосно-карбонатных толщ, характер их нефтегазоносности проявляет много общих черт. Особый интерес в этом отношении представляет четко выраженная в обоих регионах пространственная и генетическая связь водорослевых фаций, характерных для этих толщ, с нефтегазоносностью.

С карбонатными породами водорослевых фаций, испытывавших в процессе формирования доломитизацию, связаны промышленные залежи нефти на Марковской площади в Иркутском амфитеатре и Речицкой и Осташковичской площадях в Припятском прогибе. Кроме того, в аналогичных породах обоих регионов установлены многочисленные непромышленные залежи и проявления нефти и газа.

В Иркутском амфитеатре разрез соленосно-карбонатной толщи представлен мотской свитой вендского комплекса (Постникова, Розанова, 1967) и нижнекембрийскими усольской, бельской, булайской и ангарской свитами. В Припятском прогибе устойчивое накопление соленосно-карбонатных осадков началось в верхнефранское время. Здесь выделяются воронежский, евлановский и ливенский горизонты франского яруса и задонский, елецкий и данково-лебедянский горизонты фаменского яруса. На северо-востоке Припятского прогиба накопление карбонатных осадков происходило с самого начала франского века (Речицкая, Осташковичская и другие разведочные площади), но с различной интенсивностью.

Комплексы пород соленосно-карбонатных толщ Иркутского амфитеатра и Припятского прогиба весьма близки между собой и характеризуются большим разнообразием. В них заметно преобладают карбонатные породы, представленные известняками и доломитами, которые часто замещают друг друга фациально. Среди известняков выделяются хемогенные и биогенные разновидности. Доломиты представлены хемогенными разновидностями и доломитами замещения. Помимо известняков и доломитов, значительную часть карбонатных пород составляют породы смешанного минералогического состава ряда известняк — доломит, обра

зовавшиеся преимущественно в результате доломитизации. В Припятском прогибе значительное место в разрезе занимают мергели, а в Иркутском амфитеатре они развиты ограниченно и явно тяготеют к его периферии.

Кроме того, в соленосно-карбонатных толщах обоих регионов широко развиты пласты каменной соли, ангидрита и гипса. Мощность пластов каменной соли изменяется в широких пределах и достигает десятков и сотен метров. Для карбонатных пород обоих регионов весьма характерны встречающиеся в изобилии остатки различных водорослей, в том числе микрофитолитов и строматолитов. Микрофитолитами мы называем окаменелые продукты жизнедеятельности водорослей и водоросли неясного систематического положения, не прикреплявшиеся ко дну бассейна.

Эти органические остатки в Иркутском амфитеатре изучены сравнительно хорошо, тогда как их изучение в Припятском прогибе практически не начато.

Все эти образования являются пороодообразующими и сложены микрокристаллическим кальцитом или доломитом. Их роль в формировании пластов карбонатных пород неодинакова. По этому принципу могут быть выделены, в какой-то мере условно, три типа карбонатных пластов: 1) пласты, содержащие биогермы; 2) пласты, переполненные органическими остатками водорослевого происхождения; 3) пласты, содержащие в небольших количествах органические остатки водорослевого происхождения.

В построении биогермов участвуют колониальные водоросли, образующие жесткий скелет биогерма. Обычно они составляют до 40—80% объема биогермных карбонатных пород. Очертания водорослей округлые и несколько напоминают кучевые облака. Иногда они обособлены, но чаще вплотную примыкают друг к другу, образуя в прозрачных шлифах сложный рисунок (фиг. 1). Размеры таких водорослевых обособлений 0,2—20 мм.

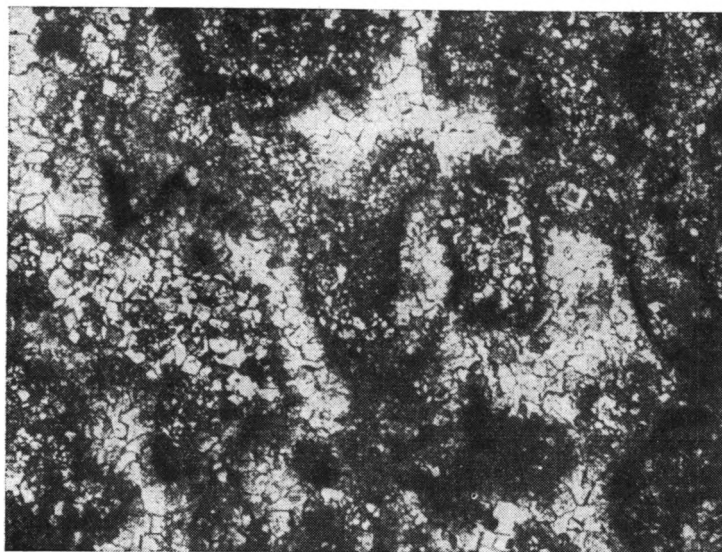
Мощность биогермов, сложенных водорослями, от 1 до 20 м, редко более. В Иркутском амфитеатре на Марковском месторождении мощность водорослевых биогермов осинского горизонта усольской свиты достигает 30—40 м, протяженность по площади — десятков и сотен метров, а возможно, первых километров. Биогермы нередко сложены строматолитами. И. К. Королюк (1966) наблюдала в обнажениях карбонатных пород Прибайкалья (очевидно, венд) строматолитовые биогермы высотой от 1—5 до 10 м при 10—20 м в поперечнике.

Значительно чаще, чем биогермы, в соленосно-карбонатных толщах встречаются пласты карбонатных пород, переполненные водорослями и микрофитолитами, а в Иркутском амфитеатре еще и строматолитами. Протяженность таких пластов обычно до десятков и даже сотен километров при мощности от первых метров до 50 м. Наиболее распространены в таких пластах обычно микрофитолиты, образующие обособленные стяжения и сгустки округлой формы размером 0,01—1 мм, реже до 3—4 мм в поперечнике (фиг. 2, 3). Обычно минералогический состав микрофитолитов, водорослей и цементирующей их массы породы одинаков. Содержание микрофитолитов и водорослей в пластах может достигать 70% объема карбонатной породы.

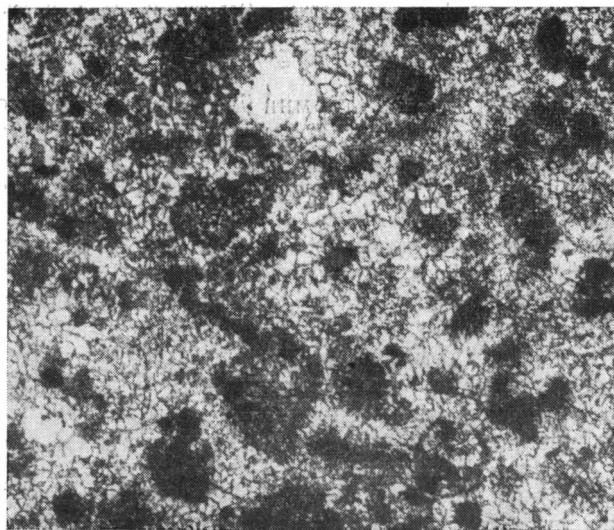
Однако пласты с таким высоким содержанием органических остатков встречаются сравнительно редко. Гораздо чаще в соленосно-карбонатных толщах наблюдаются карбонатные породы, в которых микрофитолиты и водоросли составляют 10—30% или редко рассеяны.

Не менее характерной особенностью соленосно-карбонатных толщ является сильная их доломитизация, которая наиболее отчетливо ассоциирует с водорослевыми литофациями. Этот факт, по нашему мнению,

имеет огромное значение в формировании карбонатных коллекторов нефти и газа. Изучение доломитов замещения и доломитизированных известняков соленосно-карбонатных толщ Иркутского амфитеатра и



Фиг. 1. Доломитизированный водорослевый известняк.
Осинский горизонт усольской свиты. Марковское месторождение, скв. № 2,
шлиф 2/67, $\times 20$

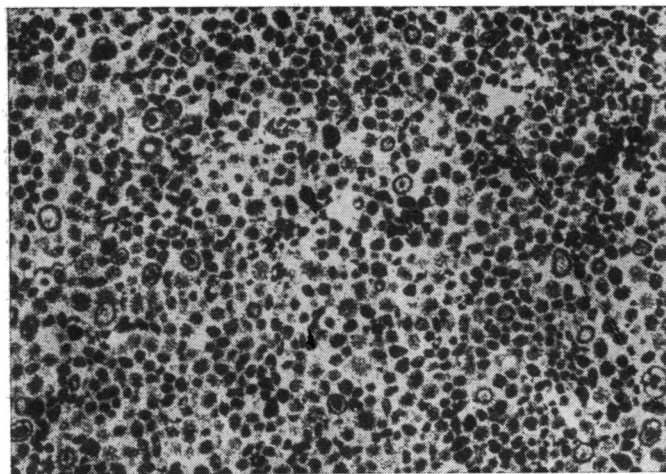


Фиг. 2. Известняк с микрофитолитами.
Осинский горизонт усольской свиты. Марковское месторождение, скв. № 12,
шлиф 12/60, $\times 20$

Припятского прогиба показало, что доломитизация наиболее часто приводила к образованию пустот в породах, если она происходила в осадках водорослевых фаций.

Вопрос о влиянии доломитизации на формирование пустот в карбонатных породах получил отражение в работах многих исследователей

(Соколов, 1958; Леворсен, 1958; Перькова, 1966, и др.). Не рассматривая историю вопроса, следует заметить, что все известные теории нуждаются по крайней мере в уточнении. В связи с этим необходимо отметить следующее: ошибочность многих теорий заключается в том, что они предполагают формирование в процессе доломитизации только одного генетического типа пустот, тогда как больше оснований полагать образование при этом по крайней мере двух типов пустот — контракции и растворения при доломитизации.



Фиг. 3. Микрофитолитовый известняк.

Задонский горизонт фаменского яруса. Осташковское месторождение, скв. № 7, шлиф 7/42, $\times 20$

Под пустотами контракции (термин Д. С. Коржинского) нами понимаются такие пустоты, которые возникают в результате сокращения объема породы или осадка при замещении CaCO_3 доломитом по принципу «молекула на молекулу». Выявление таких пустот затруднено тем обстоятельством, что их истинный объем всегда отличается от объема в 12,3%, рассчитанного Эли де Бомоном. Очевидно, это происходит по двум причинам. Во-первых, доломитизация в больших масштабах, в представлении большинства исследователей, происходит в стадию диагенеза карбонатного осадка (Теодорович, 1950; Страхов, 1956; Соколов, 1958), когда он еще не затвердел, и, следовательно, возникающие поры контракции частично или полностью уничтожаются при его уплотнении. Во-вторых, процесс доломитизации происходит в открытой системе, и поэтому практически не может быть равновесия между количеством молекул CaCO_3 , перешедших из осадка в раствор, и количеством молекул MgCO_3 , поступивших из раствора в осадок. Следовательно, если при доломитизации процессы растворения преобладают над процессами отложения материала, то образуются пустоты растворения, и наоборот, преобладание отложения над растворением приводит к образованию карбонатных пород с компактными структурами (Соколов, 1958). По-видимому, растворение могло преобладать над осаждением при высоком $p \text{ CO}_2$, когда кальцит менее устойчив, чем доломит (Соколов, 1958).

Таким образом, процесс формирования пустот растворения при доломитизации происходит всегда в тесной связи с процессом образования пустот контракции и как бы затушевывает последний. Важно подчеркнуть, что образование пустот контракции и растворения при доло-

митизации невозможно в недостаточно твердом осадке, ибо последующее уплотнение может привести к их уничтожению. Следовательно, степень затвердения осадка, подвергающегося доломитизации,— одно из важнейших условий формирования пустот карбонатных пород.

В связи с этим представляют интерес биогермные водорослевые известняки и известковые осадки, в различной мере содержащие водоросли и микрофитолиты. Дело в том, что биогермные известняки, а также водоросли и микрофитолиты в процессе формирования минуют стадию осадка и сразу превращаются в твердую породу. В водорослевых биогермах благодаря их большой первичной пустотности, способствующей свободному подтоку Mg-содержащих вод бассейна, а также повышенному содержанию CO_2 , образуемому за счет отмирающих водорослей, создаются исключительно благоприятные условия для развития процесса доломитизации. В дальнейшем пустоты биогерма, как правило, оказываются заполненными более поздними карбонатными минералами, чаще всего кристификационным или инкрустационным CaCO_3 . Водоросли биогермов вследствие большой твердости, которой они обладали во время доломитизации, по существу, не испытывали уплотнения, и поэтому в них при соответствующих условиях могли с наибольшим успехом развиваться пустоты контракции и растворения при доломитизации. В ряде случаев биогенные пустоты биогермов в процессе роста заполнялись известковым илом. Тогда доломитизация, по-видимому, более успешно должна была происходить по илу, нежели по жесткому скелету биогерма, образованному водорослями, так как ил несомненно обладал более высокой пористостью и был доступнее для Mg-содержащих растворов. Карбонатный осадок, заключенный в биогенные пустоты, впоследствии не испытывал в полной мере влияния геостатического давления, и, следовательно, в нем создавались условия для сохранения пустот, возникших в результате доломитизации.

В этой связи представляются также благоприятными возможности строматолитовых биогермов для проявления в них процесса доломитизации и формирования соответствующих пустот.

Этому должны были способствовать первоначальные повышенные содержания органического вещества в строматолитах, а также их достаточная жесткость, исключавшая значительное уплотнение.

Пустоты контракции и растворения при доломитизации могли легко образовываться и в известковых осадках, переполненных водорослями и микрофитолитами. Механизм образования пустот здесь был примерно таким же, как в водорослевых биогермах. Пустоты контракции и растворения при доломитизации могли при определенных условиях развиваться по водорослям и микрофитолитам, а также по части известкового осадка, заключенной между ними, так как вся система обладала достаточной жесткостью и почти не подвергалась уплотнению.

Яркие примеры, указывающие на связь коллекторов нефти и газа с процессом доломитизации, проявившимся в водорослевых литофациях, имеются в Иркутском амфитеатре и Припятском прогибе.

В Иркутском амфитеатре особый интерес с этой точки зрения представляет осинский горизонт, с которым связаны основные перспективы на нефть и газ соленосно-карбонатной толщи этого региона. Осинский горизонт — это существенно карбонатный пласт мощностью 35—116 м, заключенный между пластами каменной соли. Характерно, что увеличение мощности до 60—116 м всегда связано с преобладанием в разрезе водорослевых пород, часто представленных биогермными известняками.

Увеличение мощностей происходит от южных окраин Иркутского амфитеатра к его центральным и северным частям. В этом же направлении возрастает роль водорослевых литофаций, с которыми всегда ассоциирует процесс доломитизации, и происходит улучшение коллекторских свойств.

Процесс доломитизации в осинском горизонте проявился довольно разнообразно (Марьенко, 1966). Часто наблюдается доломитизация, которая захватывает в известняках только водоросли и микрофитолиты, практически не затрагивая цемента. В некоторых слоях водоросли и микрофитолиты доломитизированы нацело, и о их первоначальном присутствии можно судить лишь по конфигурации доломитизированного участка. Вид таких пород под микроскопом своеобразен: среди кальцитовых, в основном мелкокристаллической, массы распределены обильные ячейки размером 0,2—0,5 мм, заполненные ромбоэдрами доломита величиной 0,06—0,1 мм. Обычно между ромбоэдрами доломита развиты поры, заполненные нередко битумом, размеры которых обычно равны 0,005—0,02 мм. Четкая приуроченность таких пор к доломитизированным водорослям и микрофитолитам, а также относительно малые размеры позволяют относить их к порам контракции.

Значительно реже наблюдаются пласты, где доломитизация происходила по цементу водорослей и микрофитолитов. Наиболее широко проявлена пятнистая доломитизация всей породы, включая водоросли, микрофитолиты и их цемент. Размеры образовавшихся при этом кристаллов доломита 0,06—0,2 мм. С ними ассоциируют чаще всего поры размером 0,02—0,1 мм и мелкие каверны до 2—5 мм в поперечнике. Значительно реже встречаются каверны размером более 1 см. В тех местах, где присутствуют реликтовые, не захваченные доломитизацией биогермные водорослевые и микрофитолитовые известняки, поры и тем более каверны весьма редки.

Следует заметить, что последний тип доломитизации характерен и для других частей разреза соленосно-карбонатной толщи Иркутского амфитеатра и преобладает в карбонатных породах Припятского прогиба.

Обычно поры и каверны развиты неравномерно, что, очевидно, следует связывать, с одной стороны, со сложным взаиморасположением в пластах окаменевших водорослей и микрофитолитов, а с другой — с неравномерным распределением органического вещества в биогермах и осадках.

Помимо пустот доломитизации, образование которых связано с водорослями косвенно, в соленосно-карбонатных толщах ограниченно распространены биогенные пустоты, развитые нередко в биогермах и обусловленные неплотным прилеганием водорослей в процессе их роста и окаменения. Пустоты подобного типа, судя по литературным данным, характерны для рифов, в которых они в редких случаях представлены огромными полостями, достигающими нескольких метров в поперечнике (Наливкин, 1958). Обычно сразу же после формирования биогенные пустоты почти нацело заполняются кристификационным CaCO_3 или карбонатным илом, так что объем сохранившихся пустот не превышает 1%, а размеры — 0,02—0,2 мм. Примерно такого же рода пустоты образуются в пластах, переполненных микрофитолитами и водорослями, возникновение которых обусловлено неплотным прилеганием их друг к другу. Размеры и общий объем таких пустот соизмеримы, но не больше, чем в биогермах. В карбонатных породах Иркутского амфитеатра и Припятского прогиба значение биогенных пустот для образования коллекторов нефти и газа невелико, но коллекторы с такими пустотами могут быть встречены.

Коллекторские свойства карбонатных пород, сформировавшихся при участии водорослей и испытавших доломитизацию, изменчивы. Открытая пористость доломитизированных водорослевых известняков в осинском горизонте усольской свиты Иркутского амфитеатра составляет 2—12%, проницаемость — 3—22 мдарси. Примерно такие же коллекторские свойства имеют карбонатные породы сходного генезиса в задонско-елецких отложениях на Речицком и Осташковичском месторождениях в

припятском прогибе (открытая пористость 2—16%, проницаемость 1—20 мдарси).

Рассмотренный выше круг вопросов по существу касается влияния водорослей на формирование карбонатных коллекторов нефти и газа и отражает лишь одну сторону проблемы нефтегазоносности водорослевых фаций соленосно-карбонатных толщ. Другую ее часть составляют вопросы, касающиеся нефтематеринского вещества этих толщ.

В соленосно-карбонатных толщах отмечаются пласты карбонатных пород мощностью в десятки и сотни метров, представленные водорослевыми фациями и отличающиеся высокой нефтегазонасыщенностью. Некоторые из них в кровле и подошве экранируются не менее мощными пластами каменной соли и прослеживаются в пределах как Иркутского амфитеатра, так и Припятского прогиба. Примером таких пластов могут служить осинский и балыхтинский горизонты усольской свиты в Иркутском амфитеатре и задонско-елецкие слои в Припятском прогибе. С этими горизонтами связаны основные залежи нефти и газа в указанных регионах. Учитывая достаточно надежную изоляцию названных выше карбонатных пластов каменной солью, можно полагать, что источник нефтематеринского вещества находился в самих этих пластах. Таким источником, вероятно, были водоросли, составлявшие большую или по крайней мере значительную часть исходного нефтематеринского вещества. Судя по обильным остаткам, водоросли, скорее всего, составляли наиболее массовую группу организмов в венде и нижнем кембрии в Иркутском амфитеатре и заметно преобладали в девоне в Припятском прогибе.

По количеству и способности продуцировать огромную биомассу водоросли вполне отвечают основному требованию, которое предъявлял И. М. Губкин (1932) к нефтематеринскому веществу. В этой связи интересны результаты определения биологической продуктивности Припятского бассейна в задонско-елецкое время, рассчитанной для терригенного осадконакопления. Полученное Б. Ф. Игнатовым (1967) число 762 т/км² сухого органического вещества в год очень высоко в сравнении с данными, приведенными им по другим древним бассейнам.

Итак, влияние водорослей на нефтегазоносность соленосно-карбонатных толщ проявилось двояко. С одной стороны, водоросли были фактором, благоприятным для формирования карбонатных коллекторов, а с другой — они служили, возможно, нефтематеринским веществом.

Поэтому важно разграничивать способность водорослей к окаменению и возможность стать источником нефтематеринского вещества. Способность осажждать карбонатное вещество из растворов присуща в той или иной степени всем водорослям. Однако не все виды водорослей могли успешно накапливать карбонатные минералы на поверхности или внутри своих тканей. Водоросли, обладавшие такой способностью, довольно быстро окаменевали в процессе роста. Те же водоросли, которые не накапливали карбонатное минеральное вещество, при определенных условиях могли служить источником нефтематеринского вещества.

В основе такой «специализации» водорослей лежит целый ряд причин, среди которых можно отметить их морфологию, размеры, характер обитания и т. д. Очевидно, у колониальных водорослей, ведущих прикрепленный образ жизни, способность к окаменению выше, о чем свидетельствуют образованные ими биогермы. Учитывая аэробный характер среды биогермов, сохраняющийся в течение длительного времени, можно полагать, что органическое вещество в них практически полностью уничтожается и, превращаясь в значительной мере в CO₂, способствует доломитизации. Этот вывод подтверждают исследования

Б. А. Скопинцева (1948), показавшего, что потенциально нефтематеринские компоненты органического вещества в аэробной водной среде почти полностью уничтожаются при оптимальных для его сохранения температурных условиях за срок не более чем 0,3 года.

Следует заметить, что органическое вещество биогермов первоначально было представлено мягкими тканями водорослей, участвовавших в построении биогермов, а также органическим веществом, заполнявшим биогенные пустоты вместе с карбонатным илом. Следовательно, биогермы и близкие к ним по характеру пласты, переполненные окаменевшими водорослями и микрофитолитами, благоприятные для формирования коллекторов, были, напротив, неблагоприятными для накопления нефтематеринского вещества. По всей вероятности, его накопление с наибольшей интенсивностью происходило в зонах, примыкающих к биогермам, где осадки были представлены карбонатными илами, способными при определенных обстоятельствах сохранять органическое вещество от окисления. Основную часть массы этих илов в большинстве случаев составлял хомогенный карбонатный материал, а органическое вещество, по-видимому, было представлено отмирающими организмами планктона, среди которых значительная роль принадлежала водорослям. По справедливому предположению многих исследователей, основным источником нефтематеринского вещества служит органическое вещество планктона, способного образовывать огромную биомассу (Игнатов, 1967).

В заключение представляется необходимым остановиться на некоторых основных особенностях фациальных обстановок во время накопления соленосно-карбонатных толщ Иркутского амфитеатра и Припятского прогиба. Прежде всего следует обратить внимание на их значительное сходство в обоих регионах. Отложение мощных пластов каменной соли на огромных по площади территориях указывает на существование в то время жаркого и сухого климата. Глубины бассейнов седиментации в целом были небольшими. Исходя из широкого развития пластов, переполненных водорослями, можно полагать, что эти пласты накапливались на глубинах не более 100 м, куда в еще достаточных количествах проникал солнечный свет. Причем наиболее благоприятные условия для жизнедеятельности этих водорослей по-видимому, как и для ныне живущих, создавались на глубинах не более 40—60 м.

Быстрая смена водорослевых пород каменной солью указывает на еще более значительные обмеления бассейнов. По-видимому, при этом их глубина была примерно такой же, как в современных солеродных бассейнах Сиваш, Кара-Богаз-Гол, и составляла 0,2—6 м. Очевидно, соленость воды бассейнов соответственно изменялась в широких пределах от нормальной или близкой к нормальной (когда условия для жизнедеятельности водорослей были наилучшими) до сильно соленой.

ВЫВОДЫ

1. В соленосно-карбонатных толщах Иркутского амфитеатра и Припятского прогиба исключительно широко распространены остатки известковых водорослей, в том числе микрофитоцитов и строматолитов.

2. Водорослевые породы вследствие широкого развития в них доломитизации и связанных с нею пустот наиболее благоприятны, по сравнению с другими породами, для формирования коллекторов нефти и газа.

3. Водоросли, в изобилии развитые в бассейнах карбонатного осадконакопления на территориях Иркутского амфитеатра и Припятского прогиба, могли служить одним из основных источников нефтематеринского вещества.

ЛИТЕРАТУРА

- Губкин И. М. Учение о нефти. М., ОНТИ, 1932.
- Игнатов Б. Ф. Биологическая продуктивность водоемов и ее роль в накоплении нефтематеринских осадков. Изд. Саратовск. ун-та, 1967.
- Королук И. К. Микропроблематика рифей и нижнего кембрия Прибайкалья и Ангаро-Ленского прогиба.— В сб.: Вопросы микропалеонтологии, вып. 10, М., «Наука», 1966.
- Леворсен А. И. Геология нефти. Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Марьенко Ю. И. Основные черты строения и коллекторские свойства осинского горизонта на Марковском месторождении.— Нефтегазовая геол. и геофиз., 1966, № 1.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях, ч. I. Л., Госгеолтехиздат, 1958.
- Перькова Я. Н. О связи доломитизации и пористости в карбонатных породах продуктивных горизонтов Куйбышевского Поволжья.— Геология нефти и газа, 1966, № 3.
- Постникова И. Е., Розанова Т. В. Детальная корреляция продуктивных отложений терригенной части ушаковской и низов мотской свит Усть-Киренского района.— Тр. ВНИИ, Нефтепромысловая геология, М., 1967, вып. XLVIII.
- Скопинцев Б. А. О скорости разложения органического вещества отмершего планктона.— Тр. Всес. гидробиол. о-ва, Л., 1949, т. 1.
- Соколов Д. С. Формирование пористости и кавернозности растворимых пород.— Изв. высш. учебн. завед. Сер. геология и разведка, 1958, № 1.
- Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, М., 1956, вып. 4.
- Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М., Изд-во АН СССР, 1950.

Всесоюзный нефтегазовый
научно-исследовательский институт
Москва

Дата поступления
5.III.1969

Б. А. Скопинцева (1948), показавшего, что потенциально нефтематеринские компоненты органического вещества в аэробной водной среде почти полностью уничтожаются при оптимальных для его сохранения температурных условиях за срок не более чем 0,3 года.

Следует заметить, что органическое вещество биогермов первоначально было представлено мягкими тканями водорослей, участвовавших в построении биогермов, а также органическим веществом, заполнявшим биогенные пустоты вместе с карбонатным илом. Следовательно, биогермы и близкие к ним по характеру пласты, переполненные окаменевшими водорослями и микрофитолитами, благоприятные для формирования коллекторов, были, напротив, неблагоприятными для накопления нефтематеринского вещества. По всей вероятности, его накопление с наибольшей интенсивностью происходило в зонах, примыкающих к биогермам, где осадки были представлены карбонатными илами, способными при определенных обстоятельствах сохранять органическое вещество от окисления. Основную часть массы этих илов в большинстве случаев составлял хемогенный карбонатный материал, а органическое вещество, по-видимому, было представлено отмирающими организмами планктона, среди которых значительная роль принадлежала водорослям. По справедливому предположению многих исследователей, основным источником нефтематеринского вещества служит органическое вещество планктона, способного образовывать огромную биомассу (Игнатов, 1967).

В заключение представляется необходимым остановиться на некоторых основных особенностях фациальных обстановок во время накопления соленосно-карбонатных толщ Иркутского амфитеатра и Припятского прогиба. Прежде всего следует обратить внимание на их значительное сходство в обоих регионах. Отложение мощных пластов каменной соли на огромных по площади территориях указывает на существование в то время жаркого и сухого климата. Глубины бассейнов седиментации в целом были небольшими. Исходя из широкого развития пластов, переполненных водорослями, можно полагать, что эти пласты накапливались на глубинах не более 100 м, куда в еще достаточных количествах проникал солнечный свет. Причем наиболее благоприятные условия для жизнедеятельности этих водорослей по-видимому, как и для ныне живущих, создавались на глубинах не более 40—60 м.

Быстрая смена водорослевых пород каменной солью указывает на еще более значительные обмеления бассейнов. По-видимому, при этом их глубина была примерно такой же, как в современных солеродных бассейнах Сиваш, Кара-Богаз-Гол, и составляла 0,2—6 м. Очевидно, соленость воды бассейнов соответственно изменялась в широких пределах от нормальной или близкой к нормальной (когда условия для жизнедеятельности водорослей были наилучшими) до сильно соленой.

ВЫВОДЫ

1. В соленосно-карбонатных толщах Иркутского амфитеатра и Припятского прогиба исключительно широко распространены остатки известковых водорослей, в том числе микрофитолитов и строматолитов.

2. Водорослевые породы вследствие широкого развития в них доломитизации и связанных с нею пустот наиболее благоприятны, по сравнению с другими породами, для формирования коллекторов нефти и газа.

3. Водоросли, в изобилии развитые в бассейнах карбонатного осадконакопления на территориях Иркутского амфитеатра и Припятского прогиба, могли служить одним из основных источников нефтематеринского вещества.

ЛИТЕРАТУРА

- Губкин И. М. Учение о нефти. М., ОНТИ, 1932.
- Игнатов Б. Ф. Биологическая продуктивность водоемов и ее роль в накоплении нефтематеринских осадков. Изд. Саратовск. ун-та, 1967.
- Королук И. К. Микропроблематика рифея и нижнего кембрия Прибайкалья и Ангара-Ленского прогиба.— В сб.: Вопросы микропалеонтологии, вып. 10, М., «Наука», 1966.
- Леворсен А. И. Геология нефти. Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Марьенко Ю. И. Основные черты строения и коллекторские свойства осинского горизонта на Марковском месторождении.— Нефтегазовая геол. и геофиз., 1966, № 1.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях, ч. I. Л., Госгеолтехиздат, 1958.
- Перькова Я. Н. О связи доломитизации и пористости в карбонатных породах продуктивных горизонтов Куйбышевского Поволжья.— Геология нефти и газа, 1966, № 3.
- Постникова И. Е., Розанова Т. В. Детальная корреляция продуктивных отложений терригенной части ушаковской и низов мотской свит Усть-Киренского района.— Тр. ВНИИ, Нефтепромысловая геология, М., 1967, вып. XLVIII.
- Скопинцев Б. А. О скорости разложения органического вещества отмершего планктона.— Тр. Всес. гидробиол. о-ва, Л., 1949, т. I.
- Соколов Д. С. Формирование пористости и кавернозности растворимых пород.— Изв. высш. учебн. завед. Сер. геология и разведка, 1958, № 1.
- Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, М., 1956, вып. 4.
- Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М., Изд-во АН СССР, 1950.

Всесоюзный нефтегазовый
научно-исследовательский институт
Москва

Дата поступления
5.III.1969

ПЛОТНОСТЬ КРЕМНИСТЫХ (КВАРЦЕВЫХ) ПОРОД И ВОПРОСЫ ИХ ТИПИЗАЦИИ

М. Я. КАЦ, Н. В. ХВОРОВА

Приведены результаты измерений на гравитационной градиентной трубке плотности, микронеоднородности и пористости разных типов геосинклинальных силицитов. По этим параметрам выделяются два поля: яшмовое и фтанитовое. Разбирается вопрос о причинах различия их плотностных свойств. По-видимому, плотностные свойства кремнистых (кварцевых) пород в дальнейшем можно будет использовать в совокупности с другими признаками для диагностики.

Типизация геосинклинальных кремнистых, существенно кварцевых, пород встречает ряд затруднений. Это связано с их однообразными структурой и минеральным составом, на которых обычно основано разделение каждой группы пород на типы. Издавна среди рассматриваемых пород выделяются два характерных типа: яшмы и фтаниты (лидиты). Они сходны по структуре, минеральному составу и органическим остаткам, но, как правило, отличаются цветом и некоторыми особенностями химического состава. Яшмы обычно красные либо полосчатые и пятнистые, полосы и пятна красные, зеленые и желтые. Изредка, однако, среди них встречаются и черные разновидности, причем есть основание считать, что они распространены шире, чем принято думать. Фтаниты темные — коричневые или почти черные. Цвет, таким образом, не всегда позволяет отличать фтанит от яшмы. В химическом составе сравниваемых пород есть различия. Яшмы часто несколько обогащены марганцем, а фтаниты — фосфором и углеродом, но пределы колебаний в содержании этих элементов таковы, что основываться на данных химического анализа при диагностике образцов не всегда возможно. Кроме того, нельзя все разнообразие геосинклинальных кремнистых (кварцевых) пород свести только к двум типам. Существуют породы, не похожие ни на типичные яшмы, ни на типичные фтаниты; обычно эти породы называют «кремнистыми породами» или кремнями, что нельзя считать выходом из положения, так как этот термин относится ко всей группе пород — и не только кварцевых, но и опаловых.

Очевидно, исследование различных свойств кремнистых, в частности кварцевых, пород позволит выявить признаки, которые в дальнейшем могут быть использованы в комплексе как диагностические.

Одним из таких признаков является плотность. На ее величину влияет минеральная форма кремнезема, чистота кристаллов (наличие включений), присутствие в породе той или иной посторонней примеси и пористость. Так как все это определяется условиями седиментации и последующей раскристаллизацией вещества, то можно думать, что плотность — характерный признак кремнистых пород разного типа.

Были исследованы плотности различных геосинклинальных силицитов.

Методика определения плотности. Плотность определялась на гравитационной градиентной трубке (Кац, 1966) с точностью $\pm 0,001 \text{ г/см}^3$.

Плотность кремнистых (существенно кварцевых) пород

№ п. п.	№ обр.	Порода	Количество исследованных зерен	Плотность начальная				Плотность конечная		Средняя пористость х, %	Содержание, %				
				минимальная	максимальная	средняя	мера изменчивости Vн, %	средняя	мера изменчивости Vк, %		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Сорг
1	I	Яшма красная	6	2,618	2,620	2,619	0,03	2,618	0,03	<0,04	95,74	1,77	1,16	0,01	0
2	110/63	»	6	2,630	2,634	2,632	0,06	2,634	0,11	0,08	92,10	3,12	1,33	0,04	0
3	XI—I	»	8	2,653	2,663	2,657	0,12	2,658	0,12	0,04	—	—	—	—	—
4	1573	»	6	2,646	2,656	2,651	0,12	2,651	0,12	<0,04	93,78	3,04	1,56	0,012	0
5	1573a	»	6	2,615	2,627	2,621	0,15	2,624	0,25	0,12	—	—	—	—	—
6	112/68	»	6	2,648	2,650	2,649	0,03	2,649	0,03	<0,04	—	—	—	—	—
7	4335a	»	6	2,668	2,671	2,669	0,04	2,670	0,04	0,04	95,15	1,41	1,72	0	0
8	4335b	Яшма черная	6	2,629	2,635	2,631	0,09	2,633	0,07	0,08	94,92	1,40	1,59	0	0,24
9	4354	Яшма красная	5	2,645	2,660	2,653	0,20	2,653	0,22	<0,04	93,58	1,85	2,53	0	0,05
10	4355	Яшма черная	5	2,630	2,639	2,632	0,13	2,633	0,15	0,04	94,52	2,17	0,77	0	0,08
11	2799	Фтанит	7	2,369	2,400	2,382	0,46	2,414	0,22	1,33	85,90	2,07	1,10	0,56	5,08
12	2901	»	8	2,490	2,519	2,508	0,37	2,512	0,26	0,16	—	—	—	—	—
13	3444	»	8	2,521	2,546	2,539	0,36	2,542	0,21	0,12	84,85	5,00	0,78	0,09	2,41
14	3520	»	7	2,566	2,578	2,571	0,19	2,581	0,13	0,39	93,81	1,69	0,56	0,02	1,03
15	3522	»	6	2,561	2,567	2,565	0,08	2,584	0,03	0,76	94,40	1,70	0,43	0,02	0,58
16	3866a	Фтанит фосфатизованный	7	2,583	2,590	2,586	0,10	2,586	0,10	<0,04	—	—	—	—	—
17	3866b		9	2,726	2,747	2,733	0,23	2,736	0,27	0,11	—	—	—	—	—
18	3866b		19	2,731	2,753	2,741	0,22	2,745	0,22	0,15	—	—	—	—	—
19	2720a	Фтанит	5	2,566	2,574	2,570	0,11	2,572	0,09	0,08	—	—	—	—	—
20	2720b	Фтанит фосфатизованный	5	2,576	2,594	2,587	0,27	2,587	0,26	<0,04	—	—	—	—	—
21	2720b	»	7	2,589	2,632	2,615	0,51	2,621	0,60	0,23	—	—	—	—	—
22	6/68	Фтанит	6	2,546	2,558	2,552	0,16	2,553	0,12	0,04	93,38	1,70	1,18	0	0,64
23	14	»	7	2,586	2,599	2,592	0,16	2,592	0,13	<0,04	—	—	—	—	—
24	60/68	Новакулитоподобный силицит	10	2,605	2,608	2,607	0,03	2,606	0,05	0,04	95,00	1,02	0,85	0,11	0
25	148	Фтанитоид	7	2,554	2,592	2,573	0,61	2,575	0,50	0,08	92,82	2,53	1,35	0,27	0,55
26	137Б	»	7	2,580	2,618	2,605	0,53	2,612	0,57	0,27	—	—	—	—	—
27	137А	»	8	2,631	2,649	2,642	0,20	2,642	0,16	<0,04	88,77	5,11	1,38	0,07	0,11
28	147Б	Кремнистый туффит	6	2,640	2,653	2,646	0,18	2,649	0,10	0,12	86,70	5,18	4,75	0,08	—
29	147А	»	9	2,648	2,661	2,654	0,20	2,654	0,24	<0,04	—	—	—	—	—
30	755/64	Спонголит фосфатизованный	8	2,601	2,621	2,610	0,21	2,610	0,21	<0,04	—	—	—	—	—
31	773/64	Силицит фосфатизованный	6	2,623	2,681	2,660	0,55	2,662	0,53	0,08	—	—	—	—	—
32	13	Кремнистая конкреция в известняке	6	2,576	2,583	2,580	0,11	2,590	0,18	0,39	—	—	—	—	—
33	Без номера	Новакулит	10	2,584	2,636	2,606	0,65	2,642	0,27	1,37	—	—	—	—	—
34	2774	Кремнистый сланец	8	1,912	1,954	1,937	0,66	1,981	0,42	2,22	58,86	3,82	1,4	0,32	21,57

1 — юрская диабазово-роговиковая формация, Югославия; 2 — J, о. Сахалин; 3 — J, францисканская формация, штат Калифорния; 4—6—D₂, карамайташская формация, Южный Урал; 7—10—O, кумайская свита, Ишимская лука; 11—12—S, сакмарская свита, Южный Урал и Северные Мугоджары; 22—C₁, Северные Мугоджары; 23—Olg, менилитовая свита, Карпаты; 24, 34—D₂², гондинская свита, Мугоджары; 25—29—D₂², мукасовская свита, Южный Урал; 30, 31—C₁, чулокская свита, хребет Малый Каратау; 32—J₂, Карпаты; 33—D—C₁, штат Арканзас.

Условия работы: 1) прибор собран на контактных и нормальных термометрах; 2) внутренний диаметр измерительной трубки 10 мм; 3) измерения проводились при градиенте плотности 0,0027 г/см³ на 1 см, 4) в качестве рабочей жидкости использована смесь бромформа с диметилформамидом; 5) в качестве реперов плотности использовались заранее откалиброванные отдельные зерна кварца или полевого шпата, а также универсальные реперы в виде шарика из стекла пирекс с впаянной платиновой проволокой или пузырьком воздуха; 6) перед измерением исследуемые зерна вместе с реперами кипятили в спирте в течение 5 мин., а затем спирт заменяли рабочей жидкостью; 7) измерение плотности зерен каждого образца делали трижды, соответственно через ~40, ~50 ~и 60 мин. после установки кюветы с рабочей жидкостью, исследуемыми зернами и реперами в прибор. Это давало возможность следить за тем, чтобы измерения проводились после установления равновесных положений зерен и реперов.

Плотность начальная определялась после пребывания зерен в рабочей жидкости в течение ~60 мин., что обуславливалось необходимым временем установления равновесных положений реперов и исследуемых зерен при заданных условиях измерения. Плотность конечная определялась после пребывания зерен в рабочей жидкости в течение ~100-200 час. Плотность каждого образца измерялась трижды (начальная с промежуточным интервалом времени и конечная) или большее число раз, причем в последних двух измерениях получились, как правило, одинаковые результаты в пределах погрешности измерений.

Размер исследованных зерен ~2—4 мм. Для каждого образца определялось: 1) среднее значение плотности $\rho_{\text{ср}}$; 2) разброс зерен по плотности (среднее квадратичное отклонение σ); 3) мера изменчивости плотности

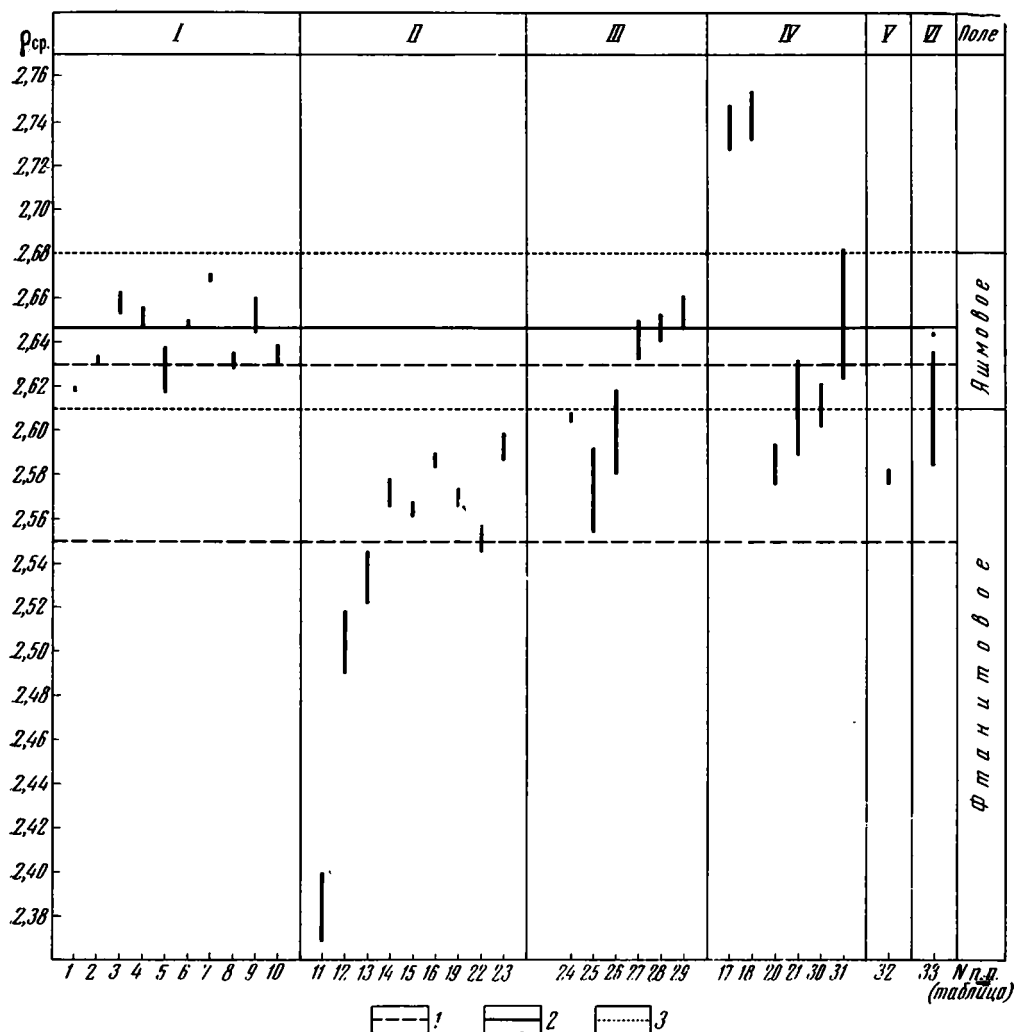
$$v = \frac{\sigma}{\rho_{\text{ср}}} 100\%; \quad 4) \text{ открытая пористость } \kappa = \frac{\rho_{\text{к}} - \rho_{\text{н}}}{\rho_{\text{к}}} 100\%, \text{ где } \rho_{\text{н}} \text{ и } \rho_{\text{к}} —$$

соответственно начальная и конечная средняя плотность для данного образца. Поскольку мера изменчивости для всех образцов очень мала (от ~0,03 до ~0,65%), то исследованное число зерен в каждом образце (см. таблицу) является достаточно большим. Образцы, плотности зерен которых находились в одном и том же интервале, измерялись с одними и теми же реперами.

Погрешности вычисления κ и v различны для разных образцов: они определяются в основном результатами определения плотности (таблица, фиг. 1). Погрешности малых значений пористости $\leq 0,1\%$. Погрешности больших значений пористости могут быть несколько выше. Погрешности меры изменчивости ~30% приводимых величин.

Результаты исследований. В таблице для каждого образца приведены: параметры плотности, средняя открытая пористость и имеющиеся данные химических анализов. Кроме средней плотности даны также минимальное и максимальное значения плотности для каждого образца, полученные от измерения нескольких зерен, и мера изменчивости, которая характеризует неоднородность породы. Результаты проведенных измерений позволяют определить для исследованных пород численные значения трех, в принципе независимых характеристик: средней плотности $\rho_{\text{ср}}$, меры изменчивости плотности $v\%$ и открытой пористости $\kappa\%$. Выясним, в какой степени эти свойства можно считать характерными признаками для определенных типов кремнистых пород, в какой мере их численные значения в дальнейшем можно будет использовать для диагностики.

В процессе экспериментов выяснилось, что плотность пород с течением времени нахождения в рабочей жидкости остается постоянной в пределах погрешности измерений или увеличивается. На примере новакулита установлено, что увеличение плотности обусловлено пористостью: за счет капиллярных сил в поры втягивается рабочая жидкость. Присут-

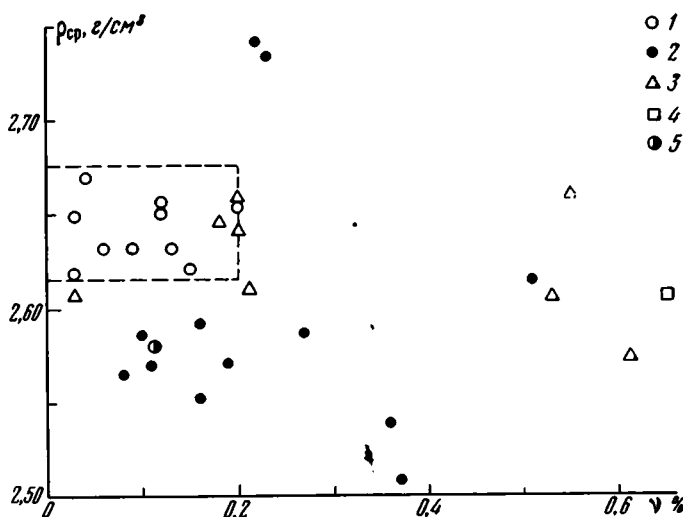


Фиг. 1. Плотностные характеристики кремнистых пород

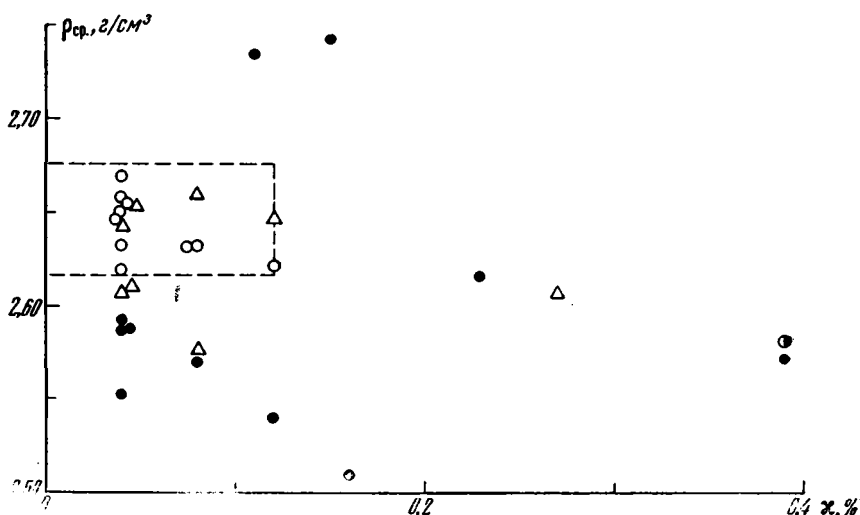
I — яшмы; II — фтаныты; III — фтанитоиды и кремнистые туфиты; IV — фосфатизованные породы; V — кремнистая конкреция; VI — новакулит (а — начальная плотность, б — конечная плотность). 1 — интервал плотностей халцедона; 2 — плотность кварца; 3 — границы яшмового поля

ствие в этой породе мелких пор от растворения карбонатных кристаллов устанавливается в шлифе. В каждой породе мы определяли плотность начальную и конечную после насыщения ее рабочей жидкостью. Однако действительная плотность породы равна (если плотность с течением времени не меняется) или меньше (если плотность с течением времени увеличивается) измеренной начальной плотности, так как в процессе измерения образец находится в рабочей жидкости в течение ~60 мин. Хотя это время, как правило, во много раз меньше времени, в течение которого порода насыщается жидкостью, начальная плотность пород является все же ее верхним пределом (см. таблицу). Приведенная конечная плотность в действительности — нижний предел той плотности, которую имела бы порода, если бы все поры были заполнены жидкостью с плотностью породы, так как, во-первых, часть пор вначале заполняется более легкой жидкостью (спиртом) и, во-вторых, нет полной уверенности, что весь объем пор заполняется рабочей жидкостью. Кроме того, известно, что заполняемость пор в данном твердом теле разными жид-

костями может быть различной. По-видимому, характерными параметрами породы является среднее значение и мера изменчивости именно начальной, а не конечной плотности. Что касается пористости, то мы во всех случаях определяли нижний ее предел: действительная открытая пористость пород может быть и несколько больше измеренной.



Фиг. 2. Зависимость средней начальной плотности пород ($\rho_{ср}$) от меры изменчивости (v %)
1 — яшмы; 2 — фтаниты; 3 — фтанитоиды; 4 — новакулит; 5 — кремнистая конкреция.
Ограниченная пунктиром площадь — яшмовое поле



Фиг. 3. Зависимость средней начальной плотности пород ($\rho_{ср}$) от их открытой пористости (χ , %)
Усл. обозн. см. на фиг. 2

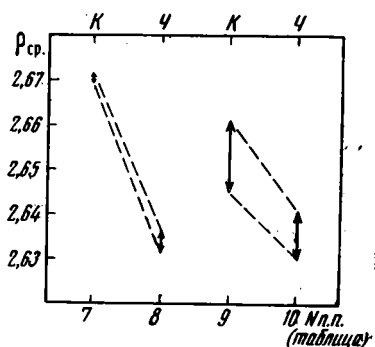
Проведен анализ зависимости средней начальной плотности от меры изменчивости и пористости пород (см. фиг. 1; фиг. 2, 3).

Все изученные образцы яшм обладают удивительно близкими значениями средней начальной плотности (от $\sim 2,615$ до $2,670$ г/см³) и исключительно малыми значениями меры изменчивости ($< 0,2\%$) и открытой пористости ($< 0,12\%$). Это указывает, что в частности, на относительную

однородность яшм¹, что хорошо согласуется с их равномерной микроструктурой, устанавливаемой электронномикроскопическим изучением реплик (Хворова, Дмитрик, 1969).

Интересно было выяснить, меняется ли плотность при переходе красной яшмы в черную. Мы имели две пары образцов красной и черной породы (из двух разных слоев), латерально на коротком расстоянии сменивших одна другую (см. таблицу, № 7, 8 и 9, 10; фиг. 4). В обоих случаях плотность черной яшмы существенно меньше, чем красной (соответственно на 0,038 и 0,021 г/см³), однако изменение это происходит в пределах яшмового поля плотностей. Но мера изменчивости и пористость почти не меняются (в пределах погрешности измерений).

В отличие от яшм, плотность фтанитов весьма разнообразна (см. фиг. 1, 2, 3). У большинства образцов она < 2,615 г/см³, т. е. ниже, чем у яшм. По-видимому, это определяется большим содержанием халцедона в основной массе фтанитов и присутствием в них органического вещества. О роли последнего можно судить по соответствующим цифрам. Так, в обр. 2799 (№ 11) содержание $C_{орг} = 5,08\%$ и $\rho_{ср} = 2,382$ г/см³, в обр. 2744 (№ 34) эти значения равны 21,57% и 1,937 г/см³.



Фиг. 4. Изменение плотности разноокрашенных участков яшмы (в пределах двух пластов)
к — красная яшма, ч — черная яшма.

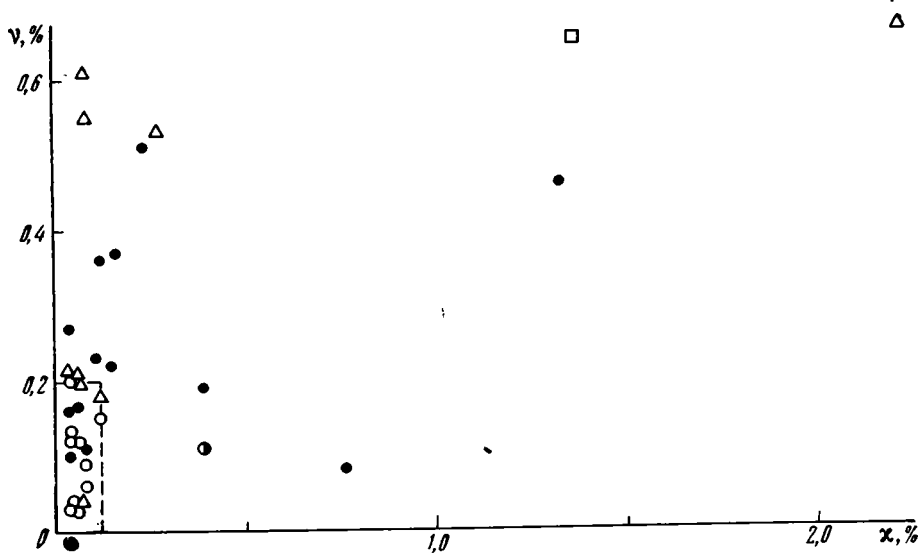


Рис. 5. Зависимость меры изменчивости (v , %) от открытой пористости (x , %) Усл. обозн. см. на фиг. 2

Некоторые образцы фтанитов имеют плотность, характерную для яшм или даже заметно большую. Оказалось, что все такие образцы обогащены фосфатом, присутствие которого визуально не заметно. В обр. 3866а основная масса породы (№ 16) имеет среднюю плотность

¹ Имеется в виду однородность в пределах малого объема породы (< 1 см³), а не всего слоя; будем ее называть микрооднородностью.

2,586, а в отдельных участках (№ 17 и 18, фтанит фосфатизованный) — 2,733 или 2,741 г/см³. Обнаружив такую особенность, мы исследовали образец фтанита (2720), в котором ранее было определено несколько повышенное содержание P₂O₅ (1,10%). С помощью реакции окрашивания было установлено, что фосфатизация здесь очень неравномерна, даже в небольшом кусочке породы (6—8 см³). Измерив плотность породы из различных фосфатизованных участков, мы убедились, что именно примесь фосфата способствует локальному увеличению плотности. Тот же результат был получен при изучении образцов фосфатизованных кремнистых пород чулоксайской свиты Малого Каратау² (см. таблицу, № 30—31).

Таким образом, можно говорить о фтанитовом поле плотностей, верхний предел которого (2,615) почти совпадает с нижним пределом яшмового поля. Только локальная фосфатизация нарушает это разделение и «выводит» отдельные образцы фтанитов в яшмовое поле или даже на более высокие уровни.

Существенно больше, чем у яшм, наблюдается разброс меры изменчивости у фтанитов (до 0,46%). При этом микронеоднородность увеличивается как с фосфатизацией породы, так и с повышением содержания C_{орг}. Пористость фтанитов также существенно больше, чем у яшм (до 1,33%) и также увеличивается с фосфатизацией и повышением содержания C_{орг}. Однако прямой корреляции между мерой изменчивости и открытой пористостью у фтанитов нет (фиг. 5).

Отметим еще следующую особенность фтанитов. В исследованных образцах пород этого типа плотность меняется в диапазоне (2,382—2,741 г/см³), почти на порядок более широком, чем у разных образцов яшм. Но если выбрать те образцы фтанитов, у которых мера изменчивости (<0,2%) и пористость (<0,12%) не больше, чем у яшм, то и отличия плотности (2,552—2,592 г/см³) будут также не больше, чем у яшм. Иными словами, имеются фтаниты, идентичные яшмам по однородности и пористости, но их плотности всегда меньше. Все эти фтаниты (см. таблицу, № 15, 16, 19, 22, 23) не фосфатизованы, и содержание органического вещества в них относительно небольшое. У остальных фтанитов микронеоднородность может быть в несколько раз больше, а открытая пористость даже в несколько десятков раз больше, чем у яшм.

Интервал изменения плотности исследованных франских фтанитоидов 2,57—2,66 г/см³, он охватывает значительную (верхнюю) часть фтанитового поля³ и нижнюю яшмового (см. фиг. 1, 2, 3). В отличие от фтанитов, повышенные (яшмовые) плотности здесь не связаны с фосфатизацией. Обращает на себя внимание то, что при очень малой открытой пористости (<0,12%, для одного образца 0,27%), сходной с пористостью яшм (<0,12%), у фтанитоидов значения меры изменчивости (0,18—0,61%, для одного образца 0,03%) больше, чем у яшм. Микронеоднородность, как правило, больше, чем у яшм и нефосфатизованных фтанитов. Обе отмеченные особенности свидетельствуют о большей неоднородности вещества во фтанитоидах по сравнению с двумя первыми типами пород. Возможно, характер органического вещества, представленного здесь углефицированным растительным детритом, влияет на такую неоднородность. Возможно также, что на относительно высокую плотность некоторых образцов влияет присутствие тончайшего пепла. В этом отношении заслуживает внимания тот факт, что у кремнистых туффитов, развитых среди фтанитоидов, плотность выше, чем у последних, и соответствует верхней половине яшмового поля (см. фиг. 1, 2, 3).

² Образцы были любезно предоставлены Н. Г. Бродской.

³ По-видимому, фтанитоиды могут иметь плотности, соответствующие всему интервалу плотностей фтанитов, и приуроченность их к верхней половине здесь случайна.

Выводы. Плотность существенно кварцевых силицитов меняется в значительных интервалах, и разные типы их обладают разными пределами плотностных характеристик. Четко выделялись два поля плотностей: яшмовое и фтанитовое (границей между ними служит плотность $2,615 \text{ г/см}^3$).

Можно допустить две причины разной плотности яшм и фтанитов: влияние примесей и различия в минеральной структуре породообразующего кремнезема.

В рассматриваемых высококремнистых силицитах примеси, как правило, составляют очень небольшую часть породы. Они представлены глинистым материалом (об относительном содержании которого можно судить по количеству Al_2O_3 в анализах), железом, органическим веществом и фосфатом. Все остальные компоненты присутствуют в незначительных объемах, и их можно не принимать во внимание. Глинистый материал и железо во всех типах пород (кроме туффитов и отдельных образцов фтанитоидов) содержатся в близких количествах и не оказывают влияния на плотность, корреляции между ними нет (см. таблицу). Следовательно, глинистая и железистая примеси не являются причиной различной плотности яшм и фтанитов (имеются в виду обычные высококремнистые их разновидности). Фосфаты даже при небольшом среднем их содержании в породе ($\text{P}_2\text{O}_5 > 1\%$) заметно повышают плотность отдельных зерен и образцов. Однако фосфатизация проявляется лишь локально и очень неравномерно; общую плотностную характеристику она не определяет.

Иначе обстоит дело с органическим веществом, присутствие которого явно влияет на плотность силицитов. Чем его больше, тем меньше плотность. Особенно четко это проявляется там, где примесь органического вещества значительна ($C_{\text{орг}} > 1\%$). При небольших его количествах ($C_{\text{орг}} < 1\%$) указанная закономерность выражена неотчетливо или отсутствует, что, по-видимому, обусловлено неравномерностью распределения органики или тем, что ее влияние на плотность «гасится» другими примесями. В общем же присутствие органического вещества — один из факторов обособления фтанитового поля от яшмового. Вместе с тем очевидно, что органическое вещество, присутствующее в незначительном количестве ($C_{\text{орг}} 0,5\text{—}1\%$), не может непосредственно, благодаря своей малой плотности, значительно уменьшить плотность породы.

Принимая плотность кварца $2,647 \text{ г/см}^3$, а плотность органического вещества $\sim 1,50 \text{ г/см}^3$ ⁴, легко подсчитать, что порода с примесью последнего в количестве 1% должна иметь плотность $\sim 2,63$, а в действительности такого типа порода обладает плотностью $2,571 \text{ г/см}^3$ (см. таблицу, № 14).

Обратимся к самому породообразующему кремнистому веществу. Известно, что плотность кварца ($2,647 \text{ г/см}^3$) больше, чем халцедона ($2,55\text{—}2,63 \text{ г/см}^3$) (Мильнер, 1968). Плотность кварца лежит в средней части яшмового поля (см. фиг. 1). Плотность большей части фтанитовых проб лежит в пределах плотностей халцедона. Лишь образцы, обогащенные органическим веществом ($C_{\text{орг}} > 2\%$), имеют плотность ниже, а обогащенные фосфатом — выше, чем у халцедонов. Характерно, что в интервал плотности халцедона попал образец кремнистой конкреции из известняка (см. фиг. 1, № 32). Карбонатный материал почти всегда замещается халцедоном (Милло, 1968), поэтому образец конкреции здесь является в некоторой степени контрольным.

Суммируя изложенное, можно предположить, что яшмы представляют собой породы существенно кварцевые, а фтаниты — существенно хал-

⁴ Плотность фюзенита $1,5$, витренита $1,3\text{—}1,7$ и при метаморфизме увеличивается, поэтому, вероятно, эти данные несколько занижены и органическое вещество само по себе еще меньше сказывается на плотности породы.

цедоновые. Электронномикроскопическое изучение пород методом реплик позволяет с известной долей условности сделать тот же вывод (Петровский, Шитов, 1966; Хворова, Дмитрик, 1969).

Таким образом, обособление яшмового и фтанитового плотностных полей можно объяснить двумя причинами: обогащенностью органическим веществом и преобладанием халцедона во фтанитах. Не лишено вероятности, что присутствие органического вещества влияло на характер кристаллизации кремнезема, стимулируя развитие халцедона.

Неоднородность плотности, определяемая мерой изменчивости, у фтанитов значительно выше, чем у яшм. По-видимому, это обусловлено неравномерностью распределения примесей органического и фосфатного вещества, которых в яшмах почти нет (см. таблицу). Средняя открытая пористость у всех исследованных яшм, а также у ряда образцов фтанитов и особенно фтанитоидов, очень мала. Относительно большие пористости некоторых образцов, по-видимому, связаны со значительной примесью органического вещества или спецификой структуры (например, у новакулита). Прямой корреляции между микронеоднородностью (мерой изменчивости) и открытой пористостью не наблюдается (см. фиг. 5).

Проведенный первый опыт исследования плотности и пористости кремнистых пород на гравитационной градиентной трубке показал, что разные их типы отличаются разными пределами изменения, плотности микронеоднородности и пористости, что в дальнейшем может быть использовано в совокупности с другими признаками для диагностики. Дальнейшие эксперименты покажут, какая методика измерений плотности наиболее перспективна при исследовании кремнистых пород и какие их плотностные свойства могут дать полезную информацию для указанной цели.

ЛИТЕРАТУРА

- Кац М. Я. Новые методы исследования минералов в гравитационном поле.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, М., 1966, вып. 158.
Милло Ж. Геология глин. «Недра», Л., 1968.
Мильнер Г. Б. Петрография осадочных пород, т. II, М., «Недра», 1968.
Петровский А. Д., Шитов В. А. Опыт изучения некоторых кремнистых пород палеозоя Южного Урала методом реплик под электронным микроскопом.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 2.
Хворова И. В., Дмитрик А. Л. Электронномикроскопическое изучение кремнистых пород и вопросы их постседиментационного формирования.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 1.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
6.VI.1969

МЕТОДИКА

УДК 552.1 : 543.5

ПРИМЕНЕНИЕ ДИСПЕРСИОННОГО ОКРАШИВАНИЯ ДЛЯ КОЛИЧЕСТВЕННОГО АНАЛИЗА ЛЕГКОЙ ФРАКЦИИ В ИММЕРСИИ

Т. А. ВОЛКОВА, И. А. КОНЮХОВ, И. А. НАЗАРОВИЧ, Ю. А. ЧЕРКАСОВ

При литологических исследованиях, связанных с изучением минерального состава породообразующих минералов обломочных пород, значительные затруднения вызывает подсчет в легких фракциях количественных соотношений кварца, плагиоклазов и калиевых полевых шпатов.

Наиболее широко распространенный способ определения состава легкой фракции иммерсионным методом в среде с показателем преломления жидкости (n_g) равным 1,542 (Логвиненко, 1957) не дает возможности уверенно разделять калиевые полевые шпаты, плагиоклазы и кварц.

Метод определения минерального состава легких фракций на столике Федорова, разработанный В. Д. Шутовым (1956), не только позволяет определять вышеупомянутые группы минералов, но и производить диагностику отдельных представителей калиевых полевых шпатов и плагиоклазов. Однако сложность методики и значительная трудоемкость определений, к сожалению, ограничивают ее широкое практическое использование.

Для указанных целей авторами был использован метод дисперсионного окрашивания, разработанный Ю. А. Черкасовым (1960). Анализируемую смесь минералов погружают в иммерсионную жидкость с n_g , близким по величине показателям преломления большинства минералов, и наблюдают дисперсионную окраску, возникающую на краях зерен при определенном способе освещения препарата. При этом наблюдаемая окраска зависит от величины и знака разности показателей преломления минерала n_m и среды. Для наблюдения окрасок нами использовался предложенный Ю. А. Черкасовым (1957) метод темного поля («центрального экранирования»). При этом методе освещения для случая, когда $n_m < n_g$, на краях зерен наблюдают окраски от синих до бледно-зеленовато-голубых тонов.

Если $n_m > n_g$, наблюдаемые окраски меняются в диапазоне от красновато-фиолетовых до бледно-желтых тонов. При равенстве показателей преломления минерала и среды наблюдают сине-фиолетовую окраску.

Освещение препарата по методу темного поля осуществлялось при помощи конденсора с кольцевыми диафрагмами, входящего в комплект контрастно-фазового устройства КФ-4, который устанавливался на микроскопе МИН-8 на место обычного конденсора. Наблюдения велись при окулярах $\times 8$ и $\times 15$ и объективе $\times 9$ с ирисовой диафрагмой.

Следует особенно подчеркнуть необходимость тщательной и точной наладки освещения, что является важнейшим условием получения четких и яркоокрашенных каемок с хорошо различающимися цветами.

Для этого необходимо: 1) револьверный диск конденсора установить на 0; 2) поместить препарат на столик микроскопа и сфокусировать на резкость изображения; 3) добиться равномерного освещения поля зрения подвижной источника света и центрировочными винтами на фонаре; 4) спроектировать изображение полевой диафрагмы в плоскость объекта путем перемещения конденсора по высоте; 5) включить кольцевую диафрагму с индексом «10» вращением револьверного диска конденсора; 6) при включенной линзе Бертрана отцентрировать центрировочными винтами конденсора изображение кольцевой диафрагмы относительно ирисовой диафрагмы объектива и закрыть диафрагмой объектива светлое кольцо; 7) выключить линзу Бертрана и приступить к работе.

В качестве объекта изучения нами были выбраны минералы легкой фракции размером 0,1—0,05 мм, выделенные из песчано-алевритовых пород аптских отложений Восточного Ставрополя. Для наших исследований требовалось определить количественные соотношения кварца, калиевых полевых шпатов, плагиоклазов и остальных компонентов, составляющих легкую фракцию. Полевые шпаты, определены методом В. Д. Шутова. В этих отложениях они представлены в основном ортоклазом, микроклином, альбитом и кислым олигоклазом. В единичных зернах встречаются основной олигоклаз и андезин.

Для разграничения указанных групп минералов наиболее подходящей является иммерсионная жидкость с $n_g = 1,530$ (для ее приготовления употребляют диметилфталат с $n = 1,515$ и тетралин с $n = 1,545$, смешиваемые в соответствующей пропорции, или же смесь дибутилфталата с $n = 1,48$ и трикрезилфосфата с $n = 1,558$). Необходимо во время работы строго следить за постоянством n_g .

Для получения эталонных цветовых каемок были использованы искусственно дробленные мономинеральные фракции размером 0,1—0,05 мм, приготовленные из кварца, микроклина, ортоклаза, санидина, анортклаза, альбита, кислого и основного олигоклаза, андезина, лабрадора.

Для каждого из указанных минералов готовились иммерсионные препараты и велись наблюдения за возникновением цветовых каемок по направлениям Ng и Np на зернах с низкой и высокой интерференционной окраской. Результаты наблюдений сведены в табл. 1.

Следовательно, такие минералы и группы минералов, как кварц, калиевые полевые шпаты, альбит и кислый олигоклаз, достаточно четко определяются с помощью дисперсионного окрашивания в жидкости с $n_g = 1,530$. Основной олигоклаз, андезин, лабрадор, битовнит и анортит, дающие цветовые каемки, близкие к каемкам кварца, трудно отделяются от последнего.

Таким образом, для количественного подсчета кварца, группы калиевых полевых шпатов и группы плагиоклазов наблюдения цветовых каемок по методу темного поля с помощью конденсора контрастно-фазового устройства и объектива с ирисовой диафрагмой дают в подавляющем большинстве случаев быстрые и довольно точные результаты.

При наблюдениях по методу темного поля ведут подсчет кварца, калиевых полевых шпатов и плагиоклазов по цветовым каемкам. При обычных наблюдениях (в светлом поле) подсчитывают глауконит, слюды и обломки пород, используя накладной поляроид.

Для проверки результатов, полученных методом дисперсионного окрашивания, их сравнивали с результатами, полученными при определении минерального состава на столике Федорова в постоянных препаратах на канадском бальзаме по методике В. Д. Шутова, что отражено в табл. 2.

Таблица 1

Показатели преломления полевых шпатов и цветные каемки, возникающие на границе полевые шпаты — иммерсионная среда ($n_g = 1,530$).

Минерал	N_g	N_m	N_p	Цветовые каемки для	
				N_g'	N_p'
Кварц	1,553	—	1,544	От бледно-желтой до желтой	Желто-оранжевая
Ортоклаз	1,526	1,523	1,519	От зеленовато-голубой до голубовато-синей и синей	От бледно-зеленовато-голубой до зеленовато-голубой и голубой
Микроклин	1,530	1,526	1,522	От зеленовато-голубой до голубовато-синей и синей	От бледно-зеленовато-голубой до зеленовато-голубой и голубой
Санидин	1,524	1,523	1,517	От зеленовато-голубой до голубовато-синей	От бледно-зеленовато-голубой до зеленовато-голубой
Анортоклаз	1,530	1,529	1,523	От зеленовато-голубой до голубовато-синей	От бледно-зеленовато-голубой до зеленовато-голубой
Альбит (№ 5)	1,539	1,532	1,529	От желто-оранжевой до оранжево-красной и малиновой	От синей до синевато-фиолетовой
Кислый олигоклаз (№ 15)	1,544	1,540	1,536	От желто-оранжевой до оранжевой	От оранжевой и оранжево-красной до красно-малиновой
Основной олигоклаз (№ 25)	1,549	1,546	1,542	Бледно-желтая	От бледно-желтой до желто-оранжевой
Андезин (№ 35)	1,554	1,551	1,547	От бледно-желтой до белой	От бледно-желтой до белой
Лабрадор (№ 55)	1,565	1,560	1,557		
Битовнит (№ 75)	1,574	1,570	1,565		
Анортит (№ 95)	1,585	1,580	1,573		

Таблица 2

Содержание минералов в легких фракциях

Обр. №	Определение на столике Федорова методом В. Д. Шутова			Определение методом дисперсионного окрашивания		
	кварц	плагиоклазы	калиевые полевые шпаты	кварц	плагиоклазы	калиевые полевые шпаты
10744	81,6	8,4	10,0	80,8	8,4	10,8
10747	73,3	10,7	16,0	75,2	8,6	16,2
10752	80,2	8,7	11,1	79,6	7,1	13,3
10753	66,9	15,2	17,9	64,1	17,5	18,4
9510	83,5	8,6	7,9	85,3	7,1	7,6

Некоторая разница в числах, полученных при исследованиях двумя методами, может быть объяснена тем, что для изготовления иммерсионного и постоянного препаратов брались разные насыпки из одного и того же образца.

В заключение необходимо отметить:

1) метод дисперсионного окрашивания позволяет получить достаточно точные данные о количественном минеральном составе подавляющего большинства обломочных песчано-алевритовых пород;

2) достоинством метода является его простота, объективность и значительно меньшая трудоемкость по сравнению с другими методами определения минерального состава легких фракций терригенных осадочных пород;

3) к недостаткам метода относятся затруднения в отличии основного олигоклаза и более основных плагиоклазов от кварца, так как в жидкости с $n_g = 1,530$ эти минералы имеют близкие цветовые окраски; поэтому в тех препаратах, где могут встретиться эти минералы, надо более тщательно наблюдать за цветовыми каемками, а также использовать другие диагностические свойства минералов.

ЛИТЕРАТУРА

Логвиненко Н. В. Введение в методику исследования осадочных пород. Изд. Харьковск. ун-та, 1957.

Методы изучения осадочных пород, т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Татарский В. Б. Кристаллооптика и иммерсионный метод. М., «Недра», 1965.

Черкасов Ю. А. О применении «фокального экранирования» при измерениях показателей преломления иммерсионным методом.— В сб.: Современные методы минералогического исследования горных пород, руд и минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Черкасов Ю. А. Дисперсионное окрашивание минералов для целей количественного минералогического анализа.— В сб.: Минеральное сырье, вып. 1. М., Изд. «Московская правда», 1960.

Шутов В. Д. Новый метод определения обломочных полевых шпатов.— В сб.: Вопросы минералогии и осадочных образований, кн. 3. Изд. Львовск. гос. ун-та, 1956.

Государственный университет
Москва

Дата поступления
13.V.1969

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.311.6

О НОВОЙ ГИПОТЕЗЕ ОБРАЗОВАНИЯ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ, ПРЕДЛОЖЕННОЙ А. В. СОЧАВОЙ

Н. Н. ВЕРЗИЛИН

К настоящему времени в многочисленных региональных и специально посвященных проблеме красноцветов работах предложено много гипотез происхождения красноцветных отложений, причем нередко противоречивых и взаимоисключающих друг друга. Обобщения этих материалов, отражающие современные представления отечественных ученых, можно найти в трудах В. И. Попова (1954), Л. Б. Рухина (1948), В. М. Синицына (1967), Н. М. Страхова (1960, 1962), А. П. Феофиловой (1966). Наиболее же полная сводка представлений зарубежных ученых по этой проблеме приводится в работе Ф. Б. Ван Хутена (Van Houten, 1961). Кратко остановимся на проблеме красноцветов в связи с теми положениями, которые были высказаны А. В. Сочавой в его книге «Красноцветы мела Средней Азии» (1968). Это необходимо сделать не только вследствие ошибочности его представления, но и потому, что А. В. Сочава для обоснования своих выводов нередко использует приемы, которые нельзя признать правильными.

Рассматривая общие особенности красноцветной формации и проблемы ее генезиса, А. В. Сочава, прежде чем прийти к заключению, что образование красноцветов стимулируется повышением концентрации кислорода в атмосфере, постулирует несколько положений. Остановимся на некоторых из них.

А. В. Сочава утверждает, что «красноцветная кора выветривания, подстилающая меловые красноцветы в Средней Азии несомненно, как и в случаях с другими красноцветами (подчеркнуто нами — Н. В.), была источником образования последних» (стр. 9). С таким обобщением вряд ли можно согласиться, тем более что подобное заявление делается без каких-либо доказательств и опровержения иных точек зрения. Ведь существуют и иные гипотезы образования красноцветной окраски. Так, в частности, именно на среднеазиатском материале была предложена В. И. Поповым (1954) гипотеза первичного унаследованного развития окраски красноцветов. П. Д. Крынин (Krupine, 1949), как известно, выделяет 4 основные генетические группы красноцветных отложений, возникших за счет: 1) размыва и переотложения красных кор выветривания, 2) постседиментационного юкисления неокрасных осадков, 3) переотложения более древних красноцветных толщ, 4) химического осаждения. По мнению В. Н. Разумовой (1960), для аридных красноцветных отложений наиболее характерно химическое происхождение красного железистого пигмента. Т. Р. Уокер же (Walker, 1967) считает, что гематитовый пигмент во всех древних красноцветах образовался на месте после процесса осадконакопления. Показательно, что А. В. Сочава, знакомый с указанными работами В. И. Попова и П. Д. Крынина (он ссылается на них в своей работе), предпочитает в данном случае не упоминать об их мнении.

Следующий постулат А. В. Сочавы гласит «Большинство исследователей считает красноцветы *континентальными наземными* (подчеркнуто нами — Н. В.) отложениями — пролювиальными, аллювиальными, озерными, дельтовыми» (стр. 9). Себя А. В. Сочава, как следует из его работы, относит также к этому большинству, хотя никаких доказательств наземного генезиса красноцветов он не приводит. Нам представляется, что нельзя так небрежно давать определения понятий, а именно, относить к наземным отложениям озерные и все дельтовые. Подобная небрежность (?) не дает возможности понять, какое содержание вкладывает автор в часто употребляемый им термин «континентальные красноцветы».

Почему же А. В. Сочава так ратует за исключительно наземный генезис красноцветов, несмотря на то, что имеются достаточно обоснованные указания на большое разнообразие красноцветов и сложность их образования (Рухин, 1948; Страхов, 1960, 1962; Van Houten 1961; Ван Хутен, 1968; и др.)? Очевидно, потому что это позволяет ему все

красноцветы отнести к отложениям, непосредственно контактирующим с атмосферой. Для его гипотезы образования красноцветов это важный постулат: «Континентальные отложения, которые непосредственно контактируют в момент своего образования с земной атмосферой, являются чутким индикатором ее изменений» (стр. 10).

Однако указанные общие теоретические положения, выдвинутые А. В. Сочавой, вступают в противоречие с фактическим материалом, им же приводимым. Так, мнение об исключительно наземном генезисе красноцветов не согласуется с ранее высказанной А. В. Сочавой (1965) точкой зрения на образование не только льянской и кизылташской свит, но и красноцветных песчано-глинистых толщ (токубайская и яловачская свиты) меловой красноцветной формации Ферганы в условиях крупного водного бассейна. Более того, аналогичные высказывания проскальзывают и в рассматриваемой его работе 1968 г. Например, на стр. 18 он говорит о том, что «имеются несомненные признаки обводненности красноцветных ландшафтов» и на этой же странице утверждает, что «бедность красноцветов органическими остатками (особенно растительными), существование окислительной среды в красноцветных осадках послужили поводом для предположения об относительно засушливых условиях их образования. В дальнейшем целый ряд фактов заставил отойти от этой точки зрения. К таким фактам относятся: состав органических остатков в некоторых красноцветах — присутствие речной и озерной фауны моллюсков, позвоночных, образ жизни которых тесно связан с постоянно существующими водоемами и болотами; текстуры пород, указывающие на образование красноцветов в аллювиальных или озерных условиях и, наконец, геохимические особенности красноцветов, не свойственные современным засушливым ландшафтам».

По мнению А. В. Сочавы, приведенные соображения позволяют ему сказать: «Таким образом, в теории образования красноцветов возникли неразрешимые противоречия» (стр. 18). Выход из этих «неразрешимых противоречий» А. В. Сочава видит не в разном образии условий накопления красноцветных отложений, а в том, «что в периоды широкого развития на континентах Земли красноцветов интенсивность окислительных процессов была выше, чем на этапах угленакопления в связи со спецификой состава атмосферы» (стр. 19). Он считает, «что в кульминационные моменты красноцветообразования имело место некоторое возрастание относительного содержания O_2 в атмосфере, что должно было способствовать широкому развитию красноцветов на значительных территориях континентов» (стр. 12). Обогащение атмосферы кислородом А. В. Сочава объясняет тем, что эпохи красноцветообразования характеризовались относительной аридностью и значительным снижением облачности, что повышало освещенность океана. Последнее же, по его мнению, должно было увеличивать мощность зоны развития фитопланктона и интенсивность фотосинтеза, что, в свою очередь, приводило к увеличению количества выделяемого в процессе фотосинтеза кислорода (стр. 12).

Таким образом, в данном случае, как и в ряде других (стр. 8, 10, 22 и др.), А. В. Сочава считает, что климат красноцветообразования был аридным. Но это расходится с его же утверждением об «обводненности красноцветных ландшафтов».

Насыщены противоречиями и обоснования А. В. Сочавой периодизации эпох повышения и пониженного содержания кислорода в атмосфере и обратного поведения содержания углекислого газа и связи этих изменений с аридизацией и гумидизацией климата. А. В. Сочава считает, что эпохи увеличения содержания кислорода в атмосфере совпадают с эпохами, во время которых было захоронено наибольшее количество органического углерода. Согласно его утверждению (стр. 14), совокупность данных, почерпнутых из литературы, позволяет сделать заключение, что эпохи преобладания красноцветообразования были также эпохами относительно интенсивного накопления в морях органических соединений. Однако подобное заключение автор делает на основе анализа некоторых данных по мировым запасам нефти и газа. В то же время он отмечает, что основная масса органического углерода находится в земной коре в виде рассеянной органики, общее содержание которой в 1000 с лишним раз превышает массу углерода, сконцентрированного в каустобиолитах. Закономерности же чередования периодов обогащения и обеднения осадочных толщ рассеянным органическим веществом, выявленные А. Б. Роновым и приводимые в его работе, не раз цитированной А. В. Сочавой (Ронов, 1959), ничего общего не имеют с периодизацией процессов красноцветообразования в представлении А. В. Сочавы (это отчетливо видно, в частности, если сравнить рис. 1 в работе А. В. Сочавы и рис. 3 — А. Б. Ронova).

Далее А. В. Сочава указывает, что увеличение общего объема фотосинтеза в морских и океанических условиях в эпохи преобладания на континентах красноцветообразования требует дополнительного количества CO_2 , а поступление его в земную атмосферу в эти периоды, вследствие совпадения основных моментов снижения вулканической активности и эпох широкого распространения красноцветов, сокращалось. Этот недостаток CO_2 компенсировался сокращением в эти эпохи объема накопления карбонатов. Довольно странное утверждение, если учесть, что анализ закономерностей образования и распределения красноцветов, проведенный Л. Б. Рухиним (1948), привел его к заключению об энергичной вулканической деятельности, существовавшей в эпохи формирования красноцветных толщ, и вывод Н. М. Страхова (1960, 1962) и В. М. Синицына (1967) о резкой интенсификации процесса карбонатакопления в условиях аридного литогенеза.

Еще надо отметить следующее: по гипотезе А. В. Сочавы, эпохи максимального развития красноцветообразования должны соответствовать эпохам максимального обога-

щения атмосферы кислородом, последнее же должно было осуществляться во время максимальной аридизации климата на поверхности Земли в целом. Однако оказывается, что максимумы на «кривой красноцветообразования» А. В. Сочава (рис. 1 в его работе) не совпадают с общепринятыми эпохами максимальной аридизации климата. Так, по данным А. В. Сочава, эпохи максимального красноцветообразования приходятся на девон, ранний триас и ранний мел, по данным же Н. М. Страхова (1960), максимальная аридизация климата на поверхности Земли существовала в поздней перми, поздней юре и палеогене.

Приведенных примеров вполне достаточно, чтобы показать необоснованность гипотезы, выдвигаемой А. В. Сочава.

Вызывает сомнение и сама возможность периодического значительного изменения состава атмосферы, как это представляет себе А. В. Сочава. Прежде всего маловероятно значительное изменение содержания CO_2 и O_2 в атмосфере в эпохи некоторой аридизации или гумидизации климата. Так, значительному изменению содержания CO_2 в атмосфере помешал бы известный буферный эффект между карбонатом и бикарбонатом кальция в океанах и уравновешивание повышения $p\text{CO}_2$ в атмосфере увеличением ее диффузии в океаны (Виноградов, 1967; Фэйрбридж, 1968, и др.). В этом отношении заслуживает внимания мнение Р. В. Фэйрбриджа (1968) о том, что состав атмосферных газов изменялся в течение последних 3 млрд. лет весьма незначительно, в соответствии с «законом биологической непрерывности». Напомним еще указание А. А. Саукова (1966) о том, что количество свободного кислорода на Земле, по мнению В. И. Вернадского и др., существенно не меняется, начиная с момента развития на ней зеленых растений, и является, по-видимому, характерной константой нашей планеты.

Следует указать, что и сам механизм увеличения кислорода в эпохи аридизации климата, предполагаемый А. В. Сочава, вряд ли мог иметь место. А. В. Сочава считает, что периоды расцвета растительной жизни на материках и в океанах не совпадали во времени, причем общее поступление кислорода в земную атмосферу всегда определялось в значительной мере процессами, происходившими в морях, а не на континентах. Поэтому в эпохи аридизации климата, отвечающие эпохам широкого развития красноцветообразования, вследствие уменьшения общей облачности увеличивалась интенсивность светового излучения, что приводило к возрастанию фотосинтезирующей деятельности фитопланктона, а в связи с этим и к увеличению содержания кислорода в атмосфере. Однако такой механизм вряд ли возможен, если учесть, что интенсивность развития фитопланктона в природных условиях определяется, очевидно, не столько освещенностью вод, сколько количеством питательных веществ. В аридных же условиях в связи с тем, что подъем глубинных вод к поверхности затруднен, должны существовать значительно худшие условия питания для планктонных организмов, чем в гумидных. Это очень четко проявляется в настоящее время. Так, в докладе П. Л. Безрукова и А. П. Лисицына на VIII Всесоюзном литологическом совещании было сообщено, что в аридных зонах появляются безжизненные области, выраженные не менее четко, чем на суше, причем продуктивность жизни в них в десятки и сотни раз меньше, чем в гумидных зонах.

И, наконец, можно вообще сомневаться в том, что некоторое увеличение содержания кислорода в атмосфере могло бы в заметной мере вызвать усиление процессов окисления при наземном осадконакоплении, как считает А. В. Сочава. Ведь кислород атмосферы — избыточный реагент, т. е. его количества достаточно для реализации всех возможных реакций. Поэтому некоторое увеличение или уменьшение его содержания не должно столь заметно сказаться на интенсивности процессов окисления.

Таким образом, даже при рассмотрении вопроса в самом общем виде вполне очевидно, что предложенная А. В. Сочава гипотеза красноцветообразования не может считаться сколько-нибудь обоснованной.

А. В. Сочава в своей работе предлагает классификацию красноцветов, основанную на данных по меловым отложениям Средней Азии (достаточно разнообразным, по его мнению, по своим типам), приписывая ей универсальный характер. Он выделяет группы красноцветных формаций: красноцветы и пестроцветы. Группу красноцветных формаций далее подразделяет на два типа формаций — карбонатные и слабокарбонатные, а группу пестроцветных — на экстракарбонатные, карбонатные и бескарбонатные. Тип карбонатных красноцветных формаций подразделяется на три подтипа формаций по вещественному составу. В итоге (табл. 2 его работы) формации, а часто и типы формаций, в понимании А. В. Сочава, по объему обычно соответствуют свитам или их частям. При этом А. В. Сочава утверждает, что «образование того или иного типа красноцветов связано главным образом с состоянием земной атмосферы — ее влажностью, температурой, содержанием CO_2 и O_2 » (стр. 28).

Насколько образование выделенных типов действительно связано с состоянием атмосферы, хорошо видно из того, что токубайская и яловачская свиты Северной Ферганы и те же свиты в других участках Ферганской впадины отнесены автором не только к разным типам красноцветных формаций, но даже к разным группам!

Характерно и то, что указанные группы, типы и подтипы формаций А. В. Сочава выделяет в пределах единого комплекса отложений, обычно рассматриваемого как меловая красноцветная формация Средней Азии (Рухин, 1959). В частности, в виде единого комплекса эти отложения рассматривал совсем еще недавно и А. В. Сочава в своих статьях 1965 и 1967 гг. Все это свидетельствует о том, что меловые красноцветные от-

ложения Средней Азии не являются достаточно разнообразными по своим особенностям и потому не могут рассматриваться как представители всех разновидностей красноцветов. Это видно, в частности, и в том, что в классификации, предложенной А. В. Сочавой, отсутствуют бескарбонатные красноцветы, т. е. одна из двух основных групп красноцветов, необходимость выделения которых после выхода работ Н. М. Страхова (1960, 1962) стала очевидной.

В классификации красноцветных формаций А. В. Сочавы не учтены не только тектонические, но и генетические признаки рассматриваемых отложений. Последнее связано, очевидно, с тем, что А. В. Сочава очень упрощенно трактует генезис красноцветных отложений. Он не рассматривает конкретные условия их образования, но судя по некоторым указаниям, считает все красноцветы наземными и возникшими в сходной обстановке. Это следует как из рассмотренных нами ранее положений, так и из высказываний, подобных приведенному на стр. 21: «Границы распространения красноцветов определяются не только расположением древних береговых линий внутри области осадконакопления, но и палеоклиматической зональностью. В пределах одного определенного разреза смена красноцветов серощветами или пестроцветами в вертикальной последовательности может быть обусловлена не только трансгрессиями моря, но и временной гумидизацией климата». Кроме того, на следующей странице читаем: «Если в красноцветных осадках, образовавшихся в условиях относительно аридного климата, господствовали окислительные щелочные условия, а в богатых органическим веществом осадках в эпохи образования накопления угленосных толщ — восстановительные кислые, то зона образования пестроцветов характеризовалась некоторыми промежуточными значениями pH и Eh. Это определило литологический облик пестроцветов и основные отличия их как от красноцветов, так и от угленосных отложений».

Как же согласуются эти высказывания с конкретным материалом, приводимым автором? Если взять два района Ферганской впадины — Северную и Юго-Восточную Фергану, то оказывается, что яловачская и токубайская свиты в Северной Фергане представлены экстракарбонатными пестроцветами, а в Юго-Восточной — карбонатными красноцветами (рис. 2 и табл. 2 работы А. В. Сочавы). Подстилающие же непосредственно токубайскую свиту отложения в Северной Фергане, наоборот, представлены карбонатными красноцветами, в то время как в Юго-Восточной Фергане — карбонатными пестроцветами. Поскольку все перечисленные отложения А. В. Сочава относит к континентальным, то, следовательно, перемещениями береговой линии указанную смену типов формаций объяснить нельзя. Остается один вариант — в яловачское и токубайское время климат Северной Ферганы был более гумидным, чем Юго-Восточной, а в непосредственно предшествующий токубайскому времени этап, наоборот, он был более гумидным в Юго-Восточной Фергане, чем в Северной. Комментарии в данном случае излишни. Если же принять во внимание, что на рис. 2 работы А. В. Сочавы показана смена пестроцветных отложений яловачской и токубайской свит и в северном направлении карбонатными красноцветами, то картина изменения климатических условий в пределах Ферганской впадины станет еще более фантастичной. Сам автор, однако, этого не замечает и даже находит возможным заявить, что «группы красноцветов мела Средней Азии закономерно сменяют друг друга по просигранию и вертикальной стратиграфической последовательности» (стр. 32). В дальнейшем же он переходит к еще большему обобщению и утверждает: «Глобальный характер изменений континентального осадконакопления является аргументом в пользу гипотезы о существенном влиянии изменений состава атмосферы на ход литогенеза» (стр. 34).

Изложенное, по нашему мнению, достаточно определенно показывает, что гипотеза образования красноцветов и их классификация, предложенные А. В. Сочавой, противостоят имеющемуся фактическому материалу.

ЛИТЕРАТУРА

- Ван Хутен Ф. Б. Некоторые нерешенные проблемы генезиса красноцветов. В сб.: Проблемы палеоклиматологии, М., «Мир», 1968.
- Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967.
- Попов В. И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1954.
- Разумова В. Н. Природа красных и зеленых окрасок пород красноцветных формаций мезо-кайнозоя Центрального и Южного Казахстана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5.
- Ронов А. Б. К послекембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы. — Геохимия, 1959, № 5.
- Рухин Л. Б. Проблема происхождения красноцветных толщ. — Вестн. Ленингр. ун-та, 1948, № 7.
- Рухин Л. Б. Меловая красноцветная формация Средней Азии. Тезисы докладов и сообщений IV Всесоюзного литологического совещания. Ташкент, Изд. АН УзССР, 1959.
- Сауков А. А. Геохимия, М., «Наука», 1966.
- Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л., «Недра», 1967.
- Сочава А. В. Литология, стратиграфия и условия образования красноцветной формации мела Ферганы. — В сб. Меловые континентальные отложения Ферганы, Л. «Наука», 1965.

- Сочава А. В. Красноцветная формация мела Средней Азии. В сб.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений азиатской части СССР. Л., «Наука», 1967.
- Сочава А. В. Красноцветы мела Средней Азии. Л. «Наука», 1968.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. М. Изд. АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 3, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Феофилова А. П. Переход угленосных отложений в соленосные в Западном Донбассе, М., «Наука», 1966.
- Фэйрбридж Р. В. Значение известняков и Ca/Mg отношения для палеоклиматологии. — В сб.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968.
- Krynine P. D. The origin of red beds. — Trans. N. Y., Acad. Sci., Ser. 2, v. 11, No. 3, 1949.
- Van Houten F. B. Climatic significance of red beds. Descriptive palaeoclimatology. Intersci. publ., N. Y. — London, 1961.
- Walker T. R. Color of Recent sediments in tropical Mexico: A contribution of the origin of red beds. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 78, No. 7, 1967.

Государственный университет
Ленинград

Дата поступления
29.X.1968

УДК 551.311.6

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ КРАСНОЦВЕТОВ

А. В. СОЧАВА

Во вступной главе книги «Красноцветы мела Средней Азии» (1968) мною был высказан ряд замечаний относительно условий образования красноцветных формаций.

Н. Н. Верзилин взял на себя труд критического разбора моей точки зрения на генезис красноцветов, назвав ее в статье, опубликованной в данном номере журнала, «новой гипотезой образования красноцветных отложений». Прежде чем ответить на критические замечания Н. Н. Верзилина, позволю себе кратко сформулировать те представления об условиях образования красноцветных формаций, которые были изложены в моей книге.

В истории континентального осадконакопления в различных регионах Земного шара намечаются периоды широкого распространения красноцветных формаций, которые сменяются этапами, когда красноцветы почти исчезают с лица континентов, уступая место иным континентальным формациям, среди которых существенную роль начинают играть угленосные толщи. Эти этапы расцвета красноцветных или угленосных формаций связаны с глобальными изменениями климата Земли в сторону аридности или гумидности.

Пигментом красных осадочных пород, как известно, служит дисперсное окисное железо. В сероцветных породах железо находится главным образом в закисной форме. Соотношение содержания окисного и закисного железа связано с величиной Eh красноцветных осадков в момент их образования и диагенеза, которая определяется главным образом содержанием в них органических веществ, что, в свою очередь, в значительной мере связано с климатическими условиями их образования. Выказанные выше положения представляют собой точку зрения, широко распространенную среди отечественных и зарубежных литологов.

Вместе с тем в литературе неоднократно приводились данные, подтвержденные и личными наблюдениями автора, о том, что некоторые (подчеркиваю, некоторые) типы красноцветных формаций образовались в условиях аллювиальных равнин, покрытых многочисленными озерами и болотами, на которых обитала обильная влаголюбивая или просто водная позвоночная и беспозвоночная фауна, требующая для своего существования достаточного объема растительной пищи. Имеются свидетельства того, что красноцветные толщи содержат в себе отложения озерного генезиса. Окислительная среда в озерном осадке не может быть объяснена лишь аридностью климата, ибо отложение осадка и его диагенез происходили в водной среде. Эти обстоятельства позволили мне высказать предположение о том, что в эпохи широкого распространения на континентах красноцветного осадконакопления интенсивность окислительных процессов на поверхности Земли возрастала не только в связи с общей аридизацией климата, но и в связи с увеличением в эти эпохи содержания свободного кислорода в атмосфере.

Свободный кислород постоянно поступает в земную атмосферу главным образом как продукт фотосинтеза растений. Постоянно происходит и обратный процесс — изъ-

тие некоторого количества свободного кислорода из атмосферы, связываемого в окислительных реакциях. Равновесие этих процессов достигается при определенной величине содержания свободного кислорода в атмосфере, зависящей от интенсивности его образования в процессе фотосинтеза. Можно ли предположить, что на протяжении фанерозоя на каждом отрезке времени в атмосферу поступало одинаковое количество свободного кислорода? Конечно нет. Общий объем фотосинтеза на отдельных отрезках истории Земли определялся рядом периодически изменявшихся факторов, главным образом климатического плана.

Основная масса органических соединений и выделяющегося при их образовании свободного кислорода создается в настоящее время и создавалась в прошлом в процессе фотосинтеза фитопланктона океанов и морей. Одним из наиболее существенных факторов, определяющих общий объем фотосинтеза и, следовательно, свободного кислорода, поступающего в атмосферу в единицу времени, является, освещенность поверхности морских и океанических вод. Освещенность земной поверхности зависит, в частности, от прозрачности атмосферы, которая может изменяться в зависимости от содержания паров воды или углекислого газа. В периоды общей аридизации климата прозрачность атмосферы в целом должна была возрастать, что создавало дополнительные возможности для фотосинтеза фитопланктона, поставляющего в атмосферу свободный кислород. Увеличение количества свободного кислорода должно было привести к возрастанию общего объема окислительных реакций, происходящих на поверхности Земли. Именно такими моментами в истории Земли были эпохи широкого распространения на континентах красноцветов. Климат в эти эпохи был лишь относительно аридным. На определенных территориях сохранялся влажный климат, хотя площадь таких территорий сокращалась. При этом климатический диапазон зоны образования красноцветов значительно расширился благодаря высокому содержанию кислорода в атмосфере.

Изложенные мною соображения не противоречат тезису о климатическом контроле осадконакопления, а лишь вносят в него некоторые дополнения, тем более, что химический состав земной атмосферы, тесно связанный с другими ее особенностями — влажностью и температурой, является по существу одной из характеристик климата каждой эпохи. Поэтому изложенная в моей книге точка зрения на генезис красноцветов не может быть названа, по моему мнению, «новой гипотезой образования красноцветов», ибо является лишь развитием уже высказанных ранее представлений о генезисе красноцветных формаций.

Статья Н. Н. Верзилина содержит ряд замечаний, которые, как полагает ее автор, позволяют сделать заключение о несостоятельности моих представлений о влиянии состава атмосферы на процесс образования красноцветов. Какие аргументы приводит Н. Н. Верзилин в подтверждение такого вывода? Большая часть критических замечаний вообще не имеет отношения к вопросу о том, изменялось ли содержание кислорода в атмосфере и как это могло сказаться на процессе образования красноцветов. В первой части статьи приводятся замечания чисто терминологического характера, например: можно ли называть озерные и дельтовые отложения наземными или что означает термин «континентальные красноцветы»? Ряд других замечаний касается того, происходят ли пигментирующие красноцветы минералы из коры выветривания или образовались *in situ*.

Значительная часть статьи посвящена критике предложенной мной классификации красноцветных формаций. Наконец, ряд возражений Н. Н. Верзилина затрагивает проблему периодичности геологических процессов, также имеющую лишь косвенное отношение к вопросу о связи интенсивности фотосинтеза и процесса образования красноцветных формаций. Среди изложенных Н. Н. Верзилиным критических замечаний, которые относятся к моей работе в целом и на которые я постараюсь ответить, лишь два возражения касаются непосредственно тех концепций, которые Н. Н. Верзилин назвал «новой гипотезой образования красноцветных отложений».

В первом замечании Н. Н. Верзилин высказывает сомнение в том, что некоторое увеличение содержания кислорода в атмосфере вызовет усиление процессов окисления на поверхности Земли, ссылаясь на то, что кислород атмосферы является «избыточным реагентом». Действительно, для осуществления реакции окисления железа в природных условиях достаточно доли процента содержания кислорода в атмосфере. Однако интенсивность процессов окисления в образующихся на поверхности Земли осадках находится в зависимости от содержания свободного кислорода в атмосфере и возрастает с его увеличением. Чем больше свободного кислорода находится в атмосфере, тем большее его количество будет растворено в водной среде и проникнет в осадки, тем быстрее будет окислено содержащееся в осадках органическое вещество и тем больше вероятность перехода закисного железа в окисную форму в зоне пипергенеза и сохранения его в этом состоянии в континентальном осадке. При этом именно скорость процесса играет существенную роль, ибо осадок захороняется под очередной толщей наносов, затрудняющих доступ к нему кислорода, и новые порции органического вещества поступают в зону осадконакопления. Поэтому величина отношения Fe_2O_3/FeO в осадочных породах различных систем может быть использована как индикатор изменения содержания свободного кислорода в атмосфере Земли (Ронов, 1964).

Второе возражение Н. Н. Верзилина касается влияния климатических факторов на механизм процесса фотосинтеза в океанах. Н. Н. Верзилин утверждает, что «интенсивность развития фитопланктона в природных условиях определяется, очевидно, не столь-

ко освещенностью вод, сколько количеством питательных веществ». Трудно понять, о каких питательных веществах пишет Н. Н. Верзилин. Свободный кислород поступает в атмосферу как продукт жизнедеятельности автотрофных организмов, производящих органические соединения из неорганических — углекислоты и воды под воздействием энергии солнечного света. Специфика перемещения в морских и океанических бассейнах водных масс, содержащих различное количество минеральных солей, которые служат пищей фитопланктона, может создать на отдельных участках поверхности вод условия, благоприятные или менее благоприятные для его развития. Однако нет причин считать, что в периоды общей аридизации климата в поверхностных слоях океанов и морей в целом содержание химических соединений, необходимых для развития фитопланктона, было по каким-то причинам иным, чем в периоды господства гумидного климата. Влияние же интенсивности света на процесс фотосинтеза доказано многочисленными наблюдениями ботаников и ни у кого не вызывает сомнения (Ничипорович, 1956). Известно, что сезонные изменения освещенности поверхности океана в умеренных широтах приводят к тому, что в зимний период количество фитопланктона значительно уменьшается, несмотря на изобилие необходимых минеральных солей.

Таким образом, в критической статье Н. Н. Верзилина я не нашел обоснованных возражений по существу высказанного мною предположения о возрастании содержания свободного кислорода в земной атмосфере в эпохи широкого распространения красноцветного осадконакопления на континентах.

В вводной главе моей книги сделана попытка установить связь между предполагаемыми мной циклическими изменениями содержания кислорода в атмосфере и периодичностью других геологических процессов: вулканизма, накопления в морских водоемах карбонатов и органического вещества. С этой целью были приведены данные А. Б. Ронова (1959), а также некоторые сведения о мировых запасах нефти. Эта часть моей работы вызвала целый ряд возражений со стороны Н. Н. Верзилина, противопоставившего положениям, цитируемым в моей работе, отличные от них представления ряда авторов. Подобные противоречия свидетельствуют о том, что вопрос о периодичности геологических процессов находится лишь в стадии разработки. Вследствие недостаточной детальности имеющегося материала исследователи вынуждены делать заключения о характере тех или иных процессов, взяв за основу крупные отрезки времени, в течение которых описываемые процессы могли претерпевать значительные изменения. Это касается и кривой красноцветообразования, составленной мной по палеогеографическим картам В. М. Синицына (1962), которая носит приблизительный характер, так как для получения каждой составляющей ее точки взяты слишком большие отрезки времени — эпохи. Действительно, считать ли раннемеловую эпоху временем распространения красноцветных или угленосных формаций, когда в некоем во многих районах Евразии и Америки распространены красноцветы, а в апте-альбе — угленосные толщи? То же можно сказать и в отношении позднего мела. В начале этой эпохи широкое распространение получают красноцветы, а завершается она новым этапом интенсивного угленосения, и т. д. Этим обстоятельством объясняется кажущееся несоответствие между основными этапами красноцветообразования, которые лишь в самом общем виде изображены на моей кривой, и эпохами аридизации климата, выделенными Н. М. Страховым (1960). Именно кажущееся, ибо Н. М. Страхов, рассматривающий красноцветы как один из индикаторов аридного климата, использовал, намекая в истории климата Земли упомянутые выше эпохи, и данные о распространении красноцветов.

Н. Н. Верзилин упрекает меня в том, что в книге не рассмотрены все возможные пути образования красной окраски осадочной породы. Эта задача и не стояла передо мной. В работе обсуждается не возникновение пород, имеющих красную окраску, а генезис красноцветных формаций. Осадочная порода красного цвета может возникнуть в результате переотложения более древних красноцветных толщ, но для образования покрывающей огромные площади красноцветной формации, отложение которой длилось многие миллионы лет, этот путь образования не реален. Кроме того, утверждая, что кора выветривания была источником материала красноцветной формации, я имел в виду не только генезис красной окраски, но и другие особенности слагающих ее обломочных пород — глини, песчаников и конгломератов, минеральный и химический состав которых в значительной мере определяется спецификой выветривания областей сноса.

В начале своей статьи Н. И. Верзилин ссылается на «неправильные приемы», которые якобы используются мной для обоснования своих выводов. Однако в последующем тексте статьи содержатся лишь аргументы, которые, по мнению Н. Н. Верзилина, противоречат положениям, высказанным в моей книге. Обещание продемонстрировать «неправильные приемы» так и остается невыполненным. В связи с этим уместно показать, какие приемы использует Н. Н. Верзилин, критикуя предложенную мной классификацию красноцветных формаций. Приведем несколько цитат из моей книги, в которых утверждается, что пестроцветные континентальные отложения обычно образуются в условиях несколько более гумидных, чем континентальные толщи с преобладанием красной окраски, Н. Н. Верзилин пытается применить это вряд ли вызывающее сомнение утверждение при реконструкции палеоклиматической обстановки в Ферганской депрессии в позднемеловую эпоху. Ссылаясь на рис. 2 моей работы, Н. И. Верзилин находит возможным утверждать, что токубайская и яловачская свиты «в Северной Фергане представлены экстракарбонатными пестроцветами, а в Юго-Восточной — кар-

бонатными красноцветами». Если изучить рис. 2 более внимательно, соотношение типов красноцветов, изображенное на нем, покажется, несколько иным, чем пишет Н. Н. Верзилин. Как в Северной, так и в Юго-Восточной Фергане токубайская и яловачская свиты сложены как экстракарбонатными пестроцветами, так и карбонатными красноцветами. Первые из них характерны для верхней части каждой из указанных свит, а вторые — для низов. Это обстоятельство вносит существенную коррективу в палеоклиматические реконструкции Н. Н. Верзиллина.

Далее, комментируя действительно наблюдающееся в северной части ферганской депрессии возрастание роли верхнемеловых экстракарбонатных пестроцветов, Н. Н. Верзилин делает вывод, якобы основанный на моих предположениях, о том, что «в яловачское и токубайское время климат Северной Ферганы был более гумидным, чем в Юго-Восточной». При этом по непонятным причинам игнорируется то обстоятельство, что климатические условия образования экстракарбонатных пестроцветов отнюдь не трактуются в моей книге как относительно гумидные. При описании этого типа красноцветных формаций мною отмечено, что при образовании экстракарбонатных пестроцветов «широкое развитие некарбонатных окрасок, вероятно, связано с высокой ролью карбонатных пород, в то время как пигментирующие окислы железа в красноцветных обычно приурочены к глинистому материалу. Другая возможная причина — относительная тектоническая активность областей сноса и кратковременность стадии выветривания осадочного материала. Величина окислительно-восстановительного потенциала при образовании данных пород была достаточно высокой, поэтому, несмотря на широкое развитие некарбонатных пород, данные толщи генетически более близки группе красноцветов, чем пестроцветов» (стр. 30).

Использованный в данном случае Н. Н. Верзилиным прием дискуссии сводится к следующему. Приписав мне точку зрения, которую я никогда не высказывал и не разделяю, основанную на случайно извлеченных из разных частей моей работы цитатах, Н. Н. Верзилин находит эту точку зрения «фантастичной».

Аргументируя свое представление относительно однообразия красноцветов мела Средней Азии, Н. Н. Верзилин ссылается на отсутствие в меловых отложениях этого региона бескарбонатных красноцветов, но красноцветы этого типа описаны мной в меле Центральных Кызылкумов под названием «бескарбонатные пестроцветы» (пестроцветы рассматриваются в моей классификации как одна из групп красноцветных формаций). В этом нетрудно убедиться, сопоставив данное мной описание бескарбонатных пестроцветов и процитированное в той же главе книги определение бескарбонатных красноцветов, данное А. Л. Яншиным и В. М. Сеницыным (стр. 24). Подобная невиданная несостоятельность недопустима в критической статье.

Может ли служить доказательством однообразия типов меловых красноцветов Средней Азии то обстоятельство, что в своих более ранних работах я рассматривал эти красноцветы в целом, как единое образование, а в работе 1968 г. разделил этот комплекс отложений на ряд родственных осадочных формаций? Наконец, даже если допустить, что красноцветы мела Средней Азии недостаточно разнообразны, то вряд ли это может служить аргументом для утверждения о несостоятельности моей классификации красноцветов мела Средней Азии.

В заключение своей статьи Н. Н. Верзилин утверждает, что высказанные в моей работе положения «противоречат имеющемуся фактическому материалу». Вместе с тем возражения, приведенные в его статье, построены исключительно на поисках противоречий в общих положениях моей работы и противоречий между излагаемой мной точкой зрения и выводами других авторов. Какой фактический материал противоречит «новой гипотезе красноцветообразования», остается неясным.

ЛИТЕРАТУРА

- Ничипорович А. А. Световое и углеродное питание растений (фотосинтез). М., Изд-во АН СССР, 1955.
Ронов А. Б. К последокембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы. — Геохимия, 1959, № 5.
Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. — Геохимия, 1964, № 8.
Сеницын В. М. Палеогеография Азии. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1962.
Сочава А. В. Красноцветы мела Средней Азии. Л., «Наука», 1968.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Институт геологии
и геохронологии докембрия АН СССР
Ленинград

Дата поступления
15.VII.1969

ХРОНИКА

МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ ПО ГЕОЛОГИИ БОКСИТОВ В БУДАПЕШТЕ В 1969 г.

М. В. ПАСТУХОВА, Г. И. БУШИНСКИЙ

Конференция по геологии бокситов была организована Венгерским геологическим институтом совместно с Трестом алюминиевой промышленности Венгрии и приурочена к празднованию 100-летней годовщины основания названного института. Цель конференции — свободный обмен мнениями по животрепещущим вопросам, касающимся прежде всего тех различных путей и методов, которые могут помочь в расшифровке такой сложной и спорной проблемы, как генезис бокситов средиземноморского типа и закономерности их размещения.

В работе Конференции приняли участие около 100 геологов из 17 стран Европы и Азии. Было зачитано 25 докладов, 14 из них касались вопросов стратиграфии, тектоники, палеогеографии и размещения бокситовых месторождений карстового типа. Специально вопросам генезиса было посвящено 3 доклада, вопросам минералогического и химического изучения 3 доклада, геохимическим особенностям карстовых бокситов в связи с вопросами их образования 5 докладов.

Заседания проходили в Будапеште 4 и 5 сентября, а 6 и 7 сентября, участники Конференции совершили геологическую экскурсию по основным бокситовым месторождениям Венгрии. Для экскурсантов был издан путеводитель на венгерском, русском и английском языках. Экскурсия завершилась 8 сентября ознакомлением с работой Предприятия по разведке на бокситы в г. Балатональмади. В этот же день состоялась заключительная дискуссия по вопросам, возникшим после заслушивания докладов и осмотра бокситовых карьеров.

Кроме того, участникам Конференции была предоставлена возможность ознакомиться с лабораториями и работой Венгерского геологического института, а также с выставкой образцов бокситов разных стран. Путеводитель по выставке, составленный доктором Бардоши и отпечатанный на русском и других языках, облегчал осмотр образцов.

На конференции был организован синхронный перевод выступлений.

Перед конференцией все тексты докладов, а также список ее участников и список литературы по бокситам Венгрии были размножены на ротапринте и вручены ее участникам.

Конференцию открыл директор Венгерского геологического института Иोजеф Фюлöp. Он отметил применение разносторонних методов при изучении бокситов Венгрии, в результате чего были выявлены значительные их запасы.

Венгерские геологи сделали наибольшее количество докладов. Д. Бардоши (Венгрия) доложил результаты сравнения карстовых бокситов разных типов в отношении их тектонических и палеогеографических условий образования. По его представлениям, карстовые бокситы образовались в условиях тропиков и субтропиков. Принимая классификацию бокситовых месторождений, предложенную Г. И. Бушинским, он выделяет еще одну группу карстовых бокситов: «остаточные месторождения на карбонатной почве» (Аржес во Франции, о. Скопелос в Греции). В эвгеосинклинальных зонах, где колебания земной коры сравнительно интенсивные, обычно образуется несколько бокситовых горизонтов в течение сравнительно короткого геологического времени. На территории срединных массивов и передовых прогибов, отличающихся малой подвижностью, образовались только 1—2 горизонта, отвечающие большому интервалу времени (Венгрия, Бедаре во Франции, массив Эбро в Испании). После складчатости и пенепленизации горной системы снова появляются бокситы (латеритные профили на герцинском массиве Чехии). Д. Бардоши кратко изложил критические замечания относительно известных пяти теорий образования карстовых бокситов: терра-росса, нерастворимого остатка мергелей, латеритно-осадочной, пепловой и вулканогенно-осадочной.

В большинстве случаев, отметил он, сторонники отдельных гипотез считают свои взгляды единственно правильными и отрицают все другие. По его мнению, это неправильно, бокситы могут образовываться разными способами. Состав исходных пород, форма и дальность переноса, способ осаждения, бокситизация и вторичные процессы при образовании разных месторождений могли быть весьма различны.

К. Барнабаш сообщил общие результаты изучения бокситовых месторождений Задунайского Среднегорья. Доклад иллюстрировался картой бокситовых месторождений Венгрии на геологическом фоне. На этой карте показано 45 месторождений. В большинстве их бокситы залегают на закарстованной поверхности доломитов триаса и покрываются углисто-глинистыми пресноводными отложениями, переходящими кверху в известняки эоцена, реже — сенона.

Д. Кароль, Я. Оровец, Г. Копек и Э. Дудич (Венгрия) рассказали о стратиграфии пород, подстилающих и покрывающих бокситы Венгрии. Возраст пород почвы бокситов варьирует в разных месторождениях от среднего триаса до верхнего мела, а пород кровли — от нижнего мела до среднего эоцена. Чаще всего бокситы подстилаются доломитами карнийского или норийского ярусов триаса. Эти доломиты обычно выветрелые, иногда превращенные в доломитовую муку на глубину до 150—200 м ниже бокситов. Авторы выделяют три бокситовых горизонта: нижний — готеривского, средний — сеноман-туронского и верхний — эоценового возраста. Кроме того, встречаются линзы бокситов олигоценового, миоценового или плиоценового возраста, сложенные явно переотложенным материалом.

Д. Камлоши изучил минералогию бокситов месторождения Искасентдьердь эоценового возраста. На этом месторождении исследован материал более 1500 буровых скважин, выполнено 40 000 химических и более 300 различных минералогических анализов. В бокситах изучено распределение бемита, гиббсита, каолинита, гетита и гематита по горизонтали и вертикали, а также их соотношения. Изменения минерального состава бокситов в отдельных залежах автор связывает с величинами Eh и pH, обусловленными интенсивностью дренажа. В условиях интенсивного дренажа (высокие Eh, относительно низкие pH) формируется главным образом гиббсит и гетит. В более глубоких частях залежей в зоне колебания уровня карстовых вод, когда происходило временное поднятие уровня (низкие Eh, относительно высокие pH), формировался бемит, каолинит. Часть бемита могла возникать за счет каолинита.

Для выяснения источника бокситового материала было взято 22 образца из подстилающего доломита вблизи его контакта с бокситом. Средний химический состав этих образцов, %: Al_2O_3 — 1,87, SiO_2 — 0,63, Fe_2O_3 — 0,42, CaO — 30,87, MgO — 46,22. Автор подсчитал, что в результате выветривания толщи доломита мощностью 50 м на площади 100 км² могло получиться 500 млн. т боксита.

Следует отметить, что карбонатные породы, подстилающие бокситовый пласт, нередко содержат жилки и пленки вмывного боксита, в связи с чем мало пригодны для изучения бокситообразования.

Ф. Сантнер (Венгрия) доложил о геотектонических условиях и истории развития залежей бокситов Венгрии. Работа представляет тектоническое обобщение огромного материала по разведке бокситовых месторождений. Большая часть бокситоносных районов Венгрии была разбита на многочисленные тектонические блоки. Подвижки этих блоков происходили в разное время. В интервале от основания юры и до плиоцена автор выделил 11 тектонических фаз, отвечающих известным фазам альпийской складчатости, и изобразил 17 основных типов блоковых нарушений и 17 их комбинаций. Многие опущенные блоки оказались благоприятными для накопления и сохранения бокситов. Детальное изучение тектоники значительно облегчает выяснение закономерностей размещения бокситовых месторождений, их прогноз, разведку и подсчет запасов.

Гидрогеологическое положение венгерских бокситовых залежей и водозащита при их добыче освещены в докладе Б. Бизни. Большая часть бокситов расположена на глубинах, опасных при проникновении карстовых вод. Карстовые воды в Задунайском Среднегорье образуют единую гидравлическую систему. Чтобы добыть 1 т боксита, приходится откачивать 55 м³ воды, а на месторождении Нирад больше 100 м³. Доклад иллюстрировался гидрологической картой бокситоносного района и планами месторождений.

Алюмогетит в бокситах Венгрии изучал К. Солимар. Содержание Al_2O_3 в гетите определялось рентгендифрактометром с применением калибрационной кривой, составленной автором. В гетите из бокситов различных месторождений определено Al_2O_3 от 0,1 до 4%. Содержание Al_2O_3 в гетите возрастает по мере повышения его содержания в боксите.

Нейтронно-активационный метод быстрого количественного определения Al_2O_3 и SiO_2 в бокситах изложили И. Татар и Ф. Дюген. На докладе был показан в действии прибор для работы этим методом. Для определения Al_2O_3 и SiO_2 в двух образцах требуется около 50 мин. Есть несовпадения определений Al_2O_3 изложенным и весовым методами. Причины отклонений изучаются.

Э. Дудич и М. Шиклоши (Венгрия) провели сравнительное геохимическое исследование главных и малых элементов в бокситах четырех месторождений Задунайского Среднегорья. Авторы изучили содержание 21 элемента. С помощью статистики выяснили закономерности их распределения. Наметились различия в содержании малых элементов между изученными месторождениями. Это явление авторы объясняют раз-

ным составом исходного обломочного материала. Установлено 5 типов статистического распределения элементов. Во всех четырех месторождениях выявлена четкая положительная связь между Al и Ti, Al и Th, Al и Be, Al и Ga, Fe и Cr, Ti и Th, Zr и P, и F. V (ванадий) сопутствует Fe, а Ga—Al. В ряде вертикальных разрезов содержание Th и Be изменяется параллельно содержанию Al, в других — такие же соотношения связывают Fe и Zr. Проведено сопоставление изученных бокситов с однотипными бокситами Румынии, Югославии и Ямайки.

Как видно из этих докладов, изучение бокситов в Венгрии проводилось всесторонне и разными методами. Венгерские геологи в этом отношении достигли очень больших успехов.

Советские геологи представили 7 докладов.

Доклад о состоянии научных исследований бокситов в СССР составили Г. И. Бушинский и Г. Р. Кирпаль (СССР). Рассмотрено размещение бокситов по стратиграфической колонке и по тектоническим структурам. Вещественный состав и петрография бокситов изучены во всех месторождениях, хотя не с одинаковой полнотой. Сформулированы закономерности размещения бокситов и основные гипотезы или теории их происхождения. Изложены методы прогноза, геологических поисков и разведок бокситовых месторождений.

На условиях локализации бокситов средиземноморского типа в СССР остановился Д. Г. Сапожников (СССР). По его представлениям, бокситы рассматриваемого типа располагаются за пределами платформ как в геосинклиналях, так и на антиклиналях.

О генезисе карстовых бокситов в Центральной Сибири сообщили Н. А. Лизалек и Р. С. Родин (СССР). Авторами изучен разрез бокситовой залежи, располагающейся в карстовой депрессии девонских известняков на площади Кольвань-Томской складчатой области. Установлен постепенный переход глин гидрослюдистого состава вверх в каолиновые глины, глинистые и каменные бокситы. Разрез венчается железистым слоем мощностью 0,1 м гетит-гематитового состава. Найдены обломки пород, выветривавшихся в карсте. Дано сравнение с бокситами Чадобецкого поднятия и Енисейского кряжа. Бокситы Центральной Сибири представляют, по мнению авторов, продукт латеритного выветривания алюмо-силикатного материала, выполнявшего карстовые депрессии, т. е. бокситизации в карсте.

Н. А. Лисицина и М. В. Пастухова (СССР) привели данные сравнения химического состава латеритно-осадочных карстовых бокситов с латеритными бокситами. Вынос и накопление химических элементов определялся изоволюметрическим методом. Использование этого метода оказалось возможным благодаря хорошей сохранности реликтовых структур в породах. На ранней стадии выветривания основных пород и при образовании бокситовых пород в карсте за счет глин смешанного состава преобладал вынос подвижных элементов. На поздней стадии, при формировании каменных бокситов в карсте и глиноземных латеритов в коре выветривания происходило главным образом перераспределение устойчивых элементов, оставшихся в породах. При этом продолжался вынос Si и за его счет пассивное накопление Al, Fe, Ti как остаточных продуктов.

Малые элементы, как Co, Ni, Cu, вынслились на 40—80%; V, Cr, Zr, Ga, если и выносились, то в гораздо меньшей степени и, как правило, накапливались. Количественные соотношения малых элементов в корах выветривания, сохранивших реликтовую структуру, наследуются от исходной породы. Латеритно-осадочные бокситы наследуют количественные соотношения элементов от кор выветривания. В процессе преобразования переотложенного материала соотношения элементов в общем сохраняются, что свидетельствует о тесной связи карстовых бокситов с источниками сноса и сходстве их преобразования с латеритным процессом в корах выветривания.

Некоторые черты геохимии бокситов платформенных и геосинклинальных областей осветил в своем докладе В. А. Теняков (СССР). На базе более 10 000 химических анализов показаны четыре черты различия и сходства бокситов платформенных и геосинклинальных. Показано, что в геосинклинальных бокситах относительно много Be, Sc, Sn, Co, Ni и Sr, а в платформенных — Zn, Ga, Cr, Au. Элементы Ge, Ba, Cl, Zr, Li, Cu распространены примерно одинаково в обоих типах бокситов. Как известно, Ge является индикатором гидротермального генезиса ряда железных руд. Однаковая его распространенность в геосинклинальных и платформенных областях указывает на одинаковый их генезис за счет латеритной коры выветривания. Вулканогенные процессы не оказывали сколько-нибудь заметного влияния на формирование бокситов в геосинклинальных областях. Автор представил материал и для решения другого спорного вопроса — являются геосинклинальные бокситы морскими или наземными образованиями. Практическое отсутствие различий в содержании Cl, I, Br и Li в бокситах обоих типов говорит в пользу того, что те и другие образовались в наземных условиях, на суше или в пресных водоемах.

Б. А. Тюрин (СССР) сообщил о химических особенностях месторождений бокситов Казахстана. Среди них он различает латеритные, латеритно-осадочные и хемогенные типы.

Г. И. Бушинский (СССР) доложил о залежах бокситов средиземноморского типа на Урале. К этому типу относятся бокситы девонского возраста. На представленной тектонической схеме показано, что они располагаются на склонах антиклиналей.

На восточном склоне Урала выделяется не одна, как трактовалось ранее, а две полосы бокситоносных отложений. Первая из них приурочена к восточному склону мегантиклинория Уралтау или к западному борту Тагильского синклинория, а вторая — к западному склону Урало-Тобольского антиклинория. Изучение второй бокситоносной полосы только началось и представляет большой интерес. В пользу лагеритно-осадочного происхождения бокситов средиземноморского типа говорит содержание в них Ti, однако с платформенными бокситами. Автор выделяет в самостоятельный тип залежи бокситов химического происхождения, известные в Тульской и Рязанской областях. Отличительная их особенность — отсутствие или очень низкое содержание Ti и ассоциация гиббита с галлузитом, аллофаном и алунином.

Французские геологи сосредоточили свое внимание на вопросах бокситообразования.

С докладом о генезисе бокситов юго-восточной Франции выступил Ж. Никола (Франция). Он начал с критического разбора многочисленных генетических гипотез происхождения бокситов Прованса. Сам докладчик — сторонник аллювиального лагеритно-осадочного происхождения этих бокситов. Это подтверждается их обломочным строением. Материал приносился и отлагался в глубоких изолированных карманах или в пологих, но протяженных понижениях на более или менее закарстованной карбонатной поверхности. Возраст подстилающих пород в районе Ба-Лангедок средне- или нижнеюрский, в районе Альпий — верхний баррем, иногда до низов апта включительно. Возраст большей части бокситов альбский и сеноманский. Бокситы покрываются сеномскими и сантонскими известняками. Роль карста сводится главным образом к созданию благоприятных условий для циркуляции вод. Источником материала для бокситов были железистые и глиноземистые лагериты, которые развивались на породах разного возраста и состава, слагавших антиклинальные поднятия.

По мере развития верхнемеловой трансгрессии происходило поэтапное разрушение, транспортировка и отложение обломков «уже гравых бокситов» в водной среде. На это указывает состав подбокситовой брекчии, изученной в месторождении Олиер-Пурсье департамента Вар. Эта брекчия залегают на известняках портланда, состоит из угловатых обломков известняка, содержащих обильную фауну ургона, и сцементирована глиной с остатками водоросли *Munieria cf. Vasopisa* верхнего мела. Эта водоросль обитала в мелких лагунах и озерно-лагунных водоемах с температурой воды около 20° и является свидетельницей субтропического климата времени образования бокситов. В бокситах месторождения Мазог департамента Вар обнаружены мелкие гастроподы-пальюдины, свидетельствующие об отложении бокситового материала в озерных или лагуно-морских бассейнах. О водно-осадочном характере переноса и отложения свидетельствует также часто встречающаяся сортировка обломочных оолитов по размерам, ориентировка по слоистости линзовидных скоплений и вытянутых обломков, а также постепенный переход боксита в морские известняки кровли.

После отложения обломочного материала наблюдалось дальнейшее его преобразование. Это выразилось в появлении оболочек железисто-глиноземистого состава вокруг обломков оолитов и лизолитов. При этом образовалось много новых оолитов.

Состав покрывающих бокситы пород различен — морские известняки с рудистами, переслаивающиеся с песчаниками и песками, аркозовые пески, озерные отложения. Возраст их от верхнего сеномана до нижнего эоцена. Есть факты постепенного перехода бокситов в покрывающие отложения сеноманского возраста, что позволяет считать бокситы альбскими. Но так как переотложение обломочного бокситового материала происходило по мере развития верхнемеловой трансгрессии, возраст бокситовых пород разных частей вертикального профиля неодинаков. В момент и после образования кровли бокситы подвергались процессам перекристаллизации, кальцитизации, обесцвечивания (вынос Fe) и т. д.

Об условиях залегания и эволюции карстовых бокситов юга Франции доложил А. Бонт (Франция). Формы рельефа карбонатной почвы, образовавшейся под бокситами (растворение под покрывкой) округлые, а без покрывки — сильно изрезанные. На поверхности карбонатных пород, закарстованных под бокситами, почти всегда сохраняются корки — марганцовистая, железистая или кремнистая. Карстовые депрессии развивались одновременно с приносом и бокситизацией материала, поступающего с возвышений. Это был материал смешанного состава: остаточные каолиновые глины, глины декальцификации известняков, глинистые продукты выветривания мергелей, зерна кварца, глауконита и т. д. Снос осуществлялся временными потоками. В условиях низкого стояния грунтовых вод, жаркого и влажного климата происходило интенсивное промывание алюмосиликатного материала, вынос кремнезема и разложение каолинита с образованием бемита, который затем превращался в гиббсит. На вынос кремнезема указывают также следы растворения зерен кварца и кремнистых пород.

П. Деманжон (Франция) сообщил о составе исходного материала для образования бокситов восточной части перешейка Дюрансьен. Эти бокситы содержат турмалин, циркон, рутил, анатаз, дистен, ставролит, гранат, эпидот и слюды. Такой комплекс тяжелых минералов характерен для пород Центрального массива Франции. Очевидно, отсюда и приносился материал для образования бокситов. Этот вывод подтверждается уменьшением размеров терригенных минералов от Центрального массива к залежам бокситов. Кроме того, часть материала поступала с местных поднятий.

П. Комб (Франция) подробно остановился на стратиграфическом и палеогеографическом положении бокситов Арьежа в Восточных Пиренеях. Детальное изучение ряда бокситовых месторождений юго-восточной Франции и их стратиграфическая корреляция с разновозрастными отложениями района Лескале приводит к выводу о том, что материнской породой для бокситов были мергели или каолинитовые глины с примесью иллита и хлорита. Этот материал сносился водными потоками с приподнятой территории, расположенной севернее упомянутого района, и отлагался в понижениях, заболоченных и лагунных водоемах или у подножия возвышенностей. Во время регрессии происходила бокситизация переотложенного материала. В течение баррема — нижнего альба имели место многочисленные колебания базиса эрозии, что способствовало чередованию этапов приноса материала с этапами его выветривания. Это зафиксировано в разрезе района Лескале в виде нескольких горизонтов бокситов. Такая быстрая смена условий была благоприятна и для сохранения бокситов от эрозии. В этом отношении месторождения Арьежа представляют большой интерес для изучения, так как здесь мы имеем бокситы в «первичном залегании», без каких-либо признаков их вторичного перемыва и переотложения.

П. Комб доложил также о карстовых бокситах северо-восточной Испании. Бокситоносные районы расположены в 50—150 км западнее и юго-западнее Барселоны. Возраст бокситов баррем-альбский. Бокситовый материал отлагался в озерных и лагунно-болотных водоемах прибрежной части моря, а в соседнем море одновременно отлагались мергели. Во время поднятий озерные и лагунно-болотные отложения выступали из-под воды и подвергались преобразованию в боксит.

Попутно интересно отметить, что описанные в 1960 г. (Фонт Альтоба и Глосас Мирамес) гипсбонитовые бокситы палеозоя Испании оказались, по сообщению Д. Бардоши, не палеозойскими, а значительно более поздними. Они, вероятно, образовались путем инфильтрации при сернокислотном выветривании.

Бокситовые месторождения Югославии охарактеризовал в своем докладе А. Грубич (Югославия). Он выделяет 10 бокситовых горизонтов. В стратиграфическом разрезе Динарид они размещены от триаса до олигоцена. Главная масса бокситов находится во внешней (приморской) миогеосинклинальной зоне Динарид, а небольшое их количество во внутренних Динаридах. В 1966 г. добыто бокситов (млн. т): Югославия — 1,9, Франция — 2,8, Греция — 1,53, Венгрия — 1,43. В Югославии запасы бокситов на 1967 г. составляли 130 млн. т, добыча в 1968 г. — 2,2 млн. т.

О бокситах Словении доложили С. Бушер и Э. Лукач (Югославия). Эти бокситы широко распространены в Штайнерских (Каменистых) и Юлийских Альпах и их предгорьях. Возраст бокситовых залежей варьирует от верхнего триаса до олигоцена. Качество бокситов триаса и юры низкое: содержание SiO_2 — 10—20%, редко ниже 10%. Меловые и палеогеновые бокситы содержат SiO_2 3—8%, редко более, Al_2O_3 50—65% округленно. Глинозем находится в форме бемита, диаспора и каолинита (по определениям Д. Бардоши). Состав бокситов триаса, юры и мела гематит-бемитовый. На границе триаса и олигоцена имеется залежь хлорит-диаспорового боксита. Все бокситовые залежи карстовые. Для их образования текучие воды приносили выветрелый материал, вероятно в коллоидной форме. Из этого материала образовались ооиды. Встречаются механически отложенные пизолиты и брекчин-конгломераты.

О химическом и минеральном составе и генезисе бокситов месторождения Мандра II в Греции сообщили Д. Папастамациу (Греция) и З. Максимович (Югославия). Это месторождение находится недалеко от Афин. Бокситы залегают на закарстованной поверхности известняков триаса и покрываются конгломератами и мергелистыми известняками сеномана. Между бокситами и подстилающими известняками прослеживается горизонт песчано-глинистых пород мощностью около 5 м. К юго-востоку от месторождения бокситов в Дафнии известны латеритизированные ультраосновные породы и железные руды латеритного происхождения с повышенным содержанием Ni и Cr. Изложенные данные позволили авторам отнести изученное ими месторождение к приконтактовому карстовому типу по классификации Г. И. Бушинского. Этот тип бокситов характерен для платформенных областей Сибири и Казахстана, но изредка встречается и в геосинклинальных областях. Мощность бокситового пласта месторождения Мандра II 8—10 м, содержание, %: SiO_2 — 1,5—4,1; Al_2O_3 — 47—49; Fe_2O_3 — 33,39; TiO_2 — 2,1—2,3; Cr_2O_3 — 0,2—0,5; NiO — 0,1; V — 0,05; Zr — 0,06; п.п. — 10. Источником материала для образования бокситов были ультраосновные породы и, вероятно, сланцы, в той или иной степени латеритизированные. Содержание U в бокситах месторождения Мандра II — 17,1 г/т, Th — 46,3 г/т; в красных бокситах Югославии — 7,0 и 43,0 г/т соответственно. По минеральному составу бокситы гематит-бемитовые с примесью диаспора 3—12%, каолинита 3,5—9,0, анатаза 1,5 и рутила 0,8%. Генезис бокситов латеритно-осадочный с последующей бокситизацией в карсте.

О стратиграфическом положении и палеогеографических условиях образования бокситов Югоцентра Италии доложил д'Ардзенио (Италия). Бокситоносная полоса меловых отложений протягивается на ССЗ от Неаполя на расстояние 170 км. Бокситы приурочены к областям лагунных фаций шельфа Тирренского и Адриатического морей и отлагались на закарстованной поверхности известняков апта-сеномана во время перерыва между альбом и сеноном.

О бокситах верхнего мела в Восточных Альпах сделал сообщение А. В. Руттнер (Австрия). Бокситы известны в четырех районах, но разрабатывалось только месторож-

дение Унтерлауса. Линзы бокситов залегают на доломитах триаса и других домеловых породах, а покрываются слоями Гозау верхнего мела. Эти слои внизу углистые и с прослоями угля, солоноватоводные или представлены конгломератами без фауны. Принос Al и Fe происходил сильно кислыми черными водами ($pH=4$), какие в настоящее время известны в бассейне Амазонки. Соединения Al и Fe осаждались на известняках под влиянием щелочных вод. На докладе демонстрировались образцы красных яшмовидных и мелкоолитовых бокситов с обломками боксита. По поводу этого доклада отмечено, что хотя содержание Al в водах притоков Амазонки (р. Рио-Негро и др.) повышенное (0,26—0,31 мг/л при pH 4,0—4,6), бокситы в бассейне этой реки неизвестны.

Сверх программы выступил Рой Човдри (Chowdhury, Индия) с докладом о бокситах Индии. Бокситы изучались по обнажениям. Эти наблюдения положены в основу для подсчета запасов. Мощность и длина обнаженной части линзы интерпретировалась в глубь массива на 40—60 м. При подсчетах запасов учитывались бокситы, содержащие $Al_2O_3 > 50\%$. Запас бокситов во всей Индии оказался равным 21 млн. т. Можно предполагать, что в недрах имеются гораздо большие запасы. Бокситы известны не только на траппах, но и на других породах южнее области траппов.

После докладов состоялась двухдневная экскурсия на бокситовые карьеры. В осмотренных карьерах хорошо виден карстовый рельеф почвы бокситового пласта и строение бокситоносной толщи. Марганцовистая корочка, покрывающая поверхность доломита под бокситом, переходит и на плоскость сброса. Это значит, что время сбрасывания наступило вскоре после отложения боксита. На месторождении Гант в карьере Уйфельтарш очень хорошо видна обломочная структура бокситов и их слоистость. Угловатые и округлые обломки (1—30 мм) красного боксита рассеяны неравномерно в желтом боксите, местами группируются в слойки. Встречаются ясно слоистые бокситы, в которых слои галечного или конгломератного боксита чередуются со слоями гравелитового боксита.

В других карьерах бокситы большей частью афанитовые, с рассеянными бобами и их обломками. Бокситы покрываются пресноводными и солоноватоводными глинами мощностью 5—10 м, с прослоями лигнита. Выше идут морские известняки мелового и эоценового возраста.

Венгерские геологи считают, что их бокситы формировались на внутригеосинклинальном устойчивом массиве во время континентальных перерывов.

В конце Конференции состоялась дискуссия по спорным вопросам. Пожалуй, наибольшее внимание было уделено процессам бокситизации обломочного материала в карсте. Из состава советской делегации приняли участие в дискуссии Н. А. Лисицина, Б. А. Тюрин, Г. И. Бушинский, Д. Г. Сапожников и В. А. Теняков.

Труды Конференции готовятся к печати.

Через месяц в Будапеште состоялась вторая Конференция по бокситам, организованная Международным комитетом по бокситам, окислам и гидроокислам алюминия (ИКСОБА). Программа этой Конференции была довольно широкая. Помимо вопросов геологии и минералогии в нее были включены вопросы разведки, подсчета запасов, гидрогеологии, добычи и переработки бокситов на глинозем и алюминий. На Конференции присутствовали более 400 специалистов из 28 стран. По бокситам Венгрии, Румынии, Югославии и Греции было представлено 7 докладов. Д. Бардоши в своем докладе коснулся вопросов палеогеографии бокситовых залежей Венгрии и подвел итоги дискуссии об их генезисе. Залежи бокситов составляют полосу северо-восточного простирания. Северо-западнее этой полосы находилось море нижнемеловой эпохи. В отношении генезиса бокситов высказывались весьма разные гипотезы: эоловая, гидротермальная, терра росса и лавовая. В настоящее время все признают, что бокситы — продукт поверхностного выветривания, похожего на латеритизацию в условиях жаркого и влажного тропического климата на древней суше. Венгерские бокситы — не морские и не солоноватоводные отложения. По мнению Д. Бардоши, бокситовый материал принесен в форме тонких и грубых суспензий с Венгерского массива.

И. Р. Кохет, министр горной промышленности Румынии, доложил о происхождении бокситов в горах Падуреа. Бокситы в форме линз и карманов лежат на известняках верхней юры и покрываются известняками неокома. Средний химический состав бокситов, %: Al_2O_3 —55; SiO_2 —5; Fe_2O_3 —22; TiO_2 —1—2. Из минералов преобладает диаспор. И. Р. Кохет предполагает, что материал для образования бокситов принесен ветром в виде глинистой пыли и подобно лёсса отложился на поверхности закарстованных известняков. Затем в условиях тропического климата происходили вынос кремнезема и образование боксита. Вероятно, возможен был также перенос бокситового материала поверхностными водами. В 1969 г. В. К. Папиу и С. Минзату высказали идею о гидротермально-осадочном происхождении бокситовых залежей Падуреа и показали оолитовое и обломочное строение бокситов на ряде фотографий.

На заключительном заседании избран новый президиум ИКСОБА: председатель — Д. Добож, главный директор венгерской бокситовой промышленности; три вице-председателя: Л. Бобков — начальник Главалюминия Министерства цветной металлургии СССР, Ж. Николя (Франция) и Д. Робертс (США). Главным секретарем остался акад. М. Каршулин (Югославия).

Было создано 5 постоянных рабочих Комиссий. Первая комиссия — по геологии и минералогии бокситов (включая геохимию, петрографию и другие вопросы). Председатель этой Комиссии проф. В. Э. Петрашек (Австрия), члены: Д. Бардоши (Венгрия), Г. Бушинский (СССР), Г. де-Вейссе (Швейцария), С. Кайер (Франция), Ж. Никола (Франция), Р. Ния (Иран).

Очередное совещание ИКСОБА намечено провести во Франции в 1972 или 1973 г.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
3.XI.1969

О РАЗВИТИИ ПРОМЫШЛЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ В СССР ЗА 1969 ГОД

Центральное статистическое управление СССР опубликовало 25 января 1970 г. в газете «Правда» сообщение «Об итогах выполнения Государственного плана народного хозяйства СССР в 1969 году». Ниже приводятся данные из этого сообщения, относящиеся к развитию промышленности минерального сырья.

ПРОМЫШЛЕННОСТЬ

	Произведено в 1969 г.	1969 г. в процентах к 1968 г.
Электроэнергия — миллиардов киловатт-часов	680	108
Нефть — миллионов тонн	328	106
Газ — миллиардов кубических метров	183	107
Уголь — миллионов тонн	608	102
в том числе для коксования	161	105
Чугун — миллионов тонн	81,6	104
Сталь — миллионов тонн	110	104
Железная руда — миллионов тонн	186	105
Сода кальцинированная — тысяч тонн	3462	105
Сода каустическая — тысяч тонн	1813	109
Серная кислота — тысяч тонн	10 664	105
Цемент — миллионов тонн	89,8	103
Кирпич строительный — миллиардов штук	40	99,3
Шифер — миллиардов условных плиток	5,2	101
Стекло оконное — миллионов квадратных метров	217	102

По сравнению с предшествующим годом произведено больше: электроэнергии на 50 миллиардов киловатт-часов, нефти на 19 миллионов тонн, газа на 12 миллиардов кубических метров, угля на 14 миллионов тонн, стали на 3,8 миллион тонн. Возросло производство алюминия, свинца, меди, цинка, никеля, титана и других цветных металлов, продуктов нефтехимии и нефтепереработки.

КАПИТАЛЬНОЕ СТРОИТЕЛЬСТВО

В истекшем году введены в действие новые производственные мощности во всех отраслях народного хозяйства.

Ввод в действие производственных мощностей за счет строительства новых, расширения и реконструкции действующих предприятий характеризуется следующими данными:

	Мощности, введенные в действие в 1969 г.
Электростанции — миллионов киловатт	12
Уголь — миллионов тонн	13,3
Чугун — миллионов тонн	3,3
Сталь — миллионов тонн	6,5
Железная руда — миллионов тонн	15,9
Цемент — миллионов тонн	1,9
Газопроводы магистральные и отводы от них — тысяч километров	7,3
Нефтепроводы магистральные — тысяч километров	2,7

В числе наиболее крупных предприятий и объектов, вступивших в строй в истекшем году, были:

В электроэнергетике на Красноярской ГЭС введены в действие четыре новые гидротурбины мощностью по 500 тысяч киловатт каждая, с вводом которых мощность станции достигла 4,5 миллиона киловатт; вступили в строй новые тепловые районные электростанции — Костромская, Эстонская, Лукомльская, Трипольская. На действующих электростанциях введено в эксплуатацию 16 энергетических блоков по 200—300 тысяч киловатт каждый.

В газовой промышленности вошла в строй первая очередь газопровода «Сияние Севера» Ухта—Торжок.

В нефтеперерабатывающей и нефтехимической промышленности введены мощности на Ангарском, Пермском, Кременчугском, Гурьевском, Киришском нефтеперерабатывающих предприятиях, на Ефремовском заводе синтетического каучука, Барнаульском шинном комбинате, Днепровском и Бакинском шинных заводах.

В угольной промышленности вступили в эксплуатацию Азейский разрез в Иркутской области; шахта Тентекская — Вертикальная № 1—2 в Карагандинской области; новые крупные углеобогатительные фабрики: Березово-Бирюлинская в Кемеровской области, Соколовско-Аютинская в Ростовской области и Комендантская в Ворошиловградской области.

На предприятиях *черной металлургии* вошли в строй две крупнейшие доменные печи на Череповецком заводе и Нижне-Тагильском комбинате, восемь новых конвертеров на Челябинском, Западно-Сибирском, Криворожском, Енакиевском заводах, блюминг на Западно-Сибирском заводе; крупные коксовые батареи введены на Ново-Липецком и Карагандинском металлургических и Криворожском коксохимическом заводах, первая очередь Запорожского железорудного комбината.

В химической промышленности вступили в строй: Новгородский комбинат, Алма-лыкский химический завод, Ровенский завод азотных удобрений, второй Березниковский и третий Солигорский калийные комбинаты, Ферганский завод химического волокна, Крымский завод пигментной двуокиси титана, Небитдагский йодный завод; введены новые мощности по производству минеральных удобрений на Черкасском, Воскресенском, Новомосковском, Невинномысском, Горловском, Днепродзержинском, Актюбинском химкомбинатах.

В промышленности строительных материалов вступил в строй Старооскольский цементный завод, введены новые технологические линии на Усть-Каменогорском и Алексеевском цементных заводах.

Средняя денежная заработная плата рабочих и служащих в 1969 г. составила 103,9% к 1968 г. Цены на товары народного потребления в 1969 г. оставались на уровне 1968 г.

Реальные доходы трудящихся в расчете на душу населения возросли за год на 5 процентов, а за четыре года пятилетки на 26 процентов против 23 процентов, предусмотренных расчетами к Директивам по пятилетнему плану на эти годы.

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Авторы, направляющие статьи и заметки в журнале «Литология и полезные ископаемые», должны соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.
2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа.
3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала, с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукопись, а также рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.
4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.
5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Названия фауны и все тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Особое внимание следует обращать на тщательное написание индексов и показателей степени. Необходимо делать ясное различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, а строчные — двумя черточками сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские и др. Следует также делать различие между О (большим), о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие буквы — красным карандашом.
6. Сокращения слов, кроме общеупотребительных (например, и т. п. и т. д., 1 и, 2 кг), не допускается.
7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям.
8. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов, должны визироваться автором с указанием по какой методике, где и кем были произведены эти анализы.
9. Список литературы дается в конце статьи. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту — сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов — название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, а для книг — издательство, место и год издания.
10. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора без инициалов и год издания, например (Федоров, 1949) или А. И. Федоров (1949).
11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной, и только один раз), например, «по данным Р. Смита (Smith, 1956)». В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и пр.
12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них надписываются фамилия автора, название статьи, а для фотографий, в случае необходимости «верх» и «низ» и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.
13. Все фигуры (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.
14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и фотографиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей — не более 3—5, фигур-фото — не более 5—6.
15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты (3/4 страницы), отпечатанные на машинке в трех экземплярах. Рефераты должны быть составлены в соответствии с требованиями ВИНТИ и «Инструкцией по составлению рефератов».
16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке.
17. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуру не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами. По выходе работы в свет автор получает 25 оттисков своей работы.

ПИСЬМО В РЕДАКЦИЮ

Приношу глубокую благодарность всем геологам, литологам и всем геологическим учреждениям, поздравившим меня с семидесятилетием и награждением орденом Ленина.

Н. М. Страхов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА,
Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН,
О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора),
В. С. ЯБЛОКОВ

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA,
G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN,
O. I. ZUNEVA, B. M. MICHAILOV, A. B. RONOY, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief),
V. S. YABLOKOV

Адрес редакции:

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

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 1/IV-1970 г. Т-07984 Подписано к печати 1/VI-1970 г. Тираж 1350 экз.
Зак. 4115 Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бум. л. 4¹/₄. Усл. печ. л. 11,9+1 вкл. Уч.-изд. листов 13,4

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

Цена 1 р. 25 к.

Индекс 70493

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

Готовятся к печати:

СОСТОЯНИЕ И ЗАДАЧИ СОВЕТСКОЙ ЛИТОЛОГИИ.

В трех томах.

Т. 1. 25 л. 2 р.

Т. 2. 25 л. 2 р.

Т. 3. 25 л. 2 р.

Публикуются доклады, обсужденные на пленарных заседаниях III Всесоюзного литологического совещания, состоявшегося в мае-июне 1968 г. в Москве. В докладах охарактеризованы задачи советской литологии в связи с работами по обеспечению минерально-сырьевой базы СССР, развития изучения осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых за 50 лет после Великой Октябрьской социалистической революции и состояние основных проблем литологии. Публикуемые материалы представляют большой интерес для всех геологов, изучающих осадочные породы и ведущих разведку полезных ископаемых.

Если Вы хотите приобрести книги издательства «Наука», заказы направляйте в магазин «Книга-почтой» Центральной конторы «Академкнига» (Москва, В-463, Мичуринский проспект, 12) или в ближайший магазин «Академкнига».

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Душанбе, проспект Ленина, 95; Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; Киев, ул. Ленина, 42; Куйбышев, проспект Ленина, 2; Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Москва, ул. Горького, 8 (магазин № 1); Москва, ул. Вавилова, 55/5 (магазин № 2); Новосибирск, Красный проспект, 51; Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; Ташкент, ул. Карла Маркса, 28; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Уфа, Коммунистическая ул., 49; Уфа, проспект Октября, 129; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»