

- Тез. докл. к XI конгр. ИНКВА. –Т.3. –М., 1982. –С.62-63.
15. Бреслав С.Л., Валуева М.Н., Маудина М.И. Новые данные по одинцовскому разрезу // Докл. АН СССР. -1979. –Т. 248, № 1. -С.161-166.
16. Семенов Л.Т., Алешинская З.В., Арсланов Х.А., Валуева М.Н., Красновская Ф.И. Опорные разрезы верхнего плейстоцена у фабрики Первое Мая Дмитровского района Московской области (отложения древнего Татищевского озера) // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии верхнего плиоцена и плейстоцена центральных районов Европейской части СССР. –М., 1981. –С.121-139.
17. Козлов В.Б., Маудина М.И. Особенности межледниковий нижнего и среднего плейстоцена Русской равнины // Проблемы плейстоцена. –Минск, 1985. –С.143-152.

УДК 553.623.54 (470.32)

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ГЛАУКОНИТОВЫХ СФЕРОЛИТОВ В ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

А.В.Жабин

Воронежский государственный университет

В статье приводятся данные о минеральном составе глауконитовых зерен (сферолитов) в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Воронежской антеклизы. Основными минералами, слагающими сферолиты, являются слюда и монтмориллонит. Иногда в виде небольшой примеси в них присутствуют каолинит и цеолиты, группы гейландита. Своеобразно трактуются наблюдаемые на дифрактограммах, особенно в малоугловой области, эффекты в положениях рефлексов глинистых минералов. Прослеживается зависимость между размерами частиц, слагающих глауконитовые сферолиты, их химическим составом и физическими свойствами.

Породы, содержащие глауконитовые сферолиты [1], имеют широкое распространение в палеогеновых и верхнемеловых отложениях Воронежской антеклизы. Глауконитовые агрегаты, находящиеся в породах, являются одними из основных породообразующих компонентов и перспективным полезным ископаемым многоцелевого использования. Для практического применения глауконитов необходимо знать их химический и минеральный составы, но этих сведений (особенно это касается минерального состава) очень мало [1,2], они отрывочны и скудны.

Чтобы восполнить этот пробел, рентгеновскими методами было изучено около ста проб глауконитосодержащих пород. Образцы для исследования отбирались электромагнитным сепарированием на аппарате СИМ-1 из трех фракций: 0,01-0,1; 0,1-0,25; 0,25-0,5 мм. Выбор этих фракций диктовался, приуроченностью глауконитов к алевритам, мелко- и среднезернистым пескам, отсутствием их во фракции крупнее 0,5 мм и сложностью выделения во фракции менее 0,01 мм.

Для рентгеновского анализа готовились ориентированные препараты, поскольку, линии hk всех глинистых силикатов, практически совпадают и идентификация глинистых минералов может быть произведена только по отражениям от базальных плоскостей [3]. В ориентированных препаратах интенсивность рефлексов 001 резко усиливается, выявляя их некоторые особенности недостаточно поступающие при применении неориентированных препаратов. Кроме того, проявляются отражения некоторых минералов, содержащихся в глауконитовых сферолитах в небольших количествах. Анализ

всех препаратов производился, как в воздушно-сухом варианте, так и при насыщении образца глицерином.

По данным рентгеновского анализа исследованные сферолиты по минералогическому составу можно разделить на две большие группы: 1 – чисто слюдяные и 2 – слюдяные с различными содержаниями монтмориллонита. Иногда в обеих группах в виде небольшой примеси отмечаются каолинит, фиксируемый на дифрактограммах по рефлексам 7,18; 3,57 Å и клиноптилолит, идентифицируемый по отражениям 9,0; 3,96; 3,92 Å (рис. 1).

Первое, что бросается в глаза при изучении полученных дифрактограмм, это отличие значений и форм рефлексов воздушно-сухого и насыщенного глицерином препаратов, даже образцов чисто слюдяного состава. На дифрактограммах воздушно-сухих препаратов первые отражения имеют значение от 10,0 до 11,0 Å. Рефлексы всегда асимметричны, выположены в сторону малых углов. Чем выше значение d рефлекса, тем асимметричность больше. Достаточно часто выположенная часть осложнена диффузными, ослабленными и мало контрастными отражениями со значениями от 12,0 до 16,0 Å. Особенно это характерно для сферолитов из фракции <0,1 мм. При насыщении образца глицерином вид рефлекса 001 меняется. Значения его уменьшаются до 9,85 – 10,0 Å, а форма приобретает симметричность. Если при съемке воздушно-сухого препарата имеются неясно выраженные отражения в малоугловой области, то после насыщения его глицерином на дифрактограммах появляются рефлексы со значени-

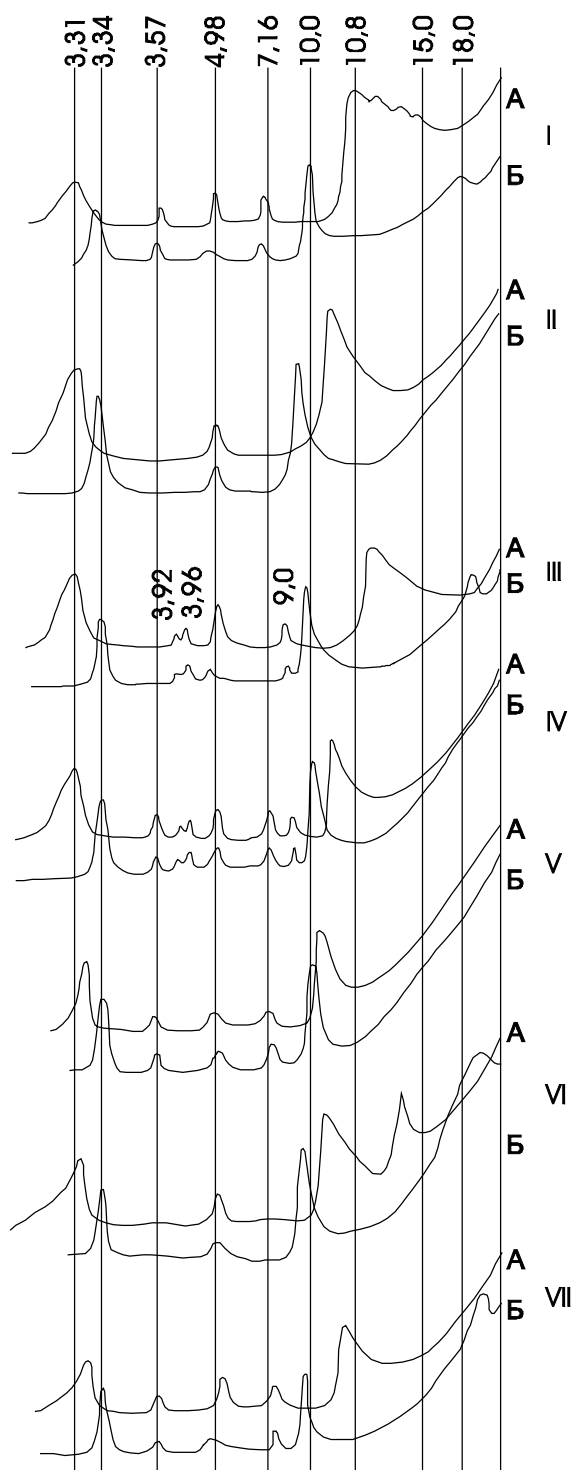


Рис.1. Дифрактограммы глауконитовых сферолитов: А – воздушно-сухой препарат; Б – насыщенный глицерином; I – Киргизовка P_2Kv ($<0,1$ мм); II – Киргизовка P_2Kv (0,1-0,25 мм); III – Белый колодец P_2Kv ($<0,1$ мм); IV – Белый колодец P_2Kv (0,1-0,25 мм); V – Белый колодец P_2Kv (0,25-0,5 мм); VI – В. Турово K_2S (0,1-0,25 мм); VII – Осетровка K_2S ($<0,1$ мм).

ями 18,0 – 21,0 Å, характеризующие монтмориллонит (рис.1-I).

Второй рефлекс слюды, со значениями 4,98 – 5,0 Å, как правило, хорошо выражен, симметричен. При насыщении препарата глицерином сохраняет свой облик только при небольшой асимметрии пер-

вого рефлекса. В остальных случаях теряет форму, приобретает диффузность, максимум значений уменьшается до 4,97 – 4,9 Å (см. рис.1).

Значения третьего рефлекса на дифрактограммах воздушно-сухих препаратов колеблются от 3,30 до 3,33 Å, его форма асимметрична, но с выположенностью в сторону больших углов. При насыщении образца глицерином значения рефлексов увеличиваются до 3,34 – 3,35 Å и они приобретают достаточно симметричный облик. Асимметричность первого и третьего отражений слюды по данным Д.Д.Котельникова и А.И.Конюхова [4] свидетельствует об очень малых размерах частиц этого минерала.

Кроме упомянутых выше случаев проявления рефлексов монтмориллонита в виде малоконтрастных отражений на дифрактограммах воздушно-сухих препаратов, этот минерал характеризуется и хорошо выраженными рефлексами со значениями 14,2-15,2 Å. При насыщении препаратов глицерином они увеличиваются до 18,0 – 21,0 Å. Часто этот рефлекс не имеет ярко проявленного максимума. Он или сглажен, или раздвоен со слабо контрастными отражениями 18,0 и 19,6 Å (рис.1-VI).

Подобные отклонения в дифракционных картинах слюды и монтмориллонита от присущих этим минералам рентгеновских признаков, принято объяснять присутствием смешанно-слоистых образований. Структуры последних, трактуемые, как переслаивание, в различной степени последовательности, слоев или пакетов обычных глинистых минералов, как и монтмориллониты, по данным В.А.Дрица и Б.А.Сахарова [5] представлены исключительно тонкодисперсными частицами толщиной около 100 Å. Если провести аналогию с пластинками слюды из песчано-алевритовых фракций, у которых толщина минимум на порядок меньше линейных размеров, то аналогичные параметры смешанно-слоистых минералов (при их толщине в 100 Å) будут около 1000 Å. Эти же авторы приводят примеры сильного влияния толщины частиц на характер дифракционной картины слоистых минералов. Так, дифрактограмма мусковита с идеальным химическим составом и совершенной структурой при толщине кристаллитов 100 Å, будет характеризоваться такими же «кажущимися» межплоскостными расстояниями, которые присущи и смешанно-слоистым образованиям. А дифрактограммы монтмориллонитов, при той же толщине частиц, содержат нецелочисленную серию рефлексов, со значениями первого базального рефлекса, всегда очень широкого, достигающих 21 Å. По нашим сведениям дифракционная картина минералов начинает изменяться с достаточно больших размеров кристаллов. Если снять пластинку слюды размером с кювету, то на дифрактограмме отмечается целочисленная серия рефлексов, начиная со значений около 20 Å. Это характерно не только для мусковита, но и для биотита, и флогопита. На таблице 1 видно, что все эти слюды отличаются между собой по базальным рефлексам. У мусковита все

Таблица 1

Базальные межплоскостные расстояния (в Å) слюд

Индекс	Мусковит		Флогопит		Биотит	
	d(Å)	l	d(Å)	l	d(Å)	l
001	19,8	5	20,2	20	20,2	5
002	9,9	30	10,1	60	10,1	80
003	6,55	10	6,63	30	6,65	5
004	4,97	40	5,04	40	5,0	5
005	3,92	20	3,99	10	3,97	0,5
006	3,32	50	3,35	80	3,36	80
007	2,793	2	2,86	2	2,83	0,5
008	2,486	50	2,523	60	2,507	50
0.0.10	1,980	100	2,019	100	2,008	80
0.0.11	1,8	1ш	1,822	0,5ш	1,821	0,5ш
0.0.12	1,66	30	1,685	60	1,674	40
0.0.13	1,535	0,5	1,540	0,1	1,546	0,5
0.0.14	1,423	40	1,445	80	1,434	80
0.0.15	1,327	0,5	1,355	1	1,356	0,5
0.0.16	1,245	80	1,257	100	1,255	100

значения отражений меньше, чем у биотита и флогопита. А биотит отличается от флогопита тем, что у него очень мала интенсивность рефлекса 004. Хотя и считается [6], что биотит, и особенно флогопит относятся к полиморфной модификации I M, но полученные данные (целочисленная серия рефлексов от 20,2 Å у биотита и флогопита, и от 19,8 Å у мусковита) показывают, что все эти слюды в крупных кристаллах имеют удвоенный период по оси С (по крайней мере в нашем случае), а значит их нужно относить к модификации 2 M.

Еще одной особенностью дифрактометрических картин является разделение уровней интенсивности четных и нечетных рефлексов. Все нечетные рефлексы имеют значительно меньшие уровни интенсивностей, чем четные. А наиболее интенсивными являются отражения 006; 0.0.10 и 0.0.16. При съемке порошкового препарата с этих же образцов с размерами частиц менее 0,01 мм, интенсивности всех рефлексов уменьшаются, и на дифрактограммах фиксируются только значения четных отражений, а самыми интенсивными становятся линии 002 и 006. При еще меньших размерах, где-то около микрона, картина еще более меняется и наиболее интенсивным остается только отражение 002. Форма рефлексов при этом почти не меняется и остается симметричной. Их расширение и изменение значений, видимо, происходит при размерах около 1000 Å и, как указывалось выше, при толщине частиц около 100 Å. При этих или близких к ним, размерах, по-видимому, стирается грань в отличиях слюд, которые выделяются в виде полиморфной модификации 1Md (деградированной слюды) или иллита.

Хотя и считается, что причина изменения значений и форм рефлексов кроется в толщине частиц, но по-нашему мнению этот параметр только следствие. Основная причина заключается в их размерах. Это связано с таким понятием, как приповерхностный слой [7]. Атомы на поверхности твердого тела, в отличие от его внутренней части, не уравновешены другими атомами. А это значит, что

проявление физических воздействий, в том числе и рентгеновская дифракция от этого слоя будет несколько отличаться от «таковой» внутренних слоев твердого тела. Для крупных объектов роль этого слоя достаточно мала, но видимо никогда не безразлична. Нетрудно подсчитать, учитывая ширину приповерхностного слоя в 10 Å, что отношение его объема к объему внутренних, уравновешенных частей у слоистой частицы размером в один микрон (или 10000 Å) составит около половины процента, а у частицы размером 1000 Å – уже около 4%. При еще меньших размерах объем неуравновешенного слоя может достигнуть сорока и более процентов. Расчет приводится для квадратных частиц. При удлиненных – отношение будет еще больше. Весьма возможно, что и ширина приповерхностного слоя значительно превышает 10 Å [3]. При этом дифракционная картина от таких частиц будет тем больше отличаться от таковой «нормального» минерала, чем меньше размеры этих частиц. Отсюда расширение рефлексов и их асимметрия, поэтапное (в прямой зависимости от изменения размеров) «исчезновение» отражений, появление на малых углах рефлексов, трактуемых, как смешанно-слоистые образования. При насыщении образца глицерином, его молекулы, адсорбируясь на поверхности частиц, уравновешивают атомы приповерхностного слоя, тем самым уменьшая его объем по отношению к внутренней, уравновешенной части. В результате рефлексы становятся суженными и симметричными, а их значения приближаются к межплоскостным расстояниям «нормального» минерала, в данном случае для слюды [1].

Выдвинутое нами предположение [1] об образовании глауконита путем деструкционно-эпитаксиального преобразования (депитизации) твердых тел, объясняет, как нам представляется, большинство, если не все, различия в свойствах глауконитовых сферолитов. Это касается морфологических особенностей, химического и минерально-

го состава, в какой-то мере цвета, характера поверхности.

Во фракции <0,1 мм большинство зерен угловатые, обломочного типа, без трещин, под бинокляром их цвет – светло-желтовато-зеленый. Большинство – овальные, почковидные, с тонкими, волосовидными трещинами, как правило потемнее угловатых. Во фракции 0,25-0,5 мм основная масса сферолитов овально-почковидной формы, с глубокими трещинами, темно-зеленого цвета. Встречаются и угловато-округло-обломочные зерна без трещин, как темно-зеленые, так и светлые, но последние значительно реже. Глауконит фракции 0,1-0,25 мм является как бы промежуток между охарактеризованными выше разновидностями, но все-таки пожалуй ближе к более крупной разновидности.

Угловатые обломочной формы сферолиты, по-нашему мнению, есть ни что иное, как преобразованные процессами депитизации зерна обломочных силикатов, а овальные, почковидные, с трещинами синерезиса копролиты илюидных организмов. Гладкая поверхность обломочных зерен обусловлена окатанностью первичного, измененного материала. Как бы в подтверждение этого предположения нужно отметить, что чем крупнее зерна обломочного глауконита, тем чаще наблюдается у них гладкая поверхность. А у мелких обломков она чаще шероховатая. В случае преобразования копролитов гладкая блестящая поверхность глауконита обязана своим происхождением прохождением первичных фекальных комочков через кишечник илюеда. Этим же объясняется и их своеобразная гроздьевидная, почковидная форма и наличие трещин, трактуемых как доказательство образования глауконитов путем раскристаллизации гелевых комочков и последующего их растрескивания при этом процессе. В обломочных зернах трещины не наблюдаются. Если подходить строго, то любой процесс, в том числе и раскристаллизация, должен характеризоваться идентичными, во всяком случае схожими результатами. Иначе получается нонсенс, в одном образце зерна одной формы с трещинами, другой без. Гораздо вероятней, что образование трещин связано с перераспределением внутренних напряжений, образующихся при чисто механическом сдавливании стенками кишечника илюеда фекальных масс и протекающих в них химических процессах пищеварения. То есть трещины были изначально присущи фекалиям илюеда, по которым и шло образование глауконита, в точности повторяя форму первичного материала. Шероховатость же, этой морфологической разности может служить критерием их вторичного или преобразования, или, во всяком случае, переотложения.

Встречаемые иногда формы, трактуемые в литературе [8], как агрегаты и сростки глауконита с различными силикатами, по-моему мнению как раз и являются примером того, что глаукониты образуются путем преобразования различных силикатов. Нами было исследовано одно такое образование, представляющие собой спикулу губки. С одной сто-

Таблица 2

Состав глауконитовых сферолитов

	1	2	3	4
SiO ₂	53,622	54,9	52,929	50,012
Al ₂ O ₃	15,567	10,026	6,963	7,151
Fe ₂ O ₃ +FeO	17,670	21,68	26,031	27,687
MgO	6,244	6,18	6,69	5,947
K ₂ O	5,799	6,671	6,997	8,983
CaO	1,099	0,55	0,391	0,221

Примечание: 1 - зеленая часть спикулы губки; 2 - светло-зеленая разность глауконита; 3 - зеленая разность; 4 - темно-зеленая разность.

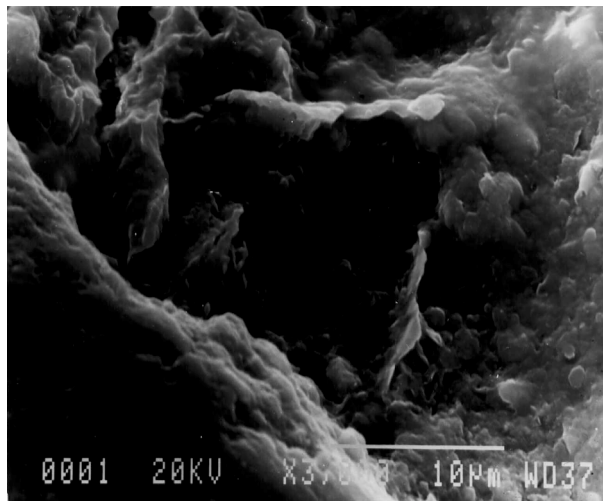


Рис.2. Электронномикроскопический снимок границы разделения минеральных фаз.

роны этот цилиндрической формы агрегат имеет нормальный вид спикулы, с другой – образование зеленого цвета. По всей длине спикула одинакового диаметра, гладкая без каких-либо выступов и углублений. Под бинокляром контакт между двумя, разного цвета, частями выглядит резким. Исследования, выполненные на микрозонде, показали, что в собственной спикуле содержится 100% кремнезема, а зеленой части – смесь окислов различных элементов (табл.2), входящих в состав гидрослюды и монтмориллонита. О том, что это не прилипшие друг к другу спикула и глауконит, а именно новообразование второго по первой свидетельствуют, как ровная, гладкая поверхность всего агрегата, так и результаты электронномикроскопических исследований. На снимке контакта между двумя минеральными фазами хорошо видна неровная «изъеденная» поверхность собственно спикулы и «вырастающие» из нее пластинки слоистых силикатов (рис.2).

Достаточно резкие морфологические отличия глауконитовых сферолитов отражаются и в результатах рентгеновского анализа. Обломочные разности имеют, как правило, монтмориллонит-гидрослюдистый состав, а сильно выраженная асимметрия и большие отклонения значений рефлексов на дифрактограммах свидетельствуют об очень небольших размерах частиц, слагающих зерна глауконита. Овальные, почковидные с трещинами глаукониты – в целом более слюдистые, хотя и не исключение

высокие, в некоторых пробах до 50%, содержания монтмориллонита. Но рефлексы слюды на дифрактограммах, сделанных с образцов этой морфологической разности глауконитов, более симметричны и значения их межплоскостных расстояний не превышает $10,4 \text{ \AA}$ (при съемке воздушно-сухих препаратов). Значения d_{001} монтмориллонита, в свою очередь, характеризуются достаточно хорошо выраженными рефлексами (рис.1-VI). Следовательно, для данной морфологической разности частицы глинистых минералов, слагающих глауконитовые сферолиты, имеют более крупные размеры. Нередко в крупных темно-зеленых, овально-почковидных, с трещинами зернах (рис.1-V), глауконит имеет чисто слюдястый состав, а рефлексы этого минерала достаточно симметричные, узкие и незначительно изменяются (с $10,1$ до 10 \AA) при насыщении препарата глицерином. Подобная дифракционная картина характеризует уже большие, приближающиеся по своим размерам к микрону, частицы слюды.

Для такого различия в составах глауконитовых зерен определяющим фактором нужно считать органическое вещество, разложение которого приводит к повышению температуры внутри копролита, что значительно ускоряет химические реакции преобразования минеральных компонентов, слагающих его. В свою очередь, нахождение в одном зерне слюды и монтмориллонита, свидетельствует о разных условиях их образования. В щелочной среде морского осадка происходит растворение минерального вещества копролитов и зерен силикатов и одновременный синтез новых слоистых минералов, устойчивых к этим условиям. Так как процесс начинается в самой верхней части осадка, где pH среды не очень высокий, то здесь образуется слюда. При захоронении зерен вглубь осадка, где щелочность повышается, или переносе их в более щелочную среду начинается образование монтмориллонита, а иногда клиноптилолита (о наличии этого минерала в зернах глауконита упоминает и В.К.Бартенев) [9], при условии, что не все первичное вещество преобразовалось в слюду. Иногда процесс останавливается на каком-то этапе и тогда на электронномикроскопических снимках наблюдается полурасстворенные, с «изъеденными» краями обломки силикатов [1], а на дифрактограммах проявляются рефлексы каолинита.

При достаточно малых размерах частиц слагающих глаукониты, теряется рентгеновское различие между слюдой и монтмориллонитом. На дифрактограммах (рис.1-VII) воздушно-сухих препаратов проявляются отражения со значениями $10,6$; $4,98$; $3,32 \text{ \AA}$ отвечающие слюде. При насыщении препаратов глицерином, появляется серия рефлексов, близкая к упорядоченной – $19,8$; $9,9$; $4,93$; $3,34 \text{ \AA}$, которую можно трактовать принадлежащей как монтмориллониту, так и смешанно-слоистому образованию. Но куда в таком случае делась слюда, определенная при съемке воздушно-сухого препарата. Очень похожая картина наблюдается на рис.1-IV, но

там при насыщении препарата глицерином остается только слюда.

Практически о том же пишет и Мило [10], приводя данные Джонса и Брауна, которые исследовали зависимость между размерами частиц и их химическим составом. По их мнению, чем меньше кристалл слюды, тем ближе его химическая формула отвечает составу монтмориллонита. По нашему мнению это не совсем так. В центральной части любой частицы и состав, и структура конечно же отвечают таковым «нормальному» минералу, в том числе и слюде. А вот в краевой части, где связь между атомами нарушена, ситуация меняется в корне. Что касается слюды, то она в первую очередь теряет калий, удерживающие слои, из-за чего структура и так не уравновешенная, становится еще более нестабильной. В случае с глауконитом она не может удержать и железо, поэтому в краевых областях частиц остаются только кремний, алюминий, кислород и гидроксилы, обладающие более сильными межатомными связями. В целом, химический анализ таких глауконитов, сложенных очень малыми частицами, показывает пониженные содержания калия и железа, а следовательно завышенные концентрации кремнезема и глинозема.

По данным И.В.Николаевой [11] цвет глауконита зависит от содержания в нем железа. В принципе с этим утверждением можно согласиться, учитывая наши наблюдения глауконитовых сферолитов под бинокляром и микроскопом и сравнивая их с данными рентгеновского анализа, а также результатами определений на микрозонде (см. табл.2). Светлые зерна, сложенные субмикроскопическими частицами монтмориллонита и гидрослюды, содержат в своем составе больше кремния, алюминия, кальция. Чем темнее сферолиты, тем крупнее частицы слагающие их, больше калия, железа и меньше кремния, алюминия, кальция.

Практически отсутствуют пробы в которых глауконит был бы представлен одной морфологической модификацией и имел бы одинаковый цвет. Разделение на гранулометрические фракции в какой-то степени позволяет выделить более или менее однородные разности сферолитов. Выявлено, что на морфологическую однородность будут влиять особенности первичного материала (копролиты, обломки силикатов), по которому шло образование глауконита.

Совершенно разные по морфологии и цветовой гамме глаукониты, находящиеся в одной пробе и одной фракции, прямо показывают на их образование не только из различного первичного материала, но и в разные стадии диагенеза, при определенной, но не всегда определяющей роли фациальной принадлежности вмещающих пород, что отражается в минеральном составе глауконита.

Фракция менее $0,1 \text{ мм}$ практически всех проб характеризуется более светлой окраской, преимущественно обломочной формой зерен и монтмориллонит-гидрослюдястым составом глауконита. Все это,

позволяет считать, что его свойства в большей степени зависят от первичного, преобразованного в глауконит материала, чем от фациальной принадлежности вмещающих пород. А на состав более крупных фракций фациальная принадлежность оказывает значительное влияние. В крупнозернистых песчаных породах глауконит имеет чисто слюдястый состав. С увеличением глинистости и уменьшением зернистости пород содержание монтмориллонита в сферолитах увеличивается, иногда, хоть и в небольших количествах отмечается клиноптилолит.

Привлекая размер минеральных частиц для объяснения возникающих эффектов при рентгеновском анализе, можно объяснить и некоторые, как нам представляется, некорректно применяемые термины. Например, часто встречаемое словосочетание: минерал плохо или хорошо окристаллизован. Но если подходить к этому предмету строго, то любой минерал должен быть окристаллизован согласно его структуре и составу. В противном случае это уже другой минерал. Если проанализировать все сообщения о хорошо или плохо окристаллизованных структурах, то всегда плохо окристаллизованные минералы имеют меньшие размеры частиц. Это касается всех минералов, в том числе и каолинитов, неупорядоченных по оси *b* и слюд, различных полиморфных модификаций. С другой стороны по данным Д.Д.Котельникова и А.И.Конюхова [4], у крупночешуйчатых хлоритов-донбасситов (с размером частиц в несколько миллиметров) проявляется

удвоенный период по оси *C* ($d_{001} - 28 \text{ \AA}$). Это лишний раз подтверждает наше утверждение: при увеличении размеров частиц их дифракционная картина становится более полной и информативной.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жабин А.В. Некоторые проблемы глауконитообразования (на примере осадочных отложений Воронежской антеклизы) // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. - 2000. - №9. - С.78–82.
2. Савко А.Д. Глинистые породы верхнего протерозоя и фанерозоя Воронежской антеклизы. -Воронеж. -1988. -192с.
3. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. -М., 1965. -599с.
4. Котельников Д.Д., Конюхов А.И. Глинистые минералы осадочных пород. -М., 1986. -247с.
5. Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанно-слоистых минералов. -М., 1976. -256с.
6. Дир У.А., Хаун Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. -Т.3. -М., 1966. -317с.
7. Алесковский В.Б. Химия твердых веществ. -М., 1978. -255с.
8. Мурашко Л.И.Глауконит в палеогеновых отложениях Беларуси // Литосфера. -№4. -1996. -С.111-120.
9. Бартенев В.К. Литология и полезные ископаемые палеогена Воронежской антеклизы: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. -Воронеж, 1999.-197с.
10. Мило Ж. Геология глин. -Л., 1968. -359с.
11. Николаева И.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. -Новосибирск, 1977. -321с.