

# ГЛАУКОНИТ

В СОВРЕМЕННЫХ  
НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ  
И ДОКЕМБРИЙСКИХ  
ОТЛОЖЕНИЯХ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ  
Выпуск 144

---

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR  
SIBERIAN BRANCH  
TRANSACTIONS OF THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS  
Volume 144

GLAUCONITE  
IN RECENT,  
EARLY PALEOZOIC  
AND PRE-CAMBRIAN  
DEPOSITS



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow 1971

**ГЛАУКОНИТ**  
**В СОВРЕМЕННЫХ,**  
**НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ**  
**И ДОКЕМБРИЙСКИХ**  
**ОТЛОЖЕНИЯХ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1971

Сборник представляет одну из наиболее полных работ по широте охвата проблемы глауконита. На современном уровне освещаются вопросы минералогии, закономерностей распределения, эволюции состава, геохимии и абсолютного возраста. Уточняются диагностика, систематическое положение и принципы классификации минералов группы глауконита. Устанавливаются признаки эволюции химического состава их в истории Земли и значение как палеоклиматических индикаторов. Даются четкие различия (макроскопически и по структурнохимическим характеристикам) первичных (неизмененных) и измененных зерен. Различаются сингенетичные и эпигенетические изменения. Указываются типы зерен, которые могут использоваться как реперные пробы при определении абсолютного возраста; обсуждаются некоторые результаты определений.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов, занимающихся минералогией, литологией, геохимией осадочных образований, геологией морских осадков, а также геологов-съемщиков, стратиграфов, геохронологов.

Ответственный редактор академик А.Л.ЯНШИН

Editor-in-chief academician A.L.Yanshin

Глауконит в настоящее время привлекает внимание широкого круга исследователей, как в нашей стране, так и за рубежом, во-первых, с точки зрения установления абсолютного возраста вмещающих его отложений, и, во-вторых, как индикатора фаций.

Несмотря на значительное количество работ, освещающих эти вопросы, использование глауконита для решения данных проблем встречает значительные трудности.

Начиная с 1966 г. в Институте геологии и геофизики СО АН СССР ведутся работы в указанном направлении. За это время были изучены глаукониты из ордовикских отложений юга Сибирской и северо-запада Русской платформ, кембрийских отложений ряда районов Сибирской и Русской платформ, докембрийских отложений Учуро-Майского и некоторых других районов Сибирской платформы. К сравнительному изучению были привлечены современные глаукониты. Работа проводилась совместно с сотрудниками АтлантНИРО (Калининград) и БНИРО (Москва), располагающими в настоящее время уникальной коллекцией донных осадков с шельфа Западной Африки.

В статьях сборника приведены новые данные по диагностике минералов группы глауконита и их классификации, генетическим типам зерен этих минералов, среди которых различаются первичные аутигенные и измененные, эволюции химического состава минералов от современных отложений к докембрийским, закономерностям распространения минералов в отложениях разного возраста и возможности использования их как климатических индикаторов; обсуждаются возможные причины искажения цифр абсолютного возраста по глауконитам и гидрослюдам и предполагаются глаукониты, которые могут служить реперными пробами при определении цифр абсолютного возраста.

В проведении настоящих исследований большую помощь оказали сотрудники химико-аналитической лаборатории, руководимой Б.М. Дорш, лаборатории рентгеновского и инфракрасноспектроскопического анализа, возглавляемой Д.К. Архипенко, спектральной лаборатории, руководимой Н.В. Арнаутовым, лаборатории разделения минералов, заведующий С.И. Голосов. Постоянную помощь в работе в порядке консультаций и обсуждения результатов оказывали академик А.Л. Яншин (науч-

ный руководитель темы), заведующий лабораторией осадочных формаций М.А.Жарков, Ю.Н.Занин, Т.Н.Григорьева. В сборах проб глауконита принимали участие многие сотрудники ИГиГ СО АН СССР и других организаций.

Неоценимую поддержку, значительно способствовавшую успеху в исследовании современных глауконитов, оказали член-корр. АН СССР П.Л.Безруков и доктор геолого-минералогических наук Д.Е.Гершанович.

При подготовке рукописи к печати ценные советы авторам были высказаны академиком А.Л.Яншиным, Д.К.Архипенко, Ю.Н.Заниным и многими товарищами по работе.

Авторы выражают свою глубокую признательность всем названным лицам.

ФАЦИАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ АУТИГЕННЫХ СИДЛИКАТОВ В СВЯЗИ С  
ОСОБЕННОСТЯМИ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ НА ШЕЛЬФЕ ЗАПАДНОЙ АФРИКИ

Шельф Западной Африки — один из наиболее ярко выраженных районов современного аутигенного минералообразования. В осадках шельфа были обнаружены аутигенные зерна в количестве от доли до 90% от веса осадка. Исследователи разных стран определили в этих зернах гётит, шамозит, глауконит, франколит (Сенин, 1970; Емельянов, Сенин, 1969; Porrenga, 1967a,б; Von Gaertner, Schellmann, 1965; Lloyd, Fuller, 1965; Giresse, 1965, a,б; Bell, Goodell, 1967). Гётит, шамозит и глауконит рассматриваются как индикаторы морских глубин (Giresse, 1965б; Porrenga, 1967a); гётит распространен до глубин не более 30 м, шамозит — от 30 до 70 м, изредка до 150 м, а глауконит — от нескольких метров до 700 и даже 2000 м. Шамозит четко тяготеет к тропической зоне. Глауконит, по мнению Д.Х.Порренги, встречается на всех широтах от экватора до 60° с.ш. и в.ш., но в тропической зоне минимальная глубина его распространения больше, чем в средних широтах.

Фактические данные разных исследователей о минералах недостаточно сопоставимы — в одних случаях даны мелкомасштабные диффрактограммы и химические анализы, в других — только химический анализ, в третьих — лишь словесные заключения, без иллюстрации их результатами анализов. В литературе не приведено ни одной дебаеграммы или полной диффрактограммы этих образований и ни единого инфракрасного спектра (ИКС).

Кроме того, диагностика глауконита в шельфовых осадках Западной Африки не отвечает основным требованиям классификации глинистых минералов, поскольку под названием глауконит, к которому относятся так называемые протоглаукониты Д.Х.Порренги, описаны ди- и триоктаэдрические минералы. На основании изучения структур и степени изоморфизма слюд (Звягин, 1964; Звягин, Франк-Каменецкий, 1961) ди- и триоктаэдрические слюдopodobные минералы следует считать самостоятельными минеральными видами.

Собранные в Атлантическом научно-исследовательском институте

рыбного хозяйства и океанографии (Ю.М. Сенгин и др.) свыше 1500 проб поверхностных донных осадков на шельфе Западной Африки (от Марокко до южной оконечности Африки) позволили изучить аутигенные зерна в донных осадках всех климатических зон этого континента, в том числе и в ряде ранее неисследованных районов (рис.1). Было изучено 80 проб донных осадков, наиболее обогащенных аутигенными минералами. Все они были просмотрены под бинокляром и в шлифах. Из них были выделены мономинеральные фракции на электромагнитном сепараторе, затем дочистка шла вручную под бинокляром, как и отбор отдельных разновидностей зерен, для минералогических исследований: инфракрасноспектроскопических (80 анализов), рентгеновских (30), химических (20 полных силикатных и 5 квантометрических).

Целью нашей работы было получение сопоставимых результатов анализов по диагностике различных аутигенных силикатов путем комплексного физико-химического и морфологического их исследования для выявления закономерностей их распространения и изменения в современных морских осадках шельфа Западной Африки.

В результате этих исследований, кроме вышеуказанных аутигенных силикатов — глауконита и шамозита, нами выделяется триоктаэдрический слюдopodobный минерал типа гидробиотита, возможно с примесью вермикулита (?).

#### ОБЩИЕ УСЛОВИЯ ОСАДКОБРАЗОВАНИЯ НА ШЕЛЬФЕ И ТИПЫ ЕГО ДОННЫХ ОСАДКОВ

Западная Африка лежит в пределах тропической климатической (в понимании геологов) области (Лисицын, 1969), в которой выделяются экваториальная гумидная и северная и южная аридные зоны (см.рис.1).

Резко отличающиеся количества атмосферных осадков в каждой из этих зон определили разные темпы поставки терригенного материала в океан, различие его гранулометрического и вещественного составов.

В экваториальной зоне обилие атмосферных осадков (1000 — 3000 мм/год) и высокая ( $\geq 20^{\circ}\text{C}$ ) температура (Физико-географический атлас мира, 1964) обусловили глубокое химическое выветривание горных пород водосбора до образования латеритных почв, а хорошо развитая речная сеть с крупными артериями, реками Нигер и Конго, выносит в океан большие массы обогащенного железом пелитового терригенного материала, представленного преимущественно као-

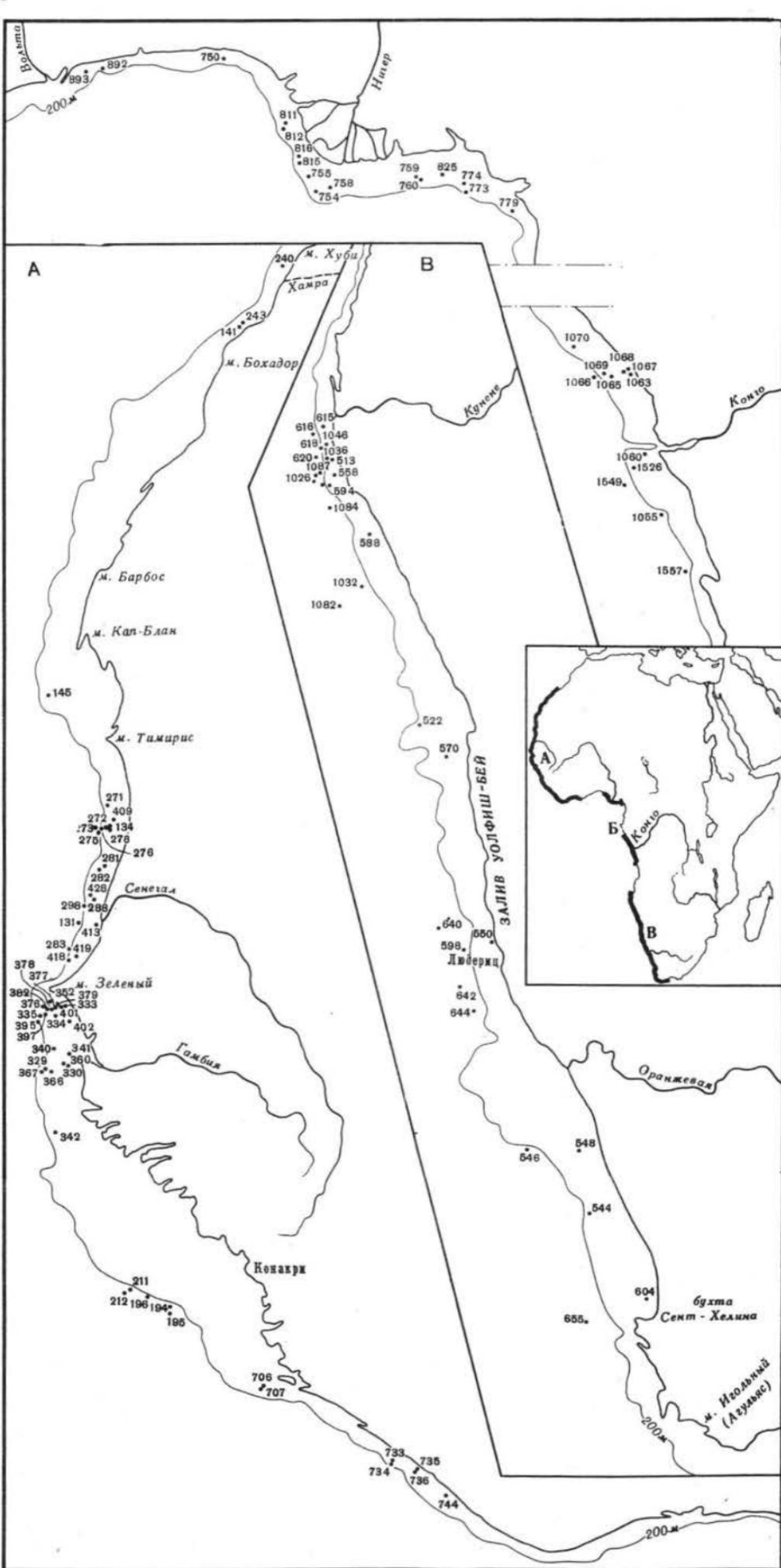


Рис. 1. Карта фактического материала (станции взятия проб осадков)

линитом, и большое количество растворенных элементов. Однако влияние речного стока на концентрацию различных элементов ощущается только в тонком (0–10 м) поверхностном горизонте морской воды (Бессонов, 1967; Гидрометеорологический справочник..., 1964).

На суше в аридных зонах дефицит влаги (около 50 мм/год) обусловил преобладание физического выветривания пород, слабое развитие речной сети (в северной аридной зоне только р. Сенегал, а в южной — реки Кунене и Оранжевая имеют круглогодичный сток в океан) и вследствие этого более слабые темпы поставки в океан терригенного материала. В пелитовом материале, выносимом из этих зон, преобладает иллит.

Шельфовые зоны экваториальной и аридных зон существенно отличаются между собой по гидрологическим, динамическим и биологическим условиям. Температура поверхностных вод в экваториальной зоне всегда выше 20 °C, тогда как в аридных ниже 20 °C, достигая 10–12 °C в южной аридной зоне. В экваториальной зоне температура и соленость придонной воды на одинаковых глубинах отличается большим постоянством, в южной аридной они уменьшаются с севера на юг (табл. 1). Термохалинные условия придонных вод на одинаковых глубинах в экваториальной и аридной зонах существенно отличаются между собой, на глубине 500 м они выравниваются.

Гидрологические различия вызваны не только положением шельфа в разных климатических зонах, но также влиянием интенсивных подъемов холодных глубинных вод на шельф. Эти подъемы глубинных вод отличаются сезонностью, но в некоторых районах они отмечаются во все сезоны. Такими районами постоянного подъема глубинных вод являются в северной аридной зоне шельф у мыса Кап-Блан, в экваториальной — южнее мыса Зеленый, на шельфе Гвинеи, у Три-Поинтс, в южной аридной зоне — шельф южнее устья р. Кунене, севернее г. Лидерц и южнее устья р. Оранжевой, особенно у бухты Сент-Хелина (рис. 2; Мгатов, 1969). При подъеме глубинных вод происходят следующие физико-химические изменения вод над шельфом: 1) снижение температуры на несколько градусов, 2) уменьшение солености и содержания кислорода, 3) увеличение содержания биогенных элементов (фосфатов, кремниевой кислоты и др.), 4) обогащение  $\text{CO}_2$  и уменьшение pH. Такая перестройка физико-химических характеристик наблюдается особенно часто в районах постоянного подъема глубинных вод.

Содержание кислорода в слое фотосинтеза (0–20 м) обычно выше нормы насыщения, только в южной аридной зоне часто бывает ниже нормы насыщения из-за подъемов глубинных вод. В придонных горизонтах содержание кислорода у края шельфа — 30–40% насыщения, по направлению к берегу концентрация увеличивается до 70–80%. В южной аридной зоне иногда отмечаются более низкие концентрации.

Среднегодовые температура и соленость придонных вод на разных глубинах шельфа  
(Гидрометеорологический справочник ..., 1964)

Район распространения аутигенных минералов в осадках (шельф)		Среднегодовые температура и соленость придонных вод на разных глубинах шельфа (в м)							
		50		100		200		500	
		t°C	S(‰)	t°C	S(‰)	t°C	S(‰)	t°C	S(‰)
Экваториальная гумидная зона	у побережья Гвинеи	22	35,50-35,75	15,5	35,50	13,5	35,25	8	34,85
	у дельты р.Нигер	22	35,0 -35,75	15,5	35,50	14	35,25	7	34,64
	у дельты р.Конго	19,5	35,75	16,5	35,75	14,5	35,50	7	34,65
Южная аридная зона	у дельты р. Кунене	15,5	35,25-35,50	14	35,25	12	35,25-35,00	7	34,65
	у побережья г.Лидериц	11,5	34,75-35,00	11	34,75-35,00	9,5	34,75-35,00	6	34,50
	у побережья бухты Сент-Хелина	10,5	34,75-35,00	9,5	34,75-35,00	9,5	34,75-35,00	6	34,50

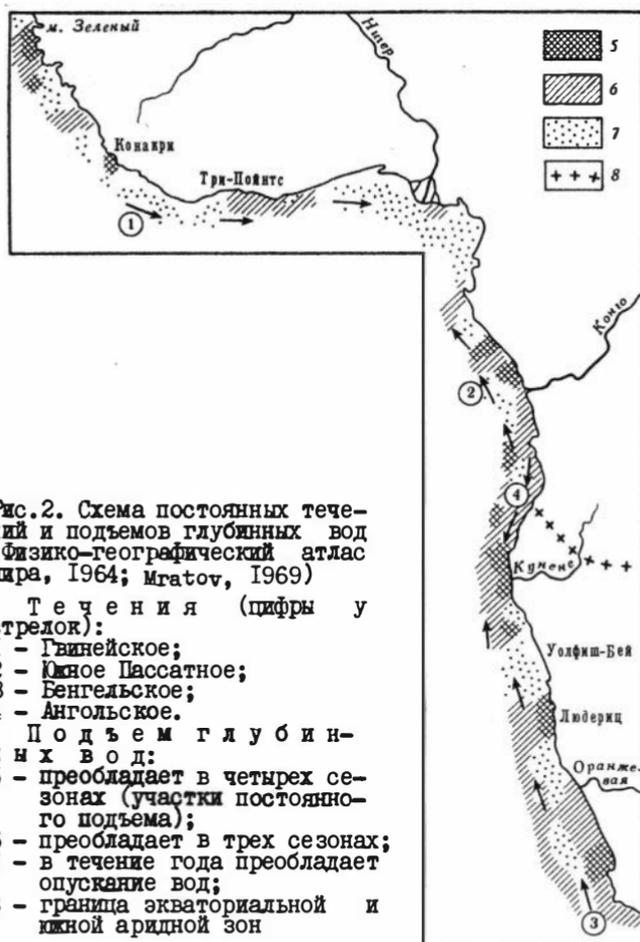


Рис. 2. Схема постоянных течений и подъемов глубинных вод (Физико-географический атлас мира, 1964; Mratov, 1969)

Течения (цифры у стрелок):

- 1 - Гвинейское;
- 2 - Южное Пассатное;
- 3 - Бенгелское;
- 4 - Ангольское.

Подъем глубинных вод:

- 5 - преобладает в четырех сезонах (участки постоянного подъема);
- 6 - преобладает в трех сезонах;
- 7 - в течение года преобладает опускание вод;
- 8 - граница экваториальной и южной аридной зон

Содержание фосфатов в шельфовых водах экваториальной зоны характеризуется незначительной величиной в слое фотосинтеза, (менее  $10 \text{ мг/м}^3$ ), в придонных горизонтах - до  $40-50 \text{ мг/м}^3$ . В аридных зонах концентрации фосфатов значительно выше - в поверхностных водах южной аридной зоны она обычно более  $20 \text{ мг/м}^3$ , часто достигая  $60-70 \text{ мг/м}^3$ , в придонных горизонтах постоянно  $70-90 \text{ мг/м}^3$  (Гидрометеорологический справочник..., 1964; данные АтлантиПРО). В северной аридной зоне повышенные концентрации фосфатов непостоянны и зависят от периодических подъемов глубинных вод.

Щелочно-кислотные условия вод отличаются постоянством на большей части шельфа. В северной аридной и экваториальной зонах рН

поверхностных вод равно 8,2 - 8,3; с глубиной значения уменьшаются, составляя в придонных горизонтах на краю шельфа 7,9-8,0. В южной аридной зоне pH воды ниже; на поверхности 8-8,2, а на глубине 100-200 м наблюдаются величины pH, минимальные для Атлантического океана - 7,7-7,8 (отчет НИС "Книпович", ВНИРО).

Постоянная поставка глубинными водами биогенных элементов в слой фотосинтеза аридных зон обусловила более высокую, по сравнению с экваториальной, биологическую продуктивность. Первичная продукция и продуктивность рыб в южной аридной зоне наибольшие для Атлантического океана (Марти, Мартиссен, 1966; Stecman Nielsen, Jensen, 1957). Это определяет более высокие темпы органогенного осадкообразования и поступления на дно органического вещества в этой зоне.

В аридных зонах гидродинамический режим шельфовых вод отличается большей активностью, по сравнению с экваториальной, из-за более сильного и продолжительного волнения, вызываемого пассатами. Придонные скорости приливо-отливных течений составляют на большей части шельфа около 15-20 см/сек (Кудерский, 1962; Круглов, 1967а). Скорости постоянных течений на Канарском, Гвинейском, Южном Пассатном, Ангольском и Бенгельском шельфах (см.рис.1), составляют на поверхности 25-50 см/сек (Круглов, 1967а; Физико-географический атлас мира, 1964). С глубиной скорости их резко уменьшаются, а направление у дна меняется на обратное. На краю шельфа, у устья р.Конго, на глубине 100 м скорость постоянного придонного течения достигала 10 см/сек (Круглов, 1967а), а в южной аридной зоне на глубине 90 м - 11 см/сек, на глубине 150 м - около 3 см/сек (Кудерский, 1962). Суммарные скорости движения воды у дна уменьшаются с глубиной от 50 до 13 см/сек (Гидрометеорологический справочник..., 1964).

Сопоставление придонных суммарных скоростей со скоростями осаждения и срыва частиц различной крупности (Hjulstrom, 1939) показывает, что при таких скоростях могут транспортироваться во взвешенном состоянии и волочением по дну все частицы меньше 1,0 мм. При максимальных скоростях могут срываться со дна и перемещаться во взвешенном состоянии мелкопесчаные зерна хорошо сортированных песков ( $V_{ср.} \approx 20$  см/сек), но для размыва илистых осадков они недостаточны. Такая динамическая обстановка приведет на шельфе экваториальной зоны в условиях поступления больших масс терригенного пелитового материала к тому, что при минимальных скоростях часть тонкого материала из насыщенной взвесью воды будет осаждаться на дно, а образующиеся илистые осадки не будут размываться при последующем увеличении скорости даже до максимальных величин.

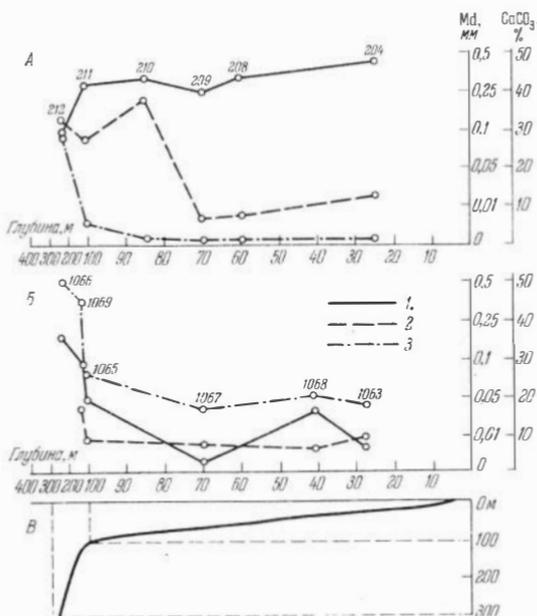


Рис.3. Распределение донных осадков на поперечных профилях в северной аридной и экваториальной зонах

А - на шельфе Гвинеи; Б - на шельфе севернее устья р.Конго; В - схематический поперечный профиль шельфа экваториальной зоны  
 1 - Mn осадков; 2 - содержание CaCO<sub>3</sub> (в %); 3 - содержание аутигенных зерен (в % от веса осадка)

В аридных зонах, при слабом поступлении терригенного материала и более активном гидродинамическом режиме, следует ожидать, что песчано-крупноалевритовый материал будет осаждаться, в основном, в прибрежной части. Более тонкий материал волновыми движениями и течениями будет выноситься за пределы шельфа. Поэтому на внешний шельф аридных зон должно поступать очень мало осадочного материала и там следует ожидать очень медленного, а возможно, и нулевого осадконакопления. В таких районах могут присутствовать осадки всего периода голопеновой трансгрессии.

Таким образом, поступление терригенного материала и условия его осаднения на шельфе отличаются четко выраженной климатической зональностью.

Шельф Западной Африки по морфологии делится на две крупные области. Первая из них (рис.3), охватывающая северную аридную и экваториальную зоны, имеет пологий и широкий внутренний шельф (до глубины 50-70 м) и более узкий и крутой (до глубины 110-120 м) внешний (Сенин, 1967). В южной аридной зоне выделяется узкий и крутой

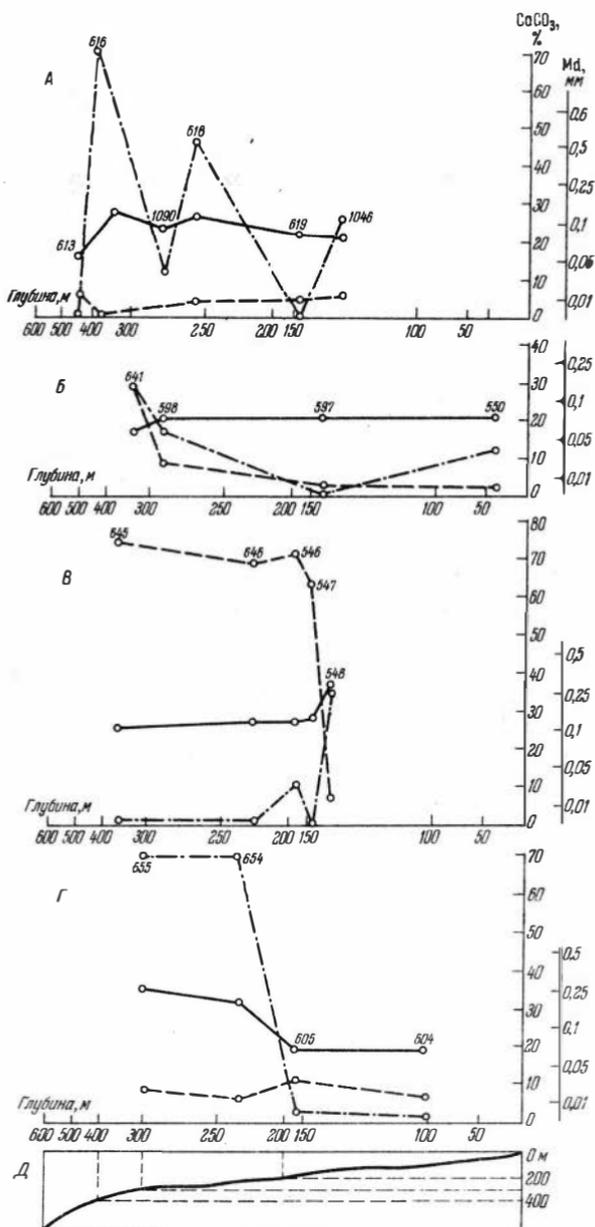


Рис.4. Распределение донных осадков на поперечных профилях шельфа южной аридной зоны

А - район против устья р.Кунене; Б - шельф у мыса г.Лидерин; В - шельф южнее устья р.Оранжевой; Г - шельф у бухты Сент-Хелина; Д - схематический поперечный профиль шельфа южной аридной зоны

Условные обозначения см.на рис.3.

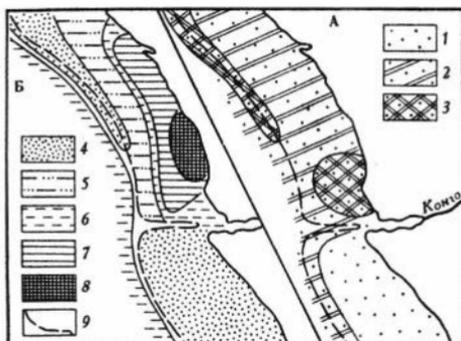


Рис. 5. Типы довных осадков на шельфе экваториальной зоны в районе устья р. Конго

внутренний шельф, соответствующий по глубине шельфу северных районов, широкий и пологий внешний шельф до глубин 275–400 м (рис. 4). В этой зоне как бы намечается современный и более древний шельфы.

На шельфе экваториальной зоны (рис. 5) преобладают терригенные илестые осадки ( $< 10\%$  органогенного  $\text{CaCO}_3$ ), мелкие пески и крупные алевриты (до  $20\%$  органогенного  $\text{CaCO}_3$ ), плохо сортированные и содержащие обычно большое количество пелитового материала. Содержание органического вещества в них составляет в среднем  $1-2\%$ , повышаясь до  $3\%$  вблизи устья р. Конго (Емельянов, Сенин, 1969). Органическое вещество, очевидно, глубокоминерализованное (судя по относительно низкому содержанию азота), так как основная масса его поступает с речным стоком и осаждается вместе с пелитовыми частицами. В северной аридной зоне (Сенин, 1970) выделяются два резко различающихся типа осадков: гравийные и песчаные детритно-раковинные известковые и сильно известковые ( $50-90\% \text{CaCO}_3$ ) на северной половине и кварцевые мелкозернистые пески на южной. В устье р. Сенегал залегают мелкоалевритовые илы (табл. 2).

На шельфе южной аридной зоны (Сенин, 1968) резко преобладают хорошо сортированные мелкие пески и крупные алевриты с низким содержанием пелитового материала ( $\leq 10\%$ ). На внутреннем шельфе, до глубин 100–150 м, состав их в основном кварцевый (рис. 6). На внешнем шельфе они биогенные фораминиферовые известковые и сильно известковые, а местами глауконитовые ( $10-90\%$  глауконита) и фосфоритовые ( $10-23\% \text{P}_2\text{O}_5$ ; Сенин, 1970а). Илестые осадки распространены в устье р. Кунене (терригенные) и у бухты Уолфш-Бей (диатомовые, слабосиликатные и кремнистые с содержанием аморфного  $\text{SiO}_2$  до  $50\%$ ). Осадки шельфа южной аридной зоны обогащены органическим веществом

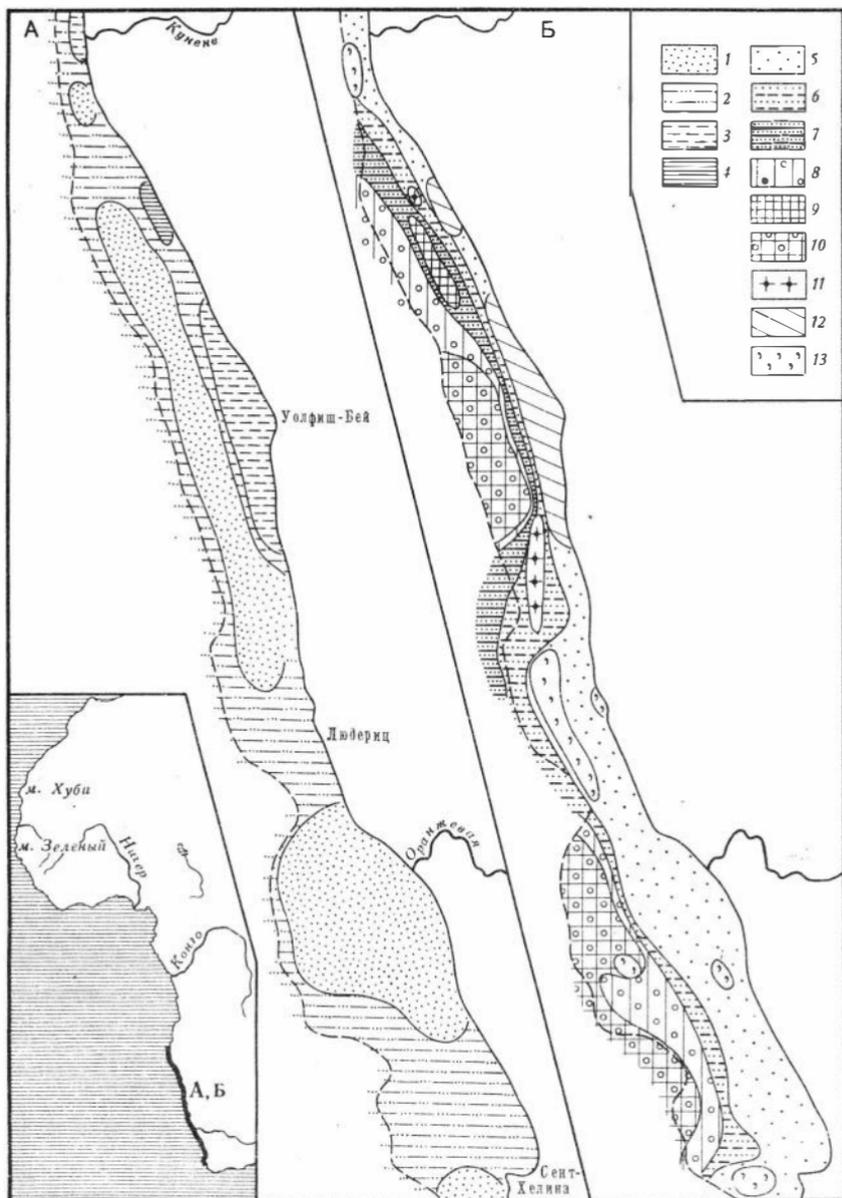
Гранулометрический и химический составы глауконитовых и шамозитовых осадков шельфа

Элементы гранулометрического (мм) и химического состава осадков	Тропическая гумидная зона										
	Гвинея		Устье р. Конго								
	Известковистые мелкие пески		Слабоизвестковистые				Мелкоалевритистые илы		Алевритово-пелитовые илы		
			средние пески		мелкие пески						
1	2	1	2	1	2	1	2	1	2		
Гранулометрический состав											
>1,0	3	3,54	1	0,64	-	-	-	-	-	-	
1,0-0,5	3	3,82	4	9,50	-	-	-	-	-	-	
0,5-0,25	3	30,88	4	40,95	3	32,76	-	-	-	-	
0,25-0,1	3	40,09	4	22,74	3	21,65	3	12,73	4	9,70	
0,1-0,05	3	22,66	4	6,85	3	22,02	3	23,47	4	9,51	
0,05-0,01	-	-	4	3,74	3	8,67	3	33,54	4	18,95	
<0,01	-	-	4	16,02	3	14,88	3	27,15	4	61,83	
Md	3	0,19	4	0,24	3	0,13	3	0,04	4	0,01	
So	2	1,58	4	2,35	3	5,58	3	3,49	4	5,29	
Химический состав											
CaCO <sub>3</sub>	3	35,74	2	12,92	1	16,9	2	5,18	2	1,97	
SiO <sub>2</sub>	3	1,30	-	-	-	-	-	-	2	0,36	
C <sub>орг</sub>	3	1,41	1	0,73	-	-	1	2,62	2	2,94	
P	3	0,20	3	0,15	-	-	2	0,15	4	0,14	
Fe	3	10,33	1	16,05	-	-	1	10,77	2	10,53	
Глубина распространения (м), номера станций											
200-215 195, 196, 212			100-223 1056, 1066, к-284, 1549			96-113 1069, 1070, 1526			27-100 788, 1065, 1068		28-70 789, 790, 1063, 1067

Таблица 2 (окончание)

Южная аридная зона													
Устье р. Кумене				Город Людериц						Дельта р. Оранжевой		Бухта Сент-Хелина	
Безызвестковистые				Крупные алевриты		Слабоизвестковистые крупные алевриты		Безызвестковистые средние пески		Фораминиферовые мелкие пески		Средние и мелкие пески	
Мелкие пески													
1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Гранулометрический состав													
6	-	2	11,45	1	0,70	-	-	1	11,70	-	-	-	-
6	7,00	2	10,90	2	1,32	2	1,07	1	18,65	-	-	2	2,03
6	15,84	2	20,46	2	3,97	3	4,07	1	29,50	-	-	2	43,32
6	44,29	2	57,70	3	21,86	3	27,06	1	18,49	2	50,01	2	43,47
6	23,71	2	10,01	3	58,49	3	42,31	1	11,19	2	30,86	2	6,36
6	3,97	2	1,63	3	7,42	3	10,67	1	6,04	2	4,47	2	1,30
6	6,19	2	7,73	3	8,42	3	15,11	1	4,43	2	5,02	2	3,44
6	0,15	2	0,21	3	0,08	3	0,08	1	0,30	2	0,12	2	0,20
6	1,70	2	2,10	3	1,44	3	2,06	1	2,24	2	1,44	2	1,56
Химический состав													
7	4,66	2	4,69	3	4,44	3	26,60	1	0,84	2	53,85	2	7,07
1	2,20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1,10
-	-	2	2,81	1	2,40	1	3,42	-	-	-	-	1	0,76
7	0,44	1	0,28	3	1,14	2	0,43	1	0,26	2	0,86	2	1,80
1	17,46	2	7,05	2	6,35	1	8,11	-	-	-	-	1	11,79
Глубина распространения (м), номера станций													
142-310		142-160		62 и 260-312		350-380		151		210-223		250-330	
511, 513, 515, 553, 615, 620		к-354, к-355		550, 598, к-356		642, 644, к-364		548		544, 546		654-655	

17 Примечание. В графе 1 - число анализов, в графе 2 - среднее значение.



еще в большей степени, чем в экваториальной (Емельянов, Сенин, 1969). Его содержание в среднем составляет 2-4%  $C_{орг.}$ , повышаясь в диатомовых илах до 14% (Авилов, Гершанович, 1967). Накапливаясь на дне за счет высокой биологической продуктивности, органическое вещество относительно "свежее" и слабоминерализованное (судя по повышенному содержанию азота). Из-за этого граница окислительно-восстановительных условий проходит, очевидно, вблизи, а в диатомовых илах и по поверхности осадка, что подтверждается обнаружением сероводорода в некоторых пробах поверхностных осадков.

### ДИАГНОСТИКА, ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И ИЗМЕНЕНИЯ АУТИГЕННЫХ СИЛИКАТОВ

Классификация и идентификация аутигенных силикатов производится согласно основных положений классификации глинистых минералов (Звягин, 1964; Звягин, Франк-Каменецкий, 1961):

1. По структуре четко выделяются две группы минералов: хлоритов и слюдяных минералов.

2. По степени заполнения октаэдрических позиций выделяются ди- и триоктаэдрические минералы.

3. По химическому составу выделяются разновидности минералов. Ди- и триоктаэдрические минералы различались нами по методу инфракрасной спектроскопии (ИК) и рентгену. Методом ИК были исследованы 50 мономинеральных фракций. ИК-спектры диоктаэдрических ми-

Рис. 6. Типы донных осадков на шельфе южной аридной зоны

А - положение шельфа южной аридной зоны (черное); Б - гранулометрический состав осадков: 1 - мелкие пески, 2 - крупные алевриты, 3 - илы мелкоалевритовые, 4 - илы пелитовые; В - вещественно-генетические типы осадков: 5 - терригенные (менее 10%  $CaCO_3$ ), 6 - терригенные слабо известковистые (10-30%  $CaCO_3$ ), 7 - терригенно-биогенные известковистые (30-50%  $CaCO_3$ ), 8 - биогенные фораминиферовые известковистые (50-70%  $CaCO_3$ ), 9 - биогенные раковинно-обломочные известковистые (50-70%  $CaCO_3$ ), 10 - биогенные фораминиферовые, сильно известковистые (более 70%  $CaCO_3$ ), 11 - химико-диагенетические фосфатные (более 10%  $P_2O_5$ ), 12 - биогенные диатомовые, слабо кремнистые и кремнистые, 13 - химико-диагенетические глауконитовые (более 10% глауконита, более 5% железа)

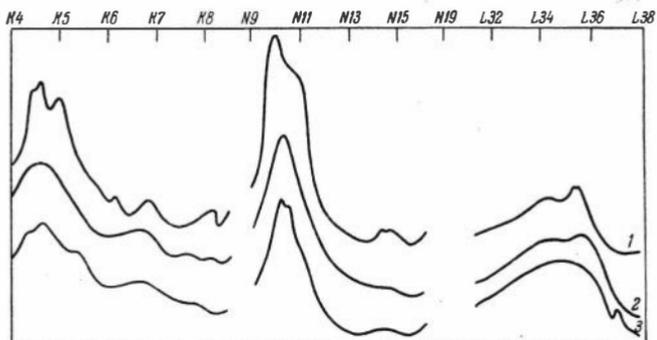


Рис.7. ИК-спектры поглощения шамозита (линия 1, обр.1063), гидробиотита-вермикулита (? линия 2, обр.1055) и глауконита (линия 3, обр.655)

нералов имеют три довольно четко выраженных пика в области 400–500  $\text{см}^{-1}$ ) в отличие от триоктаэдрических минералов, которые имеют в этой области один широкий, ярко выраженный пик (рис.7).

По структурам и химическому составу нами выделены три группы силикатов: шамозиты, глаукониты и гидробиотиты (вермикулиты?).

### Шамозиты

Шамозитом в осадках шельфа Западной Африки называется магнезиально-железистый хлорит переменного состава, имеющий структуру каолининового типа. Обнаруженный нами хлорит, имеющий хлоритовую структуру, но близкий по химическому составу к так называемым шамозитам данного района, мы условно также относим в эту группу, поскольку в настоящее время не существует единого определения шамозита как минерального вида.

Шамозит обнаружен в аутигенных зернах шельфовых осадков экваториальной зоны у устья р.Конго, вблизи устья р.Сгове (Габон), у дельты р.Нигер, на шельфе Гвинеи.

На шельфе р.Конго (к северу от устья) аутигенные шамозитовые зерна встречены на глубине 28 м в терригенном алевроитово-пелитовом иле (см. табл.2), в котором они составляли почти целиком фракции 0,7–0,05 мм.

В выделенной мономинеральной электромагнитной фракции содержатся зерна зеленовато-черного цвета, иногда с серой глинистой корочкой на поверхности. Форма их правильная, эллипсоидальная. В шлифе они представляют собой оолиты слаборазвитой формы – на

крупном непрозрачном зерне нарастает тонкая с крестообразным погасанием концентрическая зона.

У побережья Гвинеи шамозитовые зерна были обнаружены нами в зоне перехода шельфа в материковый склон на глубинах 100–215 м и в известковых, хорошо сортированных мелких песках с повышенным содержанием органического вещества (см. табл. 2). Эти продолговато-овальные зеленые, буровато-зеленые до темно-коричневых зерна концентрируются в средне- и мелкопесчаных фракциях, составляя 25–50% их количества. В крупноолевритовой и более мелких фракциях количество их резко уменьшается. Таким образом, размер зерен аутигенных минералов одинаков или больше терригенных и биогенных частиц.

Терригенный материал представлен плохо окатанными зернами кварца. Среди раковинного материала выделяются свежие, хорошо сохранившиеся раковинки и обломки фораминифер и моллюсков, а также сильно измененные раздробленные, со следами растворения и окатанности, иногда до округлых форм, окрашенные гидроокислами железа обломки более толстостенных раковин. Осадки с больших глубин этого района не известны, а на меньших распространены терригенные кварцевые, хорошо сортированные средние пески с низким содержанием пелитового материала и  $C_{орг.}$  (менее 0,5%  $C_{орг.}$ ; Сенин, 1968), с единичными зернами аутигенных минералов и вообще без них (см. рис. 1). Поэтому обогащение осадков бровки шельфа зернами шамозита песчаной размерности свидетельствует о том, что зерна не могли быть принесены с малых глубин, и, следовательно, они должны быть местного происхождения. В то же время сильная разрушенность и окатанность раковинного детрита указывают на его перемыв.

В шлифах шамозитовые зерна прозрачные, заметно двупреломляющие, т.е. довольно хорошо раскристаллизованные, по сравнению с более мелководными вышеописанными шамозитами у устья р. Конго, а также дельты р. Нигер (Porrenga, 1967б) и шельфа Гвинеи у полуострова Колум (Von Gaertner, Schellmann, 1965).

Дебаграммы шамозита (табл. 3) показывают интенсивные, но довольно широкие линии. На них присутствуют базальные рефлексы только первых пяти порядков (исключая 003), что может свидетельствовать о несовершенстве структур современного хлорита.

Различаются два типа хлоритов. Одни имеют каолинитовую (обр. 194, зеленые зерна), другие хлоритовую (обр. 1063, черные зерна) структуру. Последняя характеризуется относительно повышенной интенсивностью отражений, что может свидетельствовать о более совершенной их структуре.

Химические анализы хлоритов экваториальной зоны шельфа Африки (табл. 4) довольно сильно отличаются один от другого, что объясня-

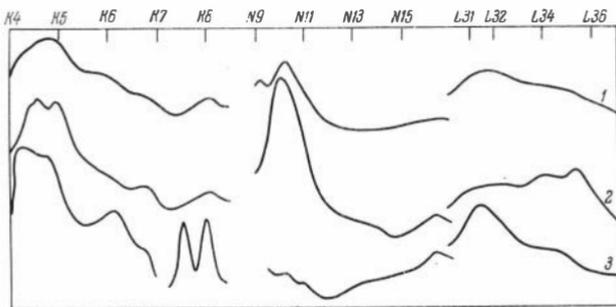


Рис.8. ИК-спектры поглощения железенных силикатов: гидротитита-верликулита (линия 1, обр.1557), глауконита (линия 2, обр. 513), гётита (линия 3)

ется, с одной стороны, неоднородностью их химического состава, а с другой, в еще большей степени количеством и составом механической примеси иных минералов.

Хлориты дельты р.Нигер имеют самые высокие содержания двухвалентного железа, магния и кремния (табл.4, обр.8782). Если первые два элемента определяют природу минерала, то кремний, скорее всего, связан с повышенной примесью терригенного, главным образом кварцевого материала, неоднократно наблюдавшегося нами в хлоритовых зернах осадков дельты.

Хлориты с шельфа Гвинеи (Von Gaertner, Schellmann, 1965) и изученный нами хлорит с шельфа р.Конго имеют сходный между собой состав (табл.4, обр.1063). Гартнер и Шеллманн рассчитали структурно-химическую формулу хлорита по рентгеновским данным. Химический состав хлорита довольно сильно отличается от валового состава хлоритового образца (табл.4, обр. 54, 54а), что свидетельствует о значительной механической примеси других минералов в хлоритовых зернах. Из-за слабой окристаллизованности хлоритов, изученных нами рентгеновским методом, подобные расчеты сделать не удалось. Поэтому мы использовали ИК-спектры для оценки относительно содержания главной механической примеси в этих зернах — гидроокислов железа. На ИК-спектрах чистого гётита (рис.8), рентгенограмма которого (см.табл. 3) полностью идентична эталонному гётиту (Бриндли,1965), четко выделяется пик в области  $3150 \text{ см}^{-1}$ , отсутствующий у чистых силикатов (см.рис.7). На ИК-спектрах железенных силикатов этот пик тем интенсивнее, чем выше содержание механической примеси гётита.

Т а б л и ц а 3

Результаты рентгеновского анализа хлоритов и гётита

Хлориты	Обр. I063		Обр. I94		Гётит		
	J	$\frac{d\alpha}{n}$	J	$\frac{d\alpha}{n}$	hkl	J	$\frac{d\alpha}{n}$
001	Д	14,25	-	-	020	4	4,96
002	10	7,34	4	7,19	10		4,14
020	5	4,53	4	4,54	5		3,85
	4	4,23 <sup>ж*</sup>	4	4,18 <sup>ж*</sup>	9		2,68
004	7	3,57	4	3,57	4		2,58
	10	3,35 <sup>*</sup>	10	3,35 <sup>*</sup>	111	9	2,44
	1	3,01 <sup>+</sup>	1	3,01 <sup>+</sup>	121	6	2,24
005	-	-	2	2,806	140	7	2,18
-	1	2,68 <sup>ж*</sup>			131	1	2,006
132; 201	1	2,56	3	2,59	041	4	1,912
132; 203	2	2,44	4	2,447	211	4	1,798
133; 204	1	2,28	-	-	141	1	1,768
134; 205	1	2,12	-	-	221	7	1,713
135; 204; 007	0,5	1,98	3	1,988	240	2	1,689
136; 205	1	1,81	3	1,81	060	1	1,656
136; 207	-	-	2	1,72	231	3	1,602
137; 206	Сл.	1,66	2	1,67	160; 151	6	1,560
060; 331	5р.	1,54	7	1,537	250	5	1,508
062; 331	-	-	3	1,487	320	Сл.	1,470
208	3	1,375	3	1,375	061	4	1,453
262; 2.0.10	-	-	3	1,319	112	2	1,422
066; 2011	Сл.	1,248	-	-	330	2	1,392
266; 2010	>>	1,178	-	-	311	2	1,356
					321	4	1,318

Примечание. Образцы снимали М.В.Новожилова и Г.Д.Терлецкая, ИГиГ СО АН СССР. В хлоритах отмечается примесь кварца (ж), гётита (ж\*) и кальцита (+). Д - диффузная, р - размытая, Сл. - слабая линии.

Химический состав хлоритовых зерен

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Сумма	Цвет зерен
1063	33,95	0,37	9,59	26,57	6,45	7,23	0,09	1,15	0,50	0,16	0,56	10,35	2,95	100,0	Черный
194	33,10	0,65	13,95	25,32	8,10	0,12	1,03	1,26	2,01	He	опр.	16,34	-	101,88*	"
196	26,20	0,52	11,55	30,75	5,20	0,13	3,05	1,00	1,54	"		17,02		96,96*	Зеленый
195	25,00	0,47	11,58	34,50	5,30	0,10	3,15	0,76	1,28	"		17,88	-	100,02*	Коричневый
54	27,4	0,32	9,82	31,80	5,96	7,22	0,36	0,86	0,59	0,18		11,7	3,55	100,0	
54a	42,4	-	16,4	6,7	10,0	12	-	-	-	-	-	12,5	-	100,0	
221,403	52	0,4	8	20	8,4	0,2	0,5	0,5	0,3	"		11,4	-	101,6*	
8782	49	0,3	9	4	16,94	10	0,2	0,4	0,5	0,3	"	9,3	-	99,94	

Примечание. Анализы четырех первых образцов - наши данные; химический анализ обр.1063 выполнен в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР, аналитик А.В. Сухаренко; квантометрические анализы образцов 194, 195, 196 выполнены М.И. Зеркаловой (ИГиГ СО АН СССР). Обр.54 - данные Гартнера, Шеллманна, Von Gaertler, Schellmann, 1965). Обр. 54a - тот же образец после вычета механической примеси (гётита и других минералов). Обр. 221, 403 и 8782 - данные Порренги (Porrenga, 1967 а).

\* Все железо определено в форме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Изученные нами буровато-зеленые и коричневые зерна ожелезненных хлоритов с глубины около 200 м с шельфа Гвинеи (табл.4, обр.195 и 196) отличаются пониженным содержанием магния и повышенным трехвалентного железа за счет механической примеси гётита, что прекрасно наблюдается визуально, а также подтверждается ИК-спектрами (рис.8, область  $3150 \text{ см}^{-1}$ ). Кроме того, хлориты с шельфа Гвинеи характеризуются повышенным содержанием глинозема, что связано, скорее всего, с механической примесью в них каолинита.

Отмеченная нами особенность изменения химического состава хлоритовых зерен, заключающаяся в уменьшении содержания магния и двухвалентного железа, увеличении в них примеси гётита с глубиной и ухудшении при этом степени их окристаллизованности (см. табл.3, обр.194; сравни обр.1063) свидетельствуют о неустойчивости хлорита в относительно глубоководных районах шельфа (100-200 м), где происходит деградация структуры шамозита и его ожелезнение. Такому изменению способствуют постоянные колебания физико-химических параметров придонной морской воды, вызываемые подъемами холодных глубинных вод и перемывом осадков. Ранее было известно (Portenga, 19676; Giresse, 19656) о неустойчивости хлорита в наиболее мелководной, временами опресненной и постоянно богатой кислородом прибрежной зоне.

#### Гидробиотит-вермикулит (?)

Гидробиотитовые зерна обнаружены в осадках бровки шельфа в экваториальной зоне, в районе устья р.Конго на глубинах от 113 до 223 м. В этом районе они фациально замещают более мелководные шамозитовые зерна. На шельфе Гвинеи на этих же глубинах (100-215 м) распространены ожелезненные шамозиты.

Гидробиотитовые - вермикулитовые (%) зерна приурочены к плохо сортированным слабоизвестковистым песчано-алеuritовым осадкам и в меньшей степени к пескам (см.табл.2) бровки шельфа. Песчаные и крупноалеuritовые фракции этих осадков почти нацело состоят из аутигенных зерен гидробиотит-вермикулитового (?) состава, в небольшом количестве встречаются раковинки фораминифер.

По морфологии аутигенные зерна делится на два типа: 1) продолговатые эллипсоидальные (копролитоподобные) и 2) округлые и овальные. Эллипсоидальные продолговатые зерна имеют окраску от черно-зеленой до светлой серовато-буровато-зеленой и бурой, шероховатую и трещиноватую поверхность, на которой различаются микровключения темно-зеленых аутигенных зерен силикатов и кварца. Серовато-зеле-

ные зерна в свежем осадке мягкие. Округлые и овальные зерна имеют черную, темно-зеленую, коричневатую-зеленую и коричневую окраску, гладкую и нередко глянцевитую поверхность. Черные зерна иногда заполняют полости мелких раковин или являются их ядрами.

Буровато-зеленые и бурные эллипсоидальные (копролитоподобные) зерна обычно приурочены к пескам внешнего края шельфа к югу от подводного каньона р. Конго, тогда как к северу от него в плохосортированных песчано-алевритовых осадках преобладают зерна от светло-зеленой до буровато-зеленой окраски, такой же формы.

В отдельных пробах чаще всего ассоциируются следующие цвета зерен; а) черные, б) темно-зеленые, зеленые, бурные и в) зеленые, бурные, коричневые. Гладкая глянцевитая почти без трещин, или с редкими тонкими трещинами поверхность черных зерен, по мнению ряда исследователей (Triplehorn, 1966), а также и по нашим представлениям, свидетельствует об их образовании из растворов. Такие зерна мы считаем первичными аутигенными образованиями.

Глянцевитая поверхность наблюдается также и у коричневых зерен, интенсивно железненных и замещенных гётитом. У остальных разновидностей зерен поверхность обычно шероховатая, матовая, а их форма — копролитоподобная (Емельянов, Сенин, 1969). Шероховатые, трещиноватые, неравномерно окрашенные по трещинам и с поверхности зеленые зерна, очевидно, можно рассматривать как подвергшиеся процессам вторичного изменения. В шлифах все зерна имеют микроагрегатное строение, т.е. довольно хорошо раскристаллизованы. Все черные зерна имеют в шлифе ярко-зеленую окраску, остальные — желтовато- и буровато-зеленую. Некоторые продолговатые зерна совсем непрозрачные, бурные, содержат примесь алевритовых частиц кварца. Состав и генезис этих непрозрачных зерен нам не ясен.

Дебаеграммы двух образцов гидробиотитов-вермикулитов (?) (табл. 5, обр. I055 и I066), содержащие зерна черного и зеленого цвета, соответственно в целом схожи и отличаются одна от другой главным образом интенсивностями отражений. Макроскопически в обр. I066 различается примесь терригенного глинистого материала, который на дебаеграмме, однако, четко не фиксируется. Для первичных аутигенных черных зерен, макроскопически мономинеральных, характерны относительно повышенные интенсивности отражений 4,54; 2,61; 1,52 Å, а относительно пониженная интенсивность отражения — 3,52 Å. Не исключено, что в дальнейшем, при анализе более чистых мономинеральных фракций измененных зерен удастся установить и более четко их различия по дебаеграммам от первичных аутигенных образований, как это удалось показать для глауконита (см. стр. 33). На дифрактограмме ориентированного агрегата обр. I066 четко проявляется широкий

пик в интервале  $10,8-12,5 \text{ \AA}$  с серединой около  $11,2 \text{ \AA}$ , после отжига смещаясь к  $10 \text{ \AA}$  (при  $t = 550^\circ\text{C}$  около 1 часа). У целого ряда разновидностей вермикулитов могут происходить аналогичные изменения (Уокер, 1965).

Базальные отражения более низких порядков, а также  $hkl$  этих минералов (см. табл. 5) совпадают частично с гидробиотитовыми (Брэдли, 1965, табл. 45), частично с вермикулитовыми (там же, табл. 59). По мнению большого знатока вермикулитов Г. Ф. Уокера, гидробиотит и вермикулит в тонкодисперсном состоянии очень трудно различаются. В последнее время появились мнения о том, что в осадочных породах гидробиотит – вермикулит составляют единый ряд и не поддаются надежному разделению. Очевидно, необходимы дополнительные работы по комплексному исследованию этих (изучаемых, в частности и нами) минералов рентгеновскими и другими физическими методами в сочетании с термической и химической их обработкой.

Дебаграммы показывают достаточно однозначно, что рассматриваемые зерна не содержат глауконит (отмечавшийся в осадках шельфа р. Конго предшествующими исследователями), так как отсутствует прежде всего характерный триплет отражений  $3,66, 3,33$  и  $3,09 \text{ \AA}$ ; эти отражения у глауконитов должны были бы иметь равные интенсивности. Отсутствует и ряд других отражений, характерных для глауконита. Четко не устанавливается в этих зернах и присутствие шамозита или (он же) бертьерина, отмечавшихся в более ранних работах, поскольку, кроме слабо выраженного пика  $7,1 \text{ \AA}$ , другие базальные рефлексы этого ряда отсутствуют. Пики в  $7 \text{ \AA}$  характерны не только для хлоритов, но и для вермикулитов. Примесь каолинита на наших дебаграммах не обнаруживается, поскольку рефлекс  $1,49 \text{ \AA}$ , обычно у каолинитов более сильный, чем рефлекс  $1,53 \text{ \AA}$ , отсутствует.

Химические составы зерен разного цвета и морфологии отличаются между собой (табл. 6). Черные округлые и овальные зерна (см. табл. 6, обр. 1055) выделяются максимальным содержанием магния и двухвалентного железа. В зеленых и бурых эллипсоидальных зернах содержания этих компонентов понижаются за счет относительного увеличения содержания  $\text{Fe}^{+++}$  и Si (проба 1069). Черные эллипсоидальные зерна в этой же пробе имеют промежуточный химический состав по сравнению с черными зернами обр. 1055 и зелеными и бурными зернами обр. 1069.

Коричневые и зеленовато-коричневые зерна (обр. 1557) отличаются максимальными содержаниями трехвалентного валового железа и минимальными – калия и кремнезема. Они представляют собой сильно измененные и замещенные гетитом силикатные зерна. На ИК-спектрах таких зерен хорошо различаются эти две минеральные фазы (см. рис. 8).

Диагностика минералов группы гидробиотита – вермикулита (?) очень трудна, и мы не можем считать окончательно решенным вопрос о

## Результаты рентгеновского анализа гидробиотитов

Обр. I055		Обр. I066		Эталонный гидробиотит	
J	$\frac{d\alpha}{n}$	J	$\frac{d\alpha}{n}$	J	$\frac{d\alpha}{n}$
		8	11,20	10	11,75
2	10,37	-	-	-	-
Оч. сл.	7,45	-	-	-	-
10	4,548	8	4,53	2	4,55
1	4,13	Оч. сл.	4,27	0,5	4,15
Оч. сл.	3,62	-	-	1	3,41
5	3,349	6	3,33	2	3,33
-	-	-	-	1	3,11
9	2,617	8	2,598	4	2,61
6	2,436	3	2,436	2	2,45
Сл.	2,229	3	2,221	0,5	2,30
-	-	-	-	-	2,19
-	-	-	-	0,5	2,11
Сл.	1,999	-	-	0,5	1,99
"	1,732	2ш	1,713	-	-
"	1,663	-	1,66	-	-
9	1,530	8	1,520	4	1,531
Сл.	1,45	-	-	-	-
"	1,370	2	1,372	-	-
2	1,322	0,5	1,322	1	1,320
-	-	-	-	0,5	1,298
-	-	-	-	-	1,273

Примечание. Эталонный гидробиотит приведен по данным табл. 45 из книги "Рентгеновские методы определения минералов глин", 1955. М., ИЛ. Съемка обр. I055 и I066 проведена М. В. Новожиловой и Г. Д. Терлецкой (Лаборатория рентгеновского анализа ИГиГ СО АН СССР).

соотношении гидробиотита и вермикулита в аутигенных зернах шельфовых осадков экваториальной зоны Западной Африки.

Предшествующие исследователи интерпретировали минеральный состав таких образований по-разному. Против устья р. Огове на шельфе Габона, по данным П. Жиреса (Giresse, 1965a), зеленые зерна со-

Т а б л и ц а 6

Химический состав гидробиотитовых зерен

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Сумма	Цвет зерен
1055	37,05	0,27	8,54	22,304	4,61	7,50	0,014	2,20	2,98	0,56	0,34	10,40	3,25	99,84	Черный
1069	43,10	0,37	7,14	25,08	2,45	5,24	0,07	1,04	3,10	0,14	0,38	7,20	4,65	99,64	"
1069	43,45	0,32	7,43	26,30	1,51	4,32	0,07	1,50	3,34	0,14	0,36	7,20	4,40	100,02	Зеленый
1069	43,25	0,45	8,28	24,66	1,51	4,24	0,07	1,61	3,13	0,14	0,48	7,80	4,60	99,81	
1066	47,30	0,32	6,74	23,46	1,40	3,99	0,07	1,15	3,55	0,14	0,28	7,05	4,35	99,69	Бурый
1557	27,00	0,39	8,95	42,15*	5,07	0,09		2,05	1,86	0,13	Не опр.	13,90		100,59	Зеленый
б/н	24	-	6	40*	11				2			17		100	Коричневый
365	50,23	0,53	13,26	18,50	3,00	2,00	0,04	1,46	2,74	0,15	0,24	8,85	-	101,15	Зеленый
364	49,95	0,65	14,07	17,30	2,87	2,38	0,05	1,46	2,62	0,21	0,18	8,36	-	100,07	>>

Примечание. Первые шесть образцов - наши данные; обр. 1557 проанализирован квантометрическим методом, аналитик М.И.Зеркалова (ИГиГ СО АН СССР); для остальных образцов приведены результаты химических анализов, аналитик А.В.Сухаренко (ИГиГ СО АН СССР). Результаты анализа образца без номера даются по данным П.Гиреса (Giresse, 1965), образцов 365 и 364 ("протоглаукониты") - по данным Д.Х.Порренги (Porrenga, 19676).

\* Все железо определено в форме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

стоят из механической смеси бертьерина и смешанно-слоистого хлорит-вермикулита. Позднее о тех же зернах Кайлер и Жирес (Caillere, Giresse, 1966) писали, что они состоят из смеси бертьерина и глауконита. Д.Х. Поренга, описавший так называемый протоглауконит, привел диффрактограмму с ярко выраженными двумя рефлексами: 14 и 7Å. Если первый он приписывает собственно "протоглаукониту", то второй-примеси каолинита. Химический состав "протоглауконитов" сходен с составом зерен, считающихся Кайлером и Жиресом смесью бертьерина и глауконита, и с нашими гидробиотитами (табл.6). "Протоглаукониты" Д.Х.Порренги, как нам представляется, являются разновидностью измененных гидробиотитов, но их изменение происходило в основном иным путем, чем в изучавшихся нами образцах. Эти зерна подвергались процессу монтмориллонитизации, судя по увеличению содержания разбухающих слоев в этом триоктаэдрическом минерале.

Безусловно, такое обобщение о распространении гидробиотит-вермикулита (?) мы даем лишь в порядке постановки вопроса, поскольку исследовался ограниченный материал, а фактические данные разных авторов, рассмотренные нами выше, недостаточно сопоставимы.

### Глауконит

На шельфе Западной Африки описаны несколько типов так называемых глауконитов, причем, под этим термином разные авторы имеют в виду различные понятия. Одни описывают собственно минерал глауконит (Lloyd, Fuller, 1965), другие - разбухающие смешанно-слоистые минералы, которые в процессе преобразования, по их мнению, должны перейти в глауконит. Наконец, появился термин "глаукония", используемый главным образом французскими исследователями для названия легких зеленых аутигенных силикатов, которые могут вообще не иметь никакого отношения к глаукониту (Caillere, Giresse, 1966).

К глауконитам относился описанный Д.Х.Порренгой "протоглауконит", который, как рассмотрено подробнее выше, мы склонны относить к группе гидробиотита - вермикулита (?). Сходного облика минералы, изученные Д.Л. Беллом и К.Г.Гуделлом (Bell, Goodell, 1967) на шельфе Гвинеи, относятся скорее всего к той же группе триоктаэдрических минералов. Поскольку конкретно для данного района (шельфа Западной Африки) переход протоглауконита в глауконит не доказан, то нет оснований называть такие образования протоглауконитами или тем более глауконитами. По имеющимся в настоящее время литературным данным описаны, во-первых, переход глауконита в монтмориллонит и, во-вторых, переход монтмориллонита в глауконит. Несмотря на то, что первая точка зерния (Cole, 1942, см.Милло, 1968) появилась в ли-

тературе гораздо раньше, чем вторая (Ehlmann a.oth., 1963), последняя была широко воспринята зарубежными исследователями и, став почти универсальной, существенно повлияла на представления геологов об условиях образования глауконита в современных и древних отложениях. Стали высказываться мнения о том, что процесс образования глауконита может происходить не только в стадии седиментации и диагенеза, но и эпигенеза.

Наши исследования глауконита из осадков шельфа Западной Африки показывают, что эта почти "универсальная" за рубежом гипотеза требует более осторожного и критического к ней отношения.

Работы авторов, высказывающихся в пользу преобразования монтмориллонита в глауконит, страдают общим недостатком. В них не показаны морфологические взаимоотношения этих минералов — монтмориллонита и глауконита, — а без этого нельзя судить о стадийности их образования. Само сосуществование этих минералов может привести к выводам как об их одновременном образовании, так и об образовании любого из них за счет другого. Без выяснения стадийности вопрос об образовании этих минералов, в частности, на Атлантическом побережье США, не может быть решен окончательно.

Нами изучен глауконит только в южной аридной зоне на шельфе Юго-Западной Африки на глубинах от 125 до 420 м. По внешним признакам, а также по структурно-химическим особенностям выделяются три типа зерен глауконита:

1) черные гладкие с глянцевитой поверхностью зерна, довольно правильной ооидной формы, с редкими трещинами (так называемыми трещинами синерезиса) на поверхности.

2) зеленые трещиноватые зерна с матовой поверхностью, неравномерно окрашенные, осветленные с поверхности обычно пятнами и по трещинам.

3) коричневато-зеленые и коричневые зерна, трещиноватые, неравномерно окрашенные; поверхность слабо ожелезненных зерен матовая, иногда шероховатая, а у интенсивно ожелезненных зерен поверхность равномерноокрашенная, коричневая, глянцевитая.

Черные зерна глауконита (табл. I, Па; см. в конце книги) наблюдались нами в осадках шельфа к югу от г. Лидериц (26° ю.ш.) до бухты Сент-Хелина (33° ю.ш.).

Зеленые, коричневато-зеленые и коричневые зерна (второй и третий тип) встречены на шельфе южнее устья р. Кунене (табл. Па, б). В этом районе преобладают зеленые зерна глауконита, а коричневатозеленые и коричневые зерна встречены нами только в одной пробе (обр. 513).

В районе г. Лидериц — бухты Сент-Хелина содержание глауконита

в осадках колеблется от долей до 76% от общего веса осадка. Осадки с содержанием глауконита более 10% называются глауконитовыми, распространение их показано на рис.6. В глауконитовых осадках района бухты Сент-Хелина глауконит преобладает (до 76%). В районе р.Оранжевой глауконитовые осадки распространены за пределами линзы современных дельтовых мелких песков (Hout a.oth., 1969), у ее южного и юго-западного краев. Концентрации глауконита достигают 35%. Он приурочен к осадкам двух типов: биогенным известковым фораминиферовым мелким пескам и кварцевым средним пескам (см.табл.2 и рис.6).

В кварцевых песках глауконит представлен округлыми черными зернами первого типа и зернами переходного типа – черно-зелеными плотными на поверхности и ярко-зелеными рыхлыми по трещинам, что видно в трещинах и на сколах. Отдельные зерна достигают размера 1–2 мм, максимального для шельфа Западной Африки. Максимум глауконита приходится на среднеспесчаную фракцию (70%). Размер и морфология зерен глауконита свидетельствуют о его аутигенном происхождении *in situ*. Вмещающие их средние пески ( $Md = 0,28$  мм) значительно крупнее современных предустьевых осадков р.Оранжевой ( $Md = 0,12$  мм), что может указывать на формирование их в более подвижных динамических условиях во время голоценовой трансгрессии и на близкую к нулевой скорость современного осадкообразования.

В более глубоководных фораминиферовых осадках глауконит представлен черно-зелеными округлыми окатанными зернами с гладкой глянцевицей поверхностью. Очевидно, многие зерна представляют собой окатанные обломки более крупных зерен. Максимум глауконита отмечается обычно в мелкопесчаной и крупноалевритовой фракциях. Эти особенности морфологии зерен и их распределения, вероятно, свидетельствуют о том, что значительная часть зерен глауконита была привнесена в фораминиферовые осадки.

На шельфе у г.Людерица глауконитовые осадки обнаружены в прибрежной части на глубине 62 м и на внешнем шельфе на глубинах 142–300 м (см.рис.4). Они представлены терригенными (менее 10%  $CaCO_3$ ) и слабоизвестковистыми хорошо сортированными кварцевыми крупными алевритами и реже мелкими песками с содержанием глауконита 10–30% от веса осадка. Мелкие пески распространены только в средней части шельфа на глубинах 140–160 м. Кварцевые крупные алевриты и мелкие пески развиты по всему шельфу, поэтому  $Md$  осадков с глубиной не меняется, а содержание  $CaCO_3$  возрастет до 30% только на краю шельфа из-за примеси фораминифер (см.рис.5б). Содержание глауконита увеличивается с глубиной и достигает максимума ( $\approx 30\%$ ) на внешнем краю шельфа (см.рис.6). Терригенный материал представлен угловатыми зернами кварца. Характерна также примесь просло-

вато-овальных серых копролитов, фосфатных зерен и раковин фораминифер; количество последних возрастает с глубиной.

Зерна глауконита округлые, черные и черно-зеленые, последние с трещинами и бороздками, обычно заполненными фосфатом.

На шельфе южнее р. Кумене глауконитовые осадки обнаружены на глубинах 145-425 м. Они представлены безызвестковыми (менее 10%  $\text{CaCO}_3$ ), хорошо сортированными мелкими песками, с низким содержанием пелитового материала и содержанием глауконита до 80-90% от веса осадка (см. табл. 2). На больших и меньших глубинах осадки представлены терригенными мелкими песками и крупными алевритами. Поэтому с увеличением глубины не наблюдается закономерного уменьшения крупности осадков, содержание  $\text{CaCO}_3$  также слабо изменяется, тогда как концентрации глауконита колеблются от 1 до 70% (см. рис. 5а). В этом районе наблюдаются зеленые и коричневато-зеленые (реже) зерна глауконита.

В шлифе черные зерна глауконита отличаются однородной темно-зеленой окраской; на них в виде тонких каемок или заполнений редких трещин располагается фосфат кальция. В нескольких образцах нам приходилось наблюдать глауконит в ассоциации с копролитовыми зернами. В этих случаях зерна глауконита как бы погружены или цементированы копролитовым материалом и никаких постепенных переходов между ними (т.е. замещения копролитовых зерен глауконитом) не наблюдается. Такие морфологические соотношения глауконита с копролитоподобным материалом свидетельствуют, по нашему мнению, об их парагенетической, а не о генетической связи, как и глауконита с фосфатом кальция.

Зерна зеленого цвета под микроскопом отличаются неравномерностью окраски, причем интенсивность зеленой окраски обычно слабее, чем в зернах первого типа. Наряду с зеленым появляются серовато-зеленые, желтоватые и коричневые цвета по трещинам и отдельным пятнам с поверхности, что связано, как будет показано ниже, с развитием монтмориллонитовых слоев. Развитие монтмориллонитизации глауконита по трещинам и с поверхности свидетельствует о вторичности процесса изменения глауконита. Форма зерен глауконита округлая, часто с выкрошенными по трещинам краями, а также угловатая (табл. 1, рис. 2), что свидетельствует о раскалывании по трещинам первичных зерен.

Коричневые и зеленовато-коричневые зерна имеют также неравномерную коричневатую-зеленую окраску, причем коричневая окраска их, связанная процессом ожелезнения, развивается в первую очередь также по трещинам и с поверхности, что свидетельствует о вторичности процесса ожелезнения глауконита в современных осадках. При интен-

сивном процессе ожелезнения глаукоцит распознается лишь по мелким зеленым реликтам в центре зерен, а также, что особенно важным оказалось для диагностики ожелезненных глаукоцитов и других ожелезненных силикатов, по инфракрасным спектрам (см. рис. 8).

Дифрактограмма черного глаукоцита показывает базальное отражение 001, равное 10,14 Å, тогда как зеленые (измененные) глаукоциты — от 10,25 до 10,50 Å. При напытывании этилен-гликолем базальный рефлекс черного глаукоцита не изменяется, тогда как у зеленых глаукоцитов наблюдалось его смещение до 10,65 Å, а после отжига при  $t = 550^{\circ}\text{C}$  последние сжимаются до 10,0–10,15 Å. Эти исследования показывают, что собственно глаукоциты — это черные зерна, имеющие слоистую структуру, тогда как зеленые и коричневые зерна представляют собой смешанно-слоистые образования глаукоцит-монтмориллонитового типа и являются измененными вторичными процессами глаукоцитом, как и ожелезненные его разновидности.

Дебаеграммы первичных (черных) и измененных зерен глаукоцитов, полученные нами при одних и тех же условиях съемки, заметно отличаются одна от другой (см. табл. 7). Первые показывают большое число рефлексов, как правило, большей интенсивности, нежели вторые. Триплет линий 3,67; 3,33 и 3,09 Å имеет близкие интенсивности у первичного (обр. 655) глаукоцита, но они заметно разнятся у измененных (обр. 558). Наконец, первичные глаукоциты имеют все линии, определяющие слуду полиморфной модификации 1M, полученную синтетически (Yoder, Buser, 1955), исключая рефлекс 2,93 Å, характерный для мусковита и отличающий его от глаукоцита.

Химический состав зерен глаукоцита разного типа различен; однако механическая примесь фосфатов и монтмориллонита в первичных глаукоцитах частично сглаживает картину. Легче всего было сделать пересчет состава глаукоцита, вычтя примесь фосфата кальция (обр. 655).

Как видно из табл. 8 и 9, первичные зерна глаукоцита обладают самыми высокими содержаниями калия, магния и самыми низкими содержаниями алюминия и трехвалентного железа. В табл. 9 даны результаты пересчета химических анализов глаукоцитов на структурные формулы.

Характерной особенностью изученных нами глаукоцитов как первичных, так и измененных является случай отсутствия алюминия в октаэдрической позиции (обр. 548), в отличие от древних глаукоцитов. Низкое содержание в глаукоците двухвалентного железа свидетельствует об окислительной среде образования этого минерала, а тот факт, что при нарастании на глаукоцит фосфатов он не претерпевает видимых изменений может свидетельствовать в пользу вывода о близких физико-химических условиях среды, в которых образуются глаукоцит и фосфат кальция. По данным Крумбейна и Гаррелса (1960), преимущест-

## Рентгенограммы глауконитов

Глауконит	Обр. 655		Обр. 558		Мусковит 1М (определяющие рефлексы)		
	hkl	$\frac{d\alpha}{n}$	hkl	$\frac{d\alpha}{n}$	hkl	$\frac{d\alpha}{n}$	hkl
001	10	10,15	2	10,25			
002	Сл.	4,88	1	4,89			
020	10	4,52	4	4,52	Сл.	4,35	111
021	1	4,12	-	-		4,12	021
112	5	3,67	1	3,66	0 сл.	3,66	112
↘	6	3,44*	-	-	-	-	
003							003
022	6	3,33	4	3,32	Ос.	3,36	022
112	5	3,096	1	3,08	Ср.	3,07	112
-	8	2,79*	1	2,85	"	2,93	113
023	2	2,69	1	2,69	"	2,69	023
200							
131	10	2,59	10	2,59			
132; 201	8	2,405	4	2,402			
203	4	2,25	1	2,27			
202	4	2,15	1	2,15			
005	3	1,99	1	1,99			
-	2	1,93*	-	-			
203	1	1,875	-	-			
-	2	1,84*	-	-			
205	0,5	1,79	-	-			
150; 134	1	1,713	-	-			
006; 152; 116	5	1,65	1	1,665			
060; 135	10	1,510	8	1,513			
-	Сл.	1,45*	-	-			
0,061	"	1,42*	-	-			
-	"	1,34	-	-			
117; 400	8	1,306	1	1,308			
008	1	1,254	-	-			

Примечание. Дебаграммы получены М.В.Новожиловой и Л.Кривопуцкой (ИГиГ СО АН СССР). Данные порошковой рентгенограммы для определения полиморфной модификации мусковита 1М приведены по Х.С.Йодеру и Х.Р.Эйгстеру (Yoder, Eugster, 1955).

\* По этим рефлексам отмечена примесь франколита.

## Химический состав разных типов зерен глауконита

Образец	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	П.п.п.	H <sub>2</sub> O	Сумма
Первичный глауконит															
655	42,46	0,32	4,34	16,79	1,78	5,15	0,07	8,09	5,02	8,36	0,32	0,042	6,04	0,82	99,53
655a*	48,75	0,37	4,97	19,25	2,03	5,90	0,07	1,73	-	9,49	0,28	0,047	6,20	0,90	100,01
548	46,85	0,20	3,18	23,53	2,16	5,50	0,02	0,92	0,79	7,60	0,20	0,038	7,45	1,45	99,88
644	49,68	0,12	6,58	17,11	2,60	4,75	0,07	1,72	0,73	8,28	0,08	-	6,60	1,34	99,59
642	48,64	0,12	5,94	17,37	2,75	5,35	0,014	1,62	0,68	7,94	0,08	0,032	6,90	2,08	99,55
Глауконит, затронутый монтмориллонитизацией															
558	48,15	0,32	6,17	19,94	3,24	5,15	0,07	0,46	0,30	8,24	0,08	0,025	6,55	1,20	99,62
620	46,10	0,37	5,59	21,99	2,58	4,82	0,07	0,69	0,17	8,10	0,24	0,034	7,05	1,75	99,41
618	47,20	0,13	6,85	23,11	2,45	4,74	0,07	0,11	0,17	6,89	0,08	0,025	6,35	1,90	99,92
615	47,68	0,12	6,19	20,75	2,96	4,65	0,07	Нет	0,17	6,90	0,41	0,034	6,48	1,64	99,68
Глауконит ожелезненный															
513	47,12	0,32	3,91	24,37	3,24	4,74	0,07	0,11	0,10	8,14	0,27	0,03	5,72	1,70	99,84
513 <sub>Г</sub>	41,65	0,45	5,04	27,59	2,81	5,15	0,07	0,46	0,54	6,41	0,35	0,03	7,30	1,80	99,99

Примечание. Анализы выполнены в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР, аналитик А.В.Сухаренко.

\* Состав глауконита после вычета фосфата кальция.

Т а б л и ц а 9

Элементы кристаллохимических формул глауконита

№ проб	Катионы														H <sub>2</sub> O адсорби- рованная
	Межслоевые					Октаэдрические					Тетраэдрические				
	K	Na	Li	Ca	Сумма	Al	Fe <sup>+3</sup>	Fe <sup>+2</sup>	Mg	Сумма	Si	Al	Fe <sup>+3</sup>	Сумма	
655	0,91	0,04	0,01	-	0,96	0,10	1,09	0,12	0,66	1,97	3,67	0,33	-	4,0	0,95
548	0,75	0,03	0,01	-	0,79	-	1,33	0,14	0,63	2,10	3,66	0,29	0,05	4,0	1,30
644	0,80	0,02	0,01	0,06	0,89	0,34	0,97	0,16	0,54	2,01	3,76	0,24	-	4,0	1,00
642	0,75	0,02	0,01	0,05	0,83	0,25	0,98	0,17	0,58	1,98	3,72	0,28	-	4,0	0,90

Примечание. Элементы кристаллохимических формул даны только для зерен неизмененных, либо почти неизмененных.

венное выпадение фосфата кальция из растворов происходит при  $pH = 7-7,5$ ; по данным А.В.Казакова (1950), — при  $pH = 8,5$  и  $Eh = 50$  мв. Замеры придонных  $pH$  на глубинах 100–200 м оказались 7,7–7,8, т.е. близкими к теоретическим (НИС "Куниппович", Атлант-НИРО).

Первичный глауконит встречается на южной оконечности шельфа Западной Африки, от 26 до 33° ю.ш., а по данным Ллойда и Фалера, значительно далее к югу. В изученном нами районе глубина распространения глауконита — 150–380 м, а в более южных широтах Ллойд и Фалер описывают подобные глаукониты в районе г. Кейптауна на глубинах от 3,5 м. Глауконит парагенетически ассоциируется с зернистыми терригенными осадками, фораминиферовыми илами, которые далее по латерали замещаются фосфоритами и копролитами. Осадки характеризуются пониженным, по сравнению с экваториальной зоной, содержанием железа и относительно повышенным содержанием аморфного кремнезема, карбоната кальция, органического вещества и фосфора (Емельянов, Сенин, 1969); температура воды — не выше 10–12°C, соленость — не выше 35‰. Таким образом, соленость и температура морской воды здесь ниже, чем в экваториальной гумидной зоне.

Измененный глауконит встречен к северу от зоны распространения первичных глауконитов, т.е. ближе к экваториальной зоне, на широте р. Кунене на глубинах 145–310 м. В этом районе встречается как монтмориллонитизированный, так и ожелезненный глауконит. Последний отмечен на глубине 142 м.

Среда в этом районе становится более щелочной, по сравнению с зоной распространения первичных глауконитов.

Очевидно, самая южная зона распространения глауконита наиболее благоприятна для образования и сохранения первичного глауконита, тогда как с приближением к экватору условия для сохранения глауконита становятся неблагоприятными, в связи с чем он подвергается вторичным изменениям. Вероятно, определенное влияние на изменение глауконита оказывают воды теплого Ангольского течения, которые в районе шельфа на широте р. Кунене сходятся с холодными водами Бенгельского течения (Морошкин и др., 1969). Севернее широты р. Кунене, где господствуют теплые воды, глауконит совсем не встречается.

Измененный глауконит примерно такого же состава, как на широте р. Кунене, т.е. монтмориллонитизированный и ожелезненный; насколько можно судить по макроскопическому описанию и дифрактограмме зерен, распространен и в северной аридной зоне, в районе шельфа Марокко (Bell, Goodell, 1967).

В прибрежной зоне Габонского шельфа, вблизи р.Огове и мыса Лопец метасоматические гётитовые оолиты, развивающиеся в процессе замещения гётитом белых комочков монтмориллонита и зеленых зерен шамозита, встречаются, в основном, до глубины 30 м (Giresse, 1965b; Caillere, Giresse, 1966; Potrenga, 1967b). Такова же глубина распространения гётитовых оолитов и ооидов в дельте р.Нигер.

Ожелезненный глауконит наблюдается на шельфе Марокко на глубине 145–162 м (Bell, Goodell, 1967). Эти авторы предполагают, что ожелезнение глауконита обязано процессу их континентального выветривания при эвстатических понижениях уровня мирового океана во время четвертичных оледенений на 100–200 м. Только на станции 211, на шельфе Гвинеи найдена одна форма фораминифер – *Qualinaea baltica* (Schroeter), нехарактерная для осадков современной экваториальной зоны, однако она живет в настоящее время в бореальных водах. Остается неясным, свидетельствует ли эта форма о более древнем возрасте вмещающих осадков (плейстоценовом) или она принесена с севера холодными течениями южного направления. Осадки юго-западной части Африканского шельфа, в том числе и глауконитоносные, датируются в пределах голоцена, т.е. 10 000 лет. Можно поэтому считать, что уровень океана поднялся за 10 000 лет не более чем на 50–70 м, и осадки, находящиеся в настоящее время на больших глубинах, не могли подвергаться континентальному выветриванию. Ожелезненный глауконит наблюдался нами на шельфе в районе р.Кунене на глубине 142 м.

Гётитовые зерна обнаружены нами на больших глубинах также и в других районах, где они развиваются по присутствующим там силикатам. На шельфе Гвинеи гётитом замещаются зерна шамозита на глубине 130–200 м. На шельфе Габона и у р.Конго гётитом замещаются зерна гидробиотита – вермикулита (?) на глубине 130 м. На тех же глубинах на соседних станциях, а также на меньших и больших глубинах, наблюдаются нежелезные силикаты аналогичного состава; поэтому можно сказать, что процесс ожелезнения протекает избирательно, в отдельных точках. Характерно также, что с ожелезненными силикатами тесно ассоциируются аналогичного состава силикатные зерна, подвергающиеся изменениям и иного характера – гидратации с образованием смешанно-слоистых минералов с участием монтмориллонитовых слоев при изменении глауконита и гидробиотита. Общим для всех этих случаев является тот факт, что пространственно ожелезнение силикатов приурочено к границам ареалов распространения двух разных аутигенных силикатов: хлорита и гидробиотита – вермикулита (?), последнего и глауконита. Очевидно, в таких переходных зонах аути-

генные минералы неустойчивы, они подвергаются процессам деградации, которые увеличивают и без того высокую свободную поверхность этих тонкодисперсных образований, что способствует коагуляции коллоидных гидроокислов железа на поверхности, в порах и трещинах изменяющихся силикатов. Процесс коагуляции гидроокислов железа на тонкодисперсных средах достаточно хорошо изучен (Чухров, 1955). Экспериментальные работы О.В.Щербака (1963) доказали, что в щелочной среде тонкодисперсный материал может извлекать гидроокислы железа из истинных и коллоидных растворов очень низкой концентрации, близкой к концентрации природных, в том числе и морских вод. В природе такой процесс концентрации гидроокислов железа имеет исключительно широкое распространение. Л.Н. Формозова (1959) впервые доказала, что подобные процессы сыграли решающую роль в образовании промышленных месторождений оолитовых железных руд.

Ожелезнение хлоритовых зерен в самой мелководной приливно-отливной зоне моря П.Жирес (Giresse, 1965б) объясняет сезонными климатическими изменениями и периодическим поступлением пресных вод, влияющих на изменение физико-химических параметров морской среды.

Колебание физико-химических условий морских более глубоководных зон могут быть обусловлены также климатическими сезонными изменениями, с которыми связаны изменения продуктивности планктона и в связи с этим поступление органического вещества в осадок; приносом материала с континента, а также движением морских вод (вдольбереговые течения, подъем глубинных вод и т.д.). При этом низкая скорость осадконакопления будет способствовать интенсификации процесса ожелезнения на шельфе.

Только в районе дельты р.Нигер наблюдается непосредственная связь железистых оолитов с дельтовыми отложениями, тогда как в других районах ожелезнение затрагивает осадки, не являющиеся собственно конусами выноса, т.е. дельтовыми. Именно в таких случаях наблюдаются более высокие концентрации ожелезненных силикатов, а не в собственно дельтовых осадках.

Наиболее широко процесс ожелезнения силикатов развит в экваториальной зоне, что, вероятно, объясняется усиленным выносом железа с континента в связи с особенностями процесса выветривания в гумидных тропических условиях, а также огромной массой планктона, поглощающего железо при жизни из морской воды и переводящего его в осадок после отмирания (Богданов, Лисицын, 1969). Такие источники накопления железа привели к относительно повышенному его содержанию в терригенно-глинистых осадках экваториальной зоны.

Среди зернистых образований шельфовых осадков особое место занимают серые комочки, которые обычно относят к копролитам. Копролиты считаются продуктами жизнедеятельности илоедов и представляют собой комочки агглютинированного органическим веществом терригенного алевроито-глинистого материала.

В экваториальной зоне шельфа Западной Африки мы наблюдали комочки двух типов: ооидные, или округлые, и угловатые. Последние содержат псаммитовые и алевроитовые чешуйки слюды и довольно крупные зерна кварца, а иногда - гидробистита-вермикулита (?). По этим внешним признакам, а также минеральному составу, обычно аналогичному вмещающим глинистым осадкам (Porrenga, 1967b), такие комочки похожи на глинистые окатывы, образовавшиеся в процессе механического перемыва или взрыхления осадка текучими водами и илоедами. Минералогическое и химическое сходство таких комочков с глинистыми окатывами и вмещающими их глинистыми осадками (табл. 10, см. так-

Т а б л и ц а 10

Рентгенограммы копролитов и глинистой фракции

Обр. 1063 (глинистая фракция)		Обр. 760 (копролит)		Обр. 1063 (глинистая фракция)		Обр. 760 копролит	
Л	$\frac{d\alpha}{n}$	Л	$\frac{d\alpha}{n}$	Л	$\frac{d\alpha}{n}$	Л	$\frac{d\alpha}{n}$
1	13,68	-	-	-	-	-	-
Сл.	10,06	-	-	3	1,814	3	1,812
9	7,19	5	7,19	Сл.	1,698	-	-
-	-	1	4,84	2	1,661	-	-
9	4,47	4	4,47	3	1,541	3	1,541
5	4,168	4	4,13	5	1,490	6	1,489
6	3,575	5	3,57	1	1,452	-	-
10	3,540	10	3,35	4	1,372	-	-
1	2,628	-	-	Сл.	1,340	-	-
5	2,574	4	2,555	"	1,312	-	-
Сл.	2,508	-	-	1	1,285	1	1,285
"	2,447	-	-	Сл.	1,252	-	-
4	2,309	4	2,291	"	1,230	-	-
Сл.	2,113	5	2,290*	1	1,187	-	-
3	2,002	3	1,988	1	1,181	-	-
Сл.	1,891	-	-	-	-	-	-

Примечание. Обр. 1063 снят М. В. Новожиловой, обр. 760 Г. Д. Терлепкой (ИГиГ СО АН СССР). Основной компонент - каолинит.

## Рентгенограммы копролитов

Обр. 1084		Обр. 548		Обр. 1084 продолж.		Обр. 548 продолж.	
λ	$\frac{d\alpha}{n}$	λ	$\frac{d\alpha}{n}$	λ	$\frac{d\alpha}{n}$	λ	$\frac{d\alpha}{n}$
?	12,5	1	14,06	-	-	1	2,240
1	10,27	1	10,27	1	2,118	4	2,133
4	4,528	7	4,509	1	1,985	3	1,985
2	4,252	5	4,305	4	1,817	5	1,823
-	-	1	4,071	1	1,668	3	1,670
-	-	1	3,765	2	1,535	4	1,547
-	-	1	3,504	1	1,508	4	1,504
10	3,349	10	3,349	1	1,453	1	1,455
2	3,218	4	3,218	5	1,376	6	1,378
Сл.	2,968	1	3,010	-	1,254	1	1,292
-	-	-	2,912	1	1,254	1	1,258
5	2,592	6	2,562	-	-	1	1,231
1	2,442	2	2,458	-	1,196	2	1,202
-	-	1	2,389	1	1,191	2	1,186
1	2,286	2	2,290	-	-	1	1,156

Примечание: Обр. 548 снят М. В. Новожиловой, обр. 1084 — Г. Д. Терлецкой (ИГиГ СО АН СССР). Минеральный состав копролитов: монтмориллонит, гидрослюда, смешанно-слоистый минерал типа гидрослюда-монтмориллонит, кварц.

\* \* \*

же табл. 12) свидетельствует о том, что илоеды не оказывают заметного влияния на перерабатываемый осадок. Создавая особые структуры и текстуры осадка, они сохраняют практически без изменений его минеральный и химический состав.

Однако в ряде мест осадки, обогащенные так называемыми копролитами, содержат резко повышенное количество органического вещества. Это темно-серые или почти черные комочки неправильной формы и с шероховатой поверхностью. В зоне течений зерна приобретают довольно правильную округлую форму и подвергаются минерализации — ожелезнению. Существует мнение, что по копролитам развивается:

Т а б л и ц а 12

## Химический состав копролитоподобных зерен

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO	MgO	MnO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	П.п.п.	Место взятия, глубина (в м)
760	49,00	1,06	30,00	11,20	1,80	0,16	0,90	0,75	0,30	Не опр.	Дельта р.Нигер, 37
811, 812	43,00	1,24	28,80	8,50	1,35	0,13	0,70	1,65	0,34	"-	То же, 31 и 52
734	40,00	1,04	22,50	16,80	3,10	0,19	1,20	0,75	0,22	"-	Шельф Либерии, 33
825	46,00	1,21	23,00	7,20	1,50	0,08	1,30	1,49	0,41	"-	Дельта р.Нигер, 45
570	27,00	0,40	4,90	2,60	1,30	0,09	4,90	1,00	0,49	62,50	Уолфиш-Бей, 150
1084	44,00	0,96	13,67	8,60	3,55	0,10	2,06	2,38	1,54	23,44	Шельф вблизи р.Кунене, 270

Примечание. Анализы выполнены квантометрическим методом, аналитик М.И.Зеркалова, ИГиГ СО АН СССР. Все железо определено в форме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Большие значения п.п.п. в обр. 570 получены, вероятно, за счет присутствия повышенного количества почти свежего органического вещества, а также карбоната кальция.

аутигенные силикаты. Нам таких переходов копролитов в аутигенные силикаты наблюдать не приходилось. Очевидно, вопрос о диагенетической минерализации копролитов заслуживает дальнейшего изучения.

До сих пор в литературе господствует представление о том, что копролиты представляют экскременты морских животных, нет только единого мнения о том, каких (?). Очевидно, это не единственный способ образования скоплений копролитоподобного материала, поскольку далеко не всегда такие скопления тяготеют к местам обитания живых мелких морских животных. Нередко можно наблюдать, что максимальное количество копролитов приурочено к участкам массовой гибели мелкого планктона, например в районе залива Уолфилл-Бей, где происходит обогащение донных осадков органическим веществом (Авилов, Гершанович, 1967; Емельянов, Сенин, 1969). Копролиты в таких районах обогащены монтмориллонитом (табл. II, I2), хотя вмещающие их глинистые осадки характеризуются преобладанием хлорита и иллита (Емельянов, Сенин, 1969). Поскольку монтмориллонит является лучшим среди других глинистых минералов адсорбентом органического вещества (Ратеев, 1964), то, видимо, именно он, адсорбируя на поверхности своих частиц органическое вещество, и способствует образованию органо-минеральных комочков — копролитов. Адсорбция монтмориллонитом органического вещества происходит, очевидно, еще во взвеси, а в осадке осажденные органо-минеральные частички подвергаются укрупнению, в результате чего мы и наблюдаем довольно крупные комочки (в десятые доли миллиметра в поперечнике). Микрохимическими реакциями во многих копролитах обнаруживается железо и фосфор, которые, видимо, легче других компонентов минерализуют копролиты по мере разложения органического вещества.

\*            \*

1. Особенности осадкообразования на шельфе Западной Африки обуславливаются, во-первых, влиянием Африканского континента как источника сноса, определяющего количество и качество поступающего в осадок материала, во-вторых, — скоростью испарения и циркуляцией шельфовых и подъемом глубинных вод, регулирующих физико-химические особенности морской среды и ее биологическую продуктивность.

Действие этих факторов изменяется в связи с климатической зональностью, что находит свое отражение в вещественном и гранулометрическом составе шельфовых осадков.

2. Рассмотренные нами зернистые компоненты шельфовых осадков Западной Африки делятся на две группы:

Первая группа (гётит и так называемые копролиты) обязана своим происхождением поверхностно-активным силам макрочастиц, взаимодействующих с коллоидными и истинными растворами в процессе адсорбции. Такие компоненты не имеют четкой фациальной и климатической приуроченности. Гётит не может считаться индикатором прибрежной, самой мелководной зоны моря, как писали Д.Х. Порренга и П. Хирес. Он встречается на разных глубинах шельфа (нами он зафиксирован на глубине до 250 м), развивается метасоматически по деградирующим силикатным зернам, если последние попадают в условия, неблагоприятные для их сохранения.

Физико-химический процесс накопления гидроокислов железа в мелководных условиях в принципе аналогичен процессу образования глубоководных железо-марганцевистых конкреций, тех их разновидностей, которые развиваются как метасоматические корки на выходах коренных пород, на поверхности глыб, валунов и галек на дне.

Компоненты второй группы являются четкими фациальными индикаторами и реагируют своим образованием на определенную среду и своим изменением — на изменение среды их образования. Эту группу компонентов можно считать хемогенными образованиями. К ним относятся глауконит, шамозит, гидробиотит-вермикулит (?).

3. Аутигенные силикаты остаются неизменными, если физико-химические условия среды их образования сохраняются. Если эти силикаты попадают в условия иные, чем среда их образования, они деградируют. Монтмориллонитизация и ожелезнение — наиболее ярко выраженные процессы изменения первичных аутигенных силикатов. Это объясняется, очевидно, тем, что гётит и монтмориллонит находятся в термодинамическом равновесии с морской водой.

4. На шельфе Западной Африки наблюдается четкая климатическая зональность распределения аутигенных силикатов.

К экваториальной зоне приурочены триоктаэдрические аутигенные силикаты: шамозит и гидробиотит-вермикулит (?). Эта зона простирается от 16–18° ю.ш. до приблизительно 20° с.ш.

Шамозит парагенетически ассоциируется с самыми мелководными тонкозернистыми алеврито-глинистыми осадками, обогащенными железом и органическим веществом, создающим восстановительную среду. Он зафиксирован и на глубинах около 200 м, однако, в измененном виде. Судя по экспериментальным данным, шамозит образуется в кислой среде при  $pH = 6 - 6,6$  (Caillere et oth., 1957). В окислительной щелочной среде, а также в зоне опреснения шамозит подвергается изменению, в том числе и ожелезнению.

Гидробиотит-вермикулит (?) приурочен к более глубоководным, чем шамозит, осадкам экваториальной зоны, он встречается в интер-

валах глубин от 50 до 250 м. Его зерна ассоциируются главным образом с органогенно-зернистыми и слабо сортированными песчано-алевритовыми осадками, обогащенными железом и нередко содержащими так называемые копролиты.

5. На шельфе Западной Африки наблюдается зональное и биполярное распределение современного глаукопита, такое же, как в верхне-меловых – эоценовых отложениях земного шара, как было показано Н.С.Шатским (1954). Глаукопит зафиксирован в осадках шельфа аридных зон на глубинах от 3,5 до 380 м, причем малые глубины характерны для холодных вод с пониженными значениями pH и солености (см. табл.1) на южной оконечности Африки.

## Л и т е р а т у р а

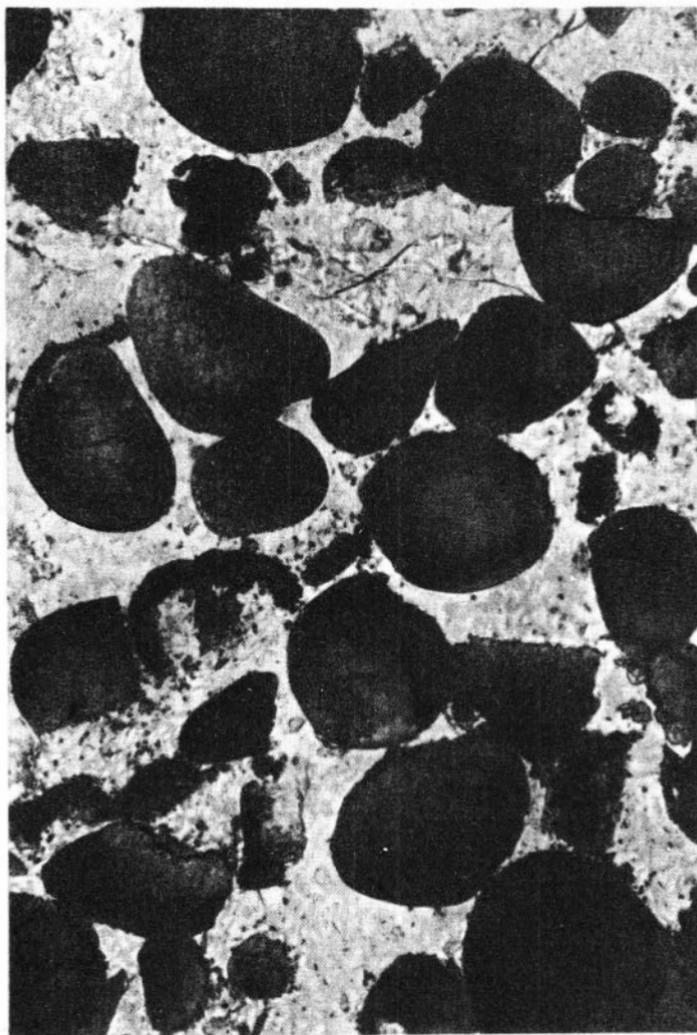
- Авилов И.К., Гершанович Д.Е. 1967. Литология шельфовых отложений юго-западной Африки и Патагонии. – Бюлл. МОИП, отдел.геол., № 4. Африка, т. I и II. Энциклопедический справочник, 1965. Москва.
- Безруков П.Л., Лисицын А.П. 1969. Классификация осадков современных водоемов. – Труды Ин-та океанологии, т.32.
- Бессонов Н.М. 1967. Гидрохимический режим шельфовых вод у западных берегов Африки и условия его формирования. – Автореф.канд. дисс. М.
- Богданов Ю.А., Лисицын А.П. 1969. Геохимия железа в океане. VIII Congress JNQA, Paris.
- Бридли Г.В. 1965. Хлоритовые минералы. – В кн. "Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов", М., "Мир".
- Бредли У.Ф., Гримм Р.Е. 1965. Слюдистые минералы глин. – Там же. Гидрометеорологический справочник вод западного побережья Африки. 1964. Л., Гидрометиздат.
- Емельянов Е.М., Сенин Ю.М. 1969. Особенности вещественного состава донных осадков шельфа Юго-Западной Африки. – Литол. и полезн. ископ., № 2.
- Звягин Б.Б. 1964. Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М., "Наука".
- Звягин Б.Б., Франк-Каменецкий В.А. 1961. О принципах построения, оценке и смысле различных классификаций глинистых минералов. – Зап.Всес.мин.общ-ва, 90, № 6.
- Круглов Л.А. 1967а. О течениях в районах Конакри и Такоради в осенне-зимний период. – Труды АтлантНИРО, т. 18, Калининград.
- Круглов Л.А. 1967б. О глубинном противотечении у побережья Африки к югу от экватора. – Там же.

- Крумбейн В.С., Гаррелс Р. 1960. Происхождение и классификация химических осадков в зависимости от pH и Eh. — В сб.: "Термодинамика геохимических процессов". М., ИЛ.
- Кудерский С.К. 1962. Некоторые особенности течений в районе Юго-Западной Африки. — Труды БалтНИРО, вып. 9. Калининград.
- Лисицын А.П. 1969. Закономерности осадкообразования в тропических частях океана. — Научная конференция по тропической зоне Мирового океана. Тезисы доклада. АН СССР. Океанографическая комиссия. М.
- Марти Ю.Ю., Мартиссен Г.В. 1966. О биологической и промышленной продуктивности Атлантического океана и сопредельных морей. — Океанология, № 2.
- Милло Ж. 1968. Геология глин. Л., "Недра".
- Морошкин К.В., Бубнов В.А., Булатов Р.П. 1969. Новые данные о циркуляции вод в юго-восточной части Атлантического океана. — Докл. АН СССР, т. 188, № 3.
- Ратеев М.А. 1964. О соотношении аллотигенного и аутигенного глинообразования в различных типах литогенеза. — Литол. и пол. ископ., № 2.
- Сенин Ю.М. 1967. Геоморфология Западного шельфа Северной Африки. — Труды АтлантНИРО, т. 17. Калининград.
- Сенин Ю.М. 1968. Особенности осадкообразования на шельфе Юго-Западной Африки. — Литол. и пол. ископ., № 4.
- Сенин Ю.М. 1970а. Типы донных осадков и их распределение на шельфе Северо-Западной Африки. — Труды АтлантНИРО, т. 22.
- Сенин Ю.М. 1970б. Фосфат в донных осадках шельфа Юго-Западной Африки. — Литол. и пол. ископ., № 1.
- Соколова Е.П. 1961. Некоторые структурные и кристаллохимические особенности минералов группы глауконита. — Материалы ВСЕГЕИ, вып. 45.
- Страхов Н.М. 1962. Основы теории литогенеза, т. I и II. М., Изд-во АН СССР.
- Уокер Г.Ф. 1965. Вермикулитовые минералы. — В кн. "Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов? М., "Мир".
- Физико-географический атлас мира. 1965. М.
- Формозова Л.Н. 1959. Железные руды Северного Приаралья. — Труды ИГН, вып. 20.
- Чухров Ф.В. 1955. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР.
- Шатский Н.С. 1954. О зональном и биполярном размещении формаций в верхнем мелу и эоцене. — Бюлл. МОИП, т. 59, отдел. геол., т. 29, вып. 5.
- Шербак О.В. 1963. О влиянии концентрации элементов на pH их осадения. — В сб.: Минеральное сырье, вып. 7, М., ВИМС.

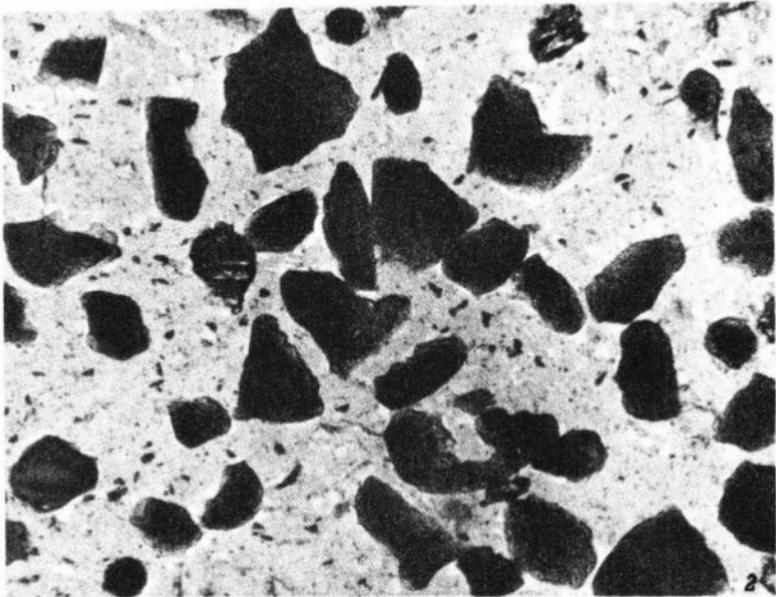
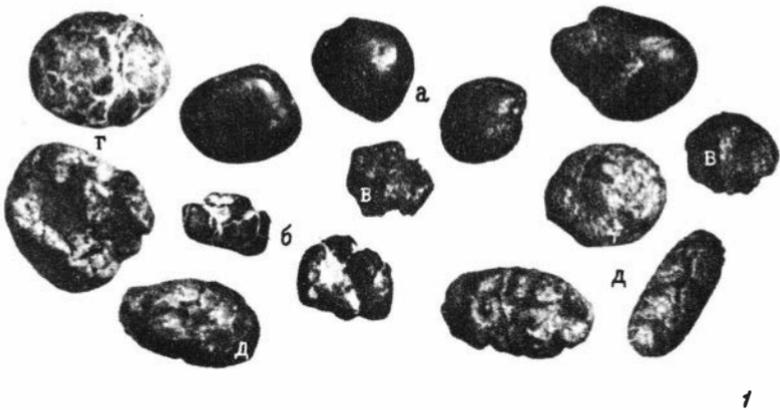
- Bell D.L., Goodell H.G. 1967. A comparative study of glauconite and associated clay fraction in modern marine sediments.- *Sedimentology*, 9, no 3, pp. 169-202.
- Caillere S., Giresse P. 1966. Etude mineralogique de diverses "glauconies" actuelles. Nouvelle contribution à la génèse des minerais de fer sédimentaires. - *C.R. Acad. sci.*, D. 263, N 23.
- Caillere S., Henin et J. Esquevin. 1957. Synthèse des minerais argileux.-*Bull. gr.fr. des Argiles*, 9, pp. 67-76.
- Cole N.F. 1942, X-ray analysis (by the powder method) and microscopic examination of the product of weathering of the Gingin upper Greensand.- *J.Roy.soc.west Australia*, 27, pp. 229-243.
- Ehlmann A., Hulings N.C., Glover E.D. 1963. Stages of glauconite formation in modern foraminiferal Sediments. *J. Sed. Petrol.*, vol. 33, no 1, pp. 87-96.
- Fuller A.O., Lloyd A.T. 1964. Lognormal components in natural polymineralic associations. - *Nature*, 201, no 4926.
- Giresse P. 1965a. Observations sur la présence de "Glauconie" actuelle dans les sédiments ferrugineux peu profonds du bassin gabonais. - *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 260, groupe 9, pp. 5597-5600.
- Giresse P. 1965b. Oolithes ferrugineuses en voie de formation au large du Cap Lopez (Gabon).-*C.R.Acad.Sci.Paris*, t.260, group 9, pp.2550-2552.
- Hjulstrom F. 1939. Transportation of detritus by moving water.- In: *Recent marine sediments*. London.
- Hoyt I.N., Ostdam B.L., Smith P.D. 1969. Offshore sediments and valleys of the Orange River. - *Marine geology*, vol. 7, no 1.
- Lloyd A.T., Fuller A.O. 1965. Glauconite from shallow marine sediments of the South Africa coast.- *S.Afr. j.Sci.*, 61, no 12.
- Martin L. 1969. Introduction   l'étude g ologique du plateau continental d'  quateur. Premiers resultats. "Centre de Recherches Océanographiques".-Abidjan. Doc. Scient. Provisoire, no 034.
- Mratov K.J. 1969. On principal water Divergence and Convergence of Eastern Tropical Atlantic. ICES (International Council for the Exploration of the Sea.). C.M. Symposium on "Physical variability in the North Atlantic", no 21.
- Porrenga D.H. 1966. Clay minerals in recent sediments of the Niger delta. - *Clay and Clay minerals*. London-New-York.
- Porrenga D.H. 1967a. Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment.- *Marine geology*, vol.5, no 5-6.
- Porrenga D.H. 1967b. Clay mineralogy and geochemistry of recent sediments in tropical areas. - *Druk. Stolk-Dordt*.

- Stecman Nielsen E., Jensen A. 1957. Primary oceanic production.  
"Galatea"- Report, vol.1.
- Triplehorn D.M. 1966. Morphology, internal structure and origin of  
glauconite pellets.- *Sedimentology*, vol.6, no 4.
- Von Gaertner H.R., Schellmann W. 1965. Rezente Sedimente im Küsten-  
bereich der Halbinsel Kaloum, Guinea.- *Tschermaks Min. und Petr.*  
*Mitt.*, 10, s.s. 349-376. Wien.
- Yoder H.S., Eugster H.P. 1955. Synthetic and natural muscovites.  
*Geochim. et Cosmochim. Acta*, 8, pp. 225-280.

Таблица I.  
( ст. "Бациальная изменчивость аутигенных силикатов" )



Первичные аутигенные зерна глауконита. Шлиф, николи II, ур. 50, станция 655



- 1 - типы зерен аутигенных силикатов в современных осадках  
 а - первичные аутигенные зерна глауконита и гидробиотит-вермикулита (?); б - измененные трещиноватые зерна глауконита; в - измененные с раковистым сколом зерна глауконита; г - сильно измененные и выкрошенные по трещинам зерна глауконита; внутри зерна по поверхности скола виден угловатый реликт неизмененного глауконита (Тихий океан); д - копролитоподобные зерна с включениями мелких зерен гидробиотит-вермикулита (?);
- 2 - зерна монтмориллонитизированного глауконита. Шлиф, николи II, ув. 50

Николаева И.В., Бородаевская З.В., Сухаренко А.В.,  
Голубова Г.А., Зеркалова М.И.

МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ГЛАУКОНИТА В ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ  
ПЛАТФОРМЫ СИБИРСКОЙ И СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В нижнем палеозое наибольшим распространением глауконит пользуется в ордовикских отложениях, преимущественно в низах отдела. Основные зоны развития глауконита приурочены к южной и восточной частям Сибирской и северо-западу Русской платформы, а также к прилегающим к ней территориям Польши и Швеции.

На юге Сибирской платформы нами осмотрено 60 обнажений и скважин, вскрывающих глауконитоносные отложения нижнего (и отчасти среднего) ордовика, на северо-западе Русской платформы - 16 обнажений (естественных выходов и карьеров). Кроме того, отдельные пробы глауконита из ордовикских отложений Сибирской и Русской платформ были получены нами от Ю.Н. Занина, А.И. Лебедевой, Е.И. Мягковой, Л.А. Пылма, А.В. Розовой, Р.Э. Эйнасто. Образец глауконита из скважины вблизи Беловежа (Польша) был передан нам А.В. Ивановской. Всем названным лицам авторы выражают свою глубокую признательность.

В общей сложности нами было собрано около 150 проб минералов группы глауконита. Для минералогических исследований мономинеральные фракции отбирались на электромагнитном сепараторе после дробления, рассеивания и отмывки фракций водой от пыли. Из некоторых проб выделялись по 2-3 разновидности зерен глауконита, различающиеся по цвету и электромагнитным свойствам (а также по структурно-химическим особенностям, о чем подробнее будет сказано ниже). Если не удавалось разделить глауконит на разновидности с помощью электромагнитного сепаратора, то отбор производился вручную под бинокуляром.

Целью настоящей работы было выяснить закономерности распространения минералов группы глауконита в ордовикских отложениях, выявить признаки первичных аутигенных зерен, а также изучить особенности седиментационных и эпигенетических изменений. Работа проводится в связи с изучением эволюции состава глауконита в истории Земли и возможностью использования его для восстановления солевого режима древних бассейнов седиментации.

## Сибирская платформа

Согласно унифицированной стратиграфической схеме ордовикских отложений Сибирской платформы, основы которой были заложены работами О.И. Никифоровой (1955), в составе нижнего ордовика различаются устькутский и чунский ярусы. Стратотипические разрезы, однако, для этих ярусов были выбраны неудачно в том отношении, что не было известно непрерывных разрезов нижнего ордовика и их контакта с верхнекембрийскими и вышележащими ордовикскими отложениями. Поэтому, очевидно, изучение непрерывного разреза нижнего ордовика на р.Кулимба привело О.Н. Андрееву (1967) к мнению о необходимости уточнения объема устькутского и чунского ярусов. Предложенные новые объемы этих ярусов вполне соответствуют, по ее мнению, тремадокскому и аренигскому ярусам европейской схемы. Андреева предлагает принять в качестве подразделений нижнего ордовика Сибирской платформы эти ярусы.

До окончательного решения вопроса мы принимаем унифицированную схему, не затрагивая нерешенных вопросов о границе ордовика с кембрием, условно принимая за таковую границу илгинской (или хандунской) и устькутской свит (Жарков, Скрипкин, 1971).

На территории Иркутского амфитеатра выделяются три структурно-фациальные зоны (Занин, 1970), различающиеся составом и мощностью нижнеордовикских отложений (рис.1). Присаянская зона, занимающая Ангаро-Бирюсинское междуречье, и Прибайкальская зона, расположенная в Лено-Киренгском междуречьи и к востоку от р.Киренги, приурочены к краевым прогибам, развивавшимся вдоль Саянской и Байкальской геосинклинальных систем. Ангаро-Ленская зона представляла собой наиболее стабильный участок платформы. Максимальное прогибание и самые большие мощности устькутских отложений имели место в Прибайкалье.

Отложения устькутского яруса трансгрессивно залегают на средне- и верхнекембрийских отложениях и слагаются преимущественно сероцветными терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными породами: песчаниками, алевролитами, аргиллитами, известняками и доломитами при незначительном участии конгломератов.

Состав отложений в краевых частях амфитеатра, наиболее близких к областям сноса (западный и южный районы, р. Бирюса), — преимущественно терригенный, в областях максимального прогибания — песчано-глинисто-карбонатный (обнажение на р.Окунайке у оз.Дальнего),

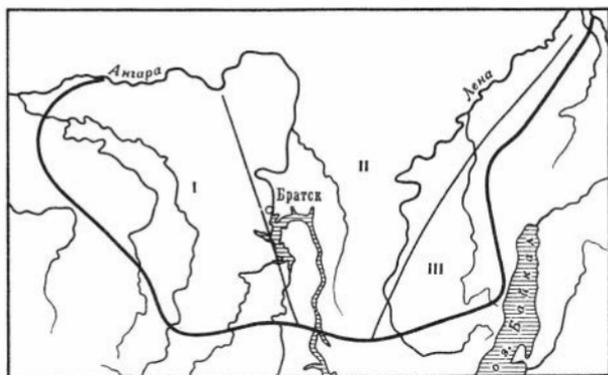


Рис. 1. Структурно-фациальные зоны юга Сибирской платформы, по данным Ю.Н. Занина (1970)  
 I - Присаянская,  
 II - Ангаро-Ленская  
 III - Прибайкальская

в центральной части амфитеатра – песчанисто-карбонатный, а в северо-восточной – существенно карбонатный. С запада на восток в разрезах увеличивается количество строматолитовых карбонатных построек. Далее к востоку и северо-востоку, на территории юго-западной Якутии строматолитовые доломиты преобладают в отложениях нижнеустькутской подсвиты.

Отложения чунского яруса перекрывают породы устькутского яруса с четким контактом, но без признаков размыва и несогласия. В крайних частях амфитеатра они слагаются преимущественно терригенными породами (на р.Окунайке – это почти исключительно песчаники). В Присаянье чунский ярус слагается разнообразными терригенными породами (от конгломератов до аргиллитов). К центральным частям амфитеатра в состав чунского яруса входят известняки и доломиты, уступающие, однако, по мощности терригенным породам.

В крайних частях амфитеатра мощность отложений чунского яруса достигает максимальных значений, в несколько раз превышающих мощность отложений устькутского яруса. В центральных и северо-восточных частях амфитеатра отложения чунского яруса имеют ничтожную мощность или совсем отсутствуют. В этих районах отмечаются признаки внутричунского и послечунского размывов.

Кривоуццкий ярус среднего ордовика трансгрессивно залегает на подстилающих отложениях и слагается преимущественно глинистыми породами в нижней своей половине и песчаными в верхней.

Минералы группы глауконита пользуются преимущественным распространением в отложениях устькутского и кривоуццкого ярусов, особенно первого. Значительно реже и притом в небольших количествах они встречаются в красноцветных отложениях чунского яруса.

В отложениях устькутского яруса минералы группы глауконита распространены по всему разрезу. В крайних частях амфитеатра они

приурочены к песчаникам и органогенно-детритово-зернистым известнякам; в центральных и особенно северо-восточных районах амфитеатра, где все большим развитием пользуются строматолитовые известняки и доломиты, наиболее характерными вмещающими эти минералы породами являются собственно строматолитовые постройки и прослои онколитовых и зернистых карбонатных пород в них. Содержание зерен минералов группы глауконита в этих породах невелико и значительно уступает концентрации их в ордовикских отложениях северо-запада Русской платформы. Очевидно, это связано с относительно повышенной скоростью осадконакопления в ордовикское время на территории Иркутского амфитеатра.

### Русская платформа

Нижнеордовикские отложения на северо-западе Русской платформы выделяются в эландскую серию, в состав которой включены тремадокский и аренигский (или онтикасский) ярусы. Онтикасский ярус соответствует аренигу и нижней части лланвирна английской схемы, его верхняя граница проводится по кровле зоны *Didymograptus bifidus* (Мянниль, 1966). Такой объем нижнего ордовика для северо-запада Русской платформы принят большинством отечественных и зарубежных исследователей Балтоскандии (Алихова, 1953, 1957, 1960а,б; Мянниль, 1958, 1963, 1966).

В состав тремадокского яруса входят пакерортский горизонт, представленный кварцевыми песчаниками с фосфатными раковинами *Obolus* и диктионемовыми сланцами, и цератописигиевый горизонт, очень слабо распространенный на территории нашей страны и слагающийся, по данным Р.М.Мянниля (1963, 1966), зеленовато-серыми глинами, местами с примесью алевролита и глауконита, и темными сланцами.

Т.Н.Алихова (1960) включает в состав тремадокского яруса вышележащий мязкульский горизонт, представленный глауконитовыми песчаниками (глауконититами), кверху обогащенными карбонатом. Р.М.Мянниль (1966) называет этот горизонт латорпским и включает его в состав онтикасского (аналог аренигского) яруса по находкам в нем руководящих форм трилобитов и конодонтов. Латорпский горизонт делится на два подгоризонта: нижний хуннебергский (глауконитовый песчаник или глауконитит) и верхний биллингенский (песчанистый глауконитовый известняк и известковистый глауконитовый песчаник, иначе глауконитит). В состав аренигского (Алихова, 1960), или онтикасского (Мянниль, 1966), яруса входят также волховский и кундаский горизонты.

В рассматриваемом Прибалтийском районе, включающем Эстонскую

и Латвийскую ССР и Ленинградскую область (Мяньиля, 1966), выделяются три структурно-фациальные зоны (рис. 2): Латвийская с Елгавским и Средне-Литовским прогибами, с повышенными мощностями отложений, и Эстонская и Литовская зоны, ограниченные соответственно Финской и Белорусской сушей и характеризующиеся относительно пониженными мощностями отложений несколько иного, чем в первой зоне, состава.

По данным Р.М.Мяньиля, отложения цератописигиевого горизонта, представленные глинами с прослоями, обогащенными глауконитом, распространены только на территории Елгавского прогиба и имеют сравнительно небольшую мощность. Отложения лежащих выше латорпского, волховского и кундаского горизонтов пользуются повсеместным распространением. Латорпский горизонт слагается глауконититами на территории Эстонской и Литовской зон, которые в Латвийской зоне замещаются красными и серыми глинами. В биллингенском подгоризонте полоса этих глин прослеживается непрерывно из Латвийской структурно-фациальной зоны в Московскую синеклизу. Волховский горизонт слагается детритово-зернистыми известняками и доломитами с глауконитом на севере и юге рассматриваемого региона, с примесью глинистого материала на территории Ленинградской области; в Латвийской центральной зоне они замещаются тонкозернистыми красноцветными известняками, нередко глинистыми. В кундаском горизонте состав пород примерно такой же, как в волховском, но количество глауконита в нем уменьшается, а в кровле и подошве горизонта наблюдаются "чечевичные" слои осадочных железных руд.

Значительно реже встречается глауконит в отложениях среднего ордовика (азериский горизонт).

Таким образом, основные скопления глауконита приурочены к отложениям онтикаского яруса в составе латорпского, волховского и кундаского горизонтов. Этот этап развития Балтийского бассейна характеризуется непрерывно-прерывистой трансгрессией, развивавшейся в течение всего онтикаского века и достигшей своего максимального развития лишь в конце его. Конец латорпского времени в Балтийском бассейне характеризуется условиями, благоприятными для накопления карбонатных осадков, тогда как в тремадокское время (и, вероятно, еще в начале латорпского) воды бассейна были обогащены фосфатами. В нем обитали моллюски, имевшие хитиново-фосфатный скелет, а карбонаты не отлагались.

Глауконитоносными породами являются глауконититы (латорпский горизонт), зернистые и детритово-зернистые известняки и доломиты (волховский и кундаский горизонты). Форма зерен глауконита в латорпском горизонте, с одной стороны, и в волховском и кундаском горизонтах, с другой, различаются между собой. Первый имеет удли-

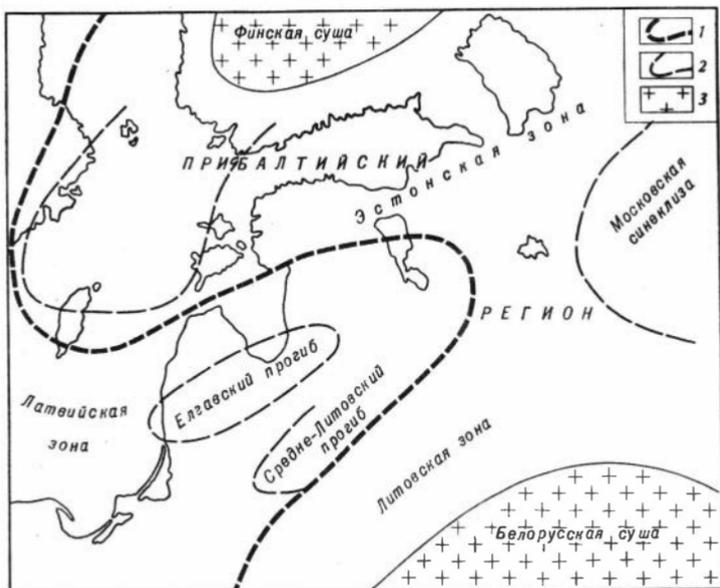


Рис. 2. Структурно-фациальные зоны Прибалтийского района Русской платформы, по данным Р.М.Мянилы (1966)

ненные с матовой поверхностью зерна различной формы: субтреугольные, лопастные, овальные, дугообразные и т.д. Два других горизонта имеют зерна изометричной формы, поверхность их глянцевитая и матовая. Внутри них часто присутствуют обломки карбонатных пород.

#### МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ГЛАУКОНИТА

В основу выделения морфогенетических разновидностей зерен минералов группы глауконита положены признаки седиментационных и эпигенетических их изменений.

Изучение аутигенных силикатов из шельфовых осадков Западной Африки (см. статью И.В.Николаевой, Ю.М.Сенина, Г.А.Голубовой в настоящем сборнике) показало нам, что в современных морских осадках наблюдаются как первичные (неизменные), так и измененные их зерна. Такие изменения силикатных зерен мы называем седиментационными, в отличие от постседиментационных, или эпигенетических изменений, которые испытывают зерна аутигенных силикатов в процессе вторичных преобразований породы.

## Сибирская платформа

Все пробы минералов группы глауконита из ордовикских отложений Сибирской платформы несут признаки изменения слагающих их зерен, однако время и степень этих изменений весьма различны. По внешним особенностям различаются пять типов зерен. Они показаны на табл. I - IV (см. в конце книги).

I тип - зерна зеленовато-черного цвета неправильной изометричной полукруглой формы. Часть зерен представляет собой обломки с ровной гладкой поверхностью скола, которая указывает, что раскалывание зерен происходило без коррозии и выкрошивания и, следовательно, без седиментационных изменений.

Поверхность зерен глянцевитая, реже матовая. На некоторых зернах отмечаются тонкие трещинки, по которым происходит незначительное осветление зерна до зеленого цвета. Судя по ним, можно сказать, что объем вторичных изменений зерен настолько мал, что ими можно пренебречь. Такие зерна представляют собой первичные аутигенные образования и могут служить реперными пробами при определении абсолютного возраста вмещающих отложений. Вероятно, такой тип зерен может дать точные цифры, которые позволили бы построить шкалу абсолютного возраста для осадочных отложений.

Такие аутигенные силикаты группы глауконита (рис. 3) встречаются в строматолитовых известняках основания устькутского яруса на р. Ханде, притоке р. Киренги (зерна глауконита показаны на табл. Ia).

Весьма сходный с вышеописанным тип зерен Ia (табл. Ib) встречается в среднем течении р. Киренги (в 6 км выше по течению от дер. Ключи), в верхнем течении р. Киренги, чуть выше устья р. Ханды, в слоях того же стратиграфического уровня (хантайский надгоризонт, личное сообщение А. В. Розовой), а также в обнажении устькутского яруса на р. Окунайке у оз. Дальнего. Различия в зернах этих двух подтипов незначительны (табл. Ia, б). В подтипе Ia, наряду с черными зернами первого типа, отмечаются зерна с черно-зеленой пятнистой, реже зеленой поверхностью. Кроме того, в незначительном количестве отмечаются зерна, имеющие зеленую окраску, развивающуюся с поверхности, а затем захватывающую отдельные зерна полностью; окраска является вторичной эпигенетической.

Однако объем и глубина изменения этих зерен сравнительно невелики. Цифра абсолютного возраста этого глауконита (Л. В. Фирсов, ИГиГ СО АН СССР, лабораторный номер пробы 3707 за 1968г.), рассчитанная по константам бета-распада калия, равной  $4,68 \cdot 10^{-10}$  и K-захвата, равной  $0,585 \cdot 10^{-10}$  год<sup>-1</sup>, составляет  $475 \pm 5$  млн. лет. Содержание  $K_2O$  в зернах -  $7,74 \pm 0,02\%$ .

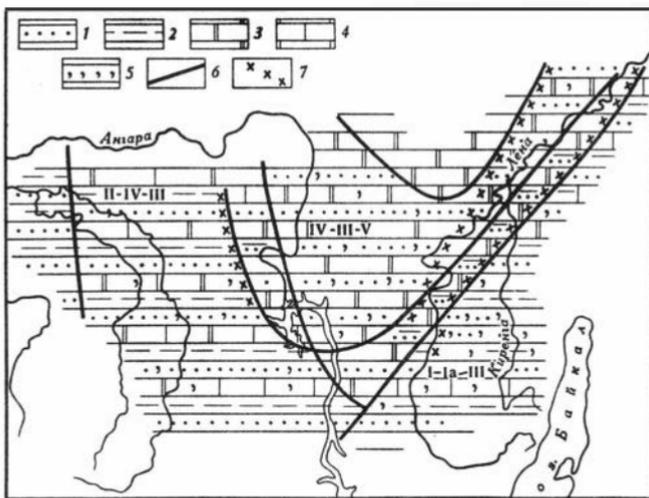


Рис. 3. Распределение основных типов зерен минералов группы глауконита в отложениях устькутского яруса. Литологический состав отложений показан по данным Ю.Н.Занина (1970)

1 - песчаник; 2 - алевролит; 3 - доломит; 4 - известняк; 5 - глауконит; 6 - границы литолого-фациальных зон; 7 - границы распространения основных типов зерен глауконита (на рис.3-5 типы зерен глауконита показаны римскими цифрами)

Нижняя граница ордовика, по последним данным, определяется цифрой 485 млн. лет. Полученная по глаукониту цифра 479±5 млн.лет совпадает с нижней границей ордовика в пределах точности определения. Очевидно, такие цифры являются уже обнадеживающими. Еще точнее можно получить цифры абсолютного возраста для первичных аутигенных, совершенно неизмененных зерен глауконита первого типа (при соответствующей точности определения калия и аргона).

II тип - зерна темно-зеленого цвета овальной и неправильно угловатой формы, с матовой, реже глянцевитой поверхностью. На поверхности зерен часто развивается сетка трещин, по которым происходит осветление окраски и, следовательно, изменение зерна (табл. IIа,б). Главной отличительной особенностью зерен этого типа от первого является то, что в центре их помещается зерно кварца или обломок карбонатной породы, на которых нарастает каемка радиально-лучистого силиката с микроагрегатным строением, что свидетельствует о двух стадиях образования таких зерен.

Зерна распространены в устькутских отложениях в краевой части амфитеатра (низовья р.Биржы, верхнее течение р.Лены, см.рис.3).

III тип зерен образовался в процессе седиментационных, а затем эпигенетических изменений зерен первого и второго типов. ▢

ордовикских отложениях Сибирской платформы этот тип зерен пользуется сравнительно слабым распространением, встречаясь на западной и восточной окраинах амфитеатра, но он наиболее представлен среди других типов зерен глауконита в ордовикских отложениях северо-запада Русской платформы. Эти зерна зеленого цвета с матовой и шероховатой поверхностью. Скол герцовый бугорчатый, блеск по сколу матовый (табл. III, IYa). Поверхностная часть зерен окрашена обычно несколько светлее, чем внутренняя зеленая, до зеленовато-черного и черного цвета. На поверхности зерна можно наблюдать трещинки и каверны выкрошивания. По сколам, а также трещинкам и кавернам, по изометричности формы и оттенкам окраски (желтоватому или сероватому и синеватому) зерна третьего типа различаются по происхождению — один за счет зерен I типа, другие — II типа. Характерна также и сама ассоциация зерен III типа в одних разрезах с зернами типов I-Ia (р. Ханда и верховья р. Киренги), в других с зернами II типа (р. Бирюса и р. Лена между городами Усть-Кут и Киренск).

Наряду с зернами правильной формы в этом типе отмечаются и обломки угловатой неправильной формы с острыми и корродированными краями. Эти обломки являются одной из главных особенностей III типа и свидетельствуют об изменении зерен в стадию седиментации.

IV тип зерен самый представительный для минералов группы глауконита в ордовикских отложениях Сибирской платформы. Он развивается по зернам трех выше описанных типов, и переход зерен I-II типов в III и IV нередко можно наблюдать в одном и том же образце. Кроме того, зерна IV типа развиваются и по зернам V типа, характеризующимся интенсивной эпигенетической перекристаллизацией (они описываются несколько ниже). Таким образом, процесс формирования зерен IV типа является наложенным и самым поздним по времени своего проявления и вместе с тем наиболее широко развитым.

Зерна IV типа светло-зеленые до беловато-зеленого цвета (табл. IVб), нередко пятнисто окрашенные с поверхности, по трещинам и кавернам. Форма зерен округлая, овальная, угловато-округлая и угловатая, т.е. наблюдается полная преемственность формы зерен I-III типов. Поверхность их гладкая, шероховатая, ямчатая и кавернозная. Скол неровный, пятнистая окраска на сколе в некоторых случаях обнаруживается еще более четко, чем с поверхности. Часто на этих зернах встречаются налеты гидроокислов железа. Из описания зерен видно, что основные изменения их происходили в стадию эпигенеза.

Зерна IV типа в ордовикских отложениях Иркутского амфитеатра повсеместно распространены.

V тип — зерна темного и светлого синевато-зеленого цвета. Форма зерен округлая, изометричная, угловато-округлая (как в I-Ia типах)

а также угловатая (как в III типе). Кроме того, наблюдаются слюдоподобные чешуйки хорошо ориентированных по плоскости 001 микроагрегатов, проявляющие себя под микроскопом как поликристалл. В породе такие чешуйки хорошо различаются в виде тонких послойных "жилок" или линзочек, залегающих, как правило, в основании пласта, обогащенного зернами минералов группы глауконита, по отношению к которым рассматриваемые чешуйки могут быть "новообразованиями", возникшими за счет диспергирования зерен на микрочастицы и перетолжения последних на границе слоя.

Поверхность зерен гладкая и кавернозная, скол оскольчатый. Отличительная черта этих зерен — их жирный и стеклянный блеск по сколу, в отличие от зерен четырех выше описанных типов, имеющих матовый блеск. На поверхности зерен отмечаются пятна гидроокислов железа.

Чаще всего такие зерна минералов группы глауконита отмечаются вблизи трапových тел, прорывавших ордовикские отложения в зоне Ангарских складок (устье р.Ковы) и в низовьях р.Подкаменной Тунгуски. Такие зерна нам не встретились в ордовикских отложениях северо-запада Русской платформы.

Не исключено, что траповый магматизм оказал влияние на перекристаллизацию минералов группы глауконита.

### Русская платформа

На северо-западе Русской платформы в ордовикских отложениях различаются четыре типа зерен глауконита, для каждого из которых характерна разная степень проявления признаков седиментационных и эпигенетических изменений. В принятой классификации глубина изменения нарастает от первого типа к четвертому, как в классификации зерен аутигенных силикатов из ордовикских отложений Сибирской платформы. Это деление до некоторой степени условно, так как нередко даже в одной пробе можно различить две-три разновидности зерен. Мы наметили четыре наиболее четко различающихся между собой типа зерен, исключая в данном случае многочисленные разновидности, приняв в качестве главных признаков такие, как цвет, форма, характер поверхности и трещиноватости зерен. Зоны распространения намеченных нами типов зерен показаны на рис. 4 и 5.

В этом районе Русской платформы нам не встретились зерна, которые не имели бы никаких признаков изменения. Однако отдельные пробы глауконита содержат зерна, измененная часть которых имеет совсем незначительный объем. Такие зерна мы выделяли в I тип. Ни-

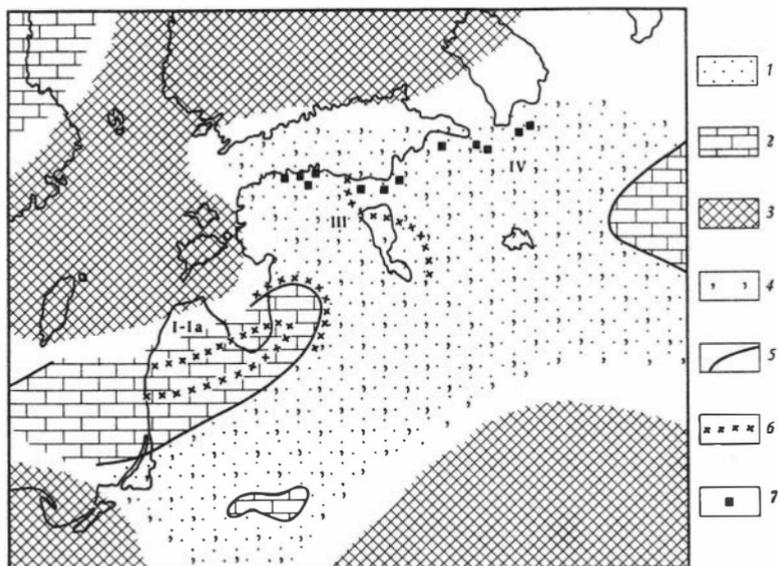


Рис. 4. Распределение основных типов зерен глауконита в отложениях хуннебергского подгоризонта. Литологический состав отложений показан по данным Р.М.Мянниля (1966)

1 - песчаник; 2 - глины; 3 - суша; 4 - глауконит; 5 - границы литолого-рациональных зон; 6 - границы распространения типов зерен глауконита; 7 - точки взятия проб

же дается характеристика типов зерен. Все типы зерен имеют своих аналогов среди сибирских зерен аутигенных силикатов.

**I тип.** Зерна глауконита зеленовато-черного цвета, удлиненной неправильной субтреугольной, полукруглой, дугообразной формы (рис. 4, табл. I), иногда с вогнутостью, напоминающей отпечатки соприкасавшихся с ними терригенных зерен. Зерна твердые, скол их ровный. Поверхность зерен слабо глянцевиная, местами матовая, в основном однородно окрашенная. Все это подтверждает, что зерна не претерпели каких-либо седиментационных изменений.

Иногда на поверхности зерен наблюдаются тонкие трещинки с микрожилками эпигенетического карбоната. По таким трещинам, а местами в виде пятен с поверхности происходит осветление окраски зерен. Этим осветлением ограничивается проявление их эпигенетического изменения. Объем измененного глауконита не превышает 5% общего объема зерен (и ими можно пренебречь), считая, таким образом, эти зерна практически неизменными. Зерна этого типа встречаются в хуннебергском подгоризонте латорпского горизонта на территории

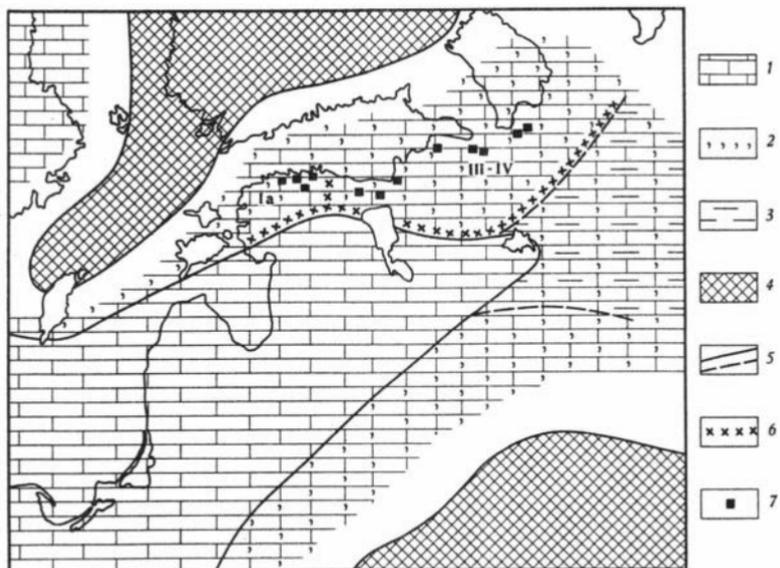


Рис.5. Распределение основных типов зерен глауконита в отложениях волховского горизонта. Литологический состав отложений показан по данным Р.М.Мяниля (1966)

1 - известняк; 2 - глауконит; 3 - глинистая примесь; 4 - суха; 5 - границы литолого-фациальных зон; 6 - границы распространения типов зерен глауконита; 7 - точки взятия проб

Елгавского прогиба (рис.4). Такой глауконит может служить реперной пробой при определении абсолютного возраста. Близкими к описанному типу являются зерна глауконита из цератошпигиевого горизонта, а также биллингенского подгоризонта латорпского горизонта того же Елгавского прогиба (скв. Пилтене, Стури, Энгуре), однако в этих глауконитах эпигенетические изменения уже хорошо заметны, хотя они имеют локальное проявление на зернах, так что первичная черная окраска этих зерен еще в большинстве случаев сохраняется. Этот подтип называется Ia. Ниже дается его характеристика.

Зерна Ia подтипа серовато-зеленого и черного цвета, нередко пятнисто окрашенные, с серовато-зелеными, зелеными и почти черными пятнами на поверхности. Форма зерен такая же, как в I типе, зерна твердые, скол ровный. Таким образом, и в этом подтипе седиментационных изменений зерен почти не наблюдается.

Поверхность зерен матовая, реже слабо глянцевитая. У значительной части зерен наблюдаются эпигенетические трещинки, очень часто сквозные; по ним происходит осветление окраски зерен глауконита и

замещение глауконита кальцитом. Осветление зерен наблюдается, кроме того, по отдельным пятнам с поверхности, даже при сравнительно небольшой трещиноватости. В шлифе можно наблюдать замещение зерен глауконита кальцитом и доломитом с периферии и изнутри, иногда почти нацело.

Кроме рассмотренного выше Елгавского прогиба, такие зерна встречаются на западной территории Северной Эстонии (Маарду, Лгала, Кейла) и очень редко на территории Ленинградской области (карьер Бабино), которые входят в состав Эстонской фациально-палеогеографической зоны (в понимании Р.М.Мяниля, рис. 5), в отложениях нижней части волховского и кундаского горизонтов. В зернах этого подтипа эпигенетические изменения четко выражены, но первичная седиментационная природа зерен хорошо распознается.

К II типу относятся зерна, почти не имеющие седиментационных признаков изменений, но подвергшиеся заметным эпигенетическим преобразованиям. Они близки к подтипу Ia, но отличаются от последнего первичными седиментационно-диагенетическими признаками: формой, цветом, характером поверхности и особенно четко строением центральной части зерна, содержащей крупные включения.

Зерна темно-зеленого, местами до черно-зеленого цвета, со светло-зелеными пятнами на поверхности. По сравнению с зернами I типа, рассматриваемый II тип характеризуется более изометричной формой: округлой, слабо овальной, угловато-окатанной, неправильной. Наряду с ними в небольшом количестве присутствуют зерна столбчатой формы — удлиненные (1:5), с округлым поперечным сечением, иногда чуть сходящие на конус. Поверхность зерен глянцевитая, нередко участки матовая, гладкая, реже с сетью тонких трещин растворения и очень слабым осветлением по этим трещинкам. Скол ровный и мелкобугорчатый, открывающий более светлую внутреннюю часть зерна — светло-зеленое ядро, окруженное темно-зеленой корочкой. Цвет этой корочки и определяет окраску поверхности зерна.

Под микроскопом центральное ядро и наружная корочка имеют совершенно различное строение (см. табл. Па, б). Ядром служат микроагрегатные зерна глауконита, обломки карбонатных пород, а также эпигенетические скопления карбоната, замещающего частично или полностью центральное глауконитовое ядро. Наружная корочка состоит из радиально ориентированных частиц глауконита и почти не подвергается вторичным изменениям, а если и подвергается, то в меньшей степени, чем центральное ядро. Такие зерна встречаются, в основном, в верхней части волховского горизонта, залегают они под "чечевицным" слоем железных руд (фосфоритовые рудники Маарду, Кингисепп, дер. Поповка, р. Линна — приток р. Сясь). Интенсивность вторичных изменений нарастает в них с запада на восток, к территории Ленинградской

области. По сравнению с зернами I типа, зерна II типа приурочены к более краевым частям бассейна и являются, очевидно, относительно более мелководными образованиями.

Наиболее представительными оказались III и IV типы зерен глауконита нашей классификации, представляющие собой разные стадии изменения зерен I и II типов.

**III тип.** Глауконит зеленый с редкими зернами темно-зеленого цвета. Форма зерен неправильная, удлинённая, изометричная, полуугловатая, грубо почковидная, дугообразная, вогнутая, как бы с отпечатками прилегающих зерен. Во многих пробах форма зерен довольно сходна с зернами I типа, реже - с зернами II типа.

Наряду с целыми зернами встречаются обломки неправильной формы с корродированными краями, судя по которым можно сделать вывод о том, что в период седиментации проходила коррозия зерен по трещинам, т.е. они подвергались химическому изменению, а затем раскалывались и раскрошивались по этим трещинам. В отдельных участках количество таких обломков зерен в пробе достигает 80% (латорпский горизонт, хуннебергский подгоризонт, города Таллин и Копорье, дер. Поповка, см. табл. III).

Поверхность зерен матовая и шероховатая, с почти полным отсутствием трещинок или с их небольшим количеством. Наблюдаются редкие мелкие пятна гидроокислов железа. Скол неровный, ямчатый, часто открывающий неоднородно окрашенную внутреннюю и внешнюю части зерна; центральная часть зерен имеет чаще всего более темную окраску. Цвет, характер поверхности и скола зерен указывают на то, что зерна подвергались значительным изменениям в стадии эпигенеза.

Обе стадии (сингенетическая и эпигенетическая) изменения этих зерен достаточно четко различаются и под микроскопом. Часть зерен имеет форму угловатых корродированных обломков с признаками седиментационных изменений. Другая часть зерен (судя по шлифам) подвергалась растворению и замещению карбонатами, т.е. дополнительно изменялась в стадию эпигенеза.

Таким образом, в большинстве своем зерна глауконита III типа несут признаки и седиментационных, и эпигенетических изменений. Интенсивность седиментационных изменений варьирует от пробы к пробе и в общем случае остается сравнительно небольшой.

Зерна III типа отмечаются в латорпском горизонте (преимущественно в хуннебергском подгоризонте) Северной Эстонии (города Палдиски, Таллин, водопад Кейла, карьер Маарду) и в западной части Ленинградской области (города Копорье, Тосно), где этот горизонт называется илюкляским (Алихова, 1960). Кроме того, этот тип зерен глауконита характерен для волжского горизонта (карьер Маарду,

город Копорье, дер. Поповка, водопады Кейла, Тырвае). Иногда он отмечается в отложениях кундаского горизонта.

IV тип отличается от всех выше описанных наиболее светлой окраской зерен; она светло-зеленая до беловато-зеленой, с небольшим количеством зерен зеленого цвета более темной окраски (как в III типе). Очень характерна пятнистая окраска зерен, когда все названные цвета можно наблюдать в одном и том же зерне.

Форма зерен неправильная, угловатая, реже лопастная, дискообразная, чуть уплощенная и шаровидная. Поверхность зерен шероховатая и ямчатая, нередко трещиноватая и сильно трещиноватая. Наблюдается осветление зерен по трещинам до почти белого цвета и выкрошивание. Зерна мягкие, нередко рассыпаются при надавливании на них иглой. Часто заметны налеты гидроокислов железа в виде пятен и даже "рубашек", особенно в образцах из обнажения у водопада Тырвае, где такие налеты характерны для зерен глауконита из всех трех горизонтов: латорпского, волховского и кундаского.

Зерна этого типа распространены в латорпском горизонте на территории Ленинградской области (реки Ижора, Тосно, Лава, дер. Поповка, карьер Путилово) и меньше в волховском горизонте (карьер Путилово).

Судя по угловатой форме зерен глауконита, они претерпели значительные изменения уже в стадию седиментации. Светлая окраска зерен вплоть до белой, с поверхности и по трещинам, а также пятна и "рубашки" гидроокислов железа на осветленных зернах свидетельствуют о весьма интенсивных постседиментационных изменениях. Таким образом, в большинстве случаев наиболее интенсивным постседиментационным изменениям подвергаются зерна глауконита, претерпевшие изменения уже в процессе седиментации, т.е. обломки зерен со следами седиментационной коррозии подвергаются вторичным эпигенетическим изменениям значительно легче, чем целые округлые зерна.

Нам приходилось наблюдать почти столь же интенсивные вторичные изменения целых зерен, хотя количество таких случаев значительно уступает первым. Например, в латорпском горизонте на территории Ленинградской области очень интенсивное изменение зерен глауконита (табл. IVб) происходит в процессе сернокислотного выветривания при окислении конкреций пирита (дер. Поповка). В пределах самой конкреции и непосредственно на контакте с ней зерна глауконита осветляются до почти белого цвета; с удалением от конкреции окраска зерен глауконита темнеет.

Довольно сильное изменение испытывают зерна глауконита латорпского горизонта и в районе фосфоритового карьера Кингисепп (по аналогичной причине). Однако эти специфические случаи изменени

целых зерен глауконита сравнительно редки.

Кроме сернокислотного выветривания, по-видимому, большое влияние на зерна глауконита оказывают почвенные гуминовые кислоты, поскольку глауконитоносные отложения покрыты слоем современной почвы. Более того, слой почвы развивается даже на самом скальном выходе, на небольших выступах и площадках, и, как правило, почвенный слой в первую очередь развивается на прослоях и линзах пород, обогащенных глауконитом. Органические кислоты вначале удаляют из глауконитовых зерен примесь фосфатов и обменные катионы, а затем разрушают структуру глауконита, как было показано экспериментальной работой группы исследователей (Феношина и др., 1966).

#### ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ГЛАУКОНИТА И ТИПОВ ИХ ЗЕРЕН В ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Для мономинеральных фракций минералов группы глауконита были получены ИК-спектры, дебаграммы, диффрактограммы, химические и квантометрические анализы.

По ИК-спектрам зерна аутигенных силикатов делятся на две группы.

Одни зерна имеют инфракрасные спектры, типичные для диоктаэдрических минералов (рис.6), с тремя максимумами в области деформационных колебаний Si-O на частотах 440, 470 и 500  $\text{см}^{-1}$ . Такие зерна имеют глауконитовый состав и характерны для ордовикских отложений северо-запада Русской и западной окраины Сибирской платформ (нижнее течение р.Подкаменной Тунгуски).

Другая часть зерен имеет целый ряд отличительных особенностей ИК-спектров (рис.7). У одних наблюдается сближение трех максимумов деформационных Si-O колебаний 440, 460 и 490  $\text{см}^{-1}$  (обр.10/УП), при этом средний пик может быть широким и наиболее интенсивным, по сравнению с двумя другими (образец из Белозер), а правый - почти исчезает (обр.Ш/10). Наконец, правый пик совсем может отсутствовать, и тогда конфигурация этой части ИК-спектра становится более похожей на спектры триоктаэдрических минералов (обр.2420), хотя полной аналогии последним, как в нижнекембрийских отложениях (см. статью И.В.Николаевой, Л.Т.Ковалевой, А.В.Сухаренко в настоящем сборнике), в ордовикских отложениях нами не наблюдалось. Такого состава зерна пользуются широким распространением в ордовикских отложениях на территории Сибирской платформы как в южной части, так и в северной. ИК-спектры таких зерен являются как бы переходными от глауконита к селадониту (см. статью И.В.Николаевой, Л.Т.Ков-

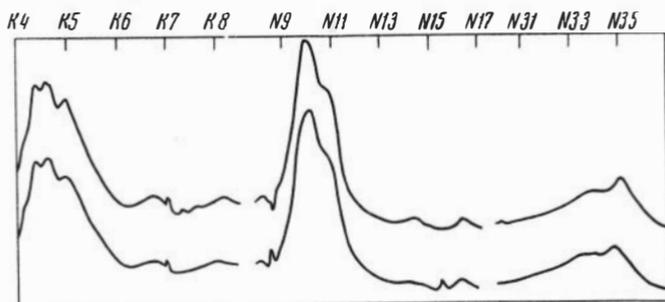


Рис.6. ИК-спектры ордовикских глауконитов северо-запада Русской платформы

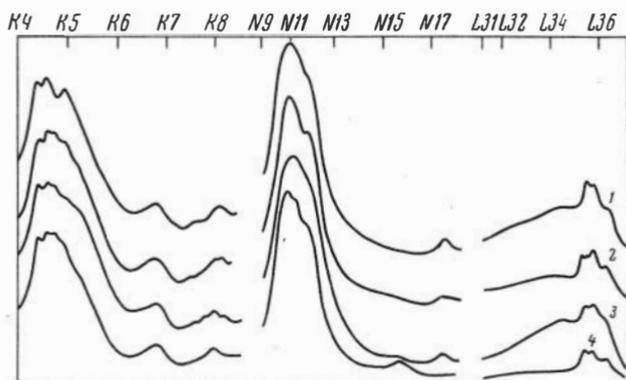


Рис.7. ИК-спектры ордовикских минералов группы глауконита юга Сибирской платформы (образцы: 1 - Ю/ХП; 2 - из Белозер; 3 - Ш/Ю, 4 - 2420)

валевоу, А.В.Сухаренко в настоящем сборнике), их можно назвать, в отличие от глауконитовых, селадонит-глауконитовыми.

В селадонит-глауконитовых зернах, кроме того, иногда отмечается (по рентгеновским исследованиям) примесь  $7 \text{ \AA}$ -ого минерала (табл.1), который не проявляется на рентгенограммах после отжига при  $t = 600^\circ\text{C}$ . Можно предполагать, что таким минералом является каолинит (?). Поскольку других отражений, кратных  $7 \text{ \AA}$  и характерных для каолинита или хлорита на рентгенограммах не проявляется, то сделать окончательный вывод о характере этого минерала не представляется возможным. Наибольшим распространением такие  $7 \text{ \AA}$ -ные минералы пользуются в измененных зернах; очевидно, процесс "каолинизации" и "хлоритизации" минералов группы глауконита может быть как сингенетическим, так и эпигенетическим.

Каково влияние механической примеси каолинита на форму ИК-спектров этих минералов переходного типа, нам не совсем ясно. Однако и при ее отсутствии наблюдаются аналогичные спектры. Поэтому можно надеяться, что существенного влияния эта примесь не оказывает, как и в ИК-спектрах гидрослюд и минералов группы глауконита (собственно глауконита и сколита) из других районов и отложений другого возраста. Поэтому отмеченные выше особенности ИК-спектров, как представляется нам, отражают основные черты строения минералов переходного типа, названных нами селадонитами — глауконитами.

Такие минералы содержат относительно повышенное, по сравнению с глауконитами, количество магния и двухвалентного железа (табл. 2), однако эти цифры не достигают величин, характерных для собственно селадонитов, оставаясь несколько пониженными. Селадониты-глаукониты достаточно четко отличаются по составу от глауконитов ордовикских отложений северо-запада Русской платформы, а также глауконитов Швеции того же возраста (Hadding, 1932).

Результаты рентгеновского исследования разных типов зерен аутигенных силикатов показаны в табл. I, из которой видно, что по мере перехода от I типа к IV меняются интенсивности отдельных отражений, появляются новые рефлексы, нехарактерные для минералов группы глауконита в неизменных зернах. Так, интенсивность отражений 3,66, 3,34 и 3,08 Å несколько уменьшается (кроме зерен обр. 48/20, относимых к У типу и претерпевших эпигенетическую перекристаллизацию), рефлекс 4,13 Å либо исчезает, когда он соответствует первичному глаукониту, либо резко усиливается,  $J = 5(3-8/2, 48/20)$ , когда зерна имеют примесь гидроокислов железа, хорошо различающуюся и микроскопически. Иногда появляется 7Å отражение, которое, в данном случае (обр. 3-8/2), возможно, соответствует эпигенетической хлоритизации (?) или каолинизации (?) глауконита; отражение 4,35 Å обязано, очевидно, появлению гидромусковитового компонента в процессе эпигенетического изменения глауконита и его перекристаллизации.

Чаще всего зерна, подвергшиеся вторичным изменениям, содержат смешанно-слоистую фазу, однако после их эпигенетической перекристаллизации эта фаза исчезает и появляется новая минеральная фаза — хлорит (?), каолинит (?) и гидромусковит (?). Вторичные изменения таких зерен, как правило, настолько резко выражены, что мы их относим к IV типу наиболее измененных зерен. Замещение глауконита мусковитом и хлоритом (каолинитом) в стадию глубинного эпигенеза и метагенеза описано было и в других районах (Шутов, 1962).

## Порошковые рентгенограммы разных типов (I-IV) зерен минералов группы глауконита

70

Обр. из скв. Адзе, Ia		Обр. I48, Ia		Обр. 4/9, III		Обр. 3-3/2в, III		Обр. 3-8/2, IV		Обр. 48/20, IV		Обр. 9/9ил, IV	
г	$\frac{d\alpha}{n}$	г	$\frac{d\alpha}{n}$	г	$\frac{d\alpha}{n}$	г	$\frac{d\alpha}{n}$	г	$\frac{d\alpha}{n}$	г	$\frac{d\alpha}{n}$	г	$\frac{d\alpha}{n}$
4	10,07	3	10,00	6	10,60	6	10,34	5	9,82	6	9,95	5	10,27
0,5	5,03	-	-	-	-	0,5	5,00	3	7,19*	1	4,89	-	-
4	4,53	5	4,53	6	4,56	5	4,53	4	4,58	6	4,53	7	4,52
0,5	4,13	0,5	4,13	-	-	-	-	1	4,35	1	4,35	-	-
4	3,65	4	3,65	4	3,68	0,5	4,16	5	4,13	4	4,16	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	4	3,66	3	3,66	3	3,66
4	3,33	4	3,33	5	3,36	4	3,34	3	3,34	5	3,30	4	3,33
4	3,08	4	3,08	4	3,08	4	3,08	3	3,08	4	3,08	3	3,08
0,5	2,912*	-	-	-	-	-	-	2	2,89	2	2,89	2	2,89
1	2,681	1	2,68	-	-	2	2,68	6	2,72	3	2,70	2	2,806
10	2,592	10	2,598	10	2,604	10	2,586	10	2,59	10	2,58	2	2,69
7	2,415	6	2,415	4	2,42	5	2,39	2	2,49	4	2,405	10	2,59
3	2,267	2	2,276	3	2,28	3	2,26	2	2,39	-	-	4	2,399
1	2,209	-	-	-	-	2	2,205	2	2,226	3	2,27	3	2,27
3	2,142	2	2,142	3	2,125	2	2,125	4	2,106	3	2,134	3	2,13
2	1,990	2	1,999	3	1,994	3	1,994	3	2,006	3	2,016	3	2,002
2	1,718	2	1,718	2	1,720	3	1,710	1	1,713	-	-	3	1,696
2	1,659	2	1,661	2	1,665	3	1,650	-	-	3	1,66	4	1,695
2	1,598	1	1,645	2	1,609	3	1,592	1	1,558	-	-	-	-
8	1,517	8	1,515	6	1,521	8	1,512	3	1,513	4	1,517	9	1,515
0,5	1,348	6	-	-	-	-	-	4	1,409	-	-	-	-
3	1,312	3	1,311	4	1,318	4	1,310	1	1,360	-	-	-	-
1	1,262	1	1,260	1	1,265	2	1,257	1	1,340	2	1,310	5	1,310
1	1,211	-	-	1	1,199	2	1,208	1	1,303	-	-	-	-
									1,258	2	1,26	3	1,259
												3	1,204

Примечание: Условия съемки: трубка БСВ - 1; Со - анод; Д - 57,3 мм; d = 0,25 мм; напряжение - 37 кВ; сила тока - 10 ма; экспозиция - 8 часов; Ge - фильтр. Съемку проводили М.В.Новожилова и Г.Д. Терлецкая (ИГиГ СО АН СССР).

\* Примесь карбоната.  
\*\* Примесь хлорита (?), каолинита (?).

## Химический состав селадонита-глауконита из ордовикских отложений Сибирской платформы

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO
4/20	48,18	0,10	8,42	15,95	3,22	6,54	0,086
20/20	46,64	0,10	7,13	15,39	3,95	7,50	He опр.
24/10	47,70	0,90	14,54	10,06	3,86	6,31	0,071
5I/УП	49,24	0,60	13,56	12,32	3,21	5,57	0,069
3/IV	51,60	0,12	11,67	11,98	3,07	4,52	0,02

№ обр.	CaO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	Т.п.п.	H <sub>2</sub> O
4/20	1,09	0,41	7,40	0,20	0,091	7,71	1,70
20/20	2,18	1,08	7,02	0,10	0,17	6,68	1,58
24/10	1,30	0,34	4,48	0,05	0,03	8,33	1,98
5I/УП	1,15	0,13	5,86	0,05	0,03	6,86	1,14
3/IV	0,34	0,12	7,78	0,05	0,158	6,62	1,48

Примечание: Анализы выполнены в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР, аналитик А. В. Сухаренко.

Химический состав зерен выделенных нами типов показан в табл. 3 и 4. Общая тенденция изменения состава зерен от I типа к IV, т.е. по мере нарастания степени их преобразования в стадию седиментации и эпигенеза (совместно), заключается в постепенном снижении содержания в них калия и железа и росте содержания алюминия и кремния. Это объясняется протеканием различных процессов: а) выноса калия с образованием разбухающей смешанно-слоистой фазы либо примеси бескальциевых минералов - каолинита и хлорита; б) замещения трехвалентного железа алюминием; в) частичным по объему, но весьма глубоким или почти полным разрушением зерна, сопровождающимся выносом всех составляющих его элементов, кроме кремния, относительное содержание которого при этом увеличивается. Относительный объем зерна, охваченный этим процессом, невелик, он занимает лишь поверхностную его часть.

Сравнение табл. 3 и 4 приводит к выводу о том, что зерна в ордовикских отложениях Сибирской платформы подвержены более резким

Химический состав силикатных зерен разных типов из ордовикских отложений Сибирской платформы

Тип зерен	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	П.п.п.	H <sub>2</sub> O
I	148	47,54	0,92	8,63	19,73	2,46	4,25	0,054	1,04	0,057	7,86	0,05	0,027	6,06	1,72
Ia	Ключи	49,00	0,10	8,00	16,04	2,29	4,26	He опр.	1,78	0,08	8,04	0,07	0,052	9,02*	1,48
	10/ХП	49,72	0,15	8,76	18,43	2,43	2,73	0,07	1,18	0,08	8,20	0,19	0,03	6,84	1,54
	5/ХП	49,74	0,12	8,87	19,25	2,14	2,90	He опр.	0,59	0,08	8,20	0,13	0,032	6,75	1,34
	22 <sup>a</sup> /X**	47,76	1,07	11,19	12,70	2,86	2,83	0,04	4,63*	0,17	6,80	0,05	0,03	8,48	1,10
III	4/8	48,52	0,15	9,09	18,24	2,14	4,09	0,023	1,30	0,57	6,80	0,10	0,042	6,65	1,98
	7/Эил	47,66	0,05	8,19	19,91	2,75	4,42	0,062	0,34	He опр.	7,70	0,08	-	6,14	2,28
	13/9ил	47,50	0,12	9,79	17,83	2,04	4,50	0,031	1,27	0,10	7,36	0,10	0,038	7,16	1,76
	210/98	50,34	0,21	8,83	17,59	2,15	3,63	0,01	0,34	0,24	6,84	0,14	0,032	7,54	2,50
IV	20/9ил	50,15	0,36	12,62	12,38	3,07	5,12	0,02	1,15	1,60	5,98	0,12	0,028	6,54	1,18
	51/УП	49,24	0,60	13,56	12,32	3,21	5,57	0,069	1,15	0,13	5,86	0,05	0,03	6,86	1,14
	8/П	48,40	0,12	8,56	18,03	2,20	3,91	0,054	2,88	0,62	6,85	0,04	0,028	6,32	1,55
	19/7	49,38	0,35	13,74	10,66	2,57	4,96	0,015	0,59	0,17	6,80	0,07	0,02	8,78	1,88

Примечание. Химические анализы выполнены в лаборатории ИГиГ СО АН СССР, аналитик А.В.Сухаренко.

\* Примесь карбоната. Содержание CO<sub>2</sub> составляет 2,20% (входит в общую потерю веса при прокаливании).

\*\* Примесь каолинита (?) или хлорита (?)

## северо-запада Русской платформы

Тип зерен	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	П.п.п.	H <sub>2</sub> O
I	Адзс	49,80	0,05	7,95	18,27	3,48	4,33	0,46	0,015	He опр.	0,10	7,98	0,032	5,68	1,52
Ia	Эггуре	51,44	н/о	9,87	16,94	2,60	3,67	0,11	0,02	"	0,05	7,54	-	4,84	2,44
	3-3/4	47,28	0,05	9,33	16,80	3,48	4,00	0,58	0,01	0,10	0,10	7,86	0,032	9,10*	1,72
	3-1/1	46,98	0,12	8,52	20,16	2,37	4,42	0,69	0,007	0,14	0,08	8,00	0,04	6,24	1,98
II	3-14/4	46,44	He опр.	8,23	21,86	2,04	3,67	1,16	0,015	0,08	0,10	7,60	0,032	6,28	3,16
	3-9/16(+)	49,10	0,08	9,45		22,00	3,40	0,73	0,05	He опр.	He опр.	7,84	He опр.		8,00
	3-4 <sup>a</sup> /8(+)	48,00	0,23	10,50		18,50	3,45	5,50*	0,13	-	-	7,92	-	-	-
III	3-7/4	49,76	0,27	12,43	14,42	1,74	3,75	0,46	0,007	0,40	0,08	8,04	0,036	6,36	2,58
	3-9/2a	46,38	0,05	9,60	19,82	1,58	3,85	0,58	0,023	0,057	0,08	7,46	0,036	6,32	3,86
	Польский	51,32	0,20	10,83	14,55	2,90	3,25	0,58	0,015	0,11	0,40	7,34	0,032	5,40	2,62
	3-8/26	52,92	0,14	11,18	14,19	2,63	4,14	0,70	0,03	0,045	0,05	8,00	-	-	-
	3-8/2a	52,00	0,12	9,78	16,02	3,21	4,05	0,28	0,03	0,044	0,05	8,15	-	-	-
IV	3-6/1	52,38	0,18	12,12	14,29	2,04	3,95	0,42	0,02	0,023	0,05	8,24	-	-	-
	3-10a/1(+)	48,50	0,28	15,20		14,80	5,50	1,80	0,11	-	-	7,20	-	8,1	-
	3-10a/2(+)	50,00	0,25	12,10		16,70	5,40	1,90	0,17	-	-	7,07	-	-	-
	3-15/3(+)	52,00	0,16	13,70		14,30	4,60	0,65	0,04	-	0,08	7,48	0,036	8,2	-
	3-15/3a(+)	50,00	0,32	15,90		13,70	4,50	1,20	0,08	-	0,08	7,62	0,036	7,7	-

Примечание. Анализы выполнены в химической и спектральной (отмечены крестиком +) лабораториях ИГиГ СО АН СССР.

\* Присесь карбоната.

изменениям, чем из отложений того же возраста северо-запада Русской платформы. Выше мы указывали также, что на Сибирской платформе самым распространенным является IU тип зерен, несущий признаки самых глубоких седиментационных и эпигенетических изменений. Интенсивным изменениям подвержены силикатные зерна как из обнажений, так и из скважин. Неизменные и весьма незначительно измененные зерна встречены нами лишь в бассейне р. Киренги (правый приток р. Лены), в среднем и верхнем течении и по ее притокам — рекам Ханде и Окунайке.

На территории северо-запада Русской платформы неизменные и весьма незначительно измененные зерна глауконита (типы I—Ia) встречаются, в основном, в наиболее прогнута западной области, в частности в Едгавском прогибе. Значительно меньше распространены они на востоке, но все-таки встречаются и здесь. Это необходимо иметь в виду при выборе реперных проб для определения абсолютного возраста вмещающих осадочных отложений.

#### МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ГЛАУКОНИТА КАК ВОЗМОЖНЫЕ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ

Минералы группы глауконита, распространенные в ордовикских отложениях на северо-западе Русской, на юге и в центральных районах северной части Сибирской платформ, различаются между собой. В первом районе развиты типичные глаукониты, во втором — минералы состава селадонита-глауконита. Такое распределение минералов представляется нам неслучайным.

При изучении современных аутигенных силикатов шельфовых осадков Юго-Западной Африки (см. статью И. В. Николаевой, Е. М. Сенина, Г. А. Голубовой в настоящем сборнике) нами было установлено, что диоктаэдрические их разновидности приурочены к осадкам от аридных зон до умеренных, тогда как триоктаэдрические четко тяготеют к экваториальной.

Первичные неизменные зерна глауконита тяготеют к осадкам умеренной зоны или границе аридной и умеренной зон.

Сравнивая распределение аутигенных силикатов Сибирской и северо-запада Русской платформ можно, по аналогии с современными аутигенными силикатами, считать, что эти два района находились в разных климатических зонах: первый — в приэкваториальной, второй — в умеренной.

Повсеместное распространение зерен с признаками седиментационных изменений почти на всей территории Сибирской платформы и нарастание признаков этих изменений в зонах из ордовикских отложений

северо-запада Русской платформы по направлению с запада на восток могут свидетельствовать о том, что, во-первых, экватор находился далеко к востоку или северо-востоку от современного северо-западного угла Русской платформы, во-вторых, очевидно, территория Иркутского амфитеатра непосредственно прилегала к экваториальной зоне, т.е. представляла собой приэкваториальную аридную зону тропиков.

Окончательное решение этого вопроса представляется нам одной из первоочередных задач в исследовании аутигенных силикатов.

1. Сравнительное изучение минералов группы глауконита из ордовикских отложений северо-запада Русской платформы и Иркутского амфитеатра показывает, что состав этих минералов в двух рассматриваемых районах различен: для первого характерны типичные глаукониты, для второго — минералы переходного типа, названные нами селадонит-глауконитами.

Авторы полагают, что отложения, вмещающие глауконит, формировались в умеренной климатической зоне, а вмещающие селадонит-глауконит, — вероятно, в аридной тропической. В качестве одной из первоочередных задач предлагается изучение аутигенных силикатов как палеоклиматических индикаторов.

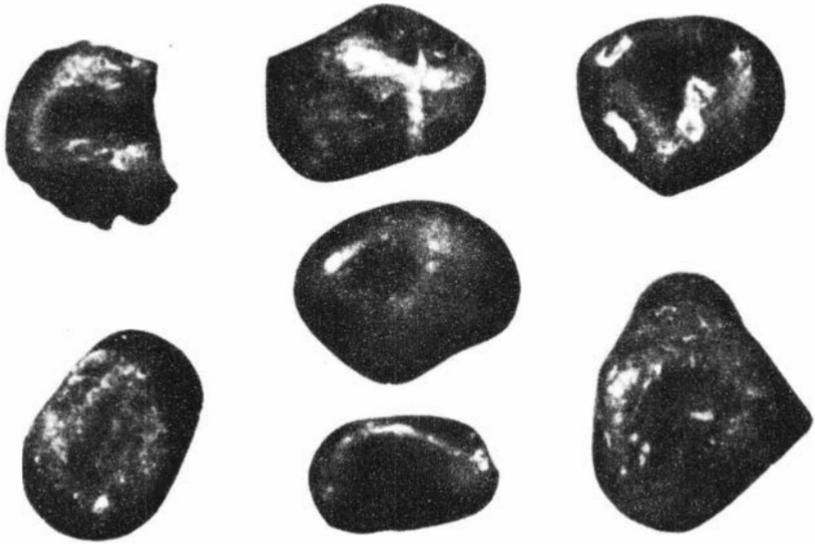
2. Минералы группы глауконита слагают зерна, классифицированные по морфогенетическим признакам на типы. Для каждого типа характерны свои признаки седиментационных и эпигенетических изменений зерен, либо отсутствие их. В последнем случае зерна считаются первичными аутигенными, неизменными. Даются их диагностические признаки и районы развития. Именно такие зерна рекомендуется использовать для определения абсолютного возраста в первую очередь.

## Л и т е р а т у р а

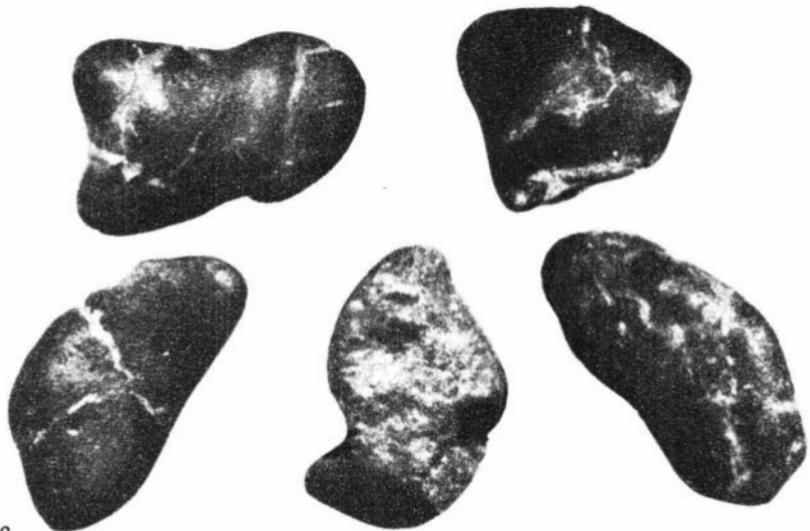
- Алихова Т.Н. 1953. Руководящая фауна брахиопод ордовикских отложений северо-западной части Русской платформы.—Труды ВСЕГЕИ, М.
- Алихова Т.Н. 1957. К вопросу расчленения ордовикской системы.—Сов. геология, № 55.
- Алихова Т.Н. 1960а. Стратиграфия ордовикских отложений Русской платформы. М., Госгеолтехиздат.
- Алихова Т.Н. 1960б. Корреляция ордовикских отложений европейской части СССР и Западной Европы.—Межд.Геол. Конгресс, XXI сессия. Докл.сов.геол. Проблема 7. Стратиграфия и корреляция ордовика и силура. Л.

- Андреева О.И. 1967. Нижнеордовикские отложения севера Сибирской платформы.- В кн.: Биостратиграфический сборник, вып.3. Л. "Недра".
- Балашова Е.А., Балашов З.Г. 1959. К стратиграфии глауконитовых и ортоцератитовых слоев ордовика северо-запада Русской платформы.- Учен. зап. ЛГУ, серия геол.наук, вып.10.
- Жарков М.А., Скрипин А.И. 1971. Верхнекембрийские отложения юга Сибирской платформы. Новосибирск, изд-во "Наука", Сиб. отдел.
- Занин Ю.Н. 1970. Ордовикские и силурийские отложения Иркутского амфитеатра. Новосибирск, изд-во "Наука", Сиб.отдел.
- Коссовская А.Г., Логвиненко Н.В., Шутов В.Д. 1957. О стадиях формирования и изменения терригенных пород.- Докл. АН СССР, II6, № 2.
- Мянниль Р.М. 1958. Ордовикская система. - В кн.: Обзор стратиграфии палеозойских и четвертичных отложений Эстонской ССР. Таллин, Труды ин-та геол. АН ЭССР.
- Мянниль Р.М. 1963. Вопросы сопоставления ордовикских отложений Эстонии и Ленинградской области.- Труды ИГ АН ЭССР, XIII.
- Мянниль Р.М. 1966. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин, изд-во "Валгус".
- Никофорова О.И. 1955. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии ордовика и силура Сибирской платформы.- Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 7.
- Феношина У.И., Геренчук Н.К., Цвик С.М. 1966. О разложении глауконита органическими кислотами. - В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, № 7. Львов, Изд-во Львов, ун-та.
- Шутов В.Д. 1962. Зоны эпигенеза в терригенных отложениях платформенного чехла. - Изв. АН СССР, № 3.
- Hadding A. 1932. The prequaternary sedimentary rocks of Sweden. IV. Glauconite and glauconitic rocks. Lund, Ohlsson.

(К статье "Минералы группы глауконита")



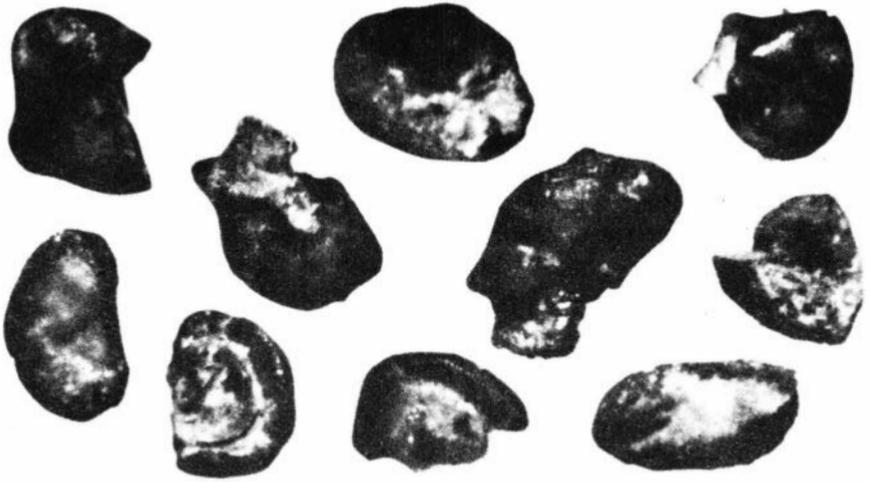
1



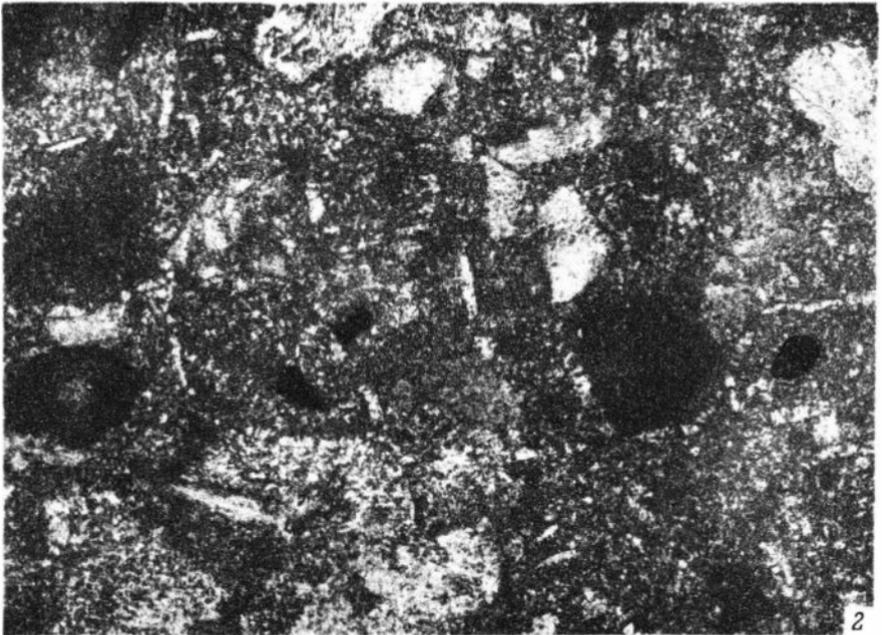
2

Первичные аутигенные зерна глауконита

1 - без всяких признаков изменений ; 2 - с признаками начального изменения



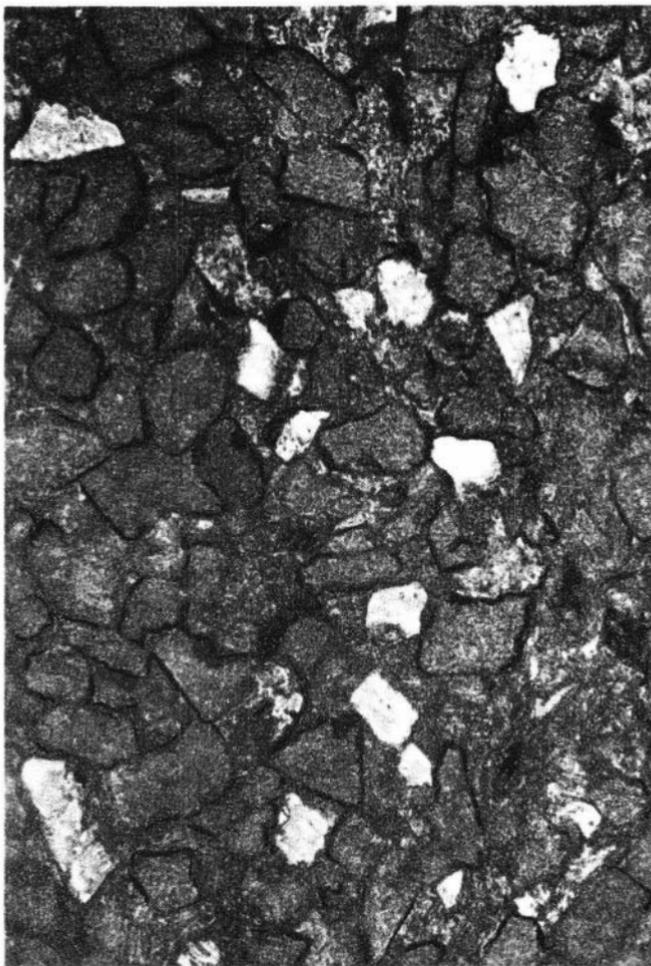
1



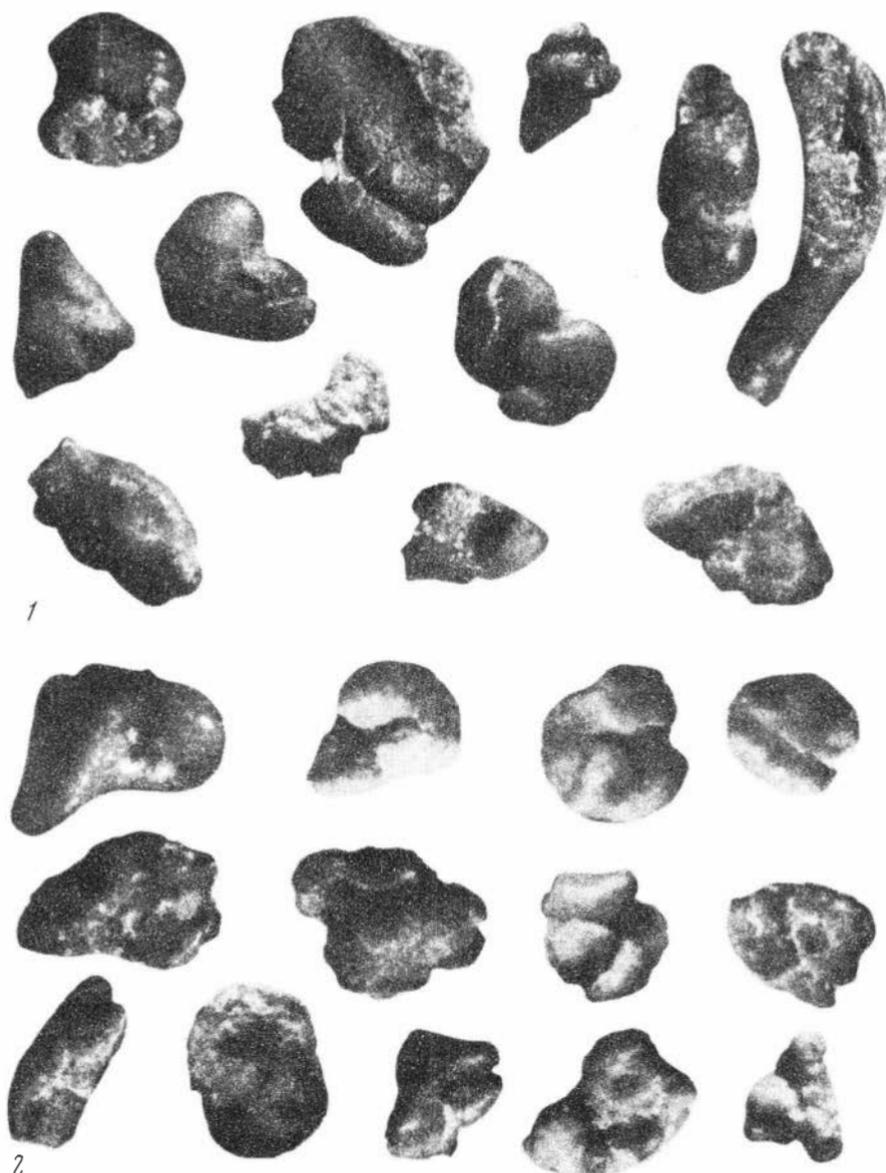
2

Зерна второго типа

1 - макроскопически ; 2 - под микроскопом:



Зерна третьего типа. Шлиф (корродированные обломки зерен)



1

2

- 1 - зерна третьего типа, целые, зеленые ;
- 2 - зерна четвертого типа неравномерно окрасенные, осветленные

ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ  
ГРУППЫ ГЛАУКОНИТА

Древние глаукониты в процессе эпигенеза подвергаются изменению, меняется их химический состав и рентгеновские характеристики. Современные глаукониты изменяются в процессе седиментации. Распознаванию признаков седиментационных и эпигенетических изменений зерен минералов группы глауконита в древних отложениях, с одной стороны, и отличию измененных от первичных неизмененных аутигенных зерен, с другой, посвящена настоящая статья. Вывод об эволюции химического состава минералов группы глауконита сделан на основании изучения первичных аутигенных зерен. Авторами приводятся новые данные по диагностике и классификации минералов группы глауконита.

Авторы изучили образцы глауконита из ордовикских, кембрийских и вендских отложений Сибирской и северо-запада Русской платформ (собранные за период с 1966 по 1968 гг.), а также образцы глауконита, любезно переданные нам членом-корреспондентом АН СССР П.Л. Безруковым, И.К. Авиловым, Д.Е. Гершановичем, М.А. Марковым, И.П. Мешковой, Л.Л. Пылма, Л.Н. Репиной, А.В. Розовой, Ю.М. Сенным, Р.А. Скляровым, С.С. Сухоруковой, В.В. Хоментовским, В.Ю. Шенфелем, Е.Б. Шилкиным, Р.Э. Эйнасто, М.С. Икшиным. Пользуясь случаем, всем названным товарищам мы выражаем свою глубокую признательность.

СТРУКТУРНО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ  
ГРУППЫ ГЛАУКОНИТА ПО ЛИТЕРАТУРНЫМ ДАННЫМ. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ  
"МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ГЛАУКОНИТА"

Минералы группы глауконита пользуются чрезвычайно широким распространением в природе и образуются в разнообразных условиях. Их изучению посвящено огромное количество работ, в которых рассматриваются минералогия и классификация минералов группы глауконита, закономерности их распространения, условия образования и эволюция их состава от современных до нижнепалеозойских отложений.

Д.В. Грүнер (Gruner, 1935) впервые определил структурное положение глауконита, отнеся его к группе слюд. С.Б.Хендрикс и Н.С.Росс (Hendricks, Ross, 1941), обобщая результаты анализов 75 образцов глауконитов и селадонитов, сделали вывод, что общей особенностью этих минералов, кроме их слюдяной структуры, является и то, что число октаэдрических катионов в них часто больше двух, причем в селадоните это всегда, а также и то, что число межслоевых щелей всегда меньше единицы. Для селадонита отмечено более высокое, по сравнению с глауконитом, содержание магния (в октаэдре) и кремния (в тетраэдре). Несмотря на установленные этими авторами кристаллохимические различия глауконитов и селадонитов, авторы предлагают выделять эти минералы по генетическому принципу.

В.И.Михеев (1954), изучая влияние изоморфного замещения на характер дебаеграмм слюд, впервые показал особенности глауконита в группе слюд по рентгеновским данным.

Е.К. Лазаренко (1956) предложил классификацию минералов группы глауконита по их химическому составу. Железистые аналоги этого ряда выделялись им под названием селадонита, алюминистые – сколита. Глауконитом предлагалось называть минералы промежуточного состава.

Б.Б.Звягин (1957) впервые расшифровал, а затем уточнил (1964) структуру селадонита методом электронографии. Он установил, что селадониты имеют однослойную слюдяную структуру  $1M_c$  с симметрией  $C2/m$ , с параметрами элементарной ячейки  $a = 5,20\text{Å}$ ,  $b = 9,00\text{Å}$ ,  $c = 10,25\text{Å}$ ,  $\beta = 100,1^\circ$ .

Дж.Ф.Барст (Barst, 1958) показал, что "глауконитовыми" называются в литературе зерна, не отвечающие по структурнохимическим свойствам минералу глаукониту. Он установил, что глауконит, как минерал, имеет однослойную слюдяную структуру типа  $1M$  или  $1Md$  и содержание  $K_2O = 8\%$ . Более низкие содержания калия отвечают смешанно-слоистому минералу типа иллит-монтмориллонита с варьирующим соотношением тех и других слоев, либо примеси неслюдяных минералов – хлорита, монтмориллонита и др.

Е.П.Соколова (1961, 1962), исследуя рентгенографически минералы группы глауконита, подтвердила самостоятельность этой группы среди гидрослюд. Анализируя химический состав минералов группы глауконита, определила два типа изоморфных замещений в этой группе: 1) изовалентного  $Al^{+3} \rightleftharpoons Fe^{+3}$  и 2) гетеровалентного –  $(Mg, Fe^{+2} + Si) \rightleftharpoons (Al, Fe^{+3}) + Al$ . На основании этого автор приходит к заключению о существовании трех самостоятельных минералов группы глауконита: глауконита, сколита и селадонита. Глауконит принимается в обычном широко распространенном его понимании (железистый), селадонитом называется магниевая, сколитом – алюминистая раз-

овидности. В качестве сколитов описаны гидромусковиты – сколиты, являющиеся гидротермальными образованиями. Такая классификация минералов группы глауконита представляется нам вполне целесообразной.

Недостатком последней работы, с нашей точки зрения, является то, что в качестве эталона глауконита рассмотрены измененные зерна, которые не обладают собственно слюдной структурой и содержат мало калия, что не соответствует критериям минерала глауконита. Содержание  $K_2O$  в них гораздо ниже 8%, особенно в саблинском (Саблино, енинградская область), в котором он достигает 5,60%. Такое содержание калия, по данным Дж.Ф.Барста и нашим, свидетельствует о большой примеси неглауконитового компонента (более 25%), присутствие которого, как будет показано подробнее ниже, обусловлено вторичными изменениями зерен глауконита. Поэтому в качестве эталона такой материал не годится.

В качестве эталона сколита описаны гидромусковиты–сколиты гидротермального происхождения. Рентгеновские и химические характеристики этих минералов близки гидромусковитам. Первичная природа этих образований не доказывается. Поэтому, эталонный сколит нам представляется недостаточно обоснованным.

Изученный нами материал показывает, что в осадочных отложениях наблюдаются как железистые, так и магниезильные и глиноземистые разновидности минералов группы глауконита, причем появление последних характеризуется довольно резким качественным скачком в изменении состава минералов рассматриваемой группы на границе кембрия с окембрием.

Чтобы сохранить широко привившиеся в литературе термины, на основании изложенных выше данных, им предлагается придать несколько иное, чем принималось до сих пор, содержание. В порядке обсуждения мы предлагаем следующие понятия.

**Г л а у к о н и т** – диоктаэдрический минерал, в октаэдрической позиции которого преобладает трехвалентное железо при небольшом содержании алюминия и двухвалентного железа. Именно такому содержанию отвечают наиболее широко распространенные и хорошо изученные глаукониты из осадочных отложений от современного до нижнекембрийского возраста включительно. Кроме того, глауконитами можно считать многие минералы, описанные под названием селадонита.

**С к о л и т** – диоктаэдрический минерал, в октаэдрической позиции которого преобладает алюминий при небольшом содержании трехвалентного железа. Такие минералы характерны для докембрийских отложений; до последнего времени они остаются слабо изученными (Ивановская, Соколова, 1970; Лебедев, 1969).

С е л а д о н и т — диоктаэдрический минерал, в октаэдрической позиции которого наблюдается такое же или еще более низкое, как и в глауконите, содержание алюминия (вероятно, вплоть до полного его отсутствия) и относительно повышенное содержание магния в двухвалентном железе.

Материалом для данной статьи служат результаты сравнительного комплексного изучения минералов группы глауконита: 250 инфракрасных спектров, 60 дебаеграмм, 40 диффрактограмм, 100 полных силикатных и 150 квантометрических силикатных анализов минералов группы глауконита современного, нижнепалеозойского и докембрийского возраста. Мономинеральные фракции для исследования отбирались стальной лаборанткой З.В.Бородаевской при участии лаборантки В.И.Никитиной, которым авторы выражают глубокую признательность. В качестве иллюстраций к статье нами дается лишь небольшая часть полученного фактического материала в виде таблиц порошковых рентгенограмм и химических анализов, инфракрасные спектры минералов, которые, как нам представляется, были совершенно необходимы для обоснования основных положений нашего сообщения.

Кроме того, мы старались использовать основные литературные источники, в которых освещаются интересующие нас вопросы.

#### АУТИГЕННЫЕ ПЕРВИЧНЫЕ И ИЗМЕНЕННЫЕ ЗЕРНА МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ГЛАУКОНИТА

Затрагиваемый вопрос имеет прямое отношение к широко обсуждавшейся ранее проблеме диагностики аутигенных (в отличие от переотложенных) глауконитов, однако он решается нами на иной основе, чем это делалось до сих пор.

Ранее аутигенным назывался такой глауконит, который обладает набором признаков, характеризующих его образование непосредственно на месте его нахождения. Основными аргументами в таком доказательстве были следующие факты: большой размер зерен глауконита по сравнению с терригенными частицами других минералов; развитие глауконита по трещинам и плоскостям спайности терригенных минералов; трещиноватая поверхность зерен глауконита, свидетельствующая о дегидратации коллоидов, из которых он образуется; выполнение глауконитом полостей мелких морских организмов, характерных для вмещающих отложений. Решение вопроса об аутигенной или терригенной природе глауконита проводится комплексным минералого-петрографи-

ческим исследованием отложений в связи с выяснением источников сноса материала в морской бассейн (Шумилова, 1963), а также методом абсолютного возраста (Фирсов, Сухорукова, 1968).

Глаукониты, аутигенная природа которых подтверждалась указанными методами, считались первичными и неизменными по своему химическому составу и структурным особенностям. Исключение составляли лишь те глаукониты, которые были ожелезнены и замещены гидроксидами железа. На основании этого возникло представление об изменении химического состава первичного глауконита по профилю от берега в глубь моря (Горбунова, 1950 а, б; Махинин, 1951) как результата физико-химической зональности среды морского бассейна, а также о "минералогических разновидностях" глауконита в связи с этим (Кропачева и др., 1968). Выражение "минералогические разновидности" берется нами в кавычки, поскольку таковыми оказываются смешанно-слоистые глауконит-монтмориллонитовые образования, а также стопроцентные монтмориллониты.

Большие колебания рентгеновских и химических данных глауконита наблюдаются в одном образце, причем, зерна хорошо различаются между собой и по внешним особенностям. Разнообразные зерна характерны как для современных, так и для древних глауконитов. Это обычная картина для глауконита, тогда как однородность зерен является сравнительно более редким явлением.

Причина разнообразия морфологии, химического состава, а вместе с тем и данных рентгеновских анализов зерен в пределах шлифа, пробы, слоя, толщи кроется в способности минералов группы глауконита очень легко подвергаться химическим изменениям уже на стадии седиментации, а затем эпигенеза.

За последние годы накопилось большое количество цифр абсолютного возраста глауконитов, которые не вяжутся с общегеологическими данными о возрасте вмещающих отложений (Рубинштейн, 1967). Объяснение этого явления дается отечественными и зарубежными геологами по-разному. Большинство исследователей нашей страны считают, что омоложение абсолютного возраста глауконита связано с потерей им радиогенного аргона (Рубинштейн, 1967). Зарубежные ученые (Hurley a. oth., 1960) связывают это омоложение глауконита с захватом калия в его структуру в процессе эпигенеза.

Нашими исследованиями (Николаева и др., 1969) было показано, что искажение цифр абсолютного возраста может происходить в связи с замещением  $Fe^{+3}$ ,  $Fe^{+2}$  и  $Mg^{+2}$  на Al, поскольку он имеет меньший ионный радиус, чем выше названные катионы, и, замещая их, создает дополнительную дефектность структуры, что может способствовать частичному выходу аргона.

Процесс замещения железа алюминием в глауконите эпигенетический и широко развит в древних отложениях (Копелиович, 1965).

Таким образом, в большинстве случаев зерна минералов группы глауконита несут признаки седиментационных или эпигенетических (или тех и других совместно) изменений. Такие зерна называются измененными. Зерна, не имеющие никаких признаков изменения, считаются нами первичными аутигенными образованиями.

Для изучения эволюции химического состава минералов группы глауконита в истории Земли, а также для определения абсолютного возраста глауконита необходимо использовать первичные аутигенные зерна.

#### Диагностика минералов группы глауконита и их первичных аутигенных зерен в осадочных отложениях

Первичные аутигенные зерна минералов группы глауконита в осадочных отложениях по внешним признакам и структурно-химическим свойствам хорошо отличаются от измененных зерен.

Внешне — это почти совсем черные зерна с гладкой, часто глянцевитой поверхностью, без трещин или с редкими ровными трещинами, по которым не происходит изменения их окраски. Такие зерна наблюдаются в отложениях от современного до рифейского возраста, и окраска не зависит от химического состава. Очевидно, окраска первичных аутигенных зерен в осадочных отложениях является определяющим признаком минералов группы глауконита. Такие зерна показаны на табл. Iа,б (см. в конце книги).

Первичные аутигенные зерна минералов группы глауконита были встречены в различных породах: глауконитовые — в песках (современные), карбонатных породах — известняках и доломитах (ордовик), песчанистых глинах (нижний кембрий); сколитовые — в кварцитовидных песчаниках (венд) и строматолитовом известняке (рифей). Весьма частой механической примесью таких зерен является фосфат кальция (франколит) и монтмориллонит, содержание каждого из которых достигает 10–15%.

По рентгеновским данным, минералы, слагающие зеленовато-черные зерна, относятся к однослойным слюдам типа 1M (табл. I), что вполне соответствует понятию минерала группы глауконита (Михеев, 1954; Звягин, 1957, 1964; Birst, 1958). Отличительные особенности порошковых рентгенограмм минералов группы глауконита от других минералов группы слюд были подробно рассмотрены В.И. Михеевым (1954),

затем Е.П.Соколовой (1961). Михеев предложил различать глауконит по рефлексам 4,54 Å; 3,65 Å; 3,33 Å и 2,85 Å. Соколова различает минералы группы глауконита по рефлексам  $d = 3,65 \text{ к\AA}$ ;  $l = 8$ ;  $d = 3,32 \text{ к\AA}$ ;  $l = 9$ ;  $d = 3,09 \text{ к\AA}$ ,  $l = 7$ ;  $d = 2,87 \text{ к\AA}$ ;  $l = 4$ ; Порошковые рентгенограммы почти неизменных зерен (табл.1) показывают, что для исследуемых минералов характерны по меньшей мере пять отражений:  $d = 4,12 \text{ \AA}$ ,  $l = \text{сл}$ ;  $d = 3,65 \text{ \AA}$ ,  $l = 4-5$ ;  $d = 3,32 \text{ \AA}$ ,  $l = 4-6$ ;  $d = 3,09 \text{ \AA}$ ,  $l = 3-5$ ;  $d = 2,68 \text{ \AA}$ ,  $l = 1-2$ , которые являются определяющими для однослойной полиморфной модификации слюда типа 1M (Yoder, Eugster, 1955). Три средних (из названных) рефлекса обладают приблизительно одинаковой интенсивностью.

По дебаеграммам железистые и алюминистые диоктаэдрические минералы рассматриваемой группы почти полностью идентичны друг другу. Отличие заключается в величине рефлекса 060, равного для глауконита I, 510-I, 519, для сколита - I, 506-I, 508.

Поскольку нам не удалось отобрать неизменные зерна селадонита, мы помещаем рентгенограмму порошка измененных зерен. По базальному отражению 001 (табл. 2) видно, что эти зерна содержат разбухшую фазу. Основные рефлексы, характерные для минералов группы глауконита, на приведенной дебаеграмме присутствуют (табл. 2), но, как и следовало ожидать, не все, например, отсутствует отражение 021, равное 4,12 Å.

Принадлежность рассматриваемых минералов к политипу 1M позволяет рассчитывать кристаллохимические формулы (табл.3) на 12 анионов (по методу В.С.Соболева, 1949). Эти формулы наиболее четко выявляют особенности рассматриваемых минералов по составу октаэдрических катионов и их количеству. В глауконитах и сколите число октаэдрических катионов варьирует от 1,87 до 2,1, в среднем приближаясь к 2. В селадоните число октаэдрических катионов заметно превышает 2 и достигает 2,3, что приближает их к диоктаэдрическим слюдам с большой дефектностью в октаэдрах.

В каждом из трех названных минералов преобладающий катион в октаэдрической позиции имеет число около единицы или немного более на элементарную ячейку: в глауконите - трехвалентное железо, в сколите - алюминий, в селадоните - магний. В последнем, кроме того, количество двухвалентного железа в I,5 - 3 раза больше на элементарную ячейку, чем в глауконите и сколите.

Можно сказать, что алюминий, магний и трехвалентное железо - это три элемента, которые определяют основные различия минералов группы глауконита.

Между глауконитом и селадонитом существует постепенный переход в виду широкой возможности изоморфизма  $2\text{Fe}^{+3}, \text{Al}^{+3} \rightleftharpoons 3\text{Mg}^{+2}, \text{Fe}^{+2}$ , чего нельзя сказать о глауконите и сколите.



Таблица 1 (окончание)

№к1	Обр. 655 (современный глауконит)		Обр. 655г (современный глауконит, обработанный HCl)		Обр. 3-14/4 (Тордовский глауконит)		Обр. Адзе		Обр. 3-XII-27 <sup>***</sup> (вендиский сколпит)	
	г	$\frac{d\alpha}{n}$	г	$\frac{d\alpha}{n}$	г	$\frac{d\alpha}{n}$	г	$\frac{d\alpha}{n}$	г	$\frac{d\alpha}{n}$
203	1	1,87	-	-	-	-	-	-	-	-
-	2	1,84 <sup>*</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-
205	0,5	1,79	-	-	-	-	-	-	-	-
I34; I50	1	1,73	Сл.	1,715	1	1,718	-	-	2	1,705
006; I52; II6	5	1,65	0,5	1,659	2	1,66	2	1,66	-	-
-	-	-	-	-	2	1,64	2	1,598	2	1,64 <sup>*</sup>
060; I35	9	1,510	7	1,515	9	1,513	8	1,517	9	1,506
-	Сл.	1,45	-	-	-	-	-	-	-	-
06I	-	1,42	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	1,34	-	-	1	1,34	1	1,348	-	-
II7; 400	8	1,306	3	1,297	5	1,31	3	1,312	4	1,304
008	1	1,25	0,5	1,26	1	1,26	1	1,26	2	1,25
-	-	-	Сл.	1,20	-	-	1	1,21	-	-

Примечание. Трубка БСВ - 1; Со - анод; D = 57,3 мм; d = 0,25 мм; напряжение = 37 кв; сила тока = 10 ма; экспозиция - 8 часов. Fe - фильтр. Съемку произвели Г.Д.Терлецкая и М.В.Новожилова (ИГиГ СО АН СССР).  $N_{ср} = 1,607-1,620 \pm 0,002$  (обр.650);  $N_{ср} = 1,567-1,575 \pm 0,002$  (обр.3-XP-27).

х Примесь франколита.

\*\* Примесь кальцита.

\*\*\* В табл. 3 ему соответствует номер Я - 44 - 50.

## Рентгенограмма порошка измененных зерен селадонита

J	$\frac{d\alpha}{n}$	J	$\frac{d\alpha}{n}$	J	$\frac{d\alpha}{n}$	J	$\frac{d\alpha}{n}$
5	10,20	2	2,134	2	2,79*	1	1,465
4	4,54	3	1,999	2	2,681	1	1,42
3	3,62	3	1,787	10	2,586	1	1,34
5	3,32	2	1,713	6	2,405	3	1,306
3	3,07	3	1,657	2	2,267	1	1,25
4	2,87	8	1,517	2	2,183	1	1,21

Примечание: Условия съемки: трубка БСВ-2; Со - анод;  $D = 57,3$  мм;  $d = 0,25$  мм; напряжение - 37 кв; сила тока - 10 ма; экспозиция - 10 часов; Fe - фильтр. Съемку произвела Г.Д.Терлецкая (ИГиГ СО АН СССР).  $N_{ср} = 1,585 - 1,595 \pm 0,002$ .

\*Примесь доломита.

От других слюдястых минералов политипа ТМ минералы группы глауконита отличаются соотношением кремния к алюминию в тетраэдрах, равным (3,2-3,5):(0,8-0,5), на что указывал ранее К.Смуликовский. В связи с этим не исключено, что четырехкремниевые слюды нужно будет выделить в самостоятельную группу минералов. Этот вопрос заслуживает дальнейшего изучения.

Надежным методом различия глауконитов, сколитов и селадонитов является инфракрасная спектроскопия. Метод одинаково пригоден как для первичных, так и для измененных зерен.

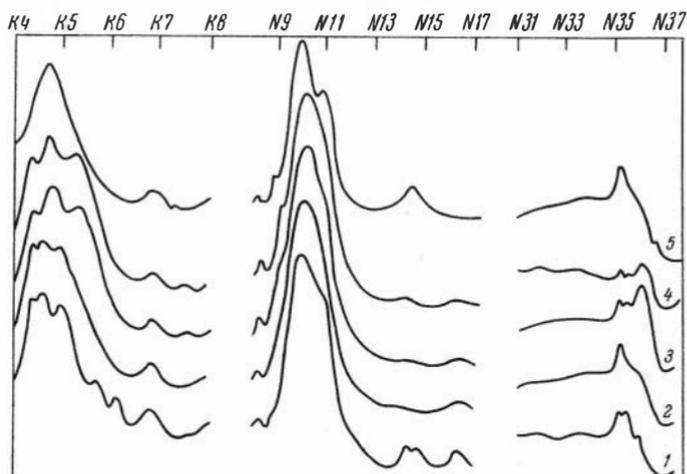
ИК-спектры поглощения получены в области 400-1400  $\text{см}^{-1}$  с образцов, приготовленных в виде прессованных таблеток со спектрально чистым бромистым калием, а для съемки в области 3000-3800  $\text{см}^{-1}$  образцы готовились в виде суспензий в вазелиновом масле.

Сколиты (табл. 3, обр. И - 44 - 50), характеризующиеся содержанием алюминия в октаэдрической позиции более 1,0, а трехвалентного железа - менее 0,5 на элементарную ячейку, имеют ИК-спектры (см. рис.), отличающиеся от эталонного глауконита (Моенке, 1966). В области 400-1400  $\text{см}^{-1}$  можно заметить смещение одной из полос деформационных колебаний Si-O с 500  $\text{см}^{-1}$  до 525 - 535  $\text{см}^{-1}$ , и, кроме того, появление дополнительной полосы с максимумом 750  $\text{см}^{-1}$ . Для этих минералов характерно хорошее разрешение трех главных де-

Элементы кристаллохимических формул минералов группы глауконита

Т а б л и ц а 3

№ образ- цов	Катионы												OH <sup>-I</sup>	Адсорби- рованная H <sub>2</sub> O
	межслоевые					октаэдрические					тетраэдри- ческие			
	K	Na	Li	Ca	Сумма	Al	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mg	Сумма	Si	Al		
Глауконит														
I022	0,74	0,08	0,01	0,13	0,96	0,03	1,31	0,13	0,47	1,94	3,56	0,44	2	I,16
215	0,78	0,03	0,01	0,01	0,83	0,07	1,31	0,17	0,53	2,08	3,60	0,40	2	I,11
655	0,91	0,04	0,01	-	0,96	0,10	1,09	0,12	0,66	1,97	3,67	0,33	2	0,95
644	0,80	0,02	0,01	0,06	0,89	0,34	0,97	0,16	0,54	2,01	3,76	0,24	2	I,00
548	0,75	0,03	0,01	-	0,79	-	1,33	0,14	0,63	2,10	3,66	0,29	2	I,3
Fe <sup>3+</sup> 0,05														
Адзе	0,76	0,02	0,01	0,04	0,83	0,49	0,98	0,22	0,48	2,07	3,75	0,25	2	0,96
I48	0,76	0,02	0,01	-	0,79	0,24	1,11	0,15	0,47	1,97	3,58	0,52	2	0,95
Э-14/4	0,73	0,02	0,01	0,07	0,83	0,27	1,20	0,12	0,42	2,01	3,54	0,46	2	I,4
Ключи	0,78	0,02	0,01	0,02	0,83	0,47	0,92	0,15	0,48	2,02	3,75	0,25	2	I,05
Э-1/1	0,75	-	0,01	0,04	0,80	0,29	1,15	0,15	0,49	2,08	3,54	0,46	2	I,06
Сколит														
А-44/50	0,74	0,02	0,01	0,03	0,80	1,14	0,41	0,13	0,42	2,10	3,48	0,52	2	0,75
Селадонит														
Сосновский затон	0,72	-	0,01	0,07	0,80	0,32	0,50	0,34	1,03	2,27	3,60	0,40	2	0,80
Алексеевский затон	0,82	0,01	0,01	-	0,82	0,10	0,78	0,38	1,08	2,34	3,54	0,46	2	I,3



Инфракрасные спектры глауконита (линии 1, 2), сколита (линии 3 и 4), селадонита (линия 5)

формационных полос  $Si-O$  с максимумами  $435\text{ см}^{-1}$ ;  $475\text{ см}^{-1}$  и  $525\text{ см}^{-1}$ . Последняя полоса приписывается колебаниям  $Si-O-Al_{VI}$ . Здесь и в дальнейшем интерпретация полос дается по работе В.Стубичана и Р.Роя (Stubican, Roy, 1961). С увеличением содержания  $Al_{VI}$  эта полоса смещается до  $535\text{ см}^{-1}$ .

Спектры сколитов дают полосу с максимумом около  $920\text{ см}^{-1}$ , слабо отличимую от основной полосы валентных колебаний  $Si-O$ , которая приписывается колебаниям  $Al-OH$ . В области  $650-880\text{ см}^{-1}$  проявляются три слабые полосы с максимумами  $680\text{ см}^{-1}$ ,  $755\text{ см}^{-1}$  и  $830\text{ см}^{-1}$ ; намечается плечо  $Si-O$  валентных колебаний на  $1080\text{ см}^{-1}$ .

В области валентных колебаний  $OH$  наблюдаются три полосы с максимумами при  $3530\text{ см}^{-1}$ ,  $3550\text{ см}^{-1}$  и  $3615\text{ см}^{-1}$ , причем интенсивность последней значительно больше, чем первых двух. Из этого можно сделать предположение о наличии в сколитах трех видов гидроксильных групп различной степени связанности.

Глаукониты, содержащие в октаэдрической позиции от 1,30 до 0,90 трехвалентного железа и от 0 до 0,50 алюминия на элементарную ячейку в целом имеют спектры, близкие эталонным (Мюенке, 1968). В этих спектрах (см. рис.) проявляются три полосы деформационных колебаний  $Si-O$ , но они хуже разрешены, чем у сколитов. Частоты максимумов довольно близки  $440\text{ см}^{-1}$ ,  $463\text{ см}^{-1}$ ,  $497\text{ см}^{-1}$ . Полоса  $Al-OH$ , приходящаяся на  $920\text{ см}^{-1}$  у сколитов, для глауконитов не характерна. Эта полоса чувствительна к замещению в октаэдрическом слое, и ее отсутствие, по-видимому, объясняется преобладанием  $Fe_{VI}^{3+}$  над  $Al_{VI}$ .

В области  $650-880 \text{ см}^{-1}$  проявляются две полосы с максимумами на  $680 \text{ см}^{-1}$  и  $830 \text{ см}^{-1}$ , и лишь в некоторых единичных образцах – на  $760 \text{ см}^{-1}$ . Плечо Si-O валентных колебаний на  $1080 \text{ см}^{-1}$  отсутствует и лишь в единичных образцах измененных зерен глауконита едва намечается.

В области валентных колебаний  $\text{OH}^-$  в глауконитах четко разрешаются две полосы с максимумами  $3530 \text{ см}^{-1}$  и  $3600-3610 \text{ см}^{-1}$ , причем, в отличие от сколитов, интенсивность первой значительно выше, чем второй. У некоторых глауконитов (измененных зерен) можно заметить плохо разрешенную полосу  $3550 \text{ см}^{-1}$ .

Таким образом, у сколитов и глауконитов наблюдается обратное соотношение интенсивностей полос с максимумами  $3530 \text{ см}^{-1}$  и  $3600 \text{ см}^{-1}$ : первая интенсивнее у глауконитов, вторая – у сколитов. Вторая полоса у глауконитов имеет тем меньшую интенсивность, чем меньшее содержание в них  $\text{Al}_{\text{VI}}$ . Такими глауконитами являются современные. Можно считать, что эти полосы относятся к колебаниям  $\text{HO}-\text{Fe}_{\text{VI}}^{3+}$  и  $\text{HO}-\text{Al}_{\text{VI}}$  соответственно.

Таким образом, спектральными характеристиками сколитов можно считать хорошее разрешение трех деформационных полос Si-O с максимумами при  $435 \text{ см}^{-1}$ ,  $475 \text{ см}^{-1}$  и  $525 \text{ см}^{-1}$ , со смещением последней при увеличении  $\text{Al}_{\text{VI}}$  до  $535 \text{ см}^{-1}$ ; наличие слабой полосы  $920 \text{ см}^{-1}$  и интенсивной полосы  $3615 \text{ см}^{-1}$ , относимой к колебаниям  $\text{HO}-\text{Al}_{\text{VI}}$ , значительно превышающей интенсивности полос  $3530 \text{ см}^{-1}$  и  $3550 \text{ см}^{-1}$ .

Для глауконитов характерно менее четкое разрешение трех деформационных Si-O полос с максимумами  $440 \text{ см}^{-1}$ ,  $463 \text{ см}^{-1}$  и  $500 \text{ см}^{-1}$ , отсутствие полосы  $920 \text{ см}^{-1}$  и наличие интенсивной, значительно превосходящей по интенсивности полосу  $3615 \text{ см}^{-1}$ , полосы  $3530 \text{ см}^{-1}$ , обусловленной  $\text{HO}-\text{Fe}_{\text{VI}}^{3+}$  колебаниями.

Магнезиальный минерал группы глауконита, называемый селадонитом, четко отличается от диоктаэдрических сколитов и глауконитов областью деформационной полосы Si-O, имеющей один широкий пик с максимумом около  $470 \text{ см}^{-1}$ . Очень нечетко у основания этой полосы со стороны малых частот проявляется дополнительная волна около  $410-415 \text{ см}^{-1}$ .

В области  $650-900 \text{ см}^{-1}$  проявляются две слабые полосы с максимумами приблизительно на  $680 \text{ см}^{-1}$  и  $800 \text{ см}^{-1}$ . Плечо Si-O валентных колебаний с максимумами около  $1080 \text{ см}^{-1}$  является наиболее четко выраженным среди всех минералов рассматриваемой группы. В области валентных колебаний  $\text{OH}^-$  групп наблюдается, как и у глауконита, интенсивная полоса с максимумом на  $3530 \text{ см}^{-1}$  и слабая – на  $3600 \text{ см}^{-1}$ .

Таким образом, по инфракрасным спектрам глауконит, сколит и селадонит имеют как черты сходства, которые определяют их принадлежность к одной группе минералов, так и черты различия их как самостоятельных минералов. Сколит, глауконит и селадонит четко различаются в области деформационных колебаний Si-O на частотах  $410-525 \text{ см}^{-1}$  - у сколита она наилучшим образом разрешена в виде трех четких пиков, у глауконита тоже три пика, но менее четко выраженных, а у селадонита один четко выраженный широкий пик с небольшой дополнительной волной со стороны малых частот. Итак, глауконит и сколит имеют спектры типа диоктаэдрических минералов (например, мусковита), а селадонит - типа триоктаэдрических минералов (биотитов).

Вторым четким различием ИК-спектров этих минералов является область валентных колебаний OH-групп. У сколита максимум интенсивной полосы приходится на  $3615 \text{ см}^{-1}$ , тогда как у глауконита и селадонита - на  $3530 \text{ см}^{-1}$ . Область частот валентных колебаний OH-групп для всех трех минералов -  $3530 - 3615 \text{ см}^{-1}$ .

Для всех трех минералов характерны небольшие максимумы на  $680 \text{ см}^{-1}$  и  $800-830 \text{ см}^{-1}$ , а для сколита дополнительно - на  $920 \text{ см}^{-1}$  и  $760 \text{ см}^{-1}$ .

Валентные колебания полосы Si-O проявляются у всех трех минералов на  $1000 \text{ см}^{-1}$ , плечо на  $1080 \text{ см}^{-1}$  у глауконита проявляется слабо, у сколита - более ясно, а у селадонитов оно выражено четко.

#### Диагностика измененных зерен и их минеральный состав в осадочных отложениях

В отличие от первичных аутигенных зерен минералов группы глауконита измененные зерна имеют зеленую окраску с различными оттенками (желтоватым, голубоватым, сероватым или буроватым), т.е. они всегда более светлые по окраске, чем первичные зерна. Интенсивность окраски неравномерная, как в пределах одного зерна, так и в пробе, слое и т.д. В пробе почти всегда можно различить две-три разновидности зерен по их окраске, а в пределах одного зерна - более светлые участки по трещинам или отдельным пятнам с поверхности или изнутри.

Для измененных при седиментации зерен характерна трещиноватость (табл. IIa), обычно более интенсивная, чем у первичных аутигенных зерен. В отличие от последних, здесь по трещинам наблюдаются первые признаки изменения: осветление окраски, затем коррозия, выкрашивание и раскалывание по трещинам. По мере развития процес-

са изменения зерна все больше и больше осветляются. Вместе с изменением окраски и развитием трещиноватости зерен меняются их химический состав и рентгеновские характеристики.

Эпигенетическое изменение глауконита может проходить либо с развитием трещиноватости зерен, либо без нее. Нам приходилось наблюдать, что чаще всего эпигенетическая трещиноватость зерен развивается в карбонатных породах и сопровождается процессом эпигенетической доломитизации, известняков, раздоломчиванием первичных доломитов, перекристаллизацией основной массы карбоната вмещающей породы, образованием жеод и жилок в карбонатной породе. Сами зерна глауконита в таких случаях часто разъедаются и даже нацело замещаются карбонатом — кальцитом или доломитом.

Очень часто эпигенетическое изменение зерен не сопровождается трещиноватостью (табл. IIб). Такие зерна можно наблюдать как в терригенных, так и в карбонатных породах. При этом наблюдается очень сильное изменение окраски зерен до зеленой с различными оттенками и почти белой по всей поверхности или по отдельным пятнам. В породах, крепко сцементированных, окраска зерен неоднородна (табл. IIб), в слабо сцементированных, а также пористых породах их окраска может быть довольно однородной, очевидно, за счет более равномерного протекания процесса изменения и свободного выноса продуктов реакции. Поверхность зерен всегда шероховатая, до мелкопористой, ямчатой и кавернозной (табл. IIб).

Таким образом, при изучении зерен под биноклем и в шлифе четко устанавливается, что седиментационные и эпигенетические изменения зерен минералов группы глауконита проявляются по-разному и их важно различать при палеогеографических исследованиях и отборе проб на абсолютный возраст. Однако нами замечено, что зерна, претерпевшие интенсивные изменения при седиментации, сильнее подвергнутся воздействию процессов эпигенетического изменения, тогда как первичные неизменные аутигенные зерна в процессе эпигенеза изменятся значительно слабее.

В результате вторичных изменений зерна минералов группы глауконита несут на себе пятнышки и корочки гидроокислов железа. Иногда гидроокислы железа располагаются в трещинах зерна, в его порах или слегка пигментируют зерно. Можно также наблюдать почти полное замещение зерен гидроокислами железа, так что первичный состав их можно распознать лишь по небольшим реликтам в центре зерен. Все такие зерна аутигенных силикатов описываются в литературе как окисленные. Но так как единственным элементом в глауконитах, способным окисляться, является двухвалентное железо и его содержание незначительно (кроме селадонитов), то и процесс окисления как та-

ковой существенной роли в изменении глауконита не играет. Парагенетическая ассоциация группы глауконита с гидроокислами железа свидетельствует о совершенно иных процессах: выносе железа из структуры минерала в результате замещения его алюминием или ожелезнении.

Процесс ожелезнения заключается в замещении рассматриваемых силикатов гидроокислами железа. Он характерен, насколько нам пришлось наблюдать, для стадии седиментации. В стадию эпигенеза происходит замещение двух- и трехвалентного железа (а также магния) алюминием. Вынесенное из структуры железо фиксируется тут же, на поверхности зерна в виде пятен или корочек ("рубашек"). Нередко, однако, железо выносится далеко за пределы зерна, так что на самом зерне гидроокислов железа почти не наблюдается. Они могут фиксироваться во вмещающей породе в виде пятен и пленок на зернах других минералов, в порах и трещинах.

Зерна, из которых было вынесено железо, имеют матовую, шероховатую или мелкопористую поверхность, на ее зеленом фоне нередко наблюдается характерная побелость гидроокислов железа. Цвет зерен зеленый, голубовато-зеленый до почти белого. Этот процесс замещения железа алюминием в зернах минералов группы глауконита является их наиболее характерным химическим изменением в стадию эпигенеза. Он наблюдается в отложениях широкого возрастного диапазона, от третичного до рифейского, а возможно, и более древнего.

Все процессы химического изменения зерен, проявляющиеся в их растворении, осветлении, ожелезнении, замещении алюминием железа сопровождаются выносом калия из структуры минералов, постепенным нарушением слюдяной структуры и гидратацией с образованием новой минеральной фазы: смешанно-слоистых минералов типа гидрослюда - монтмориллонит. Максимальное развитие этот процесс имеет в стадию седиментации, меньше - эпигенеза.

Гидратированные в процессе седиментации зерна минералов группы глауконита в процессе эпигенеза и метагенеза подвергаются дегидратации. В нижнепалеозойских отложениях рассматриваемых районов вторичные изменения достигают стадии глубинного эпигенеза (Занин, 1967; Рабиханукаева, 1967), а в верхнедокембрийских - стадии метагенеза (Казанский, 1967; Казакова, Казанский, 1967). Поэтому минералы с одним и тем же содержанием калия в нижнепалеозойских и особенно докембрийских отложениях имеют более низкое содержание разбухающих монтмориллонитовых слоев и соответственно воды (как адсорбированной, так и кристаллизационной), чем современные. Например, при содержании  $K_2O$ , равном 5-6%, адсорбированная и кристаллизационная вода (в сумме) составляют в современных глауконитах - 9-11%, в нижнепалеозойских - 8-9%, в докембрийских (рифей-

ских) – не более 8%. В отличие от измененных зерен, в неизмененных зернах, слагающихся собственно минералами группы глауконита, эпигенетическая и метагенетическая дегидратация сказывается лишь на содержании адсорбированной воды, тогда как количество кристаллизационной воды остается постоянным (в пределах точности определения; см. статью Т.А. Корневой, И.В. Николаевой в настоящем сборнике).

Отмеченные выше процессы изменения обуславливают отличные от первичных зерен химический состав и рентгеновские характеристики измененных зерен. В них обычно присутствует смешанно-слоистый минерал, за счет чего содержание калия может сильно уменьшаться по сравнению с тем, которое характерно для минералов группы глауконита (рассмотренной выше), а также более высокими содержаниями алюминия и пониженными магния и железа. Ожелезненные силикатные зерна далее рассматриваться не будут, поскольку этот процесс достаточно хорошо изучен (Monroe, Watson, 1947), и всеми распознается.

Рентгеновские данные измененных зерен минералов группы глауконита чрезвычайно полно охарактеризованы в литературе, так как в основной своей массе зерна (из обнажений, по крайней мере) изменены.

Как было отмечено ранее (Николаева и др., 1969), на дифрактограммах для них характерна смешанно-слоистая фаза, а на дебаеграммах – изменение интенсивностей или исчезновение основных рефлексов, определяющих минералы группы глауконита по мере изменения зерен. На первой стадии изменения (табл. 4, обр. 558, современный глауконит; обр. 22<sup>а</sup>/х, ордовикский глауконит) исчезает рефлекс с межплоскостным расстоянием 4,13 Å и могут резко уменьшиться интенсивности рефлексов 3,66 Å и 3,09 Å ( $J = 1$ ) по сравнению с интенсивностью рефлекса 3,32 Å ( $J = 4$ , обр. 558), может появиться рефлекс с межплоскостным расстоянием 2,85 Å в рассматриваемых минералах любого возраста (табл. 4, обр. 558, современный; обр. 9/9ил, ордовикский; обр. 2620 рифейский) и рефлекс с межплоскостным расстоянием 4,35 Å (табл. 4), который наблюдался нами только в древних минералах – нижнепалеозойских (обр. 48/20), вендских (обр. 14-4-50<sub>1</sub>) и рифейских (обр. 2620). Порошковая рентгенограмма последнего образца имеет ряд отражений, отвечающих гидромусковиту; в данном случае он развился по сколиту в процессе глубокого метагенетического преобразования последнего.

Минералами, возникающими в результате вторичного частичного или полного преобразования минералов группы глауконита, являются, таким образом, кроме смешанно-слоистых, гидрокислы железа и гётит, а также гидромусковит, каолинит и хлорит. Следует иметь в виду,



Что в случае значительного содержания гётита или гидроокислов железа, рефлекс  $4,13 \text{ \AA}$ , а вместе с ним и  $2,69 \text{ \AA}$ , на дебаеграмме измененных зерен усиливается (табл. 4, обр. 48/20).

Измененный в лабораторных условиях в процессе обработки растертых зерен соляной кислотой (с концентрацией 3–5%) глауконит имеет такие же особенности порошковой рентгенограммы, как и зерна современного глауконита (табл. 4, обр. 558), измененные в природных условиях: интенсивность ряда определяющих рефлексов ослабляется, рефлекс  $2,68 \text{ \AA}$  исчезает (см. табл. 1, обр. 655). При нагревании до  $t = 700^\circ\text{C}$  (Лазаренко, 1956) интенсивность отражения  $3,32 \text{ \AA}$  повышается, а отражений  $3,65 \text{ \AA}$  и  $3,09 \text{ \AA}$  понижается, как в измененных зернах минералов группы глауконита вообще.

Таким образом, измененные зерна по рентгеновским данным довольно хорошо отличаются от неизмененных, и чем глубже изменение, тем резче различия (первичные аутигенные зерна имеют однослойную слюдяную структуру с рядом определяющих рефлексов, тогда как измененные зерна содержат примесь или слагаются целиком совершенно другими минералами, в том числе и неслюдистыми).

Максимальная гидратация характерна для стадии седиментации. В процессе эпигенеза происходит замещение железа и магния в глауконите алюминием, при этом содержание калия изменяется незначительно. В процессе эпигенеза может происходить растворение минералов группы глауконита, например, при замещении их карбонатами. Этот процесс сопровождается заметной гидратацией минералов и уменьшением содержания в них калия. Наконец, в процессе эпигенеза и особенно метагенеза происходит дегидратация минерала и образование новых минеральных фаз: гидромусковита, хлорита, каолинита, а сме-ланно-слоистая фаза в них, как и примесь монтмориллонита, практически исчезают (в отложениях от венда и древнее).

Все эти природные процессы, как и обработка минералов соляной кислотой, а также и нагревание, вызывают нарушения в структуре и изменения рентгеновских признаков.

#### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ГЛАУКОНИТА И ЭВОЛЮЦИЯ ИХ СОСТАВА НА ГРАНИЦЕ КЕМБРИЯ С ДОКЕМБРИЕМ

Минералы группы глауконита разного возраста изучены с разной степенью детальности. Самое большое количество работ посвящено мезозойским и третичным глауконитам, во многих из них освещается

химический состав. Хуже изучены палеозойские и современные минералы группы глауконита, и лишь единичные работы содержат отрывочные данные о докембрийских минералах.

Первые обобщения результатов химических анализов глауконитов привели К.Смуликовского (Smulikowski, 1954), а затем Г.А.Казакова (1962) к выводу о том, что современные и мезозойские глаукониты имеют более низкие содержания калия и магния, чем палеозойские, что объяснялось этими исследователями более высоким содержанием калия и магния в палеозойской морской воде. Кроме того, было замечено увеличение содержания алюминия в глауконитах от современных к непалеозойским отложениям, что, однако, не нашло пока никакого объяснения. Для своих выводов Смуликовский и Казаков использовали среднестатистические данные по результатам многочисленных (более 50 и 130 соответственно) анализов разновозрастных глауконитов, которые отражают в основной своей части состав измененных зерен минералов этой группы, в нашем понимании.

Для выявления эволюции химического состава минералов группы глауконита в истории Земли мы рассмотрим прежде всего состав первичных неизменных (и почти неизменных) зерен, а затем для сравнения и установления принципиальных различий в составе каждого минерала группы рассмотрим измененные зерна.

Черные зерна современных глауконитов из разных районов Атлантического океана (табл. 5) характеризуются сравнительно небольшими колебаниями химического состава, причина которого кроется, возможно, не столько в колебаниях химического состава современного глауконита, сколько в примеси других минералов — монтмориллонита и фосфата, — которые устанавливаются при рентгеновском исследовании зерен.

Современные глаукониты характеризуются самыми низкими содержаниями алюминия (табл. 5, 3, I8-6,54) и высокими трехвалентного железа (I7, II-23,53%).

Ордовикские глауконитовые черные зерна отличаются от современных более высоким содержанием алюминия (максимальное содержание его, однако, не превышает 9%) и несколько более низким содержанием трехвалентного железа (I6-22%). Содержания калия во всех зернах — от современных до вендских включительно — остаются на одном уровне. Поскольку пределы содержания магния в современных глауконитах более высокие (5,86-4,32%), чем в ордовикских (5,08-3,67%), то скорее можно говорить о понижении содержания магния в нижнеордовикских собственно глауконитах, по сравнению с современными, а не об увеличении его, как указывали К.Смуликовский и Г.А.Казаков.

Пониженные содержания магния более четко отмечаются в вендском

Т а б л и ц а 5

## Химический состав первичных зерен минералов группы глауконита

Воз- раст	№ об- разца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	П.п.п.	H <sub>2</sub> O	Сумма
Современный	I022*	46,65	0,45	5,20	22,93	2,02	4,32	0,07	1,21	0,48*	7,58	0,47	0,036	6,40	2,10	99,91
	548*	46,85	0,20	3,18	23,53	2,16	5,50	0,02	0,92	0,79*	7,60	0,20	0,038	7,45	1,45	99,88
	215	46,00	0,13	5,14	22,39	2,66	4,48	0,07	1,60	1,14*	7,84	0,16	0,025	6,20	1,90	99,73
	655	48,40	0,37	4,94	19,12	2,02	5,86	0,07	1,72	-	9,43	0,28	0,077	6,86	0,90	100,04
	644	49,68	0,12	6,54	17,11	2,60	4,75	0,007	1,72	0,73*	8,28	0,08	0,032	6,60	1,34	99,55
Ордовик	Адзе	49,80	0,05	7,95	18,27	3,48	4,33	0,015	0,46	He опр.	7,98	0,10	0,032	5,68	1,52	99,56
	I48	47,54	0,92	8,63	19,73	2,46	4,25	0,054	0,17	0,057	7,86	0,16	0,027	6,06	1,72	100,22
	Э-14/4*	46,44	He опр.	8,23	21,86	2,04	3,67	0,015	0,16	0,08	7,60	0,10	0,032	6,28	3,16	100,66
	Ключи*	49,00	0,10	8,00	16,09	2,29	4,26	He опр.	1,78	0,08	8,04	0,07	0,052	9,02	1,48	100,24
													(2,20 = CO <sub>2</sub> )			
	Э-1/1	46,98	0,12	8,52	20,16	2,37	4,42	0,007	0,69	0,14	8,00	0,008	0,04	6,24	1,98	99,60
Венд	Я-44-50	49,95	0,12	20,48	7,00	2,15	3,07	He опр.	0,34	0,14	8,20	0,08	0,044	6,30	1,70	99,53

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ИГиГ СО АН СССР, аналитик А.В.Сухаренко.

\* Примесь монтмориллонита.

\* Механическая примесь фосфата кальция.

## Химический состав измененных зерен глауконита, селадонита и сколита

Воз- раст	№ образ- ца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	F <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	П.п.п.	H <sub>2</sub> O	Сумма
Глауконитовые зерна																
Современные	Без номера *	46,60	0,28	7,40	25,00	3,85	0,06	0,70	-	6,28	0,56	-	9,00	-	-	-
	"-"	47,00	0,46	8,30	22,70	4,00	0,08	1,70	-	4,56	0,95	-	II, I4	-	-	-
	558	48,15	0,32	6,17	19,94	3,27	5,15	0,07	0,46	0,30	7,88	0,08	0,025	6,55	1,20	99,98
	618	47,20	0,13	6,85	23,11	2,45	4,74	0,07	0,11	0,17	6,77	0,08	0,025	6,35	1,90	99,80
Ордовикские	Э-1/3*	48,70	0,18	9,41	21,23	2,19	2,83	0,02	0,84	0,08	8,32	0,07	-	-	He опр.	-
	Энгуре	51,44	He	опр. 9,87	16,94	2,60	3,67	0,02	0,11	He	опр. 7,54	0,05	-	4,84	2,44	99,52
	Э-8/3	49,48	0,12	10,99	16,68	1,88	4,25	0,02	0,46	0,04	8,24	0,07	-	5,32	2,12	99,65
	Э-9/24*	41,30	0,25	14,61	22,90	4,10	0,10	1,69	-	6,72	0,16	0,021	9,30	-	-	-
	Э-8/26**	52,96	0,14	11,18	14,19	2,63	4,14	0,03	0,70	0,04	8,00	0,05	-	-	He опр.	-
	Э-2/15*	44,50	0,25	11,55	24,25	3,95	0,11	1,01	-	6,62	0,08	0,021	8,82	-	-	-
	Э-7/4	49,76	0,27	12,43	14,42	1,74	3,75	0,07	0,46	0,40	8,04	0,08	0,036	6,36	2,58	100,32
	35/20	48,90	0,07	12,42	13,23	2,48	6,36	0,015	0,84	0,38	7,36	0,10	-	6,33	1,82	100,45
	48/20	48,76	0,10	14,84	11,24	2,48	5,05	He	опр. 1,54	0,64	7,65	0,15	-	6,45	1,30	100,36
	24/10	47,70	0,90	14,54	10,06	3,84	6,31	0,071	1,30	0,34	4,48	0,05	0,03	8,33	1,98	99,97
	II/6ил.	47,08	3,32?	9,52	16,80	3,47	3,33	0,05	0,46	0,47	7,08	0,26	-	5,48	2,50	99,82
	Усть-Тагул*	49,50	0,02	10,40	20,65	4,50	0,06	2,35	-	4,94	He	опр.	-	-	-	-
КГ-262/1*	51,60	0,24	11,30	19,91	5,60	0,05	1,10	-	6,21	»	-	-	-	-	-	
КГ-28-1-9/1*	49,60	0,26	12,85	14,90	5,35	0,04	1,65	-	5,87	0,05	-	-	-	-	-	

Таблица 6 (окончание)

Возраст	№ образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	П.п.п.	H <sub>2</sub> O	Сумма	
		Глауконитовые зерна															
	0-5/3 **	49,90	0,15	11,62	15,98	4,38	2,53	0,04	0,70	0,13	8,00	0,09	-	7,14	-		
	4107	49,20	0,13	11,71	15,71	4,82	3,20	0,07	0,23	0,01	6,82	0,06	0,029	5,68	1,86	99,61	
	3111	48,98	0,05	10,80	15,47	1,34	6,00	0,03	0,69	0,022	8,24	0,08	0,03	5,40	2,42	99,55	
		Селадонитовые зерна															
	Сосновский затон	47,60	0,12	8,22	10,18	5,41	9,66	0,05	2,32	0,45	7,60	He	опр.	0,04	7,05	0,95	99,83
	Алексеевский затон	41,46	He	опр.	5,48	12,25	5,33	11,04	0,015	3,13	0,20	7,60	0,05	0,03	12,00 (5%CO <sub>2</sub> )	1,00	99,58
		Сколитовые зерна															
	Н-44-50 <sub>1</sub>	48,82	0,05	19,75	7,67	2,16	4,00	0,02	1,03	0,22	8,14	0,05	0,05	6,24	1,78	99,56	
	524	49,90	0,24	16,32	7,51	2,16	5,64	0,03	0,92	0,40	6,56	0,10	0,04	8,40	2,00	100,22	
	74	49,90	0,06	24,80	2,99	2,20	3,07	0,01	0,44	0,22	7,78	0,30	0,04	6,54	1,54	99,89	
	2620*	49,80	0,14	17,50	9,60	-	3,00	0,22	1,03	-	6,95	-	-	10,2	-		
	329*	49,0	0,16	17,20	11,30	-	3,40	0,33	1,30	-	6,43	-	-	-	-		
	3076***	49,76	0,47	25,35	2,41	2,64	3,22	0,15	0,36	0,057	6,53	0,20	-	6,67	1,70	-	
	3077***	50,98	0,47	23,55	2,86	2,23	3,22	0,15	0,36	0,057	7,33	0,15	-	6,37	1,92	-	
	3078***	47,86	0,56	24,55	2,99	4,14	3,78	0,04	0,24	0,115	6,42	0,20	-	6,70	1,57	-	
	3080***	46,12	0,56	25,32	2,83	4,90	3,97	0,09	0,24	0,115	5,45	0,10	-	7,68	1,37	-	

\* Анализы выполнены квантометрическим методом, аналитик М.И.Зеркалова (ИГИГ СО АН СССР).

\*\* Анализы выполнены в химлаборатории ЗСГУ, г.Новокузнецк.

\*\*\* Данные Ю.Н.Лебедева (1969).

Остальные анализы выполнены в химлаборатории ИГИГ СО АН СССР, аналитик А.В.Сухаренко.

сколите, в котором содержания алюминия и трехвалентного железа находятся в соотношении, обратном их соотношению в глауконитах. Остальные элементы присутствуют в обычных для глауконита количествах.

Измененные зерна (табл. 6) современных глауконитов из Тихого и Атлантического океанов заметно отличаются по своему составу от зерен первичных — чем ярче признаки изменения зерна, тем меньше калия и магния (последний — менее четко) в них; вместе с этим, в измененных зернах увеличивается содержание Al, однако оно остается более низким, чем в измененных зернах глауконита нижнепалеозойского возраста.

Измененные зерна глауконита ордовикского и нижнекембрийского возраста сходны между собой и отличаются от одновозрастных неизмененных глауконитовых зерен повышенным содержанием алюминия и пониженным трехвалентного железа. На начальных стадиях изменения таких зерен содержание калия в них не меняется, и остается почти таким же, как в неизмененных зернах (табл. 6, образцы Э-1/3, Эгуре, Э-8/3, Э-8/26, Э-7/4), но по мере развития этого процесса калий выносится из структуры, и содержание его в зернах резко падает (до 4,48%  $K_2O$ , табл. 6, обр. 24/10). В таких образцах количество алюминия превосходит содержание трехвалентного железа. Однако эти зерна нельзя приравнивать докембрийским сколитам, они являются продуктом изменения и разрушения, тогда как сколит как таковой является аутигенным образованием, как и сам глауконит.

В измененных зернах отмечаются большие несоответствия в соотношении количества алюминия и трехвалентного железа: при одних и тех же цифрах  $Al_2O_3$  (табл. 6, образцы Э-9/24, 48/20, 24/10, или Э-8/26 и Э-2/15, или Эгуре, Э-1/3 и т.д.) разница в количестве трехвалентного железа может достигать 10%  $Fe_2O_3$ . Это объясняется тем, что в одних зернах, как уже указывалось выше, при замещении железа алюминием железо уходит далеко за пределы зерна, в других оно осаждается в его трещинах в виде пятен или целых "рубашек" на поверхности.

По результатам химического анализа хорошо видно, что этот процесс не имеет ничего общего с процессом окисления: содержание двухвалентного железа в первичных неизмененных (см. табл. 5) и измененных (табл. 6) зернах остается в одних и тех же пределах.

В свете полученных нами данных о составе первичных и измененных зерен минералов группы глауконита интересно рассмотреть особенности переотложенных глауконитов. Л. В. Фирсов и С. С. Сухорукова (1968) установили переотложенный верхнемеловой глауконит в четвертичных отложениях: абсолютный возраст этого глауконита 81 млн. лет. Часть пробы была передана Сухоруковой нам. Под биноклем эти зерна имеют светлую желтовато-зеленую окраску и трещиноватую

## Химический состав измененных зерен глауконита

$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{MnO}$
52,60	-	1,60	29,20	-	4,20	0,30	-
50,10	-	14,50	17,40	-	4,10	0,50	-
41,36	0,45	11,53	17,86	7,61	4,77	3,13	0,13

$\text{P}_2\text{O}_5$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{H}_2\text{O}^-$	$\text{H}_2\text{O}^+$	Сумма	Данные
-	4,60	0,40	5,60	2,10	100,10	В. А. Махинин (1951)
-	4,10	0,20	5,60	3,90	100,30	"-"
0,07	3,38	0,35	7,50	2,00	100,14	Л. В. Цирсов, С. С. Сухорукова (1968)

поверхность, которые сами по себе уже указывают на то, что зерна сильно изменены. В табл. 7 приведен химический состав этих зерен (анализ 3), по данным Сухоруковой, из которого видно, что эти зерна очень сильно гидратированы, содержание  $\text{K}_2\text{O}$  составляет всего 3,38%, количество алюминия значительно повышено — 11,53%.

Таким образом, в процессе перемива глауконитовых зерен из более древних отложений в молодые они подвергаются изменениям. Морфологические признаки измененных зерен и тенденция изменения их структурно-химических особенностей такие же, как в современных морских осадках, но заходит этот процесс в континентальных водах гораздо глубже, чем в морской воде. Это ставит под сомнение возможность образования глауконита в континентальных условиях (Дядченко, Хатунцева, 1955, 1956).

Материал (табл. 7), по которому сделан вывод об изменении химического состава глауконитов от берега в глубь моря (Махинин, 1951), показывает, что автор оперировал с сильно измененными зернами, которые уже не соответствуют природе минерала глауконита. Это уже другой (или другие) минералы, и причина их появления заслуживает специального исследования.

Общая тенденция изменений сколитов такая же, как и глауконитов. Показанные в анализах (см. табл. 6) цифры  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  почти полностью

отвечают примеси гидроокислов железа и гётита (по данным электронного парамагнитного резонанса). При максимальном развитии процесса (см. табл. 6, обр. 2620 и 329), которому на дебаеграммах отвечает появление гидромусковитового компонента, в зернах заметно снижается количество калия и не исключено, что выносится часть алюминия.

Таким образом, даже сильно измененные зерна глауконита с максимальным содержанием в них алюминия (14–15%  $Al_2O_3$ ) достаточно четко отличаются от измененных сколитов; внешне они светлее окрашены, чем сколиты, имеют светло-зеленую с белыми пятнами поверхность,  $Fe_2O_3$  в структуре измененных сколитов отсутствует, тогда как в глауконитах с максимальным содержанием алюминия трехвалентное железо присутствует в структуре; наконец, наиболее интенсивно измененные зерна сколита содержат больше калия, чем наиболее сильно измененные зерна глауконита; максимальные содержания алюминия (менее 15%) в измененных зернах глауконита остаются более низкими, чем максимальные содержания алюминия в зернах сколита (более 17%), если вычест из состава механическую примесь гидроокислов железа и гётит

1. Минералы группы глауконита имеют однослойную слюдяную структуру. На дебаеграммах среди других минералов группы слюд они могут быть выделены по рефлексам с межслойными расстояниями:  $4,12\text{\AA}$ ,  $J = \text{сл}$ ;  $3,65\text{\AA}$ ,  $J = 4-5$ ;  $3,32\text{\AA}$ ,  $J = 4-6$ ;  $3,09\text{\AA}$ ,  $J = 3-5$ ;  $2,68\text{\AA}$ ,  $J = 1-2$ ; все, кроме двух слабых –  $4,12\text{\AA}$  ( $J = 1$ ) и  $2,68\text{\AA}$  ( $J = 1-2$ ), имеют среднюю, примерно равную между собой интенсивность.

2. Содержание  $K_2O$  в минералах этой группы равно почти 10%. Никакого увеличения содержания калия с возрастом не наблюдается.

3. Основные химические различия минералов группы глауконита определяются тремя элементами: трехвалентным железом, алюминием и магнием, число которых в октаэдрическом слое достигает единицы и более на элементарную ячейку. Число октаэдрических катионов у глауконита и сколита равно  $2\frac{1}{2}$ ; у селадонита оно увеличивается до 2,3. От других слюд поли типа MM минералы группы глауконита отличаются соотношением кремния к алюминию в тетраэдрах = (3,2–3,5) (0,8–0,5).

4. По инфракрасным спектрам принципиальные различия минералов группы глауконита между собой следующие – диоктаэдрический селадонит отличается от диоктаэдрических глауконита и сколита областью деформационных Si–O колебаний на  $400-520\text{ см}^{-1}$  (сколит и глауконит в этой области имеют три полосы поглощения, а селадонит – одну широкую полосу с максимумом около  $470\text{ см}^{-1}$ ). Селадонит сходен с глауконитом в области валентных колебаний Si–групп, макси-

мальная по интенсивности полоса у того и другого приходится на  $3530 \text{ см}^{-1}$ , у сколита - на  $3615 \text{ см}^{-1}$ .

5. Все зерна минералов группы глауконита делятся на первичные неизменные и измененные. Первые имеют почти черную окраску, вторые - зеленую с различными оттенками. Только неизменные зерна слагаются собственно минералами группы глауконита. Они не содержат разбухающих слоев, и следовательно, лишены возможности захватывать калий в стадии эпигенеза, метагенеза и т.д. Измененные зерна содержат разбухающий смешанно-слоистый минерал типа иллит-монтмориллонита, гидрокислы железа, гётит, гидромусковит, каолинит и хлорит.

6. Из неизменные зерна минералов группы глауконита характеризуются самыми высокими содержаниями калия и железа среди одновозрастных, но в разной степени измененных зерен. По мере развития процесса изменения этих минералов железо замещается алюминием, а калий выносится. Таким образом, происходит серьезная перестройка первичной структуры минералов группы глауконита.

7. Для изучения эволюции состава минералов группы глауконита в истории Земли следует использовать первичные неизменные зерна. Именно эти зерна могут давать правильные цифры абсолютного возраста и служить реперными точками при составлении шкалы.

8. Состав одновозрастных первичных аутигенных зерен минералов группы глауконита сравнительно однороден. Указываются пределы колебания состава современных и нижнепалеозойских глауконитов.

9. Современные глаукониты отличаются от нижнепалеозойских относительно пониженным содержанием алюминия и повышенным трехвалентного железа и магния (последний - менее значительно). Однако эти различия таковы, что вполне укладываются в понимание одного и того же минерала - глауконита.

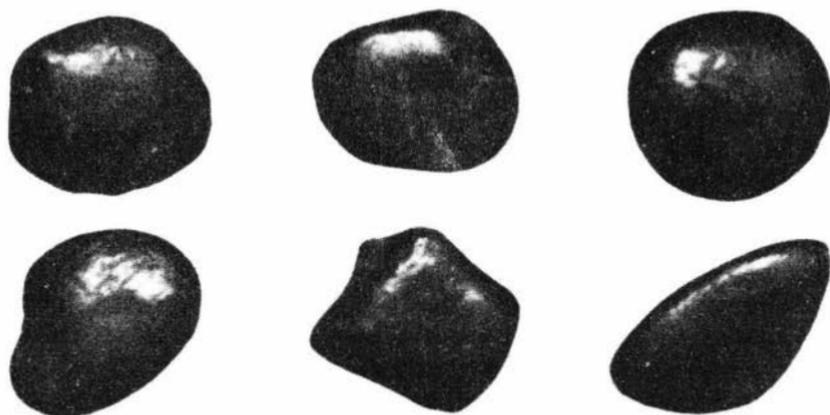
10. Начиная с венда и древнее, состав минералов группы глауконита резко меняется, и место глауконита занимает его глиноземистый аналог - сколит.

## Л и т е р а т у р а

- Бредли У.Ф., Грим Р.Е. 1965. Слюдастые минералы глин. - В кн.: Рентгеновские методы изучения глинистых минералов. М., "Мир".
- Горбунова Л.И. 1950а. Результаты сравнительного изучения глауконитов разных фаций. - Докл. АН СССР, нов. серия, т. 70, № 5.
- Горбунова Л.И. 1950б. Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы. - Труды ИГиН АН СССР, вып. 114, геол. серия, № 40.

- Лядченко М.Г., Хатунцева А.А. 1955. К вопросу о генезисе глауконита. - Докл. АН СССР, т.101, № 1.
- Лядченко М.Г., Хатунцева А.А. 1956. Случай образования глауконита в континентальных условиях. - Зап. Всес. мин. об-ва, ч.85, вып.1.
- Занин Ю.Н. 1967. Зоны эпигенеза в ордовикских, силурийских и девонских отложениях Иркутского амфитеатра. - В кн.: Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири. М., "Наука".
- Звягин Б.Б. 1957. Электронографическое определение структуры селадонита. - Кристаллография, 2, № 3.
- Звягин Б.Б. 1964. Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М., "Наука".
- Звягин Б.Б., Франк-Каменецкий В.А. 1961. О принципах построения, оценке и смысле различных классификаций глинистых минералов. - Зап. Всес. мин. об-ва, 90, № 6.
- Ивановская А.В., Соколова М.Ф. 1970. Глинистые минералы стрельногорской свиты в рифее Туруханского поднятия. - В сб: Литология и геохимия верхнего докембрия. Новосибирск, изд-во "Наука", Сиб.отд.
- Казаков Г.А. 1962. Исследование пригодности глауконита для определения абсолютного возраста осадочных пород. - Автореф. канд. дисс. М.
- Казакова З.Н., Казанский Ю.П. 1967. Постседиментационные преобразования сланцевых свит верхнего докембрия бассейна реки Большой Пит (Енисейский край). - В кн.: Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири. М., "Наука".
- Казанский Ю.П. 1967. Особенности вторичных преобразований в терригенно-карбонатных породах верхнего докембрия юго-восточной части Енисейского края. - Там же.
- Копелиович А.В. 1965. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы, М., "Наука".
- Кропачева С.В., Власов В.В., Давидич С.И. 1968. О некоторых минералогических разновидностях глауконита. - Литол. и полезн. ископ., № 5.
- Лазаренко Е.К. 1965. Вопросы номенклатуры и классификации глауконита. - В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов, Изд-во Львов. ун-та.
- Лебедев Ю.Н. 1969. Новые данные о возрасте стрельногорской свиты докембрия Туруханского района. - Геол. и геоф., № 11.
- Махинин В.А. 1951. К минералогии глауконитов олигоценых отложений Украинского кристаллического массива. - Минер. сб. Львов. геол. об-ва, № 5.
- Михеев В.И. 1954. Влияние изоморфного замещения в слюдах на характер дебаеграмм. - Минер. сб. Львов. геол. об-ва, № 8.

- Николаева И.В., Кляровский В.М., Григорьева Т.Н., Бородаевская Э.В. 1969. Влияние эпигенетических процессов на структурно-химические свойства и абсолютный возраст глауконита. - Докл. АН СССР, т. 185, № 2.
- Рабиханукаева Е.С. 1967. Процессы эпигенеза в отложениях ордовика бассейна реки Кулджмбэ (северо-западная окраина Сибирской платформы). - В кн.: Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири. М., "Наука".
- Рубинштейн М.М. 1967. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси, "Мицниерсба".
- Соколова Е.П. 1961. Некоторые структурные и кристаллохимические особенности минералов группы глауконита. - Минер. сб. 2. ВСЕГЕИ, нов.серия, вып. 45, Л.
- Соколова Е.П. 1962. Глиноземистые аналоги глауконита. - Рентгенография минерального сырья, вып. 2.
- Соболев В.С. 1949. Введение в минералогию силикатов. Львов, Изд-во Львов.гос.ун-та.
- Фирсов Л.В., Сухорукова С.С. 1968. О "четвертичном" глауконите мелового возраста в низовье Енисея. - Докл. АН СССР, 183, № 4.
- Шумилова Е.В. 1963. Терригенные компоненты мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Новосибирск, изд-во "Наука", Сиб.отд.
- Burst J.E. 1958. Mineral heterogeneity in "glauconite" pellets. Amer. miner., 43, no 5-6, pp.481-497.
- Gruner J.W. 1935. The structural relationship of glauconite and mica. - Amer. miner., 20, no 10.
- Hurley P.M., Cormier R.F., Hower J., Fairbairn H.W., Pinson W.H. 1960. Reliability of glauconite for age measurement by K-Ar and Rb-Sr Methods. - Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 44, no 11.
- Hendricks S.B., Ross C.S. 1941. The chemical composition and genesis of glauconite and seladonite. - Amer. miner., 25, no 12.
- Hower J. 1961. Some factors concerning the nature and origin of glauconite. - Amer. Miner., 46, no 3-4.
- Moenke H. 1966. Mineralspektren. Akademie - Verlag. Berlin.
- Monroe J.W., Watson H. 1947. Rapid oxidation of glauconite in glauconitic sand. - Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 31, no 8.
- Smulikowski K. 1954. The problem of glauconite. - Archiwum miner., PAN, t.XVII, z.1.
- Stubičan V., Roy R. 1961. Isomorphous substitution and infrared spectra of the layer lattice silicates. - Amer. Miner., 46, no 1-2.



1



2

Первичные аутигенные зерна

1 - современного глауконита (обр. 655) ;

2 - вендского сколита (обр. 44-50)



Измененные зерна минералов группы глауконита

1 - трещиноватые и расколотые зерна современного глауконита (обр. 648) ;

2 - неоднородно окрашенные осветленные зерна сколита (обр. Я-44-50)

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БОРА В СОВРЕМЕННЫХ АУТИГЕННЫХ СИЛИКАТАХ

В последние 30 лет бор привлекает к себе внимание многих исследователей в связи с возможностью использовать его как индикатор соленосности древних бассейнов седиментации. Установлено, что в поверхностных водах Земли максимальные концентрации бора приурочены к океану, тогда как в озерных и речных водах содержания бора в несколько раз ниже (Татеева и др., 1934; Кейт, Дегенс, 1961; Goldschmidt, 1954). В иловых океанических водах (Шилкина, 1966) концентрация бора незначительно превышает его концентрацию в воде океана, а в высоко минерализованных пластовых водах содержания бора на порядок и более превосходят последние (Татеева, 1934).

Глинистые осадки, особенно иллитовые, являются лучшими концентраторами бора (Гольдшмидт, Петерс, 1938; Хардер, 1965). Относительные содержания в них бора меняются от пресноводных к морским в том же порядке, как и в соответствующих типах вод (Кейт, Дегенс, 1961; Оборин, Залкинд, 1964; Гуляева, Лыгалова, 1965). Максимальные концентрации бора приурочены к соленосным глинам (Озол, 1967 и др.). Во всех этих случаях широко исследовались терригенные глинистые осадки (или глинистые фракции из этих осадков), тогда как распределение бора в аутигенных силикатах менее изучено. Лишь несколько цифр можно найти в книге Г.Хардера (1965).

Однако для выяснения изменения солевого состава древних морских водоемов в истории Земли в последнее время стали использоваться морские аутигенные силикаты, особенно глауконит (Smulikowski, 1954; Казаков, 1962). Прежде чем переходить к сравнению разновозрастных морских силикатов, необходимо, как нам представляется, выяснить, насколько постоянными (или изменчивыми) являются аутигенные морские силикаты как по макро-, так и по микроэлементам. Среди последних бор как "талласофильный" элемент (Goldschmidt, 1954) в решении такой задачи может представлять особый интерес. Литературных данных о содержании бора в современных морских силикатах нам не удалось найти, поэтому мы вынуждены ограничиться своим (пока небольшим) фактическим материалом.

Основным материалом для данной работы послужили пробы осадков с шельфа Западной Африки, собранные сотрудниками АтланТИРО Ми-

нистерства рыбного хозяйства (МРХ) СССР. Кроме того, глауконитоносные осадки с Фольклендско-Патагонского шельфа были получены нами от сотрудников ВНИРО МРХ СССР Д.Е.Гершановича и И.К.Авилова, а с Чили-Перуанского желоба - от сотрудников Института океанологии АН СССР члена-корреспондента АН СССР П.А. Безрукова и Х.М.Саидовой. Авторы выражают глубокую признательность названным лицам.

Исследованию подвергались мономинеральные фракции глауконитовых, гидробиотит-вермикулитовых (?) и шамозитовых зерен, а также копролитоподобные глинистые комочки. Результаты анализов и методика определения бора обсуждаются ниже.

### МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ БОРА

Определение бора производилось методом спектрального анализа на кварцевом спектрографе КСА-1. В качестве источника возбуждения спектра была использована дуга переменного тока, стабилизированная воздушным потоком. Скорость воздушной струи контролировали с помощью манометра. Введение проб в разряд дуги осуществляли методом просыпки, для чего использовали приспособление с опрокидывающимся бункером. Анализируемые пробы и эталоны измельчали до 200 меш. и разбавляли буферной смесью в соотношении 1:3. Состав буферной смеси: одна часть угольного порошка, одна часть хлористого калия, две части углекислого стронция.

Навеску смеси 250-300 мг просыпали через дугу за 30 сек. Спектры фотографировали на фотопластинки спектральные тип-1 с чувствительностью 4 единицы по ГОСТу. Определение концентрации бора проводили по градуировочному графику, построенному в координатах  $\lg J_{\text{B}} - \lg C\%$ . Аналитические линии бора - 2497,73 Å и 2496,79 Å. Относительная средняя квадратичная ошибка метода, вычисленная по результатам анализа, равна  $\pm 14\%$ . Эталоны готовили из турмалина на искусственной основе, имеющей состав (%):

SiO <sub>2</sub> - 51,0	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - 15,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - 16,0	K <sub>2</sub> O - 8,0
MgO - 6,0	Na <sub>2</sub> O - 1,0
CaO - 3,0	

С целью изучения влияния возможных изменений химического состава образцов на результаты анализа проба глауконита была разбавлена кварцем и смесью кварца с окисью железа, алюминия, хлористого калия. В полученных порошках было определено содержание бора.

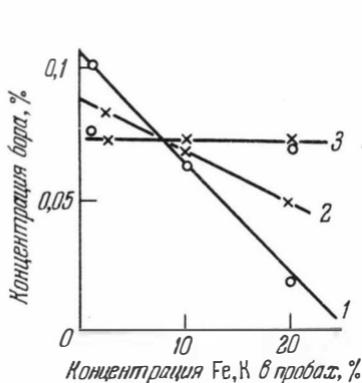


Рис. 1. Влияние изменения состава проб на результаты определения концентрации бора в глауконите  
 1 — влияние калия; 2 — влияние железа; 3 — пробы разбавлены буфером

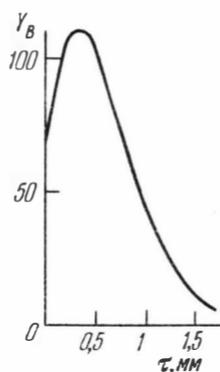
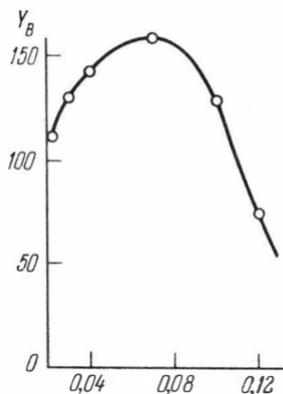


Рис. 2. Зависимость интенсивности линии бора 2497,73 Å от времени горения

Наиболее значительное влияние на результаты анализа оказывает изменение концентрации железа и калия в пробах (рис. 1, графики 1 и 2). С ростом концентрации железа и калия интенсивность линий бора уменьшается, и результаты анализа могут быть занижены. В практике спектрального анализа влияние состава пробы на интенсивность линий уменьшают с помощью добавок к пробам "спектрографического буфера". В качестве такого буфера выбрана смесь: одна часть угольного порошка без бора, одна часть хлористого калия, две части углекислого стронция. При разбавлении опытных проб этой буферной смесью в соотношении 1:3 устраняется влияние изменения концентрации железа и калия в пределах от 1–20% по Fe и K (рис. 1, график 3).

Кривые испарения бора из разных глауконитов показали, что он испаряется в первую минуту горения дуги (рис. 2). Благодаря такой скорости испарения бора его выгодно использовать в качестве источника возбуждения спектров дуги переменного тока, стабилизированную воздушной струей, и введение проб в разряд методом просипки. Установлено (Райхбаум, Лужнова, 1959; Русанов, Гитова, 1965), что интенсивность линий при просипке зависит от дисперсности порошка. Для выбора оптимальных размеров частиц глауконита была изучена зависимость интенсивности линий бора от дисперсности порошка. Несколько проб глауконитов было измельчено на вибромельнице. Классификацию частиц по размерам проводили с помощью сит и времени отсу-

Рис.3. Зависимость интенсивности линии бора 2497 Å от размеров частиц глауконита



чивания. На неподвижной пластинке фотографировали спектры одинаковых навесок смесей проб с буфером в виде частиц разной крупности, содержащих равное количество бора, и спектры эталонов, имеющих размеры частиц в интервале 0,04–0,07 мм. Интенсивность линий бора, как видно из рис.3, увеличивается с уменьшением размеров частиц глауконита, достигает максимума при размере  $\leq 0,07$  и  $\geq 0,04$  мм и затем снова уменьшается.

В табл. I показано влияние размеров частиц глауконита на результаты анализа.

Т а б л и ц а I

Влияние измельчения пробы на результаты анализа

Диаметр частиц, мм	Определенная концентрация, % ,С <sub>1</sub>	Абсолютная ошибка ΔС=С <sub>1</sub> -С <sub>0</sub>	Систематическая относительная ошибка
0,12	0,010	- 0,024	60
0,10	0,014	- 0,020	47
0,07	0,031	- 0,003	-
0,04	0,028	- 0,006	5
0,02	0,023	- 0,011	17
0,01	0,019	- 0,015	32

Примечание. Известная концентрация (в %) С<sub>0</sub> = 0,034. Условия опыта: спектрограф КСА-1, оптика - кварцевая, щель - 0,01, освещение трехлинзовое. Промежуточная диафрагма открыта полностью, навеска - 250 мг, экспозиция - 30 секунд, ток переменный - 20а, скорость отсоса воздуха - 3 м/сек, С<sub>1</sub> - определяемая концентрация.

При измельчении пробы до размеров частиц крупнее 0,07 мм и мельче 0,04 мм в результате анализа вносится значительная систематическая ошибка. Следовательно, необходимо такое измельчение пробы, чтобы размеры частиц были в интервале 0,04–0,07 мм.

### Статистический анализ цифр содержаний бора

Содержания бора в рассматриваемых силикатных зернах (табл.2) варьируют в значительных пределах, причем для каждой минеральной группы характерны свои пределы содержаний. Самые низкие цифры (среднее содержание 0,023% бора) отмечаются в зернах шамозита, более высокие (0,035% бора) – в зернах, состоящих из гидробиотита – вермикулита (?). Самые высокие концентрации бора наблюдаются в глауконитах: 0,073% бора в первичных аутигенных и 0,118% бора в измененных, монтмориллонитизированных. В ожелезненном глауконите (табл.2, обр.513) содержание бора составляет 0,07%.

Таким образом, триоктаэдрические аутигенные силикаты экваториальной зоны (шамозит и гидробиотит–вермикулит ?) имеют относительно пониженные концентрации бора по сравнению с диоктаэдрическими аутигенными силикатами аридной зоны шельфа – глауконитами.

Для оценки полученных цифр статистическим методом (табл. 3), подсчитаны средние содержания  $\bar{X}$ , дисперсия  $S^2$  и коэффициент вариации  $V$  по формулам (Урбах, 1963):

$$\bar{X} = \frac{\sum X_i}{n}; \quad S^2 = \frac{\sum \Delta X^2}{n-1}; \quad V = \frac{S}{\bar{X}} \cdot 100\%; \quad S = \sqrt{S^2}.$$

Коэффициент вариации для всех групп лежит в пределах 19,5–64%, что свидетельствует о хорошей сходимости цифр. Для каждой группы минеральных зерен были определены аномальные концентрации бора по формуле  $X_{\text{ан. min}} = \bar{X} \pm 2S$  и произведен статистический пересчет цифр после вычета аномальных анализов (табл. 3). По дисперсиям и средним содержаниям оценивалась значимость различий в содержаниях бора по рассматриваемым минералогическим группам зерен. Критерий Фишера ( $F$ ) рассчитывался по формуле:

$$F = \frac{S_1^2}{S_2^2} \geq 1 \quad (\text{Урбах, 1963}), \text{ критерий Стьюдента } (t)$$

при  $S_1^2 \neq S_2^2$  по формуле 
$$t = \frac{|\bar{X}_1 - \bar{X}_2|}{\frac{S_1^2}{n_1} + \frac{S_2^2}{n_2}}$$

Содержание бора в аутигенных зернах и  
копролитоподобных комочках

Минеральный состав зерен	№ станций	Содержание бора (в %)	Минеральный состав зерен	№ станций	Содержание бора (в %)	
Глауконитовые	первичные	655	Гидробиотит-вермикулитовые (?)	I065 <sub>I</sub>	0,025	
		548		I066 <sub>I</sub>	0,04	
		644		I066 <sub>2</sub>	0,06	
		Среднее содержание		I066 <sub>3</sub>	0,024	
		513		Среднее содержание	0,036	
		588		Шамозитовые	I94	0,019
		620			I95	0,020
		618			I96	0,026
		513ок.			2I2 <sub>I</sub>	0,023
		6I5ник.			2I2 <sub>2</sub>	0,030
	6I5верх.	I063	0,019			
	б/н. темный*	Среднее содержание	0,023			
	б/н. светлый*	копролитоподобные комочки	570		0,006	
	2I5 <del>ж</del>		640		0,01	
	I008 <del>ж</del>		I009		0,015	
	I006 <del>ж</del>		I084	0,020		
	I022 <del>ж</del>		I086	0,036		
	I023т.		522	0,009		
	I023 <del>ж</del>		I055	0,014		
	Среднее содержание		734	0,008		
Гидробиотит-вермикулитовые (?)	I065 <sub>3</sub>	0,041	8II	0,006		
	I557	0,037	Среднее содержание	0,0146		
	I069	0,025				
	I065 <sub>2</sub>	0,029				
	I055	0,03				

\* Образцы без номера (темный и светлый) из Чили-Перуанского желоба;

ж Образцы с Фольклендско-Патагонского шельфа. Остальные образцы с шельфа Юго-Западной Африки.

Результаты статистического анализа распределений бора с силикатных зернах

Тип силикатных зерен	С учетом всех анализов					С вычетом аномальных проб					
	$\bar{x}$	n	Пределы содержания (в %)	S <sup>2</sup>	V (%)	$\bar{x}$ min an.	$\bar{x}$	n	Пределы содержания (в %)	S <sup>2</sup>	V (%)
Глауконит	0,11	18	0,047-0,19	0,00132	33,0	0,183- 0,037	0,102	16	0,047-0,13	0,0006	24
Гидробиотит- вермикулит (?)	0,036	9	0,024-0,06	0,000134	33,5	0,0594- -0,0126	0,029	8	0,024-0,040	0,000057	26
Шамозит	0,023	6	0,019-0,030	0,000020	19,5	0,0319- 0,0141	-	-	-	-	-
Копролитоподоб- ные комочки	0,015	9	0,006-0,036	0,000080	64	0,0318	0,011	8	0,006-0,020	0,000024	45

Примечание.  $\bar{x}$  - среднее; n - число анализов; S<sup>2</sup> - дисперсия; V - коэффициент вариации.

По критериям Стьюдента (табл.4) концентрации бора в глауконите, гидробиотит-вермикулите (?), шамозите и копролитоподобных комочках значимо (Большев, Смирнов, 1968) отличаются одна от другой более чем для 95% общего количества проб ( $Q = 5\%$ ). На основании этого можно сказать, что выделенные группы зерен четко различаются по среднему содержанию в них бора: в глауконитовых зернах - 0,11%, в гидробиотит-вермикулитовых (?) - 0,03%, шамозитовых - 0,023% и копролитоподобных комочках - 0,015%.

По критериям Фишера (табл.5) различия в концентрациях бора значимо, кроме различий между зернами гидробиотита-вермикулита и копролитоподобными комочками (коэффициенты со звездочкой). После вычета аномальных цифр незначимыми становятся различия в концентрациях бора между зернами гидробиотит-вермикулита, шамозита и копролитоподобными комочками. Незначимость различий объясняется малым числом анализов.

Т а б л и ц а 4

Оценка различий в концентрациях бора по критерию Стьюдента ( $t$ )

$t$	1	2	3	4
1	-	7,9	10	10,6
2	10,9	-	9,6	13,9
3	12,5	1,87	-	2,45
4	13,4	5,68	3,36	$t$

Т а б л и ц а 5

Оценка различий в концентрациях бора по критерию Фишера ( $F$ )

$F$	1	2	3	4
1	-	9,9	66	16,5
2	10,5	-	6,7	1,67*
3	30	2,85*	-	4
4	7	2,4*	1,2*	$F$

При подтверждении расчетов большим числом анализов они могут стать значимыми.

Полученные цифры любопытно сравнить с содержанием бора во вмещающих осадках. Д.Х. Поррэнга (Porrenga, 1967) изучил содержание бора в глинистых фракциях шельфовых осадков экваториальной зоны Западной Африки, а также шельфа Южной Америки в районе р. Ориноко и Западной Европы в дельтах рек Роны и Рейна. В районах подводных дельт, где гидрохимический режим приближается к нормально-морскому, содержание бора в глинистых фракциях тропической зоны достигает 150 частей на миллион (или 0,015% В), местами чуть более. В глинистой фракции осадка, содержащего шамозитовые зерна, нами определено содержание бора в 0,008%. В глинистой фракции умеренной климатической зоны содержания бора достигают 0,020% и более (Por-

pena, 1967). Более высокие, по сравнению с экваториальной зоной, концентрации бора в этих осадках объясняются увеличением в них относительного содержания иллита.

В целом же, содержания бора в терригенных глинистых минералах остаются более низкими по сравнению с содержанием его в зернах аутигенных силикатов. Однако концентрация бора в шамозитах отличается от концентрации его в глинистой фракции вмещающих осадков сравнительно мало. В зернах гидробиотит-вермикулитового (?) состава концентрация бора заметно выше, чем в терригенной глинистой фракции. Максимальные концентрации бора наблюдаются в глауконитах.

Среднее содержание бора в копролитоподобных глинистых комочках ниже, чем в аутигенных минералах, и фактически совпадает с содержанием его в терригенной глинистой фракции. Эти данные, очевидно, можно рассматривать как признак единой природы глинистого материала, слагающего копролитоподобные комочки и глинистую фракцию шельфовых осадков.

Для выяснения причины такого распределения бора в аутигенных минералах рассмотрим некоторые литературные данные.

Известно, что разновозрастные отложения могут различаться по содержанию в них бора, если они образовались в морских бассейнах с различной соленостью — максимальные концентрации характерны для соленосных глин, содержания бора в которых почти на порядок выше, чем в глинах, отлагавшихся в нормально-морских условиях (Оборин, Залкинд, 1964; Озол, 1967), а в последних содержания бора в несколько раз выше, чем в глинах континентальных и солоноватоводных бассейнов (Ивановская, 1965; Озол, 1967; Fredericson, Reynolds, 1960; Pórrenga, 1967). Такое распределение бора в осадках объясняется различными содержаниями его в морской воде, находящимися в прямом соотношении с общей соленостью морской воды, в результате чего отношение  $B/Cl$  является постоянной величиной (Оборин, Залкинд, 1964; Алекин, 1966; Озол, 1967) и чем выше соленость, тем больше бора в морской воде и больше его в морских глинах. В данном случае имеется в виду бор неорганический. Вторая форма бора в морской воде — бороорганические комплексы (Cast, Thompson, 1958; Noakes, Hood, 1961); их содержание не зависит от общей солености, но изменяется в зависимости от содержания в ней кислорода (Richards, 1957). Соленость морских вод экваториальной и южной аридной зон разнится так мало (см. статью И. В. Николаевой и Ю. М. Сенина в настоящем сборнике), что ее, очевидно, можно принять за постоянную величину. Поэтому объяснить подобные различия в содержании бора в разных минералах влиянием солености невозможно.

Наблюдается избирательная способность разных минералов концентр

ровать бор при одном и том же содержании бора в морской воде. При изучении природных объектов, а также при проведении экспериментальных работ было установлено, что лучшими концентраторами бора являются диоктаэдрические слоистые минералы — иллит, мусковит, глауконит (Оборин, Залкинд, 1964; Хардер, 1965; Porrenga, 1967), — что объясняется, во-первых, особенностями их кристаллической структуры, а во-вторых, тем, что иллиты, например, являются, как правило, минералами с деградированной (т.е. с дополнительными дефектами) структурой. Меньшей способностью концентрировать бор обладает монтмориллонит, триоктаэдрические слюды (биотит и др.), хлориты, каолинит и другие минералы. Однако адсорбционная способность всех минералов не является постоянной, она резко повышается с ухудшением окристаллизованности минерала, особенно в случае его рентгеноаморфности. Например, при одной и той же концентрации бора в воде (240 частей на один миллион) в течение двух дней хорошо окристаллизованные мусковит, биотит, прохлорит и каолинит имели адсорбированного бора 20, 25, <10 и 10 частей на миллион, а рентгеноаморфные (или в основном рентгеноаморфные) их разновидности — 450, 850, 830 и 470 частей на миллион соответственно (Porrenga, 1967).

В этом отношении весьма интересны данные Е.П. Акульшиной (Акульшина и др., 1965), которая установила, что содержание бора в иллитах определяется степенью деградации его структуры — чем сильнее минерал был разрушен в коре выветривания, тем большей способностью адсорбировать бор из морской воды он обладает.

1. Современные аутигенные морские силикаты имеют более высокие концентрации бора, чем терригенные глинистые минералы во вмещающих их осадках. Концентрация бора в них не зависит от солености морской воды.

2. Современные аутигенные морские силикаты обладают избирательной способностью концентрировать бор в зависимости от строения их кристаллической решетки — триоктаэдрические минералы экваториальной зоны имеют более низкие содержания бора, а диоктаэдрические минералы аридной зоны характеризуются значительно более высокими содержаниями бора. Такая избирательная способность силикатов концентрировать бор является общей как для аутигенных, так и для терригенных минералов.

3. Содержание бора в глауконитах колеблется в значительных пределах (0,047—0,19%), причем, более высокие цифры характерны для измененных (монтмориллонитизированных) разновидностей. В этом отношении глаукониты сходны с иллитами, а также и другими минералами, деградированные (или рентгеноаморфные) разновидности которых

обладают гораздо большей способностью концентрировать бор, чем неизменные хорошо окристаллизованные их разновидности.

4. Копролитоподобные глинистые комочки имеют такие же содержания бора, как терригенные глинистые фракции вмещающих осадков. Эти содержания бора свидетельствуют об общей генетической природе тонкодисперсных (глинистых) частиц, слагающих копролитоподобные комочки и глинистую фракцию вмещающих шельфовых осадков. Очевидно, глинистые частички в тех и других являются терригенными.

## Л и т е р а т у р а

- Акульшина Е.П., Петраков В.У., Симонова В.И. 1965. Некоторые закономерности распределения бора в глинистой части пород нижнего и среднего палеозоя запада Сибирской платформы. — В сб.: Глины и глинистые минералы Сибири. М., "Наука".
- Алекин О.А. 1966. Химия океана. Л., Гидрометеиздат.
- Большев Н.Л., Смирнов Н.В. 1968. Таблицы математической статистики. — Библиотека математических таблиц, вып. 46. М., Изд-во ВШ АН СССР.
- Валяшко М.Г. 1953. Некоторые черты геохимии бора. — В кн.: Химия боратов. Рига, Изд-во АН Латв.ССР.
- Валяшко М.Г. 1960. Геохимия бора. — В кн.: Бор, его соединения и сплавы. Киев, Изд-во АН УССР.
- Гольдшмидт В.М., Петерс К. 1938. К геохимии бора, часть I и II. — В кн.: Сборник статей по геохимии редких элементов. М., ОНТИ.
- Гуляева Л.А., Дыгалова В.Н. 1965. Бор в нижнемеловых отложениях Зей-Буреинской впадины. — В кн.: Микроэлементы в каустобиолитах и осадочных породах. М., "Наука".
- Ивановская А.В. 1965. Бор в глинистых фракциях и гидрослидах мезозойских отложений Лено-Оленекского района и его значение для определения палеосолености. — В сб.: Глины и глинистые минералы Сибири. М., "Наука".
- Казakov Г.А. 1962. Исследование пригодности глауконита для определения абсолютного возраста осадочных пород. — Автореф. канд. дисс. М.
- Кейт М., Дегенс Э. 1961. Геохимические индикаторы. — В сб.: Геохимические исследования. М., ИЛ.
- Оборин А.Н., Залкинд И.Э. 1964. К геохимии бора в гипергенных процессах. — Геохимия, № 2.
- Озол А.А. 1967. Особенности геохимии гипергенного бора и вопросы формирования его месторождений галогенно-осадочного типа. — Литол. и полез. ископ., № 5.

- Райхбаум Я.Д., Лужнова М.А. 1959. О количественном спектральном анализе руд с введением проб в дугу воздушной струей. - Завод. лаб., XXV, № 1449.
- Русанов А.К., Батова Н.Т. 1965. Влияние размеров частиц и фракционированного испарения на интенсивность спектральных линий при вдувании порошков в плазму дуги. - Ж. аналит. химии, XX, № 649.
- Татеева Н.В., Тихомирова М.М. 1962. Геохимия поровых вод при диагенезе морских осадков. М., Изд-во АН СССР.
- Татеева Н.В., Цейтлин С.Г., Морозова А.Н. 1934. О содержании бора в природных водах. - Докл. АН СССР, 3, № 5.
- Урбах В.Ю. 1963. Математическая статистика для биологов и медиков. М., Изд-во АН СССР.
- Хардер Г. 1965. Геохимия бора. М., ИЛ.
- Шипкина О.В. 1966. Химия грунтовых растворов. - В кн.: Химия Тихого океана, часть II. М., "Наука".
- Fredericson A.F., Reynolds R.C. 1960. Geochemical method for determining paleosalinity in clay and clay minerals. 8-th Nat. Conf. Clay and clay minerals Proc., Pergamon Press.
- Gast, Thopson, 1958. Definition of alkalinity and borate concentrations in Sea-Water. - Anal. Chem., 30, 1549.
- Goldschmidt W.M. 1954. Geochemistry. Clarendon Press, Oxford.
- Noakes V.E., Hood D.W. 1961. Boron-Boric acid complexes in Sea-Water. - Deep-Sea Research, vol. 8, pp. 121-129. Pergamon Press Ltd., London.
- Porrenga D.H. 1967. Clay mineralogy and geochemistry of recent marine Sediments in tropical areas. - Druck Stolk-Dort.
- Richards, 1957. Oxygen in the ocean. Ch. 9 in Treatise on marine ecology and paleoecology, vol. 1. Ecology. Geol. Society Amer., memoir 65, pp. 185-238.
- Smulikowski K. 1954. The problem of glauconite. - Archiwum miner., vol. XVIII, Z. 1. Warszawa.

БОР В ОРДОВИКСКИХ МИНЕРАЛАХ ГРУППЫ ГЛАУКОНИТА

Целью данной работы является изучение распределения бора в аутигенных силикатах ордовикских отложений северо-запада Русской и юга Сибирской платформ, сравнение полученных результатов с распределением бора в современных аутигенных силикатах и изучение возможности использования бора как индикатора палеосолености.

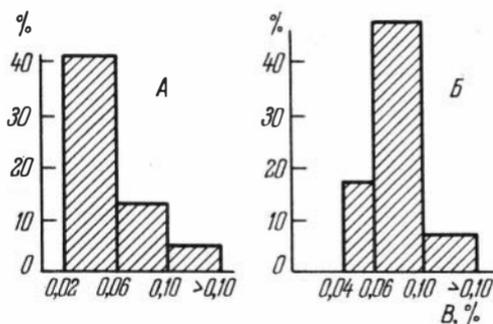
Материалом для работы послужило изучение **мономинеральных** фракций аутигенных силикатов из ордовикских пород, собранных нами в период полевых исследований 1966–1969 гг. на территории юга Сибирской и северо-запада Русской платформ. Кроме того, отдельные образцы глауконитоносных пород из других районов были любезно переданы нам А.В.Ивановской, А.И.Лебедевой, Е.И.Мягковой, Л.Я.Пылма, А.В.Розовой, Р.Э.Эйнасто, которым мы выражаем глубокую признательность.

Содержания бора были определены методом количественного спектрального анализа в 132 пробах, из которых 60 взяты на территории Сибирской и 72 – на территории северо-запада Русской платформ. Методика определения бора описана в предыдущей статье И.В.Николаевой, В.И.Смирновой, Ю.М.Сенина. На контроль были взяты 25 проб с различными содержаниями бора. Полученные контрольные цифры совпали с первоначальными в пределах экспериментально определенной погрешности – 20% относительного содержания.

Пределы содержания бора в зернах ордовикских и современных аутигенных силикатов оказались близкими 0,016–0,200%. Однако для рассматриваемых районов развития ордовикских отложений отличие по содержанию бора в зернах аутигенных силикатов довольно значительно: 0,01–0,180% В на Сибирской и 0,037–0,200% В на северо-западе Русской платформ (табл.1,2).

Статистический анализ цифр содержаний бора показывает, что среднее содержание бора в аутигенных зернах из отложений на Сибирской платформе равно 0,058%, а на северо-западе Русской – 0,076% (табл. 3). Сравнительно небольшие величины дисперсии и коэффициентов вариации (табл. 3) указывают на довольно хорошую сходимость цифр. Очень хорошо видна эта разница в содержаниях бора

аспределение содержаний бора в пробах аутигенных силикатов из ордовикских отложений Сибирской (А) и Русской (Б) платформ



на гистограмме (см.рис.). Основная часть (70%) аутигенных зерен из ордовикских отложений первого района имеет содержание бора 0,016-0,060%, тогда как основная часть (более 70%) аутигенных зерен из пород второго района имеет более высокие содержания - 0,060-0,100%.

Минимальные содержания бора в аутигенных зернах двух рассматриваемых районов связаны с разными минералами. В ордовикских отложениях северо-запада Русской платформы самые низкие содержания бора характерны для первичных аутигенных (неизмененных) зерен глауконита, встречающихся в западных разрезах ЭССР, а кроме того, в зернах глауконита, сильно измененных постседиментационными процессами, встречающихся в восточных разрезах отложений Ленинградской области. Не исключено, что в последнем случае часть бора была утеряна зернами глауконита в процессе их постседиментационных изменений.

Повышение содержания бора наблюдается в зернах глауконита из ордовикских отложений восточной половины ЭССР и западной части Ленинградской области. Эти зерна несут в основном признаки седиментационных изменений (см. статью "Минералы группы глауконита в ордовикских отложениях..." в настоящем сборнике).

Таким образом, в зернах ордовикских глауконитов наблюдается такая же закономерность в изменении содержания бора, как и в современных - минимальные содержания характерны для первичных аутигенных зерен и повышенные - для зерен, измененных в процессе седиментации.

Совсем иные причины определяют различия в содержании бора в зернах аутигенных силикатов из ордовикских отложений Сибирской платформы. Минимальные содержания бора приурочены к первичным и измененным аутигенным зернам из отложений центральной и восточной частей Иркутского амфитеатра, а также центральных районов северной половины Сибирской платформы (р.Мойеро). Пробы (пока в срав-

Содержание бора (в %) в зернах минералов группы глауконита  
из нижнеордовикских отложений Сибирской платформы

№ образца	В (в %)	№ образца	В (в %)	№ образца	В (в %)	№ образца	В (в %)
Ангара	0,044	210/98	0,035	28/20	0,090	0/У1	0,057
1/ХП	0,029	Обн. 146	0,021	48/20	0,070	51/УПт.	0,056
10/ХП	0,056	3-XXIX-7	0,082	20/20	0,054	51/УПсв.	0,033
7/9ил.	0,042	3-XXIX-10	0,092	4/20	0,087	22/УПсв.	0,045
29/169	0,054	3-XXIX-II	0,093	35/20	0,130	Ключи	0,047
38/169	0,043	3-XXIX-5	0,088	45/20	0,035	49/Х	0,016
147/6	0,055	3-XXIX-8	0,105	IIa/I2	0,086	22/9ил.	0,030
3/У	0,035	3-XXIX-7	0,105	24/10т.	0,040	18/9ил.	0,036
23/Х	0,022	3-XXI-I	0,110	8/П	0,048	20/9ил.	0,029
25/Х	0,035	3-I-19	0,046	4/П	0,083	17/9ил.	0,034
3/9ил.	0,060	67	0,130	III/10	0,024	Обн. II	0,090
13/9ил.	0,059	24/10св.	0,018	4/8	0,042	3/ХП	0,180
9/9ил.	0,030	15/9ил.	0,030	1/7	0,021	46/20	0,050
6425/2I	0,034	28/169	0,050	3I/III	0,050	4a/20	0,070
74, Мойеро	0,061		0,040	3/III	0,071	1/20	0,040
				8/Ут.	0,057		

нительно ограниченном количестве) с юго-западной части Сибирской платформы показывают относительно повышенные содержания бора. Эти пробы по своему минеральному составу являются глауконитовыми, тогда как зерна из ордовикских отложений центральной и восточной частей Сибирской платформы по минеральному составу ближе к селадониту - глаукониту.

Разделив, таким образом, аутигенные зерна по минеральному составу, мы получили четкие различия в содержаниях бора между ними (табл.4); самые низкие концентрации (0,047%) характерны для переходных по составу аутигенных силикатов типа глауконита-селадонита, более высокие - 0,076 и 0,095% - для зерен глауконита.

Величины дисперсий и коэффициенты вариации (табл.4) показывают, что цифры содержаний бора в рассматриваемых трех группах более однородны между собой, чем при разбивке на две группы, по районам (см.табл.3).

Для сравнения статистические данные по содержанию бора в ордовикских и современных силикатах сведены в табл.5. Оценка различий

Содержание бора (в %) в зернах глауконита из ордовикских отложений северо-запада Русской платформы

№ образца	В (в %)						
Э-2/Гг.	0,110	Э-9/6	0,064	Э-15/1	0,060	Э-4/2б	0,092
Э-3/7	0,130	Э-9/6б	0,072	Э-15/14	0,046	Э-3/2а	0,075
Э-3/4	0,093	Э-9/8а	0,075	Э-15/2	0,042	Э-3/3а	0,061
Э-4/4	0,091	Э-9/9	0,068	Э-15/3	0,065	Э-3/5	0,080
Э-4а/8	0,100	Э-9/10	0,090	Э-15/3а	0,054	Э-7/2	0,093
Э-7/7	0,097	Э-9/11	0,072	Э-15/4	0,047	Э-7/2а	0,085
Э-7/8	0,097	Э-9/12	0,085	Э-15/15а	0,048	Э-3/1	0,090
Э-7/10	0,130	Э-9/12а	0,093	Энгуре	0,040	Э-3/1а	0,048
Ижора	0,064	Э-9/16	0,081	Стури	0,037	Э-3/2в	0,055
Паддиски	0,096	Путилово	0,110	Адзе	0,050	Э-2/1д	0,200
Э-8/2а	0,076	Э-10а/1	0,075	Э-3/8	0,072	Э-8/8	0,100
Э-8/2б	0,088	Э-10а/3	0,082	Э-3/5	0,088	Э-7/4	0,080
Э-8/4	0,080	Обн. Э-10	0,072	Э-4/3а	0,065	Э-1/1в	0,100
Э-8/5	0,066	Э-14/2	0,068	Э-4/5	0,046	Э-1/1с	0,085
Э-8/7	0,079	Э-14/4	0,120	Э-6/1	0,085	Э-1/5	0,110
Польский	0,056	Э-4/14	0,058	Э-4/2	0,083	Э-1/6	0,080
Бабино I	0,041	Э-2/15	0,054	Э-4/2а	0,090	Э-2/1а	0,058
Бабино II	0,061	Э-16/10	0,063	Э-3/8	0,095	Э-2/15	0,090

в содержаниях бора для пяти групп аутигенных силикатов производи-

лась по критерию Фишера (F) по формуле  $F = \frac{s_1^2}{s_2^2} \geq 1$  (Урбах,

1963) и критерий Стьюдента (t) при  $s_1^2 \neq s_2^2$  по формуле:

$$t = \frac{|\bar{x}_1 - \bar{x}_2|}{\sqrt{\frac{s_1^2}{n_1} + \frac{s_2^2}{n_2}}}$$

По критерию Фишера (см. табл. 6) глаукониты из ордовикских отложений Русской и Сибирской платформ по содержанию бора не различаются между собой, равно как и попарно между собой - глауконит и селадонит Сибирской платформы, а также современные глаукониты и гидробиотит-вермикулит (?) (табл. 6, цифры со звездочкой в правой верхней

Статистический анализ содержания бора в ордовикских минералах группы глауконита  
(с разбивкой на две группы)

Т а б л и ц а 3

Состав силикатных зерен, район распространения	С учетом всех анализов					С вычетом аномальных проб					
	$\bar{X}$ (В,%)	n	Пределы содержания (В,%)	$S^2$	V (В%)	$\min X_{an},\%$	$\bar{X}$ (В,%)	n	Пределы содержания (В,%)	$S^2$	V (В%)
Селадонит-глауконит (Сибирская платформа)	0,058	60	0,016-0,180	0,000959	53	0,12	0,055	57	0,016-0,120	0,000647	46
Глауконит (северо-запад Русской платформы)	0,076	72	0,037-0,200	0,0006835	34	0,128-0,024	0,073	69	0,037-0,120	0,000386	27

Примечание.  $\bar{X}$  - среднее содержание; n - число анализов;  $S^2$  - дисперсия; V - коэффициент вариации.

Статистический анализ содержания бора в ордовикских минералах группы глауконита  
(с разбивкой на три группы)

Т а б л и ц а 4

Состав силикатных зерен, район распространения	С четом всех анализов					С вычетом аномальных проб					
	$\bar{X}$ (В,%)	n	Пределы содержания (В,%)	$S^2$	V (В%)	$\min X_{an},\%$	$\bar{X}$ (В,%)	n	Пределы содержания (В,%)	$S^2$	V (В%)
Селадонит-глауконит (Сибирская платформа)	0,047	49	0,016-0,90-	0,000385	42	0,076-0,08	0,042	44	0,016-0,071	0,000221	35
Глауконит (там же)	0,095	9	0,046-0,130	0,000535	24	0,141-0,049	0,100	8	0,082-0,130	0,000162	12
Глауконит (Русская платформа)	0,076	72	0,037-0,200	0,0006835	34	0,128-0,024	0,073	69	0,037-0,120	0,000386	27

## Статистический анализ содержания бора в современных и ордовикских аутигенных силикатах

Состав силикатных зерен, район распространения	С учетом всех анализов					С вычетом аномальных проб					
	$\bar{X}$ (B,%)	n	Пределы содержания (B,%)	S <sup>2</sup>	V (B %)	min <sup>X</sup> an. %	$\bar{X}$ (B,%)	n	Пределы содержания (B,%)	S <sup>2</sup>	V (B %)
Глаукоцит, ордовик (северо-запад Русской платформы)	0,076	72	0,037-0,200	0,0006835	34	0,128-0,024	0,073	69	0,037-0,120	0,000386	27
Глаукоцит, ордовик (Сибирская платформа)	0,095	9	0,046-0,130	0,000535	24	0,141-0,049	0,100	8	0,082-0,130	0,000162	12
Глаукоцит современный	0,11	18	0,047-0,190	0,000132	33	0,183-0,037	0,102	16	0,047-0,130	0,00060	24
Селадонит-глаукоцит, ордовик (Сибирская платформа)	0,047	49	0,016-0,090	0,000385	42	0,076-0,008	0,042	44	0,016-0,071	0,000221	35
Гидробистит-вермикулит (?) современный	0,036	9	0,024-0,060	0,000134	32	0,059-0,0126	0,029	8	0,024-0,040	0,00057	26

См. примечание к табл. 3.

половине). После вычитания аномальных проб не различимыми становятся концентрации бора в аутигенных силикатах из ордовикских отложений Сибирской платформы. Все остальные группы минералов (см. табл. 5) четко различаются между собой более чем для 95% проб (Большев, Смирнов, 1968, таблицы).

По критерию Стьюдента (Большев, Смирнов, 1968) все группы минералов (см. табл. 7) надежно различаются между собой по результатам всех имеющихся анализов более чем для 95% общего числа проб. После вычитания аномальных проб содержания бора в современных и ордовикских глауконитах Сибирской платформы не различаются (табл. 7, цифра со звездочкой).

Из табл. 5 видно, что гидробиотитовые современные и приближающиеся к селадонитовым ордовикские аутигенные силикаты характеризуются гораздо более низкими содержаниями бора, чем одновозрастные диоктаэдрические глаукониты. В современных триоктаэдрических минералах из осадков экваториальной зоны шельфа Западной Африки среднее содержание бора составляет 0,036%, а в современных глауконитах из шельфовых осадков южной аридной и умеренной зон содержание бора повышается до 0,11%, хотя соленость вод первой зоны выше, чем второй. Это объясняется более низкой способностью триоктаэдрических минералов накапливать бор по сравнению с минералами диоктаэдрическими (Оборин, Залкинд, 1964; Хардер, 1965; Porrenga, 1967).

Поэтому, различные содержания бора в глауконитах северо-запада Русской платформы, с одной стороны, и в селадонитах - глауконитах Сибирской платформы, с другой, следует объяснить, очевидно, структурнохимическими особенностями самих аутигенных силикатов.

Т а б л и ц а 6

Оценка различий в концентрациях бора по критерию Фишера (F)

F	I	2	3	4	5
1	-	1,27*	5,18	1,77	5,1
2	2,38	-	4,05	1,39*	4,0
3	6,4	3,7	-	2,92	1,0*
4	2,7	1,3*	2,7	-	2,88
5	6,8	2,8	10,5	3,9	F

Т а б л и ц а 7

Оценка различий в концентрациях бора по критерию Стьюдента (t)

t	I	2	3	4	5
1	-	2,32*	8,5	7,1	8,2
2	5,3	-	1,8	5,8	6,8
3	4,5	0,26*	-	16,1	15,1
4	9,5	11,6	9,3	-	2,3
5	12,9	13,7	11,0	3,7	t

Поскольку современные гидробиотиты и ордовикские селадонит-глаукониты различаются и между собой по структурнохимическим

особенностям, то окончательно нельзя сказать, соответствуют ли более высокие концентрации бора в ордовикских силикатах большей, по сравнению с современной, солености морской воды, хотя это и не исключено.

Более низкие содержания бора в ордовикских глауконитах северо-запада Русской платформы, по сравнению с содержанием бора в ордовикских глауконитах Сибирской платформы, вероятно, могут свидетельствовать об относительно повышенной солености вод Сибирского моря, по сравнению с водами Балтийского бассейна.

### Л и т е р а т у р а

- Большев Л.Н., Смирнов Н.В. 1968. Таблицы математической статистики. Библиотека математических таблиц, вып. 46. М., Изд-во ЦИ АН СССР.
- Виноградов А.П. 1967. Введение в геохимию океана. М., "Наука".
- Оборин А.Н., Залкинд И.Э. 1964. К геохимии бора в гипергенных процессах. - Геохимия, № 2.
- Урбах В.Д. 1963. Математическая статистика для биологов и медиков. М., Изд-во АН СССР.
- Хардер Г. 1965. Геохимия бора. М., ИЛ.
- Porrenga D.H. 1967. Clay mineralogy and geochemistry of recent marine sediments in tropical areas.- Druk: Stolk-Dort.
- Smulikowski K. 1954. The problem of glauconite. - Archiwum mineralogiczne Pol. AN, t.XVIII, z.1.

ТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЛАУКОНИТА И ЗЕРНИСТЫХ АУТИГЕННЫХ  
ГЛАУКОНИТОПОДОБНЫХ СИЛИКАТОВ

Термическому изучению глауконита посвящен целый ряд работ отечественных и зарубежных исследователей. Одной из первых является работа А.В.Казакова (1937). На приведенных в ней термограммах глауконита с Вятского и Егорьевского фосфоритовых месторождений имеются два эндотермических эффекта в области температур 90–160 и 570–590°С, которые объяснялись выделением адсорбированной воды и разрушением кристаллической решетки. Подобные термограммы глауконитов получены Л.Н.Формозовой (1949), Г.А.Муриной и В.Д.Спрингсон (1961), Ч.Пахупчим, Е.К.Лазаренко и У.И.Феношиной (1961).

В более поздних работах А.В.Казакова (1957) и других авторов (Горбунова, 1950; Лазаренко, 1956; Баранова, 1961; Костылева, 1961; Феношина, 1961а,б) помещены дифференциальные кривые нагревания глауконитов с тремя эндотермическими эффектами: 120–180, 500–580 и 880–980°С. Эти эффекты обусловлены выделением адсорбированной воды (первый), кристаллизационной воды (второй) и разрушением кристаллической решетки (третий). После третьего эндотермического эффекта иногда проявляется экзотермический эффект незначительной величины, вызванный кристаллизацией новой минеральной фазы: магнезиоферрита, алюминиевой или железистой шпинели и, в случае большого содержания монтмориллонитового компонента в смешано-слоистой фазе, кристобалита (Михеев, Стулов, 1955; Костылева, 1961). Температура второго эндотермического эффекта меняется в зависимости от содержания в глауконите калия и разбухающей смешано-слоистой фазы самая высокая температура у глауконитов с содержанием калия 8%, с пониженным содержанием калия температура эффекта уменьшается.

Все эти исследования проводились на мезозойских глауконитах. Однако известно, что глаукониты от современных отложений к древним меняют свой химический состав. Нижнепалеозойские глаукониты, по сравнению с современными и мезозойскими, имеют более высокие содержания алюминия и более низкие – железа (Казаков, 1962; Smiliko-wski, 1954), но они еще относятся к железистым разновидностям (собственно глауконитам, в нашем понимании). Минералы группы глаукони-

та от венда и древнее – уже алюминивенные, в их составе алюминий резко преобладает над железом, это сколиты.

Целью нашей работы было сравнительное изучение поведения при нагревании минералов группы глауконита разного возраста и различного химического состава, а также сходных с глауконитом зернистых аутигенных силикатов. Исследования проводились на дериватографе системы K. Paylik, J. Paylik, L. Erdely при следующих экспериментальных условиях: навеска – 300 мг, время одного оборота барабана 200 мин, скорость нагрева 6 град/мин, чувствительность ДТА – 1/5, ДТТ – 1/5. ТТ – 100 мг. Из одной навески одновременно регистрировались четыре кривые: температурная (Т), дифференциальная температурная (ДТА), термогравиметрическая (ТТ) и дифференциальная термогравиметрическая (ДТТ). Всего было снято 40 образцов глауконитов и глауконитоподобных зернистых силикатов. Эталон – окись алюминия. На рисунках приведены только типичные дериватограммы разных минералов.

Для исследованных минералов характерны дифференциальные кривые нагревания с тремя эндотермическими эффектами: 80–190, 400–600 и 880–960°C, третий эффект иногда отсутствует. Для разных минералов наблюдаются разные интенсивности первого эффекта, различный характер и максимум проявления второго и третьего эффектов. Такие различия в поведении при нагревании обусловлены их структурнохимическими особенностями и меняются с возрастом.

### Глауконит и сколит

Современные глаукониты отличаются от прочих широким пологим вторым эндотермическим эффектом. По дифференциальным термическим и термогравиметрическим кривым они делятся на две подгруппы. В первую входят глаукониты, у которых на кривой дифференциального термического анализа (ДТА) первый эндотермический эффект с максимумом при 140°C выражен слабо. На термогравиметрической кривой (ТТ) ему соответствуют потери веса в 1,1–1,7%. Второй эндотермический эффект имеет максимум при  $t = 540\text{--}570^\circ\text{C}$ , причем самая высокая температура наблюдается у глауконита с совершенной структурой типа IM (рис. 1а, обр. 655). Третий эндотермический эффект с максимумом при  $t = 930\text{--}940^\circ\text{C}$  выражен очень слабо или почти не выражен (рис. 1а, обр. 655).

Для второй подгруппы современных глауконитов (рис. 1б) первый эндотермический эффект на кривой ДТА наиболее четкий и глубокий и соответствующая ему потеря веса на кривой ТТ колеблется от 2,5 до 3,5%, что свидетельствует о достаточно сильной его гидратации.

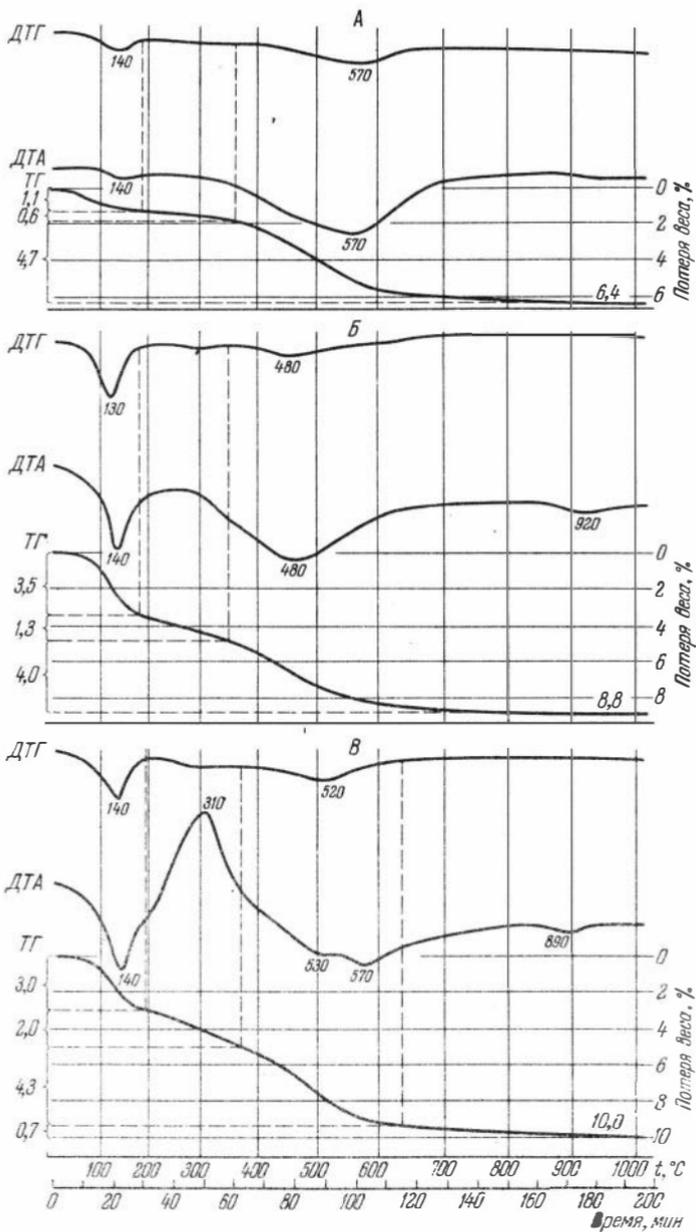


Рис.1. Термограммы современных глауконитов.

А - первичные аутигенные зерна (обр.655); Б - измененные зерна глауконита (обр.6/н); В - измененные зерна глауконита с примесью органического вещества (обр.618)

Второй эндотермический эффект, как и у глауконитов первой подгруппы, очень широкий и пологий, максимум его имеет место при  $t = 480 - 540^{\circ}\text{C}$ , т.е. смещается в сторону более низких температур. Температура эффекта тем ниже, чем сильнее гидратирован минерал, т.е. чем сильнее он изменен (монтмориллонитизирован) и чем больше монтмориллонитового компонента в смешанно-слоистой глауконит-монтмориллонитовой фазе (см. статью И.В. Николаевой, Ю.М. Сенина, Г.А. Голубовой в настоящем сборнике). Третий эндотермический эффект с максимумом при  $t = 890-960^{\circ}\text{C}$  выражен слабо.

Общая потеря веса глауконитов первой подгруппы не превышает 7%, а у глауконитов второй подгруппы колеблется от 7,5 до 9%. Более высокие потери веса (10%, рис. 1в, обр. 618) связаны с присутствием органического вещества, которое на кривой ДТА дает экзотермический максимум при температуре  $320^{\circ}\text{C}$ .

Судя по термогравиметрической кривой, потеря веса у современного глауконита происходит почти непрерывно, и поэтому пологие площадки, перегибы на кривой слабее выражены, чем у древних глауконитов. Очевидно, это можно объяснить тем, что гидроксильная вода слабее связана в структуре современного глауконита, чем в древних.

Нижепадеозойские глаукониты в большинстве случаев характеризуются четко выраженными тремя эндотермическими эффектами с максимумами при  $t = 140, 540-580$  и  $900-970^{\circ}\text{C}$ . По интенсивности первого эффекта и температуре второго, а также присутствию или отсутствию третьего глаукониты делятся на две подгруппы.

К первой подгруппе (рис. 2а, б) относятся глаукониты с менее выраженным первым эндотермическим эффектом, обусловленным пониженным содержанием в них гигроскопической воды. Потеря веса для этого эндоеффекта составляет 1,8-2,7%. Второй эндотермический эффект имеет максимум при  $t = 560-580^{\circ}\text{C}$ . Третий эффект с максимумом при  $t = 900-970^{\circ}\text{C}$  в большинстве случаев четко выражен, однако в глауконитах с совершенной структурой типа 1М он практически отсутствует (рис. 2а). Общая потеря веса в глауконитах этой подгруппы составляет 6,6-8%, и она тем меньше, чем совершеннее структура глауконита и чем меньше он изменен вторичными процессами.

Для второй подгруппы (рис. 2в, 3б) характерен более глубокий первый эндотермический эффект и соответственно большая потеря веса в интервале  $t = 80-190^{\circ}\text{C}$ , которая колеблется в этих глауконитах от 2,5 до 4,2%. Максимум второго эндотермического эффекта отмечается при более низких, чем у глауконитов первой подгруппы, температуре, обычно при  $540^{\circ}\text{C}$ . Третий эф-

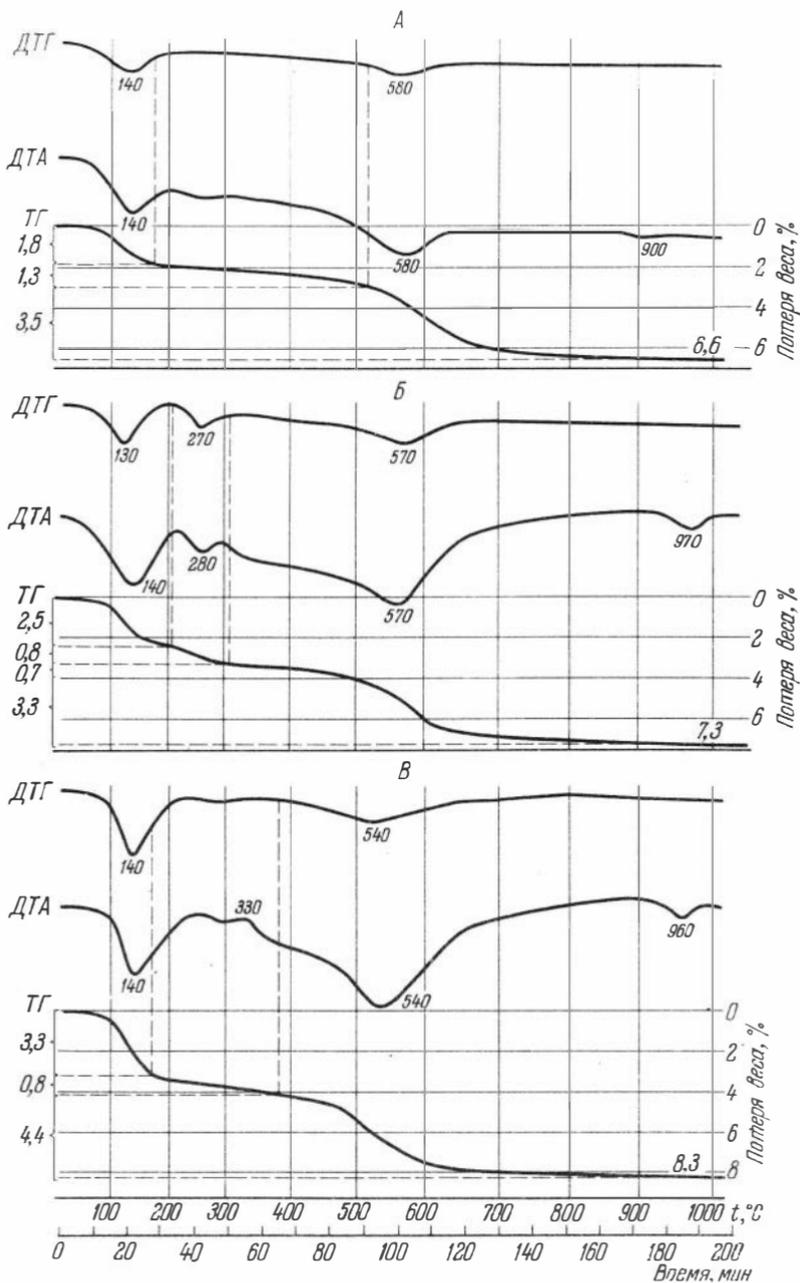


Рис.2. Термограммы нижнепалеозойских глаукоцитов  
 А - первичные оутигенные зерна (скв.Адзе); Б - измененные зерна с примесью гидрокислов железа (обр. 45/20); В - измененные зерна, содержащие смешанно-слоистую глаукоцит-монтмориллонитовую фазу (обр.устьягаульский)

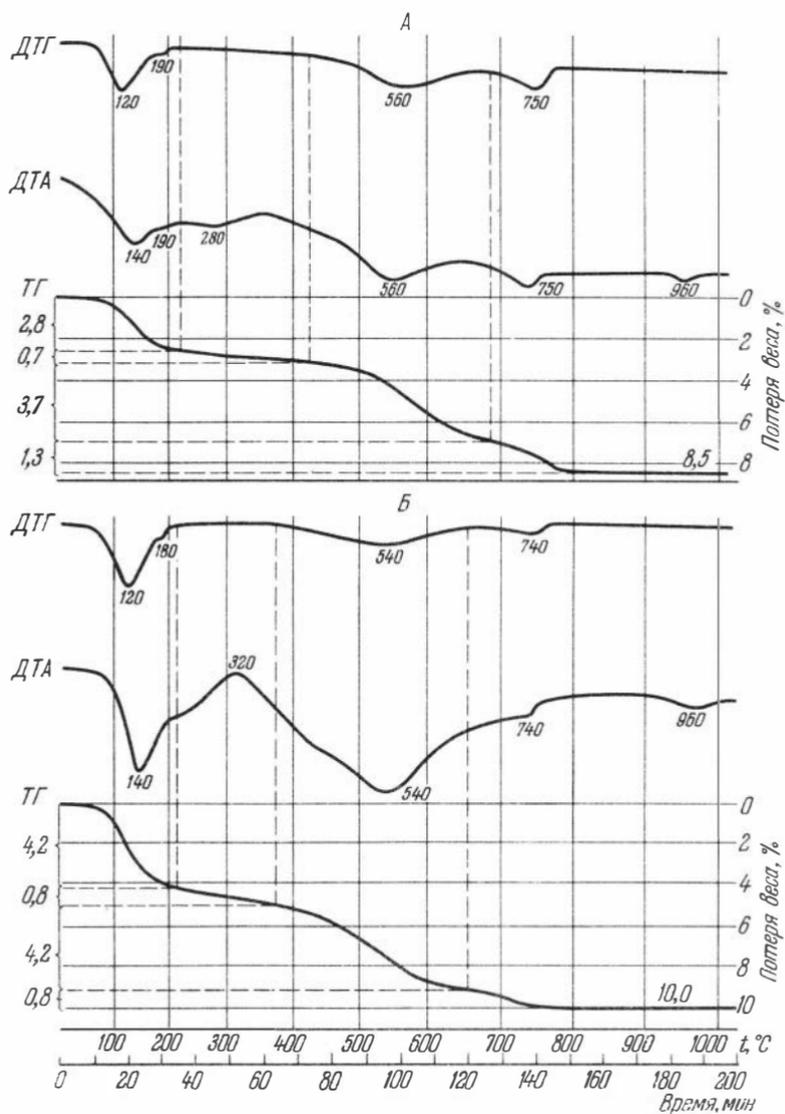


Рис.3. Термограммы нижнепалеозойских глауконитов  
 А - слабо измененные зерна с примесью монтмориллонита (обр.Ключи); Б - измененные зерна с примесью монтмориллонита и органического вещества (обр. из карьера Путилово)

фект при  $t = 960^{\circ}\text{C}$  всегда присутствует. Общая потеря веса колеблется от 7,7 до 9%.

Во вторую подгруппу попадают только измененные глаукониты, имеющие смешанно-слоистую разбухающую глауконит-монтмориллонитовую фазу.

В некоторых нижнепалеозойских глауконитах термический анализ устанавливает минеральные примеси, которые не удалось диагностировать рентгеновским анализом: монтмориллонит и гидроокислы железа. Монтмориллонит дает на кривой ДТА дополнительный эндотермический эффект при  $t = 740-760^{\circ}\text{C}$ , иногда еще очень слабый эндотермический эффект при температуре  $870^{\circ}\text{C}$ . Первый эндотермический эффект глауконита в образцах с такой примесью более глубокий, на правой ветви его имеется дополнительный эндозффект при  $t = 180-190^{\circ}\text{C}$ , и потеря веса, связанная с первым эффектом, увеличивается до 3% в первой подгруппе нижнепалеозойских глауконитов (рис. 3а) и до 4% во второй (рис. 3б). Гидроокислы железа (многоводные) обнаруживаются по эндотермическому эффекту при  $t = 280^{\circ}\text{C}$  (см. рис. 2б), как это было показано Н.И. Гинзбургом и Г.В. Писемским (1962) при изучении коры выветривания.

Дополнительный экзотермический эффект при  $t = 320^{\circ}\text{C}$  (рис. 3б) и соответствующая ему потеря веса около 1% свидетельствуют о присутствии в образце органического вещества.

Общая потеря веса в образцах, содержащих отмеченные примеси, увеличивается до 5,5 и 10% в первой и во второй подгруппах соответственно.

Докембрийские сколиты (рис. 4) имеют кривую ДТА, резко отличную от кривых более молодых глауконитов. Прежде всего бросается в глаза разница в интенсивностях между первым и вторым эндозффектами. В отличие от кривых выше рассмотренных глауконитов, первый эндотермический эффект значительно слабее выражен, чем второй. Потеря веса, связанная с первым эндозффектом, составляет 1,3-2,3%, причем более высокие значения характерны для тех образцов, в которых имеется примесь гидроокислов железа. Гидроокислы железа дают на кривой ДТА очень слабый дополнительный эндотермический эффект при температуре  $280-310^{\circ}\text{C}$ , гётит - при температуре  $400^{\circ}\text{C}$ ; потеря веса, соответствующая дегидратации гётита и более водных гидроокислов железа, колеблется от 0,7 до 1,7%.

Второй эндотермический эффект сколита с максимумом при температуре  $580^{\circ}\text{C}$  проявляется более четко и в более узком температурном интервале, чем у нижнепалеозойских и современных глауконитов, т.е. при температуре от  $500$  до  $700^{\circ}\text{C}$ . Интенсивность его примерно такая же, как и у более молодых глауконитов.

Третий эндотермический эффект сколита с максимумом при температуре  $900-920^{\circ}\text{C}$  всегда четкий. Для термического анализа нам удалось собрать только измененные зерна сколита.

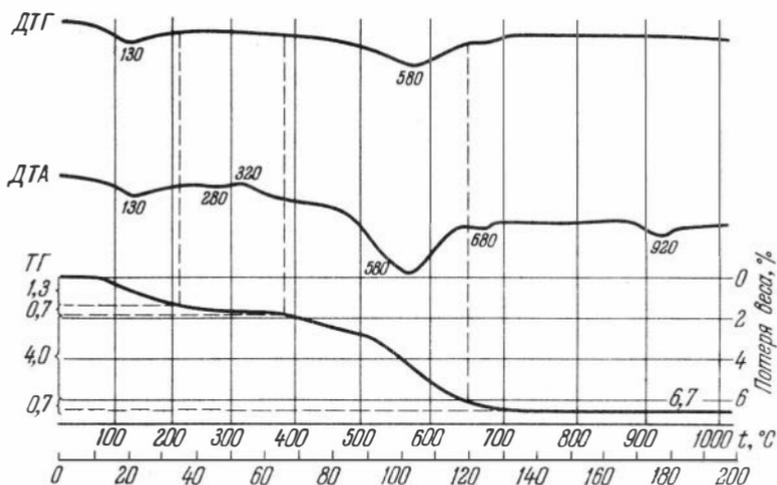


Рис.4. Термограмма сколита (слабо измененные зерна)

Общая потеря веса докембрийских сколитов составляет от 6,7 до 8%, причем, основная ее часть связана со вторым эндотермическим эффектом. Суммарная потеря веса в этих минералах варьирует в зависимости от примеси в них гидроокислов железа, но не зависит от содержания в них калия, как в более молодых глауконитах. Очевидно, это обусловлено их дегидратацией под влиянием процессов эпигенеза и метатенеза.

#### гидробиотит-вермикулит (?) и селадонит

Приведенные в литературе термограммы гидробиотитов и вермикулитов отличаются чрезвычайной пестротой (Иванова, 1961; Бобровник, Курочка, 1961). Поэтому мы не можем выбрать для сравнения эталонную термограмму.

Ниже мы приводим сравнительную термическую характеристику гидробиотит-вермикулитов и нижнекембрийских селадонитов.

Современные гидробиотиты-вермикулиты (?) (рис.5а,б) в отличие от глауконитов, имеют двойной второй эндотермический эффект с максимумами в области  $t = 460-480$  и  $540^{\circ}\text{C}$  и более глубокий первый эндотермический эффект при  $t = 150-160^{\circ}\text{C}$ , т.е. несколько более высокий, чем у глауконита. Потеря веса, соответствующая первому эффекту, составляет от 3 до 5,5%, второму - 4,6-5,4%, т.е. та и другая больше, чем у глауконита. Третий эндотермический эффект у них, в отличие от глауконита, отсутствует. Кроме того, на кривых ДТА гидробиотитов-вермикулитов (?) отмечается ярко выра-

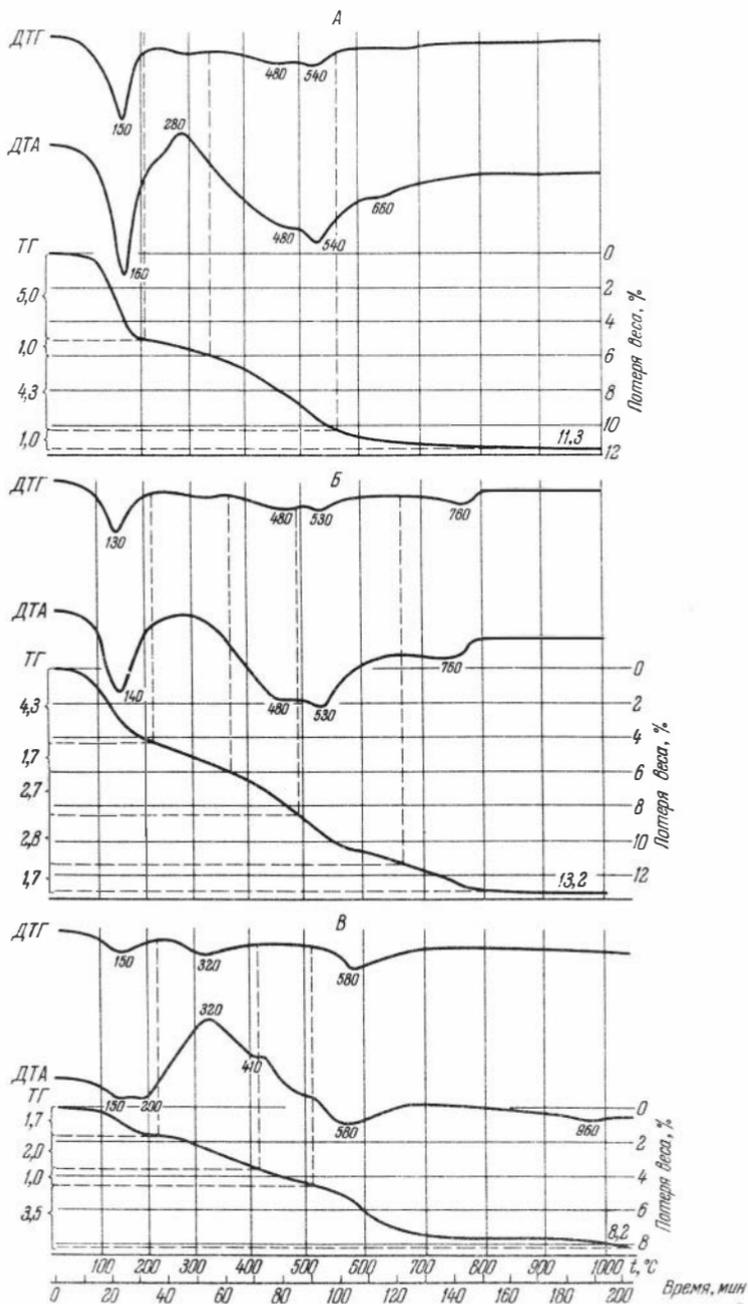


Рис.5. Термограммы современных гидробиотитов  
 А-обр. I055; Б - обр. I066 (с примесью монтмориллонита); В -  
 термограмма кембрийского селадонита, слабо измененные зерна (обр.  
 из Алексеевского затона)

женный дополнительный экзотермический эффект при  $t = 260-300^{\circ}\text{C}$ , связанный с окислением двухвалентного железа. Общая потеря веса составляет II,3-13,2%, т.е. немногим больше, чем у современных глауконитов.

На некоторых кривых ДТА обнаруживается дополнительный эндотермический эффект при  $t = 720-760^{\circ}\text{C}$ , обусловленный механической примесью монтмориллонита. Потеря веса, соответствующая ему, составляет I-I,8% (рис.5б).

Нижнекембрийский саладонит (рис.5в) отличается от нижнепалеозойских глауконитов и современных гидробиотитов более широким и сдвоенным первым эндотермическим эффектом с максимумами при  $t = 140$  и  $200^{\circ}\text{C}$ . Потеря веса, соответствующая ему, невелика - I,7%.

Второй эндотермический эффект сдвоенный, растянутый, как и в современных гидробиотит-вермикулитах (?). Температурные максимумы

Т а б л и ц а

Результаты рентгеновского анализа продуктов термической обработки глауконита (обр. 655) и сколита (обр. Я-44-50) при  $t = 1100^{\circ}\text{C}$

Обр. 655 (магнетит)		Обр. 655 (магнетит)		Обр. Я-44-50 (шпинель)		Обр. Я-44-50 (шпинель)	
j	$\frac{d\alpha}{n}$	j	$\frac{d\alpha}{n}$	j	$\frac{d\alpha}{n}$	j	$\frac{d\alpha}{n}$
0,5	3,403*	4	1,615	0,5	2,858	I	2,034
5	2,976	Сл.	1,530*	4	2,681	I	1,826
2	2,791*	6	1,483	3	2,509	I	1,689
10	2,526	Сл.	1,326	3	2,431	I	1,570
5	2,094	0,5	1,288	I	2,200	I	1,442
Сл.	1,941*	Сл.	1,215				
0,5	1,840*	I	1,086				
I	1,715						

Примечание. Условия съемки: трубка БСВ-I; Со-анод;  $D = 57,3$  мм;  $d = 0,25$  мм; напряжение - 37 кв; сила тока - 10 ма; экспозиция - 12 час; Fe - фильтр. Съемку произвела М.В.Новожилова (ИГиГ СО АН СССР).

\* Примесь фосфата, сохранившаяся без изменения в глауконите после прокаливании.

его приходится на 490 и 580°C, причем второй, более сильный, совпадает с максимальной температурой выделения гидроксильной воды в нижнепалеозойских глауконитах.

Третий эндотермический эффект присутствует, максимум его наблюдается при  $t = 960^\circ\text{C}$ , но выражен не четко. Этому эффекту на термогравиметрической кривой, в отличие от глауконитов и сколитов, соответствует небольшая потеря веса, связанная с удалением последних порций гидроксильной воды. Общая потеря веса равна 8,2%.

Так же как на кривых ДТА современных гидробиотитов-вермикулитов (?) наблюдается дополнительный экзотермический эффект при  $t = 320^\circ\text{C}$  обусловленный окислением двухвалентного железа (и органического вещества) и эндотермический эффект при  $t = 410^\circ\text{C}$ , обязанный присутствию механической примеси гётита в зернах этих силикатов.

Таким образом, по характеру проявления экзо- и эндотермических эффектов рассмотренный селадонит аналогичен селадонитам, описанным в литературе (Цветков, Вальяшхина, 1956; Дорфман и др., 1965)

Продукты отжига первичных зерен глауконита (табл., обр. 655) представляют собой магнетит, а измененные зерна сколита - шпинель (обр. Я-44-50). Таким образом, поведение неизмененных зерен глауконита при термической обработке хорошо отличается от измененных зерен минералов группы глауконита, переходящих в магнезиоферрит, кварц и шпинель (Михеев, Стулов, 1955; Лазаренко, 1956).

\* \* \*

1. Все глаукониты, независимо от их возраста, по кривым ДТА делятся на две группы: одни имеют два, другие три эндотермических эффекта. Первый эндотермический эффект с максимумом при  $t = 140^\circ\text{C}$  и второй с максимумом при  $t = 480-580^\circ\text{C}$  присутствуют на кривых нагревания всех рассмотренных минералов; третий эндотермический эффект с максимумом при  $t = 880-980^\circ\text{C}$  отсутствует у глауконитов с совершенной структурой полита типа ПМ, но присутствует в измененных (монтмориллонитизированных) глауконитах, в которых содержится смешанно-слоистая монтмориллонит-глауконитовая фаза.

2. Первый эндотермический эффект у глауконитов с совершенной структурой, независимо от их возраста, очень слабый, и количество адсорбированной воды в них незначительное - 1,1-1,8%. Температурный максимум второго эндоеффекта падает на 570-580°C, т.е. он является более высокотемпературным, по сравнению с таковым у одновозрастных глауконитов, подвергшихся изменению.

3. Первый эндотермический эффект у измененных глауконитов, современных и нижнепалеозойских, наиболее четко выражен, и количество адсорбированной воды, связанной с ним, составляет от 2,5

до 4,2%. У докембрийских измененных сколитов он более слабый и соответствующая ему потеря веса составляет от 1,3 до 2,3%.

4. Второй эндотермический эффект имеет различный характер в зависимости от возраста глауконита. У современных глауконитов он всегда растянутый по горизонтали и потому нечеткий. Чем древнее минерал, тем уже и четче второй эндотермический эффект. Температурный максимум этого эффекта падает на 480–570°C у современных глауконитов, 540–580°C – у нижнепалеозойских и 580°C – у докембрийских сколитов.

5. Третий эндотермический эффект с увеличением возраста минералов группы глауконита (только измененных зерен) проявляется более четко. Этот эффект связан с разрушением структуры и не сопровождается потерей веса.

6. Современный гидробиотит–вермикулит (?) отличается от современных и древних глауконитов растянутым по горизонтали вторым эндотермическим эффектом с двумя четкими максимумами при температурах 460–480 и 540°C, более глубоким первым эндотермическим эффектом, что свидетельствует о большей степени гидратации минерала, и отсутствием третьего эндотермического эффекта, характерного для измененных зерен глауконитов.

7. Нижнекембрийский селадонит отличается от нижнепалеозойских глауконитов растянутыми по горизонтали, сдвоенными первым и вторым эндотермическими эффектами, а также тем, что с третьим эндотермическим эффектом связана небольшая потеря веса.

8. Современный гидробиотит и нижнекембрийский селадонит характеризуются дополнительным экзотермическим эффектом при  $t = 260\text{--}320^\circ\text{C}$ , обусловленным окислением двухвалентного железа, присутствующего в них в большем количестве, чем в глауконитах. В собственно глауконитовых минералах этот эффект обычно отсутствует.

## Л и т е р а т у р а

- Баранова Н.М. 1961. О глауконите в отложениях сармата южного склона Украинского кристаллического щита. – В сб.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 6. Львов, Изд-во Львов. ун-та.
- Бобровник Д.П., Курочка В.П. 1961. Гидробиотит в нижнепалеозойских отложениях Приднестровья. – Там же.
- Гинзбург И.И., Писемский Г.В. 1962. Кора выветривания на породах зеленокаменной толщи. – В кн.: Кора выветривания, вып. 4. М., Изд-во АН СССР.

- Горбунова Л.И. 1950. Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы. - Труды ИГН АН СССР, вып. II4, серия геол., № 40.
- Горбунова Л.И. 1961. Глауконит из нижнемеловых отложений Северо-Восточного Кавказа. - В сб.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 6. Львов, Изд-во Львов. гос.ун-та.
- Дорфман М.Д., Горшков А.И., Телешова Р.Л. 1965. О селадоните из Хибин. - В кн.: Новые данные о минералах СССР. Труды минералогического музея им. А.Е. Ферсмана, вып. 16.
- Иванова В.П. 1961. Термограммы минералов. - Зап. Всес.мин. общ-ва, вторая серия, ч. 90, вып.1.
- Казakov А.В. 1937. Термика и растворимость минералов фосфоритных фаций. - Труды 2-го совещания по экспериментальной минералогии и петрографии. М., Изд-во АН СССР.
- Казakov А.В. 1957. Глауконит.-Труды ИГН АН СССР, вып. 152, серия геол., № 64.
- Казakov Г.А. 1962. Исследование пригодности глауконита для определения абсолютного возраста осадочных пород. - Автореф. канд. дисс., М.
- Лазаренко Е.К. 1956. Вопросы номенклатуры и классификации глауконита. - В сб.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3 и 4. Львов, Изд-во Львов.гос.ун-та.
- Костылева Н.В. 1961. О глауконите из Никопольского марганцеворудного месторождения. - Там же, кн. 6.
- Михеев В.И., Стулов Н.Н. 1955. О продуктах высокотемпературного нагrevания слоистых силикатов. - Зап. Всес. мин. об-ва, ч.84, вып.1.
- Мурина Г.А., Спрингсон В.Д. 1961. О сохранности радиогенного аргона в глауконитах. - Геохимия, № 5.
- Пахуцкий Ч., Лазаренко Е.К., Феношина У.И. 1961. О глауконите из меловых отложений Ружанки (юго-восточная часть Центральных Судет). - В сб.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн.6. Львов, Изд-во Львов. ун-та.
- Феношина У.И. 1961а. Глауконит из нижнеторнтонских отложений курорта Любень Великий.-Там же.
- Феношина У.И. 1961б. Новые данные о сколите.-Там же.
- Формозова Л.Н. 1949. Глауконитовые пески урочища Кизил-Сай.- Труды ИГН АН СССР, вып. II2, геол. серия, № 38.
- Цветков А.И., Вальяшхина Е.П. 1956. Материалы по термическому исследованию минералов. III. Слюда. Труды ИГЕМ, вып. 4.
- Smulikowski K. 1954. The problem of glauconite.-Archiwum mineralogiczne Pol. AN, t.XVIII,z.1.Warszawa.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ РИФЕЙСКИХ И НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ  
ПЛАУКОНИТОВ УЧУРО-МАЙСКОГО РАЙОНА

Учуро-Майский район (Хабаровский край и часть ЯАССР) на юге ограничен восточными и северными отрогами Алданского нагорья, на юго-востоке и востоке — хребтами Становым и Джугджур. В него же включаются южная и западная части Юдомо-Майского нагорья, а также западные отроги хребта Сетте-Дабан. Западная граница района проводится по р. Алдан.

В геоструктурном плане район представляет собой зону эпикратонного опускания Сибирской платформы с чертами типично платформенного режима осадконакопления в западной зоне и миогеосинклинального — в восточной (на территории Юдомо-Майского прогиба) со среднего протерозоя. Заложение пологий, охватывающей значительные площади, зоны прогибания началось в конце раннего протерозоя, с момента формирования на юге района мощного Улканского субвулканического комплекса. Абсолютный возраст эффузивных пород этого комплекса, определенный Н.И. Полевой по валовой пробе калий-аргоновым методом, — 1615 млн. лет (Гамалея и др., 1965). Возраст кварцевого порфира элгетейской свиты, определенный свинцовым методом, — 1840 млн. лет (Тутаринов и др., 1965).

Южная часть района (бассейны рек Учур, Мая, Аим, нижнее течение р. Юдомы) сложена рифейскими и кембрийскими платформенными толщами средних мощностей, почти горизонтально залегающими на метаморфических породах архея и раннего протерозоя. Тектонический план района осложнен рядом пологих поднятий и прогибов (Омнинское поднятие, Майская впадина), интересными кольцевыми структурами типа Кондерской или Ингилийской, однако это принципиально не слишком нарушает картину спокойной платформенной тектоники. Иное тектоническое строение наблюдается на севере и востоке района. Мощные тектонические движения, приведшие к расколу Восточно-Сибирского кратона и в корне перестроившие геологический облик северо-востока Азии, отразились, вероятно, и на северной и северо-восточной частях Учуро-Майского района. Платформенные отложения большой мощности соб-

раны здесь в крупные складки, слагают резко выраженные региональные структуры типа Майского синклинория или Горностаховской брахиантиклинали. Активные тектонические движения привели к значительному дроблению территории на блоки и образованию мощных систем тектонических нарушений типа Нельканской зоны разлома и др. Магматические процессы проявились здесь незначительно.

Изучением древних толщ Учуро-Майского района, особенно южной и центральной его частей, занимались многие геологи, из которых в 30-х годах наибольший вклад внес М.Я. Столяр, впервые расчленивший мощные, фаунистически немые толщи. В последующие годы здесь работали А.И. Иванов, С.Т. Борисенко и многие др. Для расчленения, сопоставления и относительной датировки карбонатно-терригенного комплекса, подстилающего биостратиграфически датированные кембрийские отложения, немало сделали Ю.К. Дзевановский и В.А. Ярмолюк. Проведенное ими расчленение рифея (синия) на уянскую, учурскую, майскую и уйскую серии и на более дробные подразделения и в настоящее время не потеряло своего значения, однако с развитием методов корреляции немых толщ и введением в действие радиологических датировок оказалось возможным внести ряд существенных уточнений в прежние стратиграфические схемы докембрия. В частности, были сопоставлены не только отложения рифея юга и севера, но и вообще верхнедокембрийские отложения Учуро-Майского района и других регионов СССР (Нужнов, Ярмолюк, 1959; Кирусенко, 1959; Келлер и др., 1960, 1967; Нужнов, 1967; Башарин, 1967). Современное состояние стратиграфии рифея и нижнего кембрия юго-востока Сибирской платформы показано в таблице.

Глаукониты в допалеозойских и кембрийских отложениях привлекали к себе внимание главным образом с целью использования их в абсолютной геохронологии, однако число определений возраста глауконита из Учуро-Майского района все еще остается небольшим. Опубликованы следующие данные (в скобках указаны лаборатории): гонамская свита 1500 млн. лет; омахтинская свита - 1400 млн. лет; эннинская свита I145, II70, II90 млн. лет (ВСЕГЕИ); нельканская подсвита лахандинской свиты - 1000 млн. лет (ГЕОХИ); итнисканская подсвита лахандинской свиты - 850, 890 млн. лет (ВСЕГЕИ). Для пестроцветной свиты, по данным лаборатории геохронологии ВСЕГЕИ, возраст глауконита - 527 млн. лет.

Крайне необходимых для правильной интерпретации абсолютных дат минералогических и геохимических исследований глауконитов не опубликовано.

В 1967-1969 гг. автором проведены маршруты по рекам Белая (Ханда), Аллах-Юнь, Мая и Учур в полях распространения допалеозойских

Т а б л и ц а

## Стратиграфические схемы рифея и нижнего кембрия Учуро-Майского района

Группа	Система, комплекс, Отдел, серия	Бассейн рек Мая и Учур С. В. Нужинов, В. А. Нумолок, 1959)	Учуро-Майский прогиб и восточный склон Алданского щита. Данные БАГТа (1961)	Платформенная зона	могеосинклинальная зона	Горностахская антиклиналь, Кыллахская града, бассейн р. Аллах-Кыль. По А. С. Кирусенко (1959)	Восточное крыло Горностахской антиклинали. По В. М. Базилевскому, В. С. Потана (1962)	Учуро-Майский район. По Б. М. Келлеру, М. А. Семихатову, Н. М. Чумакову (1967)	
				Данные С. В. Нужинова (1967)					
Палеозойская	Кембрийская Нижний			Свиты, подсвиты и их мощности (в м)					
			Ирикская, 30-60			акринская, 400	акринская		
		пестроцветная	пестроцветная 60-150	пестроцветная 40-200	курнуряхская верхняя 1500-2000	катынская 300	токур-верхняя, 300 нижняя, 190-200	пестроцветная	
							малская, 60 яланская, 170 начарская, 300		
Рифейская	Верхняя Усть-Кирбиинская Кандыкская Лахандинская	вдомская	вдомская, 200-350	вдомская, 200-250	курнуряхская нижняя, 400-800	вдомская, 300		вдомская	
		Перерыв							Перерыв
		усть-кирбиинская	усть-кирбиинская, 1500	усть-кирбиинская, 500	усть-кирбиинская, 720-2000	горностахская, 1500-1800		усть-кирбиинская	
		кандыкская	кандыкская, 1300	кандыкская, 100-100	кандыкская, 1000-1200			кандыкская	
	лахандинская	лахандинская, 500-900	лахандинская, 400-700	лахандинская, 640	верхняя, 400	грнская, 200-400 сэтмуальская, 400 вилская, 200-260	лахандинская IV III II I		

		Бассейн рек Мая и Учур (С. В. Нужнов, В. А. Яумолюк, 1959)	Кдомо-Майский прогиб и вос- точный склон Алданского щита. Данные ВАГТа (1961)	Платформенная зона	Мигеосинкли- нальная зона	Горностахская антиклиналь, Кыл- лахская гряда, Бассейн р. Аллах- Инь. По Т. С. Кирусенко (1959)	Восточное кры- ло Горностах- ской антикли- нали. По В. М. Базилев- скому, В. С. Пота- на. (1962)	Учуро-Майский район. По Б. М. Келлеру, М. А. Семяхатову, Н. М. Чумакову (1967).		
				Данные С. В. Нужнова (1967)						
Свиты, подсвиты и их мощности (в м)										
Гуфейская	средний	Майская	Ципандинская	Ципандинская 400	Ципандинская 240-400	Ципандинская 250-500	усть-сахарин- ская	средняя, 650	фирская, 250	цыпандинская
			Малгинская	Малгинская 150-400	Малгинская 100-200	Малгинская 9-400		нижняя, 300	дугинская, 300-400	малгинская
			омнинская	омнинская 300-350	омнинская, 250-400	Тоттинская, 800-900		маймаканская	мускельская, 170	омнинская
			эннинская	эннинская 180-250	эннинская, 100-250				талинская, 200-300	эннинская
			Перерыв			Перерыв			Перерыв	
Протерозойская	нижний	Учурская	Перерыв			омахтинская, 1400	димская, 1325	димская, 350	Перерыв	
			омахтинская	омахтинская, 90-250	омахтинская, 200-500		трехгорная, 500	омахтинская		
			гонамская	гонамская 250-650	гонамская, 200-350	гонамская, 850-4000	кыллахская, 400	гонамская		
Протерозойская	нижний	Уланская	Перерыв			конкулинская, 120	красноцветные песчаники		Перерыв	
			конкулинская	конкулинская, 150-600	бириндинская, 180-600			конкулинская		
					элгетейская, 150-2000	улкачанская, 250		бириндинская		
				топориканская,			элгетейская	топориканская		

и нижнекембрийских пород и получены данные, позволяющие определить характерные особенности локализации в них глауконита и тем самым выявить коррелятивные глауконитоносные горизонты, важные для последующих калий-аргоновых датировок.

В древних толщах Учуро-Майского района отмечается не менее 10 уровней проявления глауконита, для которого характерно разнообразие форм и внешних признаков. При этом не учитываются глаукониты Улканского субвулканического комплекса, относимого к дорифейским отложениям (Келлер и др., 1960; Нужнов, 1967), к тому же они обнаружены в терригенных породах этого комплекса только в единичных зернах, хотя, конечно, и это интересно в том смысле, что глауконит оказывается в существенно вулканогенных толщах.

Первый стратиграфический уровень - основание гонамской свиты. Имеются в виду отложения в бассейне р. Учур, где, к сожалению, плохая обнаженность затрудняет составление непрерывного разреза самой свиты и вышележащих пород. Коренные обнажения редки и имеют вид отдельных скалистых выходов и отвесных стенок у уреза воды. По правому берегу р. Учур, у устья р. Дыйккээн, выходят базальные слои гонамской свиты (снизу - вверх):

- |  | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. На протерозойских гранито-гнейсах залегают светло-серые тонкоплитчатые тонкозернистые песчаники, с хорошо окатанными и сортированными кварцевыми зёрнами, с карбонатным цементом. Отдельные прослои содержат единичные округлые, размером менее 0,25 мм, зёрна ярко-зеленого и голубовато-зеленого глауконита. В основании песчаников - прослой мелкогалечного (кварц) конгломерата.....                        | 5           |
| 2. Светло-серые среднезернистые кварцевые песчаники, с неплотным карбонатным цементом, с плохо сортированными зёрнами. Песчаники имеют четкую косую слоистость с различным углом наклона слоев, вдоль которых в маломощных (до 2 см), удлиненных (до 0,5 м) линзах сосредоточен светлый голубовато-зеленый глауконит в виде округлых зёрен размером до 0,5 мм. Нередко он выполняет роль цемента в песчаниках..... | 2           |

3. На неровной поверхности слоя 2 залегают кварцевые песчаники, аналогичные песчаникам слоя I, с прослоями массивных бурых грубозернистых "крапчатых" (гидроокислы железа) кварцевых песчаников..... 6

Приведенный разрез наиболее типичен для основания гонамской свиты. Песчаники этого уровня содержат глауконит почти постоянно.

Второй стратиграфический уровень — средняя часть гонамской свиты. По р. Учур, у устья р. Гонам (Алгоминская впадина) отмечены выходы базальных и более высоких слоев гонамской свиты. Глауконит находится в пачке иного состава. Разрез также приводится снизу вверх :

1. Несогласно на гнейсах залегают аркозовые и кварцевые гравелиты и грубозернистые песчаники светло-серого цвета с прослоями мелкогалечных конгломератов в основании. Галька последних имеет изометрично-округлую форму и кварцевый состав..... I5-I
2. Переслаивание серых и розовых разнозернистых кварцевых и аркозовых песчаников (до 2 м) с зелеными и бурыми аргиллитами и алевролитами (до 0,2 м)..... 20
3. Серые и красновато-серые средне-, крупнозернистые аркозовые и кварцевые песчаники с карбонатным цементом (имеют признаки мелководья), чередуются с серыми тонкокристаллическими доломитами и известковистыми доломитами со строматолитами. В кровле пачки, на поверхности пластов песчаников и доломитов, развиты пленки (до 1 мм) темно-зеленого тонкозернистого глауконита..... 35
4. Доломиты светло-серые и розовые, тонкокристаллические строматолитовые, с пропластками пестроцветных мергелей. Переход от нижележащих отложений постепенный..... 28
5. Серые, красновато-желтые кварцевые и аркозовые массивные песчаники с волноприбойными знаками

и трещинами усыхания, с маломощными прослоями серых тонкокristаллических доломитов с редкими строматолитами..... 50

Таким образом, в гонамской свите есть по крайней мере два уровня концентрации глауконита в породах, причем второй из них, для которого характерно нахождение глауконита в песчаниково-доломитовой пачке, по-видимому, имеет широкое региональное распространение.

Третий стратиграфический уровень — средняя часть омахтинской свиты. Отложения свиты описаны в северной части Улганской впадины, по р.Учур, между устьями рек Ина и Чайдалах, где относительно хорошо обнажен следующий разрез (снизу вверх):

- |   | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Серые, серо-желтые аркозовые и кварцевые песчаники и доломиты гонамской свиты постепенно сменяются серыми пелитоморфными строматолитовыми доломитами и известковыми доломитами с подчиненными прослоями серых и красно-бурых алевролитов и аргиллитов (до 0,3 м), с редкими пропластками крупнозернистых кварцевых песчаников. На желваковой поверхности пластов доломитов (с позитивным рельефом строматолитовых построек) концентрируются крупные (до 0,5 мм) зерна сине-зеленого глауконита и одноцветного с ним дисперсного материала в виде обволакивающей поверхности желваков пленки или в виде скоплений в неровностях между ними..... | 20          |
| 2. Плитчатые горизонтальнослоистые серо-желтые тонкокristаллические доломиты с многочисленными поверхностями перерывов, волноприбойными знаками, трещинами усыхания, с прослоями серо-зеленых алевролитов (до 0,5 м). По поверхности напластования часто наблюдаются скопления терригенного материала (кварц, полевой шпат) и зеленого тонкозернистого глауконита. В верхней части пачки выделяется прослой алевролитов с травяно-зеленым глауконитом, концентрации которого подчеркивают горизонтальную слоистость породы.....   | 135         |

3. Массивные, редко плитчатые светло-серые пелито-морфные доломиты с отдельными строматолитовыми горизонтами и карбонатными мелкообломочными брекчиями, с тонкими (до 1 см) пропластками пестроцветных аргиллитов..... 38

Общая мощность омахтинской свиты в обнажении – 190–200 м, и, в общем, в Учуро-Майском районе она чаще всего не на много больше. Граница между гонамской и омахтинской свитами проводится в известной мере условно, по изменению литологического состава (возрастанию роли доломитов в разрезе).

Четвертый стратиграфический уровень – эннинская свита. Глаукоциты в этой свите имеют стратиграфическое значение, так как маркируют нижнюю границу майской серии. С.В.Нужнов (1967) описал светло-зеленый глаукоцит в породах основания эннинской свиты в бассейне р.Учур, но отбор проб, кондиционных для датировки и других исследований, здесь невозможен из-за плохой обнаженности. Пробел в этом отношении помогает восполнить разрез по р.Белой на восточном крыле Горностахской брахиантиклинали; незначительные концентрации глаукоцита отмечены в породах тальнской (аналог низов эннинской свиты) свиты (Башарин, 1967), которая перекрывает с угловым несогласием черные острооскольчатые глинисто-карбонатные сланцы и серо-зеленые доломиты димской свиты нижнего рифея (см.табл. ). Разрез тальнской свиты приводится (снизу вверх):

Мощность, м

1. Светлые сахаровидные крупнозернистые кварцито-видные песчаники с темно-зелеными бобовидными (до 1 мм) гранулами глаукоцита, сосредоточенными в небольших скоплениях, и тонкий прослой кварцевых мелкогалечных конгломератов в основании, также с глаукоцитом..... 8
2. Белые сахаровидные кварциты с реликтами косої слоистости ..... 100
3. Светло-серые кварцевые песчаники с косої и горизонтальной слоистостью, чередующиеся с бурыми и зелеными алевролитами и аргиллитами..... 90

Общая мощность тальнской свиты в обнажении составляет 200 м.

Пятый стратиграфический уровень — омнинская свита. Глаукониты в основании омнинской свиты отмечены С.В. Нужновым (1967). Аналогом широко распространенной омнинской свиты является бикская свита, выделяемая в Горностахской брахиантиклинальной структуре (см. табл.).

По р. Белой, у устья ручья Светлого, обнажены породы верхней части свиты (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Тонкое переслаивание темно-серых и серых карбонатно-глинистых сланцев и алевролитов, с косою и горизонтальной слоистостью, с волноприбойными знаками.....	60
2. Черные известковистые сланцы.....	40
3. Переслаивание темно-серых, черных аргиллитов и серых мелко-, среднезернистых кварц-карбонатных песчаников с косою и горизонтальной слоистостью и знаками ряби. Вдоль слоистости концентрируются (до 5-10%) округлые зерна травяно-зеленого глауконита. В верхней части толщи отмечен пласт (2 м) светло-серого мелкозернистого хлоритизированного кварцитовидного песчаника с линзами кварцевых гравелитов.....	20
4. Серо-зеленые и голубовато-зеленые тонкоплитчатые тонкокристаллические глинистые известняки, переслаивающиеся с зелеными и коричневыми алевролитами. В верхней зоне, переходной к глинистым сланцам мускельской свиты, отмечаются прослои серых и серо-зеленых кварцевых песчаников (мощностью до 0,1 м) с прослойками и линзочками тонкозернистого травяно-зеленого глауконита (до 10-15%).....	30

Бикская свита сопоставляется В.М. Базиловским и В.С. Потана со средней частью омнинской свиты; глауконит характерен для верхней половины бикской свиты. Можно думать, что для пород нижней половины омнинской свиты вообще свойственны концентрации глауконита, и они практически исключены для верхней ее части, существенно сланцевой.

Шестой стратиграфический уровень – основание малгинской свиты  
 Глауконит фиксируется в основании малгинской свиты и только в го-  
 зонте карбонатной брекчии, который прослеживается в береговых о-  
 нажениях по р.Мае от приустьевой части р.Серга до скал Селия с  
 небольшими перерывами. Наиболее полон разрез свиты у скал Селия  
 (снизу вверх):

- Мощность, м
1. Зеленые, бурные и черные рассланцованные алевро-  
 литы и аргиллиты омнинской свиты..... 8
  2. Переслаивание массивных крупнозернистых кварц-  
 карбонатных песчаников (до 0,3 м) с черными и  
 бурными аргиллитами (до 3 см), в верхней части –  
 отдельные тонкие прослои красно-бурых и серо-  
 зеленых пелитоморфных известняков..... I,
  3. Красно-бурая и серо-зеленая брекчия, состоящая из  
 плитчатых остроугольных обломков (до 0,2 м),  
 красно-бурых, серых и серо-зеленых пелитоморфных  
 известняков, сцементированная крупнокристалличе-  
 ским карбонатным материалом. В нижней и средней  
 частях пласта отмечены единичные прослои (до  
 0,1 м) серых и серо-желтых известняков с глауко-  
 нитом по горизонтальной слоистости (короткие и  
 тонкие линзочки, состоящие из округлых зерен  
 темно-зеленого глауконита по 1 мм). Глауконит та-  
 кого же типа обнаружен и в отдельных плитчатых  
 обломках брекчии. Более светлые его зерна сосре-  
 доточены в значительном количестве (до 15–20%) в  
 цементирующем веществе брекчии. Здесь глауконит  
 имеет вид мелких (менее 0,25 мм) изометрично-  
 округлых гранул или уплощенных лепешкообразных  
 зерен. Как в цементе, так и в обломках брекчии на-  
 блюдались небольшие округло-удлиненные белые, се-  
 рые и красные кремнистые конкреции, а также кон-  
 конкреции кальцита..... I
  4. По ровной поверхности пласт брекчии перекрыт  
 красно-бурными и серо-зелеными пелитоморфными  
 глинистыми известняками с четкой горизонтальной  
 слоистостью. Выше известняки приобретают более

светлую окраску. По всей толще по плоскостям напластования известняки разделены миллиметровыми прослойками серо-зеленого глинисто-карбонатного материала. Толща венчается 10-метровым горизонтом черных битуминозных тонкоплитчатых известняков и черных горючих сланцев..... 120

Суммарная мощность малгинской свиты в этом разрезе—130 м, глауконит, однако, обнаружен только в ее основании. На соседних территориях в породах этого уровня как самой малгинской свиты, так и ее аналогов глауконита не содержится.

Седьмой стратиграфический уровень — нельканская подсвита лахандинской свиты. Отложения подсвиты описаны С.В.Нужновым (1967) в бассейне р.Май у пос. Нелькан (снизу вверх):

На красно-бурых глинистых тонко-, среднекристаллических известняках мильтонской подсвиты согласно залегают вишнево-красные, серо-зеленые и бурые тонко-плитчатые аргиллиты с подчиненными прослоями зеленовато-серых и серых алевролитов и тонкозернистых кварцевых песчаников, с отдельными пластами красно-бурых строматолитовых известняков в нижней части толщи. Среди алевролитов и тонкозернистых песчаников встречаются глауконитовые разновидности. Мощность около 100 м.

Этот разрез нельканской подсвиты перекрывается светло-серыми и желтыми пелитоморфными известняками со строматолитами, перемежающимися с прослоями онколитовых и брекчированных разностей (игниканская подсвита).

По данным Б.М. Келлера, М.А. Семехатова и Н.М. Чумакова (1967), нельканская подсвита считается вторым членом лахандинской свиты (выше мильтонской подсвиты). Если учесть, что шестой уровень глауконитосодержащих пород характеризует основание малгинской свиты, а седьмой — нижне-среднюю часть лахандинской свиты, то (при отсутствии глауконита в доломитах ципандинской свиты) разница между шестым и седьмым уровнями составляет несколько сотен метров по разрезу.

Восьмой стратиграфический уровень — игниканская подсвита лахандинской свиты. Осадочные породы этой подсвиты имеют широкое распространение и описаны во многих пунктах Учуро-Майского района. За стратиграфический принимается разрез у устья р.Кандык (снизу вверх):

1. На аргиллитах нельканской подсвиты залегают чередующиеся серые, светло-серые и желтые известняки, доломиты и доломитизированные известняки, разнокристаллические, с хорошо выраженной плитчатостью, с рассеянными включениями зеленого и светло-зеленого глауконита в крупных (до 1,5 мм) зернах. Нередко наблюдаются прослой серых и темно-серых оолитовых и строматолитовых известняков..... 180
2. Тонкокристаллические темно-серые, почти черные битуминозные известняки с хорошей плитчатой отдельностью..... 50

В пределах Восточно-Верхоянского прогиба, в бассейне р. Белой, в аналогах этих отложений глауконита не обнаружено. В среднем течении р. Аллах-Юнь, против устья ручья Лось, обнажена верхняя подсвита усть-сахаринской свиты и частично горностахская (Кирусенко, 1959). Разрез представляет интерес в связи с тем, что в нем находится большое количество прослоев глауконита, а также своей ненарушенностью (нет крупных тектонических нарушений) и слабым метаморфизмом осадочных пород. По данным автора здесь обнажены (снизу вверх):

1. Массивные серые, светло-серые и бурные тонкокристаллические известняки с четкой горизонтальной слоистостью, переслаивающиеся с маломощными прослоями зеленых и черных алевролитов преимущественно кварцевого состава. В средней части пачки отмечен прослой серых тонкоплитчатых тонкокристаллических доломитизированных известняков. Алевролиты в некоторых случаях содержат до 25% округлых зерен травяно-зеленого глауконита..... 15
2. Переслаивание пачек (до 2,5 м) плитчатых серых и светло-серых тонко-, среднекристаллических известняков, брекчированных известняков и серых, светло-серых алевролитов с пачками (до 1,5 м) известняков серого и темно-серого цвета. Последние имеют сложное строение: линзовидные, желвачные и шарообразные известковые стяжения сцементированы

- слабоглинистым или песчаным материалом серого и серо-зеленого цвета. Между пластами известняков нередко встречаются глауконитовые разновидности алевролитов, в которых минерал представлен травяно-зелеными округлыми зернами (до 0,25 мм) в значительных концентрациях..... 25
3. Серые и желто-серые мелко-, среднекристаллические известняки, плитчатые, горизонтальнослоистые, с тонкими прослоями серых и серо-зеленых алевролитов и глин. В верхней части пачки отмечаются многочисленные прослои с различным содержанием глауконита – тонкоплитчатые известняки, содержащие округлые гранулы темно-зеленого глауконита в рассеянном состоянии (до 15%); алевролиты в виде тонких пропластков в известняках со светло-зеленым глауконитом (до 80%); наконец, плитчатые известняки с крупными (до 1 мм) зернами темно-зеленого, почти черного глауконита в виде рассыпанных по поверхностям напластования шариков..... 20
4. Плитчатые серые и желто-серые пелитоморфные известняки с прослоями разноокрашенных алевролитов, переслаивающиеся, как и в пачке 2 этого обнажения, с известняками. Глауконит здесь отмечается в двух позициях – равномерно рассеян в плитчатых известняках в виде изометрично-округлых темно-зеленых зерен и в цементирующем и покрывающем желвачные известняки алевролитовом материале, в котором он более мелкозернист и имеет травяно-зеленую окраску..... 14
5. Массивные светло-серые тонкокристаллические доломитизированные известняки..... 10
6. Зеленые и черные расланцованные алевролиты и аргиллиты с прослоями (до 0,2 м) темно-серых тонкокристаллических известняков. В пластах алевролитов нередко присутствуют отдельные уплотненные гальки (до 3 см) серых и желто-серых тонкокристаллических известняков..... 20

7. Толща светло-серых массивных крупнокристаллических известняков с включениями черных кремней округлой, продолговатой и линзовидной формы в средней части плитчатых известняков (пласт около 10 м)..... 100

Карбонатно-глинистые породы верхней подсвиты усть-сахаринской свиты, общая мощность которой составляет здесь 185–200 м, перекрываются светло-серыми среднезернистыми кварцевыми песчаниками, зелеными и черными аргиллитами, темно-серыми и черными кварцевыми гравелитами с марганцовисто-железистым цементом (горностахская свита верхнего рифея).

Лахандинская свита и ее аналоги согласно перекрыты алевролитопесчаниковыми породами уйской серии, имеющей широкое распространение и большие мощности в пределах Юдомо-Майского прогиба, а в платформенных областях представленной только кандыкской свитой. Отложения этой свиты (мощностью до 350 м) документированы автором в среднем течении р.Маи, в бассейнах рек Малый и Большой Кандык, где она сложена светло-серыми и бурными разномасштабными кварцевыми песчаниками с косой и горизонтальной слоистостью, с волноприбойными знаками. В основании свиты залегают мелкогалечные конгломераты, в средней части песчаникам подчинены прослои алевролитов и аргиллитов темно-серого и черного цвета и редкие прослои известняков. В этих осадочных образованиях глауконит присутствует в виде отдельных рассеянных зерен или чаще его нет. Тем не менее, по данным геологов, ведущих съемку в этом районе (Б.П.Бутенко и др.), в породах кандыкской свиты у пос.Нелькан отмечены прослои и линзы в песчаниках со значительным содержанием глауконита. Восточная часть района не входила в сферу поисков автора, не исключено, что в мощных толщах уйской серии и здесь содержится глауконит, быть может, даже на нескольких стратиграфических уровнях. Что касается северной части, то здесь на уйское время, по представлениям некоторых геологов (В.М. Базилевский и С.В. Потана), приходится или большой перерыв или накопление мощного комплекса терригенно-глинистых пород горностахской свиты (Башарин, 1967), содержащих глауконит в малых количествах,

Девятый стратиграфический уровень глауконитоносных пород в древних толщах Учуро-Майского района выделяется условно, поскольку уверенных находок глауконита здесь (в юдомской свите) нет. Светло-серые пелитоморфные доломиты юдомской свиты и известковистые доломиты с кварцевыми песчаниками и гравелитами в ее основа-

нии перекрывают резко несогласно разновозрастные отложения рифея почти по всей площади района. В стратотипическом разрезе идомской свиты у устья р. Идомы в ее верхней подсвите в породах равномерно рассеяны изометрично округлые крупные (до 1,5 мм) вкрапления бледно-зеленого и травяно-зеленого минерала, напоминающего по своим признакам глауконит. Микроскопические исследования показали, что это действительно глауконит, но очень сильно измененный, практически нацело разложенный.

В среднем течении р. Белой, на восточном крыле Горностаховской брахиантиклинали, в начарской свите (аналог нижней подсвиты идомской свиты), по данным А.К. Батарина (1967), в кварцитовидных песчаниках в составе цементирующего вещества присутствует светло-зеленый глауконит в незначительном количестве.

Десятый стратиграфический уровень – основание пестроцветной свиты алданского яруса нижнего кембрия. Ниже приведен наиболее интересный по содержанию глауконита разрез по левому берегу р. Аллах-Кунь, у устья р. Малая Сахара (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Светло-серые пелитоморфные массивные известняки с редкими линзовидными кремнистыми конкрециями.....	18
2. Светло-серые тонкокристаллические плитчатые известняки с прослоями органогенно-обломочных (хиолитовых) разностей в нижней части пачки. В последних содержится глауконит в рассеянном состоянии в виде темно- и травяно-зеленых крупных (до 0,5 мм) изометрично-округлых зерен или в виде довольно крупных неправильных по форме шпировых обособлений зернистой структуры....	8
3. Светло-серые массивные тонкокристаллические известняки с хорошо выраженной волнисто-горизонтальной слоистостью. Так же как и в пачке 1, но реже, встречаются разноокрашенные кремниевые стяжения различной формы.....	12
4. Пестроцветные разноплитчатые тонкокристаллические известняки с примесью глинистого материала, со следами размыва между отдельными пластами.	

- В 15 м выше контакта с пачкой 3 находится прослой кварц-известняковый конгломератобрекчии, в которой округлая кварцевая галька и остроугольные, слабо окатанные обломки известняков сцементированы известково-глинистым материалом. Размер галек и обломков - от 2 до 15 см. Наиболее часто темно-зеленый крупнозернистый (до 1 мм) глауконит и, вероятно, состоящее из него же темно- и сине-зеленое дисперсное вещество заполняют неровности на желвачной поверхности известняковых пластов. Реже темно- и травяно-зеленый глауконит равномерно рассеян в пластах глинистых известняков; отмечается единичный случай, когда зеленый крупнозернистый глауконит входит в состав цемента конгломератобрекчии..... 147
5. Переслаивание серых и бурых массивных тонкокристаллических известняков и черных слабо расщепленных алевролитов. В известняках по напластованию концентрируется темно-зеленый крупнозернистый (до 1 мм) глауконит..... 20
6. Переслаивание серых пелитоморфных плитчатых известняков (до 1 м) с зелеными алевролитами (до 0,4 м); в виде тонких линз, прослоев и бесформенных скоплений наблюдается крупнозернистый темно-зеленый глауконит..... 4
7. Массивные серые тонкокристаллические и доломитизированные известняки..... 3
8. Черные битуминозные желваковатые и комковатые известняки, переслаивающиеся с подчиненными черными сланцами. В последних отмечаются отдельные редкие линзочки темно-зеленого крупнозернистого глауконита, в известняках - его оторочки вокруг некоторых желваков..... 10

Общая мощность этого разреза пестроцветной свиты составляет 200-210 м. Выше, после тектонического нарушения, следует переслаивание черных и буро-зеленых глинистых сланцев видимой мощностью 150-200 м.

Приведенные разрезы показывают, что глауконит приурочен к горизонтам разного литологического состава; концентрации глауконита в родах весьма различны — от единичных зерен до очень высоких (80%) некоторых глауконитовых алевролитах и песчаниках. Число стратиграфических уровней в верхнедокембрийско-нижнепалеозойских отложениях Учуро-Майского района, для которых свойственны концентрации глауконита, может быть больше, чем пока это представляется, т.е. больше 10, однако распределение глауконита в этих отложениях протекло явно дискретно. В общем, породы, содержащие глауконит, составляют незначительную (едва ли больше 10%) часть от всех пород рассматриваемого возрастного диапазона. Как можно заметить, роль глауконита в этих образованиях возрастает снизу вверх; наибольшее его распространение фиксируется на более высоких стратиграфических уровнях, а именно на восьмом и десятом, на которых глауконит представлен многочисленными разновидностями, связан с различными литологическими типами пород.

Вместе с тем, сам глауконит на разных уровнях и даже на одном уровне оказывается неодинаковым. Можно выделить по крайней мере четыре его типа по внешним признакам (форма, цвет, размер), а также по концентрациям, которые преимущественно свойственны конкретным типам глауконита.

Первый тип объединяет светлоокрашенные голубовато-зеленые глаукониты. Форма обычно мелких (редко крупнее 0,25 мм) его зерен различна: удлиненно-округлая, изометрично-округлая, бобовидная или комковатая, редко угловатая. Наблюдаются случаи цементации обломочных зерен в песчаниках или обрастание их глауконитом. Чаще всего наибольшие концентрации глауконита этого типа (до 30%) отмечаются по слоистости, вплоть до слияния отдельных его зерен в компактные тонкие ноздри и микрослои.

Второй тип — зеленый или светло-зеленый глауконит. Его зерна имеют уплощенно-округлую, лепешкообразную, реже изометрично-округлую форму и достигают величины 1 мм. В значительных концентрациях такие глаукониты не встречаются (предельно — до 10-15%).

Для третьего типа характерен зеленый, травяно-зеленый глауконит, представленный в большинстве своем небольшими зернами (редко более 0,25 мм) округлой, уплощенной, иногда комковатой формы, редко угловатой. Случаи цементации глауконитом обломочных зерен редки.

К четвертому типу отнесен темный (почти черный) сине-зеленый глауконит. Наблюдается в отдельных изометрично-округлых, реже удлиненно-округлых крупных (до 1,5 мм) зернах, рассеянных в породе или слившихся в плотные агрегаты и дающих тогда значительные концентрации (до нескольких десятков процентов).

Каждый из выделяемых типов глауконита имеет определенную склонность ассоциироваться с конкретной литологической разновидностью пород, хотя, как, например, для глауконита четвертого типа есть отклонения. Вместе с тем для глауконитов каждого типа свойственно нахождение в своей более или менее широкой стратиграфической зоне докембрийских пород, причем эти зоны могут частично совмещаться.

Глаукониты первого типа распространены в древних толщах Учуро-Майского района ограниченно и фиксируются только в нижней части среднего рифея (четвертый и пятый стратиграфические уровни) и в базальных слоях нижнего рифея (первый стратиграфический уровень) в четкой ассоциации с мелко-, среднезернистыми кварцевыми песчаниками с карбонатным цементом. Глауконит в них равномерно расселен по слою или сконцентрирован в разновеликих линзочках по косой и горизонтальной слоистости.

Зеленые и светло-зеленые глаукониты второго типа встречаются в отложениях уже более широкого возрастного диапазона: на втором, шестом, восьмом и десятом уровнях. Наибольшие концентрации их приурочены к брекчиям и конгломерато-брекчиям, состоящим обычно из плитчатых слабоокатанных обломков известняков и известковистых доломитов и мелких валунчиков кварца, цементированных крупно-, среднекристаллическими карбонатами, в которых глаукониты распределены равномерно, редко образуя скопления. Отмечены единичные случаи нахождения зеленых глауконитов с известняками и известковистыми доломитами (разрез иттиканской подсвиты лахандинской свиты у устья р. Малый Кандык). Максимальные концентрации глауконитов данной разновидности приходится на верхнерифейские отложения, хотя их можно встретить и в породах нижнего рифея и нижнего кембрия.

Для алевролитовых и тонкозернистых песчаниковых пород докембрия Учуро-Майского района свойственен третий тип глауконитов (травяно-зеленые), не встречающийся или редко обнаруживаемый в других литологических разновидностях пород. Глаукониты присутствуют в алевролитах в виде отдельных, беспорядочно рассеянных или распределенных по горизонтальной, редко косой, слоистости зерен; образуют различной формы и размерности линзы и скопления. Содержание минерала здесь иногда настолько велико (до 80%), что можно с полным правом назвать такие алевролиты глауконитовыми или даже глауконититами. Присутствие глауконитовых алевролитов в таком количестве является одним из признаков верхней части усть-сахаринской свиты (верхний рифей); в более молодых отложениях они совсем не отмечаются, а на третьем и пятом уровнях — единичны.

Темноокрашенные, почти черные, сине-зеленые глаукониты наблюдались на пяти уровнях, но наибольшее значение они приобретают в

ерхнерифейских и нижнекембрийских отложениях района (восьмой и десятый стратиграфические уровни). Для этих глауконитов характерна астая приуроченность к поверхностям, возможно, местного размыва. Это отмечается в известняках пестроцветной свиты, в известняках и известковистых доломитах усть-сахаринской свиты, в омахтинских доломитах неровности бугристой поверхности пласта выполняются совместно с сине-зеленым глинистым веществом (вполне возможно, глаукоитовым) округлыми зернами сине-зеленого же глауконита с примесью эригенинских зерен и без них. Иногда это фиксируется и в полостях между выходящими на поверхность пласта верхушками столбчатых строматолитовых построек. Реже глаукониты четвертого типа ассоциируются с известняками (восьмой и десятый уровни) и с кварцевыми конгломератами (четвертый уровень).

Единично и только в основании пестроцветной свиты описаны крупные изометрично-округлые зерна темно-зеленого глауконита, равномерно рассеянные в хиолитовых известняках, в интерстициях детритового материала. Хотя следы органической жизни в рифе и венде Учуро-Майского района встречаются довольно часто (строматолиты, катаифы и др.), сонахождений с ними глауконита пока не отмечалось. Надо думать, что отмеченный для омахтинской свиты случай сонахождения глауконита со строматолитами (см. третий стратиграфический уровень) еще не является доказательством возможного образования глауконита в тех условиях, которые определяют экологическую нишу строматолитов.

Изложенный материал показывает, что глаукониты в докембрийских (метаморфизованных) и нижнепалеозойских отложениях Учуро-Майского района имеют более широкое развитие, чем это представлялось ранее. Глаукониты присутствуют практически во всех выделяемых в районе робных стратиграфических подразделениях (свиты, подсвиты) и не наблюдаются только в верхах малгинской и в ципандинской (в полном объеме) свитах. Это обстоятельство открывает перспективы для более детальных геохронологических исследований, и есть надежда, что некоторые из отмеченных выше стратиграфических уровней проявления глауконита в породах в конечном итоге могут быть использованы как маркирующие или корреляционные.

Кроме того, многообразие форм проявления глауконита, изменчивость его свойств (можно думать, что число его разновидностей в действительности больше, чем пока удалось выделить), связь определенной разновидности минерала с теми или иными породами и конкретные ее хронологические рамки и многое другое подтверждает сложность процесса глауконитообразования в позднепротерозойско-раннекембрийское время, а также, возможно, характеризует полигенность глауконита.

- Башарин А.К. 1967. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. М., "Наука".
- Гамалея Ю.Н., Забродин В.Е., Коген В.С. 1963. Раннесинийские вулканогенно-осадочные отложения юго-восточной части Алданского щита (бассейн р.Учур). - Докл. АН СССР, т. 152, № 3.
- Келлер Б.М., Казаков Г.А., Крылов К.Н., Нужнов С.В., Семихатов. 1960. Новые данные по стратиграфии рифейской группы.- И АН СССР, серия геол., № 12.
- Келлер Б.М., Семихатов М.А., Чумаков Н.М. 1967. Верхний протерозой Сибирской платформы и ее обрамления. - В сб.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярское книжное изд.
- Кирусенко Т.С. 1954. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений правобережья р.Алдан (севернее 60-й параллели).- Труды Свещания по стратиграфии Северо-Востока СССР. Магадан.
- Нужнов С.В. 1967. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М., "Наука".
- Нужнов С.В., Ярмолюк В.А. 1959. Поздний докембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы. - Сов.геология, № 7.
- Полевая Н.И. 1963. Глаукоцит как индикатор геологического времени и шкала абсолютной геохронологии. - Автореф. докт.дисс. Л.
- Тугаринов А.И., Ступникова Н.И., Зыков С.И. 1965. К геохронологии юга Сибирской платформы. - Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

СОСТАВ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ И АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ СЛЮДИСТЫХ МИНЕРАЛОВ  
СИНИХ ГЛИН НИЖНЕГО КЕМБРИЯ ПРИБАЛТИКИ

Как удачно заметил Б. С. Соколов (1965, стр. 5), "синие глины Прибалтики — одно из самых популярных подразделений кембрия. Во всем мире их разрез рассматривается как лучший стандарт для биостратиграфической и геохронологической характеристики раннего кембрия и определения его нижней границы". Данному подразделению, как и вообще кембрийским и ордовикским отложениям северо-запада Русской платформы, посвящено значительное число работ, к части которых мы отошлем читателя за более подробными биостратиграфическими, литологическими и номенклатурными сведениями, ограничив себя изложением самой сути дела.

Вместе с тем, на память приходит и замечание А. А. Эпика (Örik, 1956) относительно того, что происхождение термина "синие глины" не совсем ясно и что под этим названием фигурировали не только характерные для Прибалтики (в ее широком смысле) раннекембрийские отложения, но даже и раннеордовикские глауконитовые песчаники, быть может, и ледниковые глины. Впрочем, сейчас такой путаницы уже нет, и применение термина строго ограничено пластичными глинами (и сопутствующими им в подчиненном количестве, слабо сцементированными алевролитами и песчаниками) нижнего отдела кембрийской системы.

Наконец, добавим, что синие глины попали в сферу внимания геохронологов, и, используя радиологический метод датирования, были сделаны весьма обнадеживающие попытки определить положение нижней границы кембрийского периода в абсолютной геохронологической шкале как по самим синим глинам, так и по содержащемуся в них глаукониту. К сожалению, попытки эти дали не однозначный результат; неуверенность, с которой определяется нижняя граница кембрия, достигает в общем почти 80 млн. лет. Нас заинтересовал этот случай, и мы провели серию определений возраста и минералогические исследования глауконитов и тонкодисперсных минералов, результаты которых изложены в данном сообщении.

## СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Не касаясь ранних работ Ф.Б.Шмидта (1887-1888 ) и М.Э.Янишевского (1911-1939), заложивших основы биостратиграфического расчленения кембрийских отложений Прибалтики, сошлемся на одну из последних статей А.А. Эпика (Örik, 1956), в которой отложения кембрия разделены следующим образом (сверху вниз):

	Мощность, м
Тискреский песчаник.....	15
Зона <i>Diplocraterion</i> и <i>Scolithus linearis</i> (соответствует фукоидному песчанику Ф.Б. Шмидта)	
Слои какумяги с конгломератами в основании.....	15
Зона <i>Scenella</i> (соответствует сценелловым глинам, отчасти зофитоновым песчаникам Ф.Б.Шмидта).	
Перерыв в отложении.	
Лялатистские слои; зона <i>Volborthella tenuis</i> (соответствуют зофитоновым песчаникам Ф.Б.Шмидта).	8-9
Лонтоваские слои, собственно синие глины (то же в схеме Ф.Б.Шмидта); зона <i>Volborthella tennis</i> и верхняя часть зоны <i>Platysolenites</i> .....	35-60
Нижний песчаник: зона <i>Platysolenites</i> .....	30-70
Базальный конгломерат и аркозы; зона <i>Platysolenites</i> .....	30
Самые низы нижнего кембрия, возможно, не вскрыты.	

Сопоставляя эту схему с прекрасно биостратиграфически расчлененным на 24 зоны разрезом кембрийских отложений Норвегии (Henningsmoen, 1956), находим для отложений от базального конгломерата до лонтоваских слоев включительно аналогию в литологически сходной нижней части серии *Holmia* нижнего кембрия с зонами *Holmia cf. mickwitzi*, *Discinella holsti*+*Platysolenites*, *Volborthella tenuis* + *Callavia sp.* (снизу вверх). Ниже базального конгломерата в разрезах Норвегии залегает кварцит, предположительно отнесенный к эокембрию.

Б.С.Соколов (1965) в составе кембрийских отложений глинта и приглинтовой полосы выделяет так называемую балтийскую серию, включающую синие глины (нижнебалтийский горизонт, зона *Ganichevs-*

kyites + Platysolenites, нижняя часть зоны Volborthella; балтийский ярус нижнего кембрия) и зофитоновые песчаники (верхнебалтийский горизонт, верхняя часть зоны Volborthella и зона Scenella; низы алданского яруса нижнего кембрия). Отложения под синими глинами (под лонтоваскими слоями), нижним песчаником и базальным конгломератом он относит к котлинскому горизонту валдайской серии верхней части венда (зона Laminarites).

К.К.Хазанович (1968) в разрезе нижнего кембрия Прибалтики выделяет песчаники ломоносовского горизонта, глины лонтоваского горизонта, флишеподобные прослои глин и алевроитов лжкатиского горизонта и глинистые алевролиты козеской свиты, объединяя все эти подразделения в ту же балтийскую серию. Этой схеме следует и В.Ю. Горянский (1969), вводя некоторые терминологические изменения (ломоносовская, лонтоваская и пиритаская свиты, в последней – лжкатинская и какумягинская пачки).

Терминологические различия в схемах разных авторов и незначительная неопределенность в установлении объема тех или иных биозон нижнего отдела кембрия не исключают почти единодушного их мнения относительно того, что синие глины лонтоваской свиты и близкие к ним по литологии породы по крайней мере нижней части пиритаской свиты представляют собой наиболее ранние кембрийские образования. Именно из них нами были отобраны пробы для абсолютного датирования, положение которых отмечено на разрезах карьера Кунда и р.Пирита у местечка Курмику (см.рис.1).

В разрезе карьера Кунда, откуда происходит большинство исследованных и датированных проб, стратиграфическая последовательность раннекембрийских отложений такова (снизу вверх):

Мощность, м

- |  |   |
|--|---|
| А. Зеленые, голубовато-зеленые и бурые глины с прослоями сильно ожеженных глин (до 0,3 м), нередко пятнистые (видимая) .....   | 6 |
| Б. Голубовато-зеленые слоистые глины (средняя мощность прослоев около 0,2 м) с примесью песчанистого материала; в верхней части пачки песчанистость глин возрастает и появляются линзы и линзовидные прослои светло-серых горизонтально- и косослоистых алевролитов с глауконитом..... | 8 |
| В. Голубовато-серые глины, тонкослоистые (мощность отдельных слоев – до 1 м), с рассеянным глауконитом, основная масса которого содержится в лин-  |   |

зах и линзовидных слоях (до 0,5–1 м) кварцевых, слабо сцементированных алевролитов и песчаников с косой и горизонтальной слоистостью (видимая).... 7

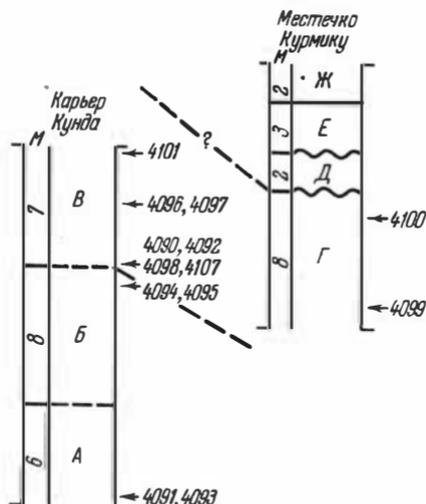
Суммарная видимая мощность глин в разрезе Кунда около 20–21 м. Согласно А.Р.Лоогу, К.А.Менсу, К.К.Мюррисеппу (1966) и К.К.Хазановичу (1968), пачки А и Б нужно считать лонтоваской свитой (или горизонтом, по К.К.Хазановичу), пачку В – люкатским горизонтом (нижняя часть пиритаской свиты). Именно между пачками Б и В (в нашем обозначении пачек) проводит границу между лонтоваскими и люкатскими породами Т.Н. Давыдова (1964), т.е. между зонами *Platysolenites* и *Volborthella*. Лоог, Менс и Мюррисепп в основании люкатского горизонта в разрезе карьера Кунда отмечают даже маломощный прослой (до 10 см) конгломерата с мелкой галькой из подстилающих пород, но все же и они фиксируют довольно постепенные литологические изменения от пачек Б к В.

Часть проб была взята в обнажении на левом берегу р.Пирита у местечка Курмику, в окрестностях Таллина. Разрез здесь следующий (снизу вверх):

	Мощность, м
Г. Тонкое (до 2 см) переслаивание серых, зеленых и сине-зеленых глин с линзовидными прослойками (до 3–4 см) глауконито-кварцевых алевролитов и песчаников (видимая).....	8
Д. Плотные глинистые алевролиты светло-серого, редко бурого цвета, с прослоем конгломерата в основании (уплощенная галька до 3–5 см из подстилающих пород).....	2
Е. На размытой поверхности пачки Д залегают темно-коричневые и светло-серые песчаники с прослоями (по 0,1–0,2 м) светло-серых и серо-зеленых алевролитов.....	3
Ж. Тонкозернистые белые кварцевые песчаники (на размытой поверхности пачки Е).....	2

Пачка Г разреза Курмику сопоставляется с отложениями люкатского горизонта, однако не ясно, полностью ли она соответствует пачке В разреза Кунду или имеет более высокое стратиграфическое по-

Рис. 1. Сопоставление разрезов нижнекембрийских отложений и положение геохронологических проб (Е, Ж — предположительно средний кембрий, тискресская свита). Цифры — номера лабораторных проб



ложение. Пачку Д можно отождествить с козеской свитой (по К.К.Хазановичу, 1968), или с какумягинской пачкой пиритаской свиты (по В.Ю. Горянскому, 1969), вышележащие породы — с саблинским горизонтом (по К.К.Хазановичу, 1968), или с тискресской свитой (по В.Ю. Горянскому, 1969) предположительно среднекембрийского возраста. По литологическим признакам пачки Е и Ж не отличаются от тискресской свиты в опубликованных разрезах (Лоог, 1964; Кала и др., 1962).

Большинство геохронологических проб происходит из люкатисского горизонта пиритаской свиты (рис.1), что объясняется значительным содержанием глауконита именно в этой части разреза. Впрочем, при датировании были использованы в основном глины, а не глауконит. Верх и низ лонтоваской свиты синих глин охарактеризованы четырьмя пробами. Кроме того, несколько проб синих глин было отобрано из разных пунктов Ленинградской области, но не совсем ясно, можно ли их отнести к собственно синим глинам лонтоваской свиты, или это (и в ряде случаев вероятнее всего) породы люкатисской пачки пиритаской свиты.

#### ДАТИРОВКИ ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ ЛЕТ

До 1960 г. в геохронологической лаборатории ЛАГЕД (Ленинград) Э.К.Герлингом были датированы кембрийские глины Ленинграда и для них получено значение возраста в 610 и 620 млн.лет. В качестве исходного материала использованы именно сами глины. На этом основа-

нии А.А.Полканов и Э.К. Герлинг (1960) отнесли начало палеозоя к 620 млн. лет.

Если пересчитать указанные даты по наиболее употребительной в практике геохронологических лабораторий константе К-захвата калия-40 ( $0,585 \cdot 10^{-10}$  год<sup>-1</sup> вместо  $0,557 \cdot 10^{-10}$  год<sup>-1</sup>, использованной Э.К.Герлингом; далее мы производим аналогичные пересчеты и других дат), то получается соответственно 585 и 593 млн.лет, и, следовательно, начало палеозоя нужно отнести в среднем к 590 млн. лет.

Одновременно в лаборатории ВСЕГЕИ (Ленинград) Н.И.Полевой был датирован ряд проб глауконита из раннекембрийских отложений. Для глауконита из песчаниковых прослоев в синих глинах в скв. Р-2 у дер. Купа (БССР) с глубины 257 м получена дата в 540 млн.лет (Полевая и др., 1960), в пересчете - 516 млн.лет. В другой работе (Полевая, 1961) для этой пробы указана дата в 542 млн.лет, но это незначительное расхождение можно не учитывать. Глауконит из синих глин скв. Ровенская 4 (БССР) с глубины 150,4 - 147,8 м датирован в 545 млн.лет (Полевая, 1961) в пересчете - в 521 - 522 млн.лет.

Для глауконита из синих глин в скважине у г.Копорье (Ленинградская область) получена дата в 539 млн.лет. (Полевая, 1961), в пересчете - 515 млн.лет (во всех случаях тот же пересчет на  $\lambda_k = 0,585 \cdot 10^{-10}$  год<sup>-1</sup>, поскольку и Н.И.Полевая использовала  $\lambda_k = 0,57 \cdot 10^{-10}$  год<sup>-1</sup>).

Как видим, три пробы глауконита из синих глин дают вполне согласный результат - 539 - 545 млн. лет (или 515 - 522 млн.лет), который, однако, весьма расходится с датировкой самих синих глин. Разница в среднем равна 70 млн.лет.

К отложениям, залегающим стратиграфически ниже синих глин, относятся две даты. Возраст глауконита из песчаников ламинаритовой свиты валдайской серии в Пачелмском прогибе (скв.Сердобск Р-2 и Лицьяги Р-1) определен в 606 и 598 млн. лет (Полевая, 1961), в пересчете - 580 и 572 млн. лет. Это повторяет даты, полученные Э.К.Герлингом для синих глин. Н.И.Полевая замечает, что ламинаритовая свита (и маломощная надламинаритовая) лежит под синими глинами балтийской серии нижнего кембрия без существенного стратиграфического несогласия и относится к единому циклу осадконакопления. Если это так, то близость указанных дат к датам синих глин, по Э.К.Герлингу, не удивительна. Однако почему в таком случае глаукониты из синих глин показывают значительно более молодой возраст? Впрочем, как отмечено выше, ламинаритовая свита относится Б.С.Сokolовым к позднему венду. Этому же мнения придерживается и Б.М.Келлер (1968).

Итак, имеются две группы дат для отложений, относимых к ранним биозонам нижнего кембрия:

для синих глин - 610-620 (585-593) млн. лет,

для глауконитов из них - 593-545 (515-522) млн. лет.

Отдать предпочтение той или другой группе невозможно без дополнительных данных. Как увидим ниже, они полностью подтверждаются нашими датировками и получают, как кажется, удовлетворительное объяснение.

## СЛИЩИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ГЛИНИСТЫХ И АЛЕВРИТО-ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Литология и минеральный состав нижнекембрийских отложений Прибалтики изучены рядом авторов очень подробно. Поэтому сосредоточим внимание в основном на характеристике того материала, который использован для датирования - на глине (точнее - на глинистой фракции пород) и на глауконите.

Тонкодисперсная фракция (тоньше 0,005 мм) глин и алеврито-глинистых пород лонтоваской и пиритаской свит состоит преимущественно из гидрослида (или гидрослид) с высоким содержанием калия, в подчиненном количестве присутствуют каолинит, монтмориллонит, хлорит, кварц, хризотил (?), из других минералов - карбонаты (сидерит, анкерит, доломит), фосфаты, пирит, гидрокислы железа, в единичных зернах - турмалин, циркон, амфибол, рутил и др. Весьма неравномерно распределен в породах глауконит, которого значительно больше в породах лжкатиской пачки пиритаской свиты, чем в собственно синих глинах лонтоваской свиты.

В литературе можно найти обширные сведения по оптике тонкодисперсных минералов и валовому химическому составу синих глин (Успенский, 1941; Викулова, 1949; Ломтадзе, 1958; Рейер, 1967), рентгеноструктурные данные по глинистым фракциям (Ломтадзе, 1958; Рейер, 1965а), электронномикроскопические снимки глинистых частиц (Викулова, 1949, 1952; Рейер, 1965б). Установлены две морфологические разновидности гидрослид: удлиненнопластинчатые и изометричнопластинчатые. Первые квалифицируются как аутигенные (Викулова, 1949, 1952), вторые - как обломочные (Викулова, 1949, 1952; Рейер, 1965б). Аналогичные морфологические разновидности слид отмечаются и в других глинистых отложениях (Котельников, 1965; Карпова, 1968; Weaver, 1953); происхождение их трактуется по-разному. Так, аутигенными считаются то удлиненночешуйчатые (Викулова, 1952; Котельников, 1965; weaver, 1953), то изометричночешуйчатые (Карпова, 1968).

гидрослюда, обломочными, — наоборот. В одной из недавних работ (Сахибгареев, Питкевич, 1969) была показана стадийность образования удлиненных чешуй гидрослюда по изометричным, причем изометричные принимаются за обломочные на основании их морфологического сходства с гидрослюдами кор выветривания, первые — за вторичные образования.

Наши исследования подтверждают присутствие в глинах лонтоваской и пиритаской свит двух морфологических разновидностей гидрослуд и позволяют говорить о стадийности их преобразования.

По мнению М.Ф. Викуловой (1952), удлиненные чешуи в синих глинах представляют собой и глауконит, однако это, по-видимому, далеко не так; между глауконитом и удлиненнопластинчатыми гидрослюдами обнаруживаются существенные различия.

### Гидрослюды

Серия проведенных исследований позволяет с несколько большим основанием, чем это было возможно раньше, подойти к диагностике и разделению гидрослуд нижнекембрийских глин.

На диффрактометре УРС-50-ИМ исследованы ориентированные агрегаты глинистых фракций в естественном виде, обработанные этиленгликолем в течение 48 часов и отожженные при  $t = 500^{\circ}\text{C}$  в течение 30–60 минут. Установлено, что в глинистых фракциях преобладает гидрослюда, меньшее значение имеют каолинит (15–30%), кварц (до 8%), железистый хлорит (5, редко 10%). Кроме того, часть глин содержит смешанно-слоистый иллит-монтмориллонитовый минерал, количественно уступающий гидрослуде (табл.1, пробы 4099–4095); его присутствие устанавливается по изменению базального рефлекса при обработке образца этиленгликолем и отжиге (табл.1). После полного отжига обнаруживается базальный рефлекс около  $10\text{\AA}$ , что указывает на образование смешанно-слоистого минерала за счет дегградации гидрослуды. Диффрактограммы естественных ориентированных агрегатов глин со смешанно-слоистым минералом характеризуются широким базальным рефлексом около  $10\text{\AA}$  с пониженной интенсивностью, тогда как глины без смешанно-слоистого минерала дают более четкий (узкий) и интенсивный пик (рис.2).

Таким образом, нижнекембрийские глины можно разделить на две группы по присутствию (I группа) или отсутствию (II группа) в них смешанно-слоистого минерала.

Дебаеграммы глинистых фракций (табл.2) показывают, что гидрослюды этих глин имеют ряд отражений, определяющих полиморфную мо-

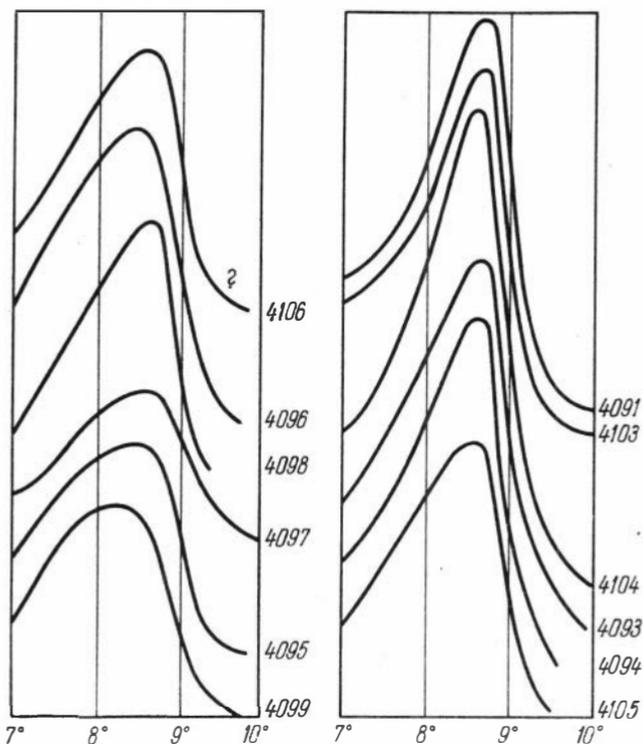


Рис. 2. Форма пиков (два типа) базальных отражений ориентированных глинистых агрегатов (указаны номера лабораторных проб) в естественном состоянии по дифрактограммам (слева - глины с примесью смешанно-слоистого минерала, справа - без него)

дифракцию  $2M_1$ , причем в первом типе глин таких отражений больше, чем во втором (табл. 2, обр. 4097, 4099 и 4091, 4103), но ни в одном из рассматриваемых типов глин не присутствует ни одного отражения, определяющего модификацию  $1M$ , кроме рефлекса  $3,35\text{\AA}$ , общего для модификаций  $2M_1$  и  $1M$ . Очевидно, эти гидрослюд синих глин образовались из одного типа мусковита  $2M_1$ , но во второй группе глин мусковиты сильнее деградированы, чем в первой.

Глины обеих групп довольно близки по химическому составу (табл. 3). Реальные отличия состоят в следующем. В глинах первой группы в среднем заметно в шее содержание глинозема, двуокиси титана и окиси калия и ниже содержание кремнезема, окислов железа и магния, чем в глинах второй групп.

Глинистые фракции изучались под электронным микроскопом. Установлено, что глинистые фракции состоят из микроагрегатов и кристал-

Базальные отражения (А) ориентированных агрегатов  
глинистых фракций (тоньше 0,005 мм)

№ пробы	Естественное состояние	Агрегат, напиганный этиленгликолем	После отжига при $t = 500^{\circ}\text{C}$	Смешанно-слоиный минерал, тип I, II
Глины из карьера Кунда				
4099	10,61	II,65 и 9,90	9,92	I+
4098	10,54	II,62 и 10,02	10,08	I+
4097	10,52	? и 9,98	10,08	I+
4096	10,44	Ср. 10,46	10,02	I+
4095	10,79	II,80? и 9,97	9,95	I+
4094	10,15	10,02	9,92	II-
4093	10,11	10,14	9,92	II-
4091	10,14	10,09	9,92	II-

Глины из других мест

4103	10,17	10,17	9,92	II-
4104	10,21	9,98	10,02	II-
4105	10,17	10,02	9,92	II-
4106	10,19	9,90	10,04	II-

Примечание. Смешанно-слоиный минерал (+) присутствует, (-) отсутствует.

литов; среди последних различаются кристаллиты каолинита и кристаллиты гидрослюда удлиненно- и изометричнопластинчатой формы. Для всех проб наиболее характерны полупрозрачные кристаллиты изометричной, неправильной формы (возможно, обломки), с признаками растворения, осветленные вдоль микротрещин. Нередко такие кристаллиты расщеплены на удлиненные чешуйки; в некоторых пробах присутствует большое количество прозрачных удлиненнопластинчатых кристаллитов гидрослюда с мелкими темными пятнами, которые, по аналогии с изометричными кристаллитами, можно считать реликтами неизмененно слуды (рис.3).

Таким образом, кроме микроагрегатов, глинистые фракции содержат три разновидности кристаллитов, в которых, по всей вероятности, фиксирована стадийность преобразования гидрослуд.

Данные рентгеновского анализа фракции тоньше 0,005 мм из глин

d	J		2M <sub>1</sub>		1M		d	J	
	I тип 4097 4099	II тип 409I 4103	d	J	d	J		I тип 4097 4099	II тип 409I 4103
	Yoder, Bugster, 1955								
9,88	3	3					2,24	I	I
6,95	I	I					2,II	3	3
4,9I	I	I					I,97	3	3
4,49	5	5	4,46	Ср.			I,8I	3	3
			4,39	Оч.сл.	4,35	Сл.	I,69	I	I
			4,30	Сл.					
4,20	I	0,5	4,II	Оч.сл.	4,I2	Оч.сл.	I,65	I	I
			3,97	"			I,62	I	I
			3,89	Сл.			I,536	4	4
3,74	I	-	3,74	"			I,496	9	7
					3,66	Сл.			
3,50	2	0,5	3,50	Ср.			I,44	I	0,5
3,33	IO	9	3,35	Ос.	3,36	Ос.	I,37	4	4
3,20	I	0,5	3,2I	Ср.			I,33	I	0,5
					3,07	Ср.			
2,98	2	0,5	3,00	"	3,07	"	I,29	5	4
2,86	I	-	2,87	Сл.			I,169	I	0,5
2,76	I	-	2,80	"					
					2,69	Ср.			
2,56	IO	IO							
2,45	I	0,5							
2,36	3	3							

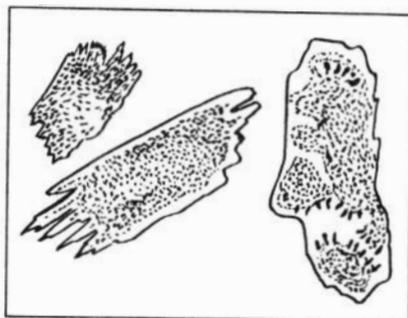
Примечание. Лаборатория рентгеновского и инфракрасноспектроскопического анализа ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск; съемка - Л.М.Кривошущая; прибор УРС - 70, трубка БСВ - 2, напряжение - 40 кв, сила тока - 10 ма, экспозиция - 8 часов, фильтр-железистый.

Изометричные кристаллиты гидрослуд (с признаками механических нарушений и растворения, с обычно неправильными очертаниями, часто непрозрачные) преобладают в тех пробах, которые содержат смешанно-слойный минерал. Вероятнее всего, они имеют обломочное происхож-

№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П.п.п.	H <sub>2</sub> O	Анализ
<u>I тип</u>													
4099	53,44	1,25	21,82	3,15	1,90	0,11	2,34	0,23	0,11	7,88	5,98	1,46	ХА
4098	51,20	1,02	25,55	5,40	2,02	0,07	2,10	0,31	-	6,99	7,44	-	К
4097	51,00	1,20	24,30	3,79	2,22	0,07	3,04	0,23	0,16	6,60	6,45	1,30	ХА
4097	49,30	1,12	26,06	5,33	1,87	0,06	2,10	0,35	-	8,01	7,74	-	К
4096	47,00	1,03	28,00	6,85	2,30	0,09	2,80	0,55	-	6,76	7,11	-	К
4095	52,00	0,82	23,80	5,40	2,16	0,02	2,15	0,22	-	7,15	7,14	-	К
<u>II тип</u>													
4094	50,00	1,04	26,50	5,50	2,30	0,03	2,40	0,40	-	6,69	7,42	-	К
4093	52,00	1,10	23,75	6,50	2,59	0,16	2,80	1,00	-	6,84	6,54	-	К
4091	52,60	0,95	21,61	4,32	2,85	0,07	3,27	0,28	0,10	6,25	6,35	1,20	ХА
4103	53,76	0,87	21,88	4,17	2,91	0,07	3,16	0,23	0,16	6,25	5,50	1,20	ХА
4103	53,50	0,86	21,75	6,55	2,45	0,05	3,00	0,25	-	6,80	6,68	-	К
4104	54,00	0,79	21,80	6,95	2,30	0,05	2,85	0,30	-	6,34	6,86	-	К
4105	52,60	0,85	23,60	6,30	2,45	0,03	2,80	0,22	-	6,41	7,08	-	К
4106	52,85	0,80	22,55	7,40	2,88	0,04	3,00	0,25	-	6,44	6,52	-	К
<u>Средние содержания</u>													
Тип I	50,66	1,07	24,92	4,98	2,08	0,07	2,26	0,31	-	7,22	6,73		
Тип II	52,66	0,91	22,94	5,98	2,59	0,06	2,91	0,37	-	6,50	6,62		

Примечание. ХА - химические анализы, выполнены в химико-аналитической лаборатории, аналитик А.В. Сухаренко. К - квантометрические определения, выполнены в спектральной лаборатории, спектроскопист М.И.Зевкалова. Калий определен методом пламенной фотометрии в лаборатории геохронологии, аналитик С.М.Солнцева. Двухвалентное железо и п.п.п. определены в химико-аналитической лаборатории, аналитик Л.Гущина. Лаборатории ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск.

Рис.3. Чешуйки гидрослюда расщепленные (слева) и с реликтовыми пятнами (справа). Прямое увеличение (электронномикроскопическое) - П1400 (при перерисовке увеличено в 1,5 раза)



дение, принесены из древних кор выветривания и до отложения в мелководных условиях раннекембрийского бассейна прошли стадию транспортировки.

Удлиненнопластинчатые прозрачные и с реликтовыми пятнами кристаллиты преобладают в пробах второй группы, они имеют большое сходство с чешуйками гидратированного и выветрелого биотита и представляют собой результат изменения изометричнопластинчатых частиц, но из этого еще не следует, что их надо рассматривать как аутигенные.

### Глауконит

Если иметь в виду макроскопические выделения глауконита, то содержание его в породах лонтоваской и пиритаской свит в среднем не более нескольких процентов, причем в собственно синих глинах лонтоваской свиты он встречается гораздо реже и в значительно меньших количествах, чем в глинисто-алевритовых и алеврито-глинистых породах пиритаской свиты. В этой последней (главным образом в ликатиской пачке) глауконит распределен чрезвычайно неравномерно, преимущественно концентрируясь в линзочках и прослойках, а также в линзах и слоях глинистых алевритов (или слабо сцементированных алевролитов). Содержание глауконита в них местами достигает 10-13% и более, и он образует нередко сплошные скопления, особенно у контактов алевритов с глинами. В самих глинах глауконит рассредоточен в виде округлых и нередко довольно крупных зерен или концентрируется в ходах илоедов, заполненных по большей части алевритовым материалом (рис.4). На эти особенности локализации глауконита мы обратим внимание при обсуждении его генезиса.

Дебаеграмма глауконита из пород пиритаской свиты в карьере Кунда близка к эталонной (табл.4) и совершенно не сопоставима с дебаеграммами тщательно отмученных глинистых фракций (см.табл.2). Одно

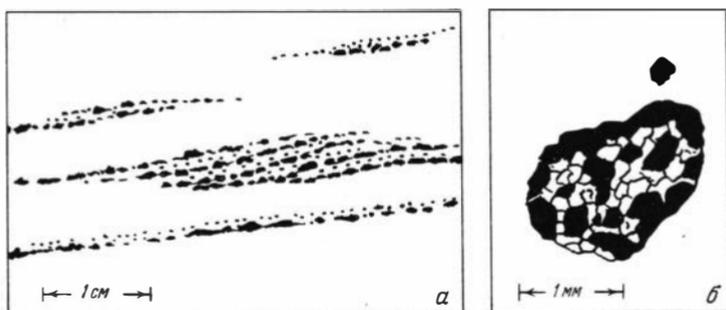


Рис.4. Локализация глауконита (а) в микропрослойках и линзочках алевритового материала, заключенного в глине; б - поперечное сечение хода илцеда в глине, выполненного алевритовыми зернами и глауконитом (схематизировано)

это уже исключает отождествление, как это делает М.Ф.Викулова, удлиненночешуйчатых частиц в глинистых фракциях с глауконитом.

На диффрактограммах ориентированных агрегатов глауконита картина такова, что можно говорить о двух минералах: неразбухающем (около 10 Å) и смешанно-слоистом разбухающем иллит-монтмориллонитового I типа (табл.5). Содержание разбухающих слоев в последнем, определенное по методу Ч.Уивера (1962), составляет 10-20%. После отжига при  $t = 500^{\circ}\text{C}$  базальное отражение фиксируется при 10 Å, что говорит об образовании монтмориллонитовых слоев за счет гидратации глауконита.

Таблица 4

Данные рентгеновского анализа глауконита из лжкатиского горизонта пиритаской свиты

d	J	d	J	d	J
10,92	6	2,598	10	1,733	2
4,58	5	2,421	4	1,517	4
3,65	4	2,277	3	1,317	3
3,35	4	2,134	3	1,271	3
3,09	4	2,002	3		

Примечание. Лаборатория рентгеновского и инфракрасного анализа ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск; съемка - Г.Д.Терлецкая; прибор - УРС-70, трубка - БСВ-2, напряжение - 40 кв, сила тока - 10 ма, экспозиция - 8 часов, фильтр - железистый.

Базальные отражения (Å) ориентированных агрегатов глауконита из локатского горизонта пиритаской свиты

№ пробы	Естественное состояние	Агрегат, напнтанный этиленгликолем	После отжига при $t = 500^{\circ}\text{C}$
4101	10,30	10, 40 и 9,95	10,02
4090	10,50	11,16 и 10,31	9,89

Т а б л и ц а 6

Химический состав глауконита из пород пиритаской свиты в разрезе карьера Кунда

Компонент	№ Пробы			Компонент	№ пробы		
	4090	4107	4101		4090	4107	4101
SiO <sub>2</sub>	49,28	49,20	49,90	CaO	0,23	0,23	0,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,14	11,17	11,62	Na <sub>2</sub> O	0,06	0,06	0,09
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,13	0,15	K <sub>2</sub> O	6,84	7,08	7,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,50	15,71	15,98	Li <sub>2</sub> O	0,02	0,03	-
FeO	4,70	4,82	4,38	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,01	0,13
MnO	0,07	0,07	0,04	П.п.п.	5,34	5,68	7,14
MgO	3,04	3,20	2,53	H <sub>2</sub> O	1,70	1,86	

Примечание. Анализы проб 4090 и 4107 выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГиГ СО АН СССР (Новосибирск), аналитик А.В.Сухаренко; пробы 4101 - в химической лаборатории Западно-Сибирского геологического управления (Новоскузнецк). Для K<sub>2</sub>O приняты фотопламенные определения в лаборатории геохронологии ИГиГ, аналитик С.М.Солнцева.

Химический состав трех проб глауконита из локатской пачки пиритаской свиты разреза в карьере Кунда оказался практически одинаковым (табл.6). Содержание глинозема, окислов железа и калия в нем близко к таковым в измененных глауконитах из раннеордовикских отложений Сибирской платформы, для которых получены значительно "омоложенные даты" (Николаева и др., 1969).

Пробы 4090 (см.табл.5) и 4107 происходят из одного стратиграфического уровня, из основания пиритаской свиты, проба 4101 отоб-

рана приблизительно в 7 м от них выше по разрезу. Некоторые различия между 4101 и 4090, 4107 пробами, касающиеся содержания двухвалентного железа, магния, кальция и других компонентов, если не являются результатами межлабораторных погрешностей, то любопытны в том смысле, что показывают химическую изменчивость глауконита на коротких расстояниях по разрезу и относительную стабильность его состава на одном стратиграфическом уровне.

При существенном различии химического состава глауконита и глинистых фракций по глинозему, окислам титана и железа между ними заметно определенное сходство в содержании окислов магния, кальция, натрия, калия (табл.6, см.табл.5), однако это само по себе не может служить основанием для отождествления глинистых фракций с глауконитом.

#### ПРОИСХОЖДЕНИЕ СЛЮДИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Выше говорилось о том, что взгляды разных авторов на происхождение гидрослид в глинистых фракциях прямопротивоположны, но в общем все они считают, что в глинах вполне возможно совместное нахождение обломочных и аутигенных гидрослид. Мы высказываем на этот счет две точки зрения, поскольку и соавторы данной статьи не достигли полного единодушия главным образом в вопросе о происхождении глауконита.

Согласно первому мнению (И.В.Николаева), и изометричнопластинчатые, и удлиненнопластинчатые гидрослиды нижнекембрийских глин имеют обломочное происхождение, причем вторые из них представляют собой продукт конечной стадии изменения какой-то первичной слюды. Коэффициент выветрелости гидрослид, рассчитанный по соотношению интенсивностей пиков  $10\text{Å}$  и  $5\text{Å}^1$ , колеблется для I типа от 1,6 до 3,5, в среднем 2,37, для II типа - от 1,70 до 3,14, в среднем - 2,37. Возможно, что высокие значения этого коэффициента для некоторых проб первой группы объясняются в основном присутствием в них смешанно-слоистого иллит-монтмориллонитового минерала, но категорические заключения на этот счет были бы преждевременными, и не исключено, что близость указанных коэффициентов отражает, в сущ-

---

<sup>1</sup>/ Съемка полностью ориентированных агрегатов.

Коэффициент выветрелости гидрослюд в глинистых фракциях

I тип		II тип	
Проба	Коэффициент	Проба	Коэффициент
4099	2,60	4094	2,27
4098	1,60	4093	2,67
4097	3,50	409I	2,07
4096	1,57	4I03	2,20
4095	2,57	4I04	1,70
		4I05	3,14
		4I06	2,50
Среднее	2,37	Среднее	2,37

ности, одинаковую степень выветрелости гидрослюд обоих типов. Обращает на себя внимание та особенность, что для II типа число случаев близости коэффициента выветрелости его среднему значению больше, чем для I типа (табл. 7).

Согласно первому мнению (И.В.Николаева), глауконит представляет сингенетичное образование, измененное вторичными процессами. Сингенетичность зерен глауконита процессу образования осадка подтверждается послойным распределением его зерен в песчанистых линзах и прослоях среди синих глин. Глауконит в данном случае намечает рисунок слоистости. Наряду с целыми, в таких прослоях присутствуют и обломки зерен.

Подверженность зерен глауконита процессу вторичного изменения хорошо видна при изучении их внешних особенностей. Окраска зерен зеленая, поверхность — шероховатая и кавернозная, местами трещиноватая с осветлением окраски по трещинам, на поверхности зерен выступают пятна гидроокислов железа.

Состав этих зерен не отвечает минералу глаукониту, они содержат разбухающую фазу, что также свидетельствует о подверженности зерен вторичным изменениям.

Второе мнение (Л.В.Фирсов) расходится с первым в основном в интерпретации генезиса глауконита. Признается обломочное происхождение гидрослюд, но не исключается, что они могли претерпеть диагенетические и эпигенетические изменения.

Что касается глауконита, то отмеченные (рис. 4) особенности его локализации определенно свидетельствуют в пользу решающего значения

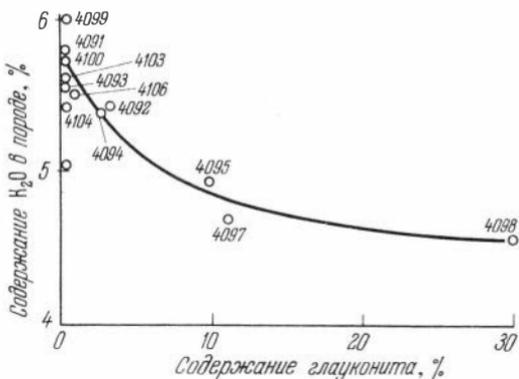
эффективной пористости пород, следовательно, большой роли поровых растворов в его образовании (постоянная связь с алевритовыми и песчаными прослойками, линзами, постоянное нахождение в заполненных алевритом ходах илюедов). Глаукоцит обнаруживается там и, как правило, только там, где в глинах есть не просто примесь алевритовых и песчаных зерен, а именно более или менее четко обособленные скопления этого материала, играющие роль водопроводящих каналов в глинистой толще.

Такая локализация глаукоцита сближает его с пиритом (и марказитом) — типичным эпигенетическим минералом песчаниково-глинисто-сланцевых толщ широкого возрастного диапазона. Для образования пирита практически любая глинисто-сланцевая порода содержит достаточно железа и органогенной серы, но вкрапленность эпигенетического пирита чаще всего или исключительно размещается в прослойках зернистых пород или в контактах между ними и глинистыми сланцами (Фирсов, 1959, 1963). Подчеркивая это сходство в позиции глаукоцита и эпигенетического пирита, автор далек от намерения принять в качестве решающего аргумента при выборе точки зрения на происхождение глаукоцита в нижнекембрийских породах Прибалтики, но есть и еще факты, подтверждающие эпигенетический способ его образования в данном случае.

График на рис.5 отражает реальную зависимость между валовым содержанием  $K_2O$  в глинах (в породе, а не во фракциях) и количеством в них глаукоцита. Если принять сингенетическое его происхождение, то при более высоком содержании  $K_2O$  в глаукоците, чем в глине (см. табл.6 и 8), следовало бы ожидать возрастание  $K_2O$  в породе с увеличением в ней концентрации глаукоцита. В действительности же картина прямопротивоположна. Максимальное содержание  $K_2O$  свойственно почти или совершенно безглаукоцитовым глинам, тогда как при высоких концентрациях глаукоцита содержание в глинах  $K_2O$  убывает, и эта убыль достигает 15–20% от максимальных значений. На этом основании можно говорить, что условия, при которых происходило образование глаукоцита, способствовали выносу части калия из пород, быть может, его локальному перераспределению в толще пород по вертикали и в латеральном направлении.

Как известно,  $K_2O$  занимает одно из первых мест в ряду подвижности петрогенных компонентов, и его перераспределение в толщах водонасыщенных пород может происходить в широком термодинамическом диапазоне и неопределенно долго после отложения осадка. Радиологические даты показывают, что в нижнекембрийских глинах Прибалтики подобного рода изменения, охватившие преимущественно породы пиритаской свиты, содержащей прослойки и слои пористых алевритов (или алевролитов, слабо сцементированных), происходили значитель-

Рис.5. График зависимости между содержанием  $K_2O$  в нижнекембрийских глинах и количеством в них глауконита



но позднее отложения осадков и являются, в сущности, эпигенетическими. Предлагаемое объяснение предусматривается только для данного случая. Несомненно, что во множестве других случаев глауконит действительно сингенетичен, или, в общем, синхронен осадкам.

Наконец, одно замечание к определению "обломочные" применительно к гидрослюдам, источник которых, по всей вероятности, следует искать в древних корях выветривания.

Гидрослюда в корях выветривания уже представляют собой тонкодисперсное новообразование. Разрушение (размыв) этих кор и перенос глинистых частиц к месту отложения далеко не тот обломочный процесс, который, например, ведет к образованию грубопластинчатых фракций, вполне сохраняющих свойства минералов исходных пород или самих исходных пород (вплоть до сохранения первичного аргонно-калиевого отношения). В глинистых фракциях существенно меняется (до его исчезновения) содержание радиогенного аргона, накопленного в исходных минералах в предшествующее время. Поэтому, как бы далеко по времени ни отстояли моменты образования коры выветривания и появления в ней глинистых минералов, ее размыва и отложения глинистых осадков на новом месте, есть все основания считать, что абсолютный возраст гидрослюд коры выветривания будет, в сущности, показателем времени седиментации перемытого тонкодисперсного материала.

#### ДАТИРОВКИ ЛАБОРАТОРИИ ИГиГ

Определение возраста калий-аргоновым методом 14 проб глин и трех проб глауконита проведено в лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР (Новосибирск) Л.В.Фирсовым. В табл. 8 показаны окончательные результаты, к которым нужно добавить несколько методических замечаний.

## Калий-аргоновые даты нижнекембрийских глин и глауконита

Лабораторный номер пробы	Материал, по которому произведена датировка	Место; положение пробы в разрезе	K <sub>2</sub> O, %	Ar <sup>40</sup> <sub>p</sub> 10 <sup>8</sup> г/г	Возраст, млн. лет
<u>Пределные даты синих глин</u>					
409I	Однородная синяя глина без глауконита	Карьер Кунда, основание видимого разреза (см.рис.1)	5,80 5,80	23,2 23,1	580 578 <u>579±1</u>
4093	То же	Там же	5,55 5,55	20,9 22,9	575 594 <u>585±10</u>
4104	" "	Ленинградская область, р.Тосно, в 3 км ниже пос.Саблино	5,45 5,45 5,45	21,4 21,5 22,1	570 573 585 <u>576±6</u>
4097	Синяя глина с глауконитом в микропрослоях алевроитов (порода в целом)	Карьер Кунда, пачка В; в 17,5 м выше видимого основания разреза	4,71 4,71	18,3 19,05	563 584 <u>574±10</u>

Таблица 8 (продолжение)

Лабораторный номер пробы	Материал, по которому произведена датировка	Место; положение пробы в разрезе	K <sub>2</sub> O, %	Ах <sup>40</sup> <sub>р</sub> 10 <sup>8</sup> Г/Г	Возраст млн. лет
<u>Пределные даты синих глин</u>					
4098	Глинистый алеврит с глауконитом (порода в целом)	Карьер Кунда, основание пачки В; в 14,5 м выше видимого основания разреза	4,59	17,7	562
			4,59	18,25	576
					<u>569±7</u>
<u>Непределные даты синих глин</u>					
4106	Однородная синевато-серая глина (возможно, пиритаская свита), без глауконита, песчанистая	Ленинградская область, село Никольское, карьер кирпичного завода	5,60	21,2	552
			5,60	20,7	540
			5,60	21,65	561
					<u>551±10</u>
4105	То же	Ленинградская область, в районе села Антропшино	5,06	18,95	546
			5,06	18,5	535
			5,06	19,8	566
					<u>549±15</u>
4103	" "	Ленинградская область, р.Тосно, в 100 м ниже устья ручья Саблинка	5,61	20,6	538
			5,61	21,3	554
			5,61	19,8	519
					<u>537±17</u>

Таблица 8 (продолжение)

Лабораторный номер пробы	Материал, по которому произведена датировка	Место; положение пробы в разрезе	K <sub>2</sub> O, %	$\frac{Ar^{40}}{P}$ 10 <sup>8</sup> г/г	Возраст, млн. лет
Непредельные даты синих глин					
4096	Синяя глина с незначительным (1,3%) количеством глауконита, песчанистая	Карьер Кунда, средняя часть пачки В; в 17,5 м выше основания разреза	4,99	18,95	554
			4,99	18,3	536
			<u>545±9</u>		
4092	Синяя глина с микропрослоями алевролита, с глауконитом (до 3%)	Карьер Кунда, основание пачки В; в 14,5 м выше основания разреза	5,44	19,1	518
			5,44	18,7	507
			5,44	19,2	520
			<u>515±7</u>		
4094	Синяя глина с примесью алевроитового материала, с глауконитом (около 2,7%)	Карьер Кунда, верх пачки В; в 13 м выше основания разреза	5,41	18,9	516
			5,41	19,7	532
			<u>524±8</u>		
4095	То же, содержание глауконита около 9,8%	Там же, тот же уровень разреза	4,95	16,95	505
			4,95	16,9	504
			<u>505±1</u>		
4099	Сизо-серая глина, без глауконита, с примесью песчаного материала	Разрез Курмику, р.Пирита, основание пачки Г (см.рис.1)	5,79	19,9	506
			5,79	20,65	523
			<u>515±9</u>		

Таблица 8 (окончание)

Лабораторный номер пробы	Материал, по которому произведена датировка	Место; положение пробы в разрезе	K <sub>2</sub> O, %	$\frac{Ar^{40}}{P}$ 10 <sup>8</sup> г/г	Возраст, млн.лет
Неопределенные даты синих глин					
4100	Сизо-серая глина, без глауконита, с примесью песчаного материала	Разрез Курмику, р.Пирита, верхняя часть пачки Г	6,01	20,4	501
			6,01	20,4	501
			6,01	19,9	490
					<u>497±5</u>
Глауконит					
4090	Глауконит из песчанистой глины (соответствующей пробе 4092); концентрат почти 100%-й чистоты	Карьер Кунда, основание пачки В; в 14,5 м выше основания разреза (см.рис.1)	6,85	23,4	502
			6,85	23,0	498
					<u>500±2</u>
4107	Глауконит из глинистого алеврита (соответствует пробе 4098); чистый концентрат	Там же, тот же уровень разреза	7,08	25,3	525
			7,08	25,5	528
					<u>526±2</u>
4101	Глауконит из песчанистой глины и глинистого алеврита; чистый концентрат	Там же, верхняя часть пачки В; в 20,5 м выше основания разреза	7,14	25,3	520
			7,14	23,9	498
			7,14	24,1	500
					<u>506±10</u>

Учитывая гигроскопичность материала, разную для самих глин и глауконита, мы стремились производить развеску проб в одинаковых условиях. Содержание калия в каждой пробе определено фотопламенным методом с одновременным контролем по стандартным пробам и не менее трех раз (с интервалом в одну и три недели). Частные значения отклоняются от указанных в табл.8 средних величин не более чем на  $\pm 1,5\%$  (относительно).

В аргоновых анализах использованы навески глин по 30 г, глауконита — по 5–6 г. Во избежание выбросов тонкого материала при плавлении, он смешивался с толченым кварцевым стеклом, не содержащим аргона. Для каждой пробы определения аргона проведены дважды и трижды. Контроль чистоты радиогенного аргона проводился на масспектрометре МИ-1305 двухлучевым методом при прямом напуске газа в ионный источник из герметизированной системы ампул, соединенной высокой вакуумной коммуникацией с аргоновыми установками. Заражение радиогенного аргона воздушным аргоном в большинстве случаев было не больше 15% для глин и песчаных глин; для глауконитов оно достигало в некоторых пробых (4107) 55%.

Для расчета возраста использованы константы распада калия-40: для бета-распада —  $4,68 \cdot 10^{-10}$  год<sup>-1</sup>, для К-захвата =  $0,585 \cdot 10^{-10}$  год<sup>-1</sup>.

Для глин получен почти непрерывный ряд дат от  $585 \pm 10$  до  $497 \pm 5$  млн.лет. Пять проб имеют предельные даты от  $585 \pm 10$  до  $569 \pm 7$  млн.лет, в среднем для этой группы — 577 млн.лет, или в округленном значении — 580 млн.лет. В пересчете на другую константу К-захвата это будет соответствовать 610 млн.лет в среднем что совпадает с датировкой синих глин в районе Ленинграда, по Э.К.Герлингу (см.выше). Примечательно, что две пробы из этой группы (4091 и 4093) относятся к основанию пачки А в разрезе карьера Кунда (см.рис.1), породы в которой практически не содержат глауконита, одна проба (4104) происходит из безглауконитовых глин р.Тосно, две другие (4097 и 4098) характеризуют песчаные глины и глинистые алевролиты с глауконитом пачки В разреза в карьере Кунда, в которых сам глауконит (пробы 4101 и 4107) оказывается значительно более молодым.

Вторая группа дат для глин относится к пробам из верхней части пачки Б и из пачки В в карьере Кунда (см.рис. 1), из пачки Г в разрезе Курмику и к некоторым пробам из разных пунктов Ленинградской области. Если для первой группы дат средние значения укладываются в довольно узкий интервал, не превышающий ошибки в определениях то средние значения дат второй группы равномерно распределены ме-

ду  $551 \pm 10$  и  $497 \pm 5$  млн. лет (табл. 8, неопределенные даты, все 9 проб). Трудно предполагать, что различия в датах отражают разную стратиграфическую позицию проб (четкой закономерности между датами и стратиграфическим уровнем нет). Вместе с тем большинство неопределенных дат получено для пород в пачках, содержащих алевролитовые и песчанистые микропрослой, слои и линзы, в которых концентрируется глауконит. Три пробы глауконита (см. табл. 5, пробы 4090, 4101, 4107) в общем показали близкие даты — от  $510 \pm 2$  до  $526 \pm 2$  млн. лет, в среднем —  $510 \pm 10$  млн. лет. В пересчете на другую константу  $K$ -захвата калия-40 это соответствует около 535 млн. лет. Таким образом, наша датировка глауконита из пород карьера Кунда хорошо соответствует датам глауконита из нижнекембрийских отложений, полученным Н.И. Полевой.

Остается сделать вывод, что нижнекембрийские глаукониты имеют один и тот же калий-аргоновый возраст в пределах всего ареала распространения лонтоваской и пиритаской свит, и этот возраст соответствует рубежу среднего и позднего кембрия и позднему кембрию (при верхней границе кембрия в геохронологической шкале около 480 млн. лет, по константе  $0,585 \cdot 10^{-10}$  год<sup>-1</sup>). Пять неопределенных дат (из девяти) для глин и песчанистых глин лежат в интервале от  $524 \pm 8$  до  $497 \pm 5$  млн. лет и четко сопоставляются с датами глауконитов.

Таким образом, имеется большая группа дат (вместе с определениями Н.И. Полевой), которая показывает какие-то существенные нарушения калий-аргонового баланса в нижнекембрийских породах в позднекембрийское время. Вероятнее всего сопоставить это с эпигенетическим образованием глауконита в породах лонтоваской и главным образом пиритаской свит в позднем кембрии, а не считать глауконит сингенетическим. В противном случае просто невозможно найти приемлемое объяснение тому несомненному факту, что глаукониты в нижнекембрийских породах, откуда бы они ни происходили (Эстония, Ленинградская область, Белоруссия и т.д.), датируются калий-аргоновым методом однозначно, во всяком случае разброс дат не выходит за пределы ошибок анализа.

Не предвещая возможных в дальнейшем толкований этого феномена, обратим внимание на то обстоятельство, что именно средне-верхнекембрийские отложения Прибалтики менее всего достоверны. Особенно это касается пород, условно относимых к верхнему кембрию. Ряд авторов вообще считают, что на поздний кембрий приходится перерыв в осадконакоплении. Следовательно, даты глауконитов, соответствующие этому времени, получают определенное историко-геологическое объяснение, если принять эпигенез глауконита реальным в континентальных условиях.

Наконец, предельные даты синих глин (в наших определениях и по Ю.К. Герлингу) показывают, что нижняя граница кембрия в геохронологическом отношении

гической шкале не может быть выше 580 (или 605, по другой конст- те) млн.лет и, очень вероятно, должна быть опущена до 585 - 590 (или 610 - 615) млн.лет. Это подтверждается датировкой, по все вероятности, сингенетичных глауконитов из нижнекембрийских отло- ний Сибирской платформы.

### Л и т е р а т у р а

- Браун Г. 1955. Рентгеновские методы определения и кристаллическ- строение минералов глин. М., ИЛ.
- Викулова М.Ф. 1949. Исследование минералогического состава глин под электронным микроскопом. - Сов.геология, № 39.
- Викулова М.Ф. 1952. Электронномикроскопическое исследование гли М., Госгеолиздат.
- Горянский В.Ю. 1969. Беззамковые брахиоподы кембрийских и ордо- викских отложений северо-запада Русской платформы. Л., "Недра
- Давыдова Т.Н. 1964. К стратиграфии отложений между синими глина и пакедорскими слоями северной части Советской Прибалтики. Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Кала Э.А., Менс К.А., Ундрице Л.А. 1962. Стратиграфическая хара- теристика разреза скважины Пярну. - В сб.: Геология палеозоя Труды Ин-та геол. АН ЭССР, вып.Х.
- Карпова Г.В. 1968. О составе гидрослуд осадочного генезиса.- Минерал. сб.Львов.ун-та, 22, № 3.
- Келлер Б.М. 1968. Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). М., МГУ.
- Котельников Д.Д. 1965. Зависимость морфологии частиц гидрослудч и каолинита от литологических особенностей и степени постсед- ментационных изменений древних осадочных пород морского прои- хождения - Докл. АН СССР, т. 160, № 2.
- Ломтадзе В.Д. 1958. Физико-химические свойства нижнекембрийских глин северо-западной окраины Русской платформы. - Зап.Ленинг- горн. ин-та, 34, вып.2.
- Лоог А.Р. 1964. О литологии тискреской свиты. - В сб.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин, Изд-во АН ЭССР.
- Лоог А.Р., Менс К.А., Мюррисепп К.К. 1966. О границе лонтоваской и пиритаской свит нижнекембрия Прибалтики. - Изв.АН ЭССР, серия физ.-мат. и техн., т. 15, № 2.
- Николаева И.В., Кляровский В.М., Григорьева Т.Н., Бородаевская : 1969. Влияние эпигенетических процессов на структурно-химиче- ские особенности и абсолютный возраст глауконита. - Докл. АН СССР, т. 185, № 2.

- Полевая Н.И. 1961. Материалы для составления последокембрийской шкалы абсолютной геохронологии. - Труды IX сессии Комис. по абс. возр. геол. формаций. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Полевая Н.И., Мурина Г.А., Спрингсон В.Д., Казаков Г.А. 1960. Определение абсолютного возраста осадочных и вулканогенных формаций. - В сб.: Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций. М., Изд-во АН СССР.
- Полканов А.А., Герлинг Э.К. 1960. Геохронология докембрия Балтийского щита. - В сб.: Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций. М., Изд-во АН СССР.
- Рейер А.Х. 1965а. Рентгенографическое исследование кембрийских глин Эстонской ССР. - Труды Таллин. политехн. ин-та, А, 221.
- Рейер А.Х. 1965б. Минералогические особенности кембрийских глин Эстонской ССР. - Там же.
- Рейер А.Х. 1967. Аутигенные минералы в глинах лонтоваской свиты. - Там же, А, 246.
- Сахибгареев Р.С., Питкевич В.Т. 1969. О природе гидрослюдя на примере древних кор выветривания и отложений осадочного чехла Западно-Сибирской низменности. - Докл. АН СССР, т.185, № 2.
- Соколов Б.С. 1965. Древнейшие отложения раннего кембрия и сабеллитидиты. - Всес. симпозиум палеонтологии докембрия и раннего кембрия (тезисы докладов). Новосибирск, Сибирское отделение, изд-во "Наука".
- Уивер Ч.Е. 1962. Эффект и геологическое значение "фиксации" калия набухающими глинистыми минералами, образовавшимися из мусковита, биотита, хлорита и вулканогенного материала. - В кн.: Вопросы минералогии глин. М., ИЛ.
- Успенский Н.А. 1941. "Синяя" кембрийская глина окрестностей Ленинграда. - Зап. Всес. мин. об-ва, 70, № 2.
- Фирсов Л.В. 1959. Очерк околожилльных изменений в золоторудных месторождениях Яно-Кольмского пояса. - Труды ВНИИ-1, геология, вып. 53. Магадан.
- Фирсов Л.В. 1963. Источники и особенности шлихового пирита в Яно-Кольмском золотоносном поясе. - В сб.: Формирование рельефа рыхлых отложений и россыпей Северо-Востока СССР. - Труды СВКНИИ СО АН СССР, вып. 3. Магадан.
- Хазанович К.К. 1968. О некоторых спорных вопросах в стратиграфии кембрия Ленинградской области и Северной Прибалтики. - Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Henningsmoen G. 1956. The Cambrian of Norway. - El sistema cambri-co, su paleogeografia y el problema de su base. Part 1: Europa, Africa, Asia. XX Congreso Geologico International. Mexico.

- Ópic A.A. 1956. Cambrian (Lower Cambrian) of Estonia. - El sistema cambriaco, su paleogeografía y el problema de su base. Part 1: Europa, Africa, Asia. XX Congreso Geológico Internacional, México.
- Weaver C.E. 1953. A lath-shaped non-expanded dioctahedral 2:1 clay mineral. - Amer. mineralog., 38, pp.279-289.
- Weaver C.E. 1968. Relations of composition to structure of dioctahedral 2:1 clay minerals. - Clay and clay minerals, 16, no 1.

Введение . . . . .	5
Николаева И.В., Сенин Ю.М., Голубова Г.А. Фациальная изменчивость аутигенных силикатов в связи с особенностями осадконакопления на шельфе Западной Африки . . . . .	7
Николаева И.В., Бородаевская З.В., Сухаренко А.В., Голубова Г.А., Зеркалова М.И. Минералы группы глауконита в ордовикских отложениях юга Сибирской и северо-запада Русской платформ. . . . .	52
Николаева И.В., Ковалева Л.Т., Сухаренко А.В. Эволюция химического состава и классификация минералов группы глауконита. . . . .	81
Николаева И.В., Симонова В.И., Сенин Ю.М. Распределение бора в современных аутигенных силикатах . . . . .	112
Николаева И.В., Симонова В.И., Бородаевская З.В. Бор в ордовикских минералах группы глауконита. . . . .	124
Корнева Т.А., Николаева И.В. Термические исследования глауконита и зернистых аутигенных глауконитоподобных силикатов. . . . .	132
Лебедев Ю.Н. Особенности распространения рифейских и нижнекембрийских глауконитов Учуро-Майского района. . . . .	145
Фирсов Л.В., Николаева И.В., Лебедев Ю.Н., Солнцева С.М. Состав, происхождение и абсолютный возраст слюдястых минералов синих глин нижнего кембрия Прибалтики. . . . .	165

Foreword . . . . .	5
Nikolaeva I.V., Senin Yu. M., Golubova G.A. Facies changes of authigenic silicates in connection with peculiarities of sedimentation on the shelf of West Africa . . . . .	7
Nikolaeva I.V., Borodaevskaya Z.V., Sukharenko A.V., Go- lubova G.A., Zerkalova M.I. Minerals of glauconite group in Ordovician deposits in the south of Siberian and the north-west of Russian platforms. . . . .	52
Nikolaeva I.V., Kovaljova L.T., Sukharenko A.V. Evolution of chemical composition and classificatin of glauconite group minerals. . . . .	81
Nikolaeva I.V., Simonova V.I., Senin Yu.M. Distribution of boron in recent authigenic silicates. . .	112
Nikolaeva I.V., Simonova V.I., Borodaevskaya Z.V. Boron in Ordovician minerals of glauconite group . . . .	124
Korneva T.A., Nikolaeva I.V. D.T.A. investigations of glauconite and of granular authigenic minerals similar to glauconite . . . . .	132
Lebedev Yu N. Peculiarities of distribution of Riphey and early Cambrian glauconites in Uchuro-Majsk region. . . . .	145
Firsov L.V., Nikolaeva I.V., Lebedev Yu.N., Solnzeva S.M. Composition, genesis and absolute age of mica minerals of blue claiés from early Cambrian of Pribaltica. . . .	165

Фациальная изменчивость аутигенных силикатов в связи с особенностями осадкообразования на шельфе Западной Африки. Николаева И.В., Сенин Ю.М., Голубова Г.А. "Глауконит в современных нижнепалеозойских и докембрийских отложениях", 1971.

Особенности осадконакопления на шельфе Западной Африки обуславливаются, во-первых, влиянием Африканского континента как источника сноса, определяющего количество и качество поступающего в осадок материала, во-вторых, — скоростью испарения и циркуляцией шельфовых и подъемом глубинных вод, регулирующих физико-химические особенности морской среды и ее биологическую продуктивность. Аутигенные силикаты, как и терригенные компоненты вмещающих их осадков, обнаруживают четкую климатическую зональность — триоктаэдрические минералы тяготеют к экваториальной зоне, а диоктаэдрические — к аридным тропическим и умеренным климатическим зонам. Таким образом, глауконит имеет зональное и биполярное распределение. Устанавливаются седиментационные изменения зерен глауконита и других аутигенных силикатов, когда они попадают в среду, неблагоприятную для их сохранения.

Библ. 51 назв., 12 табл., 8 илл.

Минералы группы глауконита в ордовикских отложениях юга Сибирской и северо-запада Русской платформ. Николаева И.В., Бородаевская З.В., Голубова Г.А., Сухаренко А.В., Зеркалова М.В. "Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях", 1971.

Сравнительное изучение минералов группы глауконита показало, что в ордовикских отложениях северо-запада Русской платформы распространены типичные глаукониты, а на юге Сибирской платформы — минералы переходного типа, селадониты — глаукониты. Высказывается мнение о формировании их в осадках разных климатических зон и возможности использования аутигенных силикатов в качестве палеоклиматических индикаторов. Дается морфогенетическая классификация зерен минералов группы

глауконита, для каждого типа отмечаются характерные признаки их седиментационных и эпигенетических изменений, либо отсутствие всяких изменений. В последнем случае зерна считаются первичными аутигенными неизменными. Такие зерна рекомендуется использовать для определения абсолютного возраста осадочных отложений. Указываются закономерности распространения разных типов зерен минералов группы глауконита, их рентгеновские характеристики и химический состав.

Библ. 15 назв., 4 табл., 7 илл.

УДК 549.905.1 + 549.623.5 + 551.8

Эволюция химического состава и классификация минералов группы глауконита. Николаева И.В., Ковалева Л.Т., Сухаренко А.В. "Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях", 1971.

На основании сравнительного изучения глауконитоподобных минералов в современных, нижнепалеозойских, вендских и рифейских отложениях устанавливаются три минерала, объединяемых в группу глауконита. Зерна этих минералов делятся на первичные неизменные и измененные.

Только первичные неизменные зерна слагаются собственно минералами группы глауконита; в процессе седиментационных и эпигенетических изменений они замещаются другими минералами.

Характеристика минералов группы глауконита дается по рентгеновским, ИК-спектроскопическим и химическим анализам. Это диоктаэдрические минералы с однослойной слюдной структурой. Основные различия этих минералов определяются тремя элементами: трехвалентным железом, алюминием и магнием, число которых в октаэдрическом слое достигает единицы и более на элементарную ячейку. Уточняются диагностические признаки этих минералов. Рассматриваются закономерности изменения химического состава зерен разновозрастных и эволюции состава разновозрастных минералов группы глауконита.

Библ. 35 назв., 7 табл., 1 илл.

Распределение бора в современных аутигенных силикатах. Николаева И.В., Симонова В.И., Сенин Ю.М. "Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях", 1971.

Современные аутигенные морские силикаты имеют более высокие концентрации бора, чем терригенные глинистые минералы во вмещающих отложениях, и обладают избирательной способностью концентрировать бор в зависимости от строения их кристаллической решетки. Наибольшей способностью концентрировать бор обладает глауконит. Копролитоподобные глинистые комочки имеют такие же содержания бора, как глинистая фракция вмещающих осадков.

Оценка содержаний бора в различных силикатах проводится на основании статистического анализа цифр.

Библ. 26 назв., 5 табл., 3 илл.

Бор в ордовикских минералах группы глауконита. Николаева И.В., Симонова В.И., Бородаевская З.В. "Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях", 1971.

Проводится статистический анализ цифр содержаний бора в ордовикских минералах группы глауконита. Сделан вывод о том, что основные различия в содержаниях бора в аутигенных силикатах определяются их структурно-химическими особенностями, а также соленостью вод бассейна, в котором эти минералы возникали.

Библ. 7 назв., 7 табл., 1 илл.

Термические исследования глауконита и зернистых аутигенных глауконитоподобных силикатов. Корнева Т.А., Николаева И.В. "Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях", 1971.

В статье приведены результаты термического исследования глауконитов различного возраста и зернистых глауконитоподобных минералов. Установлено, что все глаукониты по термическим свойствам делятся на две группы: с двумя и с тремя эндотермическими эффектами на кривых ДТА. Первые два эндотермических эффекта с максимумами при температуре 140 и 480–580°C связаны с потерей адсорбированной и гидроксильной воды и соответственно характерны для кривых нагревания всех глауконитов, третий эндотермический эффект при температуре 880–970°C отсутствует у глауконитов с совершенной структурой политипа 1М и присутствует в измененных (монтмориллонитизированных) глауконитах. Характер первого и второго эндотермического эффекта и связанная с ними потеря веса, определенная по термогравиметрической кривой, различен у глауконитов в зависимости от их возраста и совершенства их структуры. Третий эндотермический эффект, связанный с разрушением структуры и не сопровождающийся потерей веса с увеличением возраста глауконита (только у измененных зерен), проявляется более четко.

Библ. 21 назв., 1 табл., 5 илл.

УДК 551.72 + 550(571.56)

Особенности распространения рифейских и нижнекембрийских глауконитов Учуро–Майского района. Лебедев Ю.Н. "Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях", 1971.

Приводится описание 10 уровней проявления глауконитов в верхнепротерозойских и нижнекембрийских отложениях изучаемого района. Среди этих глауконитов по внешним признакам различаются четыре основных типа: голубовато-зеленые, зеленые и светло-зеленые, травяно-зеленые, сине-зеленые. Выяснилось, что каждый тип глауконита ассоциируется с небольшим числом литологических разновидностей пород или связан только с одной из них. Кроме того, установлено, что определенный тип глауконита в своем распространении ограничен хронологическими рамками. Голубовато-зеленые глаукониты свойственны больше для отложений нижней трети среднего рифея; глаукониты второго типа характерны в основном для отложений верхнего рифея; травяно-зеленые глаукониты встречаются чаще в породах верхней части среднего рифея и верхнего рифея; четвертый тип глауконита отмечается

в широком диапазоне, но максимальное распространение имеет в верхнем рифее и нижнем кембрии.

Библ. 8 назв., 1 табл.

УДК 550.93 + 549.62I.5 + 55I.732.2

Состав, происхождение и абсолютный возраст слюдястых минералов синих глин нижнего кембрия Прибалтики. Фирсов Л.В., Николаева И.В., Лебедев Ю.Н., Солнцева С.М. "Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях", 1971.

Приведены данные рентгенографии и химико-аналитические для слюдястых минералов синих глин. Выделено два типа гидрослюд, для которых предполагается обломочное происхождение, связь с древними корами выветривания. Глауконит в нижнекембрийских породах либо сингенетичен, но в последующем изменен (первое объяснение), либо вообще представляет собой эпигенетическое образование. Калий-аргоновым методом датировано 14 проб глин и три пробы глауконита. Предельные даты для глин в среднем около 580 млн. лет ( по  $0,585 \cdot 10^{-10} \text{ л} \cdot \text{г}^{-1}$  для K-захвата калия-40), что подтверждает более ранние определения возраста синих глин (Э.К.Герлинг). Значительная часть проб глин датирована в диапазоне от 550 до 500 млн. лет (возможно, эпигенетические преобразования пород), глаукониты - от 525 до 500 млн. лет.

Датировка глауконитов повторяет более ранние определения их возраста (Н.И.Полевая) и показывает, что в обширном ареале распространения нижнекембрийских отложений (Эстония, Ленинградская область, Белоруссия) глауконит практически синхронен в своем эпигенетическом образовании или преобразовании.

Библ. 29 назв., 8 табл., 5 илл.

**ГЛАУКОНИТ В СОВРЕМЕННЫХ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ  
И ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ**

**Утверждено к печати Институтом геологии  
и геофизики Сибирского отделения АН СССР**

Редактор Л.В.Миракова  
Технический редактор С.Г.Тихомирова

Подписано к печати 28/У1 1971 г. Формат 60 x 90 1/16  
Уч.изд.л. 11,9. Усл.печ.л. 12,75. Тираж 800 экз.  
Т-10615. Бумага № 1. Тип.зак.№ 426

Цена 1 руб. 19 коп.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука". Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
1-я типография Издательства "Наука". Ленинград, В-34,  
9-я линия, 12

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
20	1 св.	обр. 1063	обр. 655
20	3 св.	обр. 655	обр. 1063
23	1 колонка, 6 сн.	2011	2011
23	1 колонка, 14 сн.	135	135
31	9 сн.	книги	статьи
34	11 сн.	и трехвалентного железа.	и самыми высокими трех- валентного железа.
35	1 колонка, 9 св.	112	112
84	5 св.	в двухвалентном железе.	и двухвалентного железа.
124	16 сн.	Смирновой	Симоновой
166	15 св.	Люлатистские	Люкатистские
171	4 св.	593	539
178	10 св.	I типа	типа

Глаукоцит в современных. . .