

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

**КРИСТАЛЛОХИМИЯ
И ПАРАГЕНЕЗЫ
МИНЕРАЛОВ
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД**

НОВОСИБИРСК—1975

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

КРИСТАЛЛОХИМИЯ
И ПАРАГЕНЕЗЫ
МИНЕРАЛОВ
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК—1975

Сборник статей коллектива авторов посвящен изложению результатов изучения кристаллохимии и минералогии глауконита и его парагенезов с тесно ассоциирующимися хлоритами и монтмориллонитами в связи с другими минералами осадочных пород. На основе парагенезов устанавливается фациальная зональность аутигенных силикатов, позволяющая различать их первичные (собственно аутигенные) и вторичные (аллотигенные, т.е. перемытые на месте, и терригенные, перемытые из более древних отложений) скопления. Приводятся результаты изучения силикатов из современных и древних морских отложений химическими и физическими методами (электронный парамагнитный резонанс, инфракрасная спектроскопия, рентген, изотопный возраст и др.).

Книга может быть интересной для литологов, минералогов и геохимиков, изучающих осадочные отложения.

Ответственный редактор канд.геол.-мин. наук Занин Ю.Н.

Печатается по решению Секции стратиграфии, тектоники, литологии и осадочных полезных ископаемых Ученого совета Института геологии и геофизики СО АН СССР

© Институт геологии
и геофизики СО
АН СССР, 1975

Сборник статей посвящен одному из новых направлений в литологии – анализу парагенезов минералов осадочных пород с аутигенными силикатами – глауконитом, хлоритом и монтмориллонитом, а также минералогии этих силикатов, кристаллохимии глауконитов и решению на этой основе некоторых вопросов палеогеографии и стратиграфии современных донных осадков океана, а также отложенных мезозоя, нижнего палеозоя и венда.

Вопрос о парагенезах минералов осадочных пород изучен совершенно недостаточно и на практике их выделение встречает большие трудности. Тем не менее исследование парагенезов осадочных минералов представляется чрезвычайно важным как для выяснения генезиса отдельных минералов, в частности аутигенных силикатов, так и для выяснения общих особенностей состава, строения и условий образования осадочных формаций. Элементами парагенетического анализа, затрагиваемыми в сборнике, являются диагностика сосуществующих минералов, морфология силикатных микроконкреций и их стадийные взаимоотношения с другими минералами. Только после таких наблюдений удастся различать микроконкреции силикатов аутигенного, аллотигенного и терригенного происхождения. В статьях, посвященных анализу парагенеза минералов хлорит – монтмориллонит – глауконит (Каплан М.Е., Николаева И.В., Сенин Ю.М.) уточняется диагностика этой сложной группы смешанно-слоистых (или разбухающих) минералов, условия их образования и преобразования на стадиях седиментации и катагенеза. Авторы подчеркивают большую роль ассоциации аутигенных минералов хлорит-монтмориллонит-глауконит как индикатора лагунно-дельтовой обстановки в отложенных современного и мезозойского возраста и отмечают климатическую изменчивость аутигенных силикатов по химическому составу. В поверхностных слоях донных осадков шельфа северо-западной Африки выявлена реликтовая, очевидно, миоценовая ассоциация этих минералов. Устанавливается также широкое распространение в донных осадках океана реликтовых и терригенных глауконитов. В статьях, посвященных анализу парагенеза минералов в связи с аутигенными и терригенными глауконитами авторы (Николаева И.В., Бородаевская З.В., Черепанова В.А., Сагындыков К.С.) доказывают, что аутигенные глаукониты в породах нижнего палеозоя и венда (район

р.Подкаменная Тунгуска, Алдан, Юдома, Мая на Сибирской платформе, а также в Тянь-Шане) распространены гораздо меньше, чем фиксировалось до сих пор, поскольку за аутигенные принимались обычно как перемытые на месте (аллотигенные), так и перемытые из более древних отложений (терригенные) разновидности. Аутигенные глаукониты в разрезе приурочены обычно к одному типу пород (известняки в нижнем палеозое и доломиты в венде) и имеют однородный химический состав, тогда как терригенные и аллотигенные глаукониты приурочены к породам разного типа (песчаники, алевролиты, известняки и доломиты) и варьируют по составу даже в пределах одной пробы (если происходит смешивание аутигенного и терригенного глауконита).

Особенно результативной методика диагностики аутигенных и терригенных минералов оказалась при анализе глауконитов из пограничных отложений венда и кембрия, резко различающихся по первичному химическому составу. Выводы о генезисе глауконита подтверждаются цифрами абсолютного возраста, показавшего "удревнение" нижнекембрийских цифр по мере увеличения примеси вендского глауконита. Авторы подсчитали, что изотопный возраст нижнекембрийских глауконитов на Евразийском и Американском материках показывает сходимость с эталонной геохронологической шкалой всего для 2% проб, но и эти 2% требуют проверки, т.к. не исключено удревнение за счет примеси терригенного докембрийского глауконита.

Представляются интересными и важными исследования авторов (Щербакова М.А., Истомин В.Е., Николаева И.В.) по распределению трехвалентного железа в минералах группы глауконита, установленные методом ЭПР, который может быть рекомендован как для диагностики минеральных видов, так и их генетических разновидностей (измененных и неизмененных), что необходимо учитывать при генетических выводах, а также при выборе реперных проб для определения абсолютного возраста.

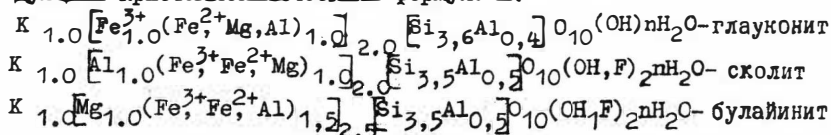
Важные выводы получены М.Ю. Каменевой по методикам препарирования глауконитовых зерен для изучения морфологии его частиц и кристаллической структуры минералов под электронным микроскопом. Автором установлена мономинеральность зерен глауконита и отсутствие дополнительной перекристаллизации в связи с про-

цессами катагенетического и гипергенного преобразования пород.

Э.Я. Сердюк, Н.П. Запивалов, С.М. Яшина приводят данные о фиксации глауконитом тяжелых битумов при насыщении ими пород или при прохождении через них нефти. В толще мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты. Это обстоятельство может быть использовано при изучении путей миграции нефти, определении контуров залежей и ее ВНК.

ФОРМЫ ВХОЖДЕНИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ Fe^{3+}
 В МИНЕРАЛАХ ГРУППЫ ГЛАУКОНИТА ПО ДАННЫМ ЭПР
 И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ДИАГНОСТИКИ
 НЕИЗМЕНЕННЫХ И ИЗМЕНЕННЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ МИНЕРАЛОВ

В предлагаемой работе обсуждаются результаты исследования глауконита по спектрам ЭПР. Исследование проведено с целью выявления по этим спектрам характерных структурных особенностей, связанных с вариациями состава и проявлением вторичных наложенных процессов. Изучено около 100 мономинеральных образцов, имеющих слюдяную структуру политапа $1M-1M_d$ и отвечающих составу трех основных видов минералов группы глауконита (Николаева, 1971): железистому (Fe^{3+}), алюминиевому и магниевому, для каждого из которых характерно преимущественное заселение октаэдрической позиции одним из указанных катионов, составляющих половину и более общей суммы октаэдрических катионов слюды диоктаэдрического типа, т.е. около 1,0 формульной единицы (ф.е.). С изменением состава октаэдрических катионов наблюдаются изменения в соотношениях тетраэдрических катионов, а также анионов, главным образом — OH^- и F^- : так, в целом железистые минералы характеризуются относительно повышенным кремнием при более низком содержании тетраэдрического алюминия, а алюминиевые и магниевые — относительно повышенным содержанием фтора. Максимальные содержания фтора до 1,8% (или 0,4 ф.е.) характерны для магниевых минералов. Средние составы трех рассматриваемых видов минералов группы глауконита могут быть выражены следующими кристаллохимическими формулами:



Спектры ЭПР, исследованные на частоте 9,8 КМГц при комнатной температуре, содержали следующие системы линий:

1. Широкая асимметричная линия с g -фактором $g = 2,0$ и полушириной 1000–1800 эрст.
2. Одиночная линия с g -фактором $g = 4,3$ с полушириной $\Delta H \sim 100$ эрст.

3. Одиночная узкая линия ($\Delta H \sim 5$ эрст.) с g - фактором $g = 2,003$.

4. Система из шести эквидистантных линий с расщеплением ~ 90 эрст. и эффективным g - фактором $g = 2,00$.

Широкая линия с $g = 2,0$, присутствующая во всех образцах, обусловлена комплексами трехвалентного железа $Fe^{3+}(I)$ в областях с высокой локальной концентрацией.

Одиночная линия с g - фактором $g = 4,3$, как показано в работах, обусловлена одиночными комплексами $Fe^{3+}(II)$ в областях с существенно меньшей локальной концентрацией. Одиночная узкая линия с g - фактором $g = 2,003$ наиболее вероятно обусловлена присутствием в структуре вакансий одновалентного аниона - фтора. В результате воздействия естественного радиоактивного фона такая вакансия захватывает электрон и соответственно проявляется в спектре ЭПР как F - центр. Система из шести эквидистантных линий с характерным расщеплением ~ 90 эрст. и g - фактором 2,00 является проявлением Mn^{2+} , содержащегося в структуре глауконита как микропримесь. В некоторых глауконитах проявляется дополнительная сложная система линий в области значений g - факторов от 3,5 до 2,5. Наиболее вероятно, что эти линии обусловлены также одиночными (но другими по структуре) комплексами трехвалентного железа, которые будем в дальнейшем обозначать как $Fe^{3+}(III)$. Спектроскопические параметры этих комплексов отвечают случаю промежуточных значений начальных расщеплений.

Для качественной характеристики соотношения "дисперсного" Fe^{3+} к "агрегированным" формам Fe^{3+} исследуемых образцов нами использован следующий параметр, определяемый из спектров ЭПР:

$$K = \frac{A(Fe^{3+}(II))}{A(Fe^{3+}(I))}$$

где $A(Fe^{3+}(II))$ - амплитуда линии с $g = 4,3$ и $A(Fe^{3+}(I))$ - амплитуда широкой линии с $g = 2,0$.

По спектрам ЭПР также оценивалась интенсивность (по амплитуде) узкой линии F - центра.

Величина K отчетливо уменьшается от 1,5 до 0 от аллювиальных и магнетиальных разностей к железистым. Минимальные значения K отмечаются в глауконитах из современных осадков, а также из нижнепалеозойских красноцветных терригенно-карбонатных отложений. Интенсивность линии $Fe^{3+}(II)$, наоборот, снижается от алю-

минералов к магнезиальным и железистым. Таким образом, по соотношению интенсивностей линий от $Fe^{3+}(I)$ и $Fe^{3+}(II)$ в минералах группы глауконита различаются три типа спектров, отвечающие их разному химическому составу: 1) алюминиевому, 2) магнезиальному и 3) железистому.

В алюминиевых минералах (рис. 1, 2) величина K колеблется от $1/5$ до $3/2$, т.е. в целом ряде минералов интенсивность линии от $Fe^{3+}(II)$ выше или сравнима с интенсивностью линии от $Fe^{3+}(I)$. Лишь в одном образце величина K оказалась равной $1/10$.

Кроме линии от $Fe^{3+}(II)$ наблюдается дополнительная система линий, обозначенная нами условно как $Fe^{3+}(III)$, также отвечающая малой локальной концентрации железа. Вполне четкой зависимости появления $Fe^{3+}(III)$ — линий от среднего химического состава минерала не наблюдается, однако, можно определенно сказать, что эти линии никогда не фиксируются в максимально железистых минералах. Они в большинстве случаев, но не всегда, проявляется в алюминиевых минералах переходного состава — от алуминиевых к магнезиальному и железистому.

В магнезиальных минералах (рис. 3, 4) группы глауконита величина K колеблется в сравнительно узких пределах: от $1/2$ до $1/5$, причем, отношение $1/2$ характерно для алюминиевых разновидностей, а $1/4$ — $1/5$ — для железистых. Сопутствующие линии от $Fe^{3+}(III)$ характерны для этих минералов, максимальной интенсивностью они отличаются в алюминиевых разновидностях.

Железистые (Fe^{3+}) или собственно глаукониты имеют наиболее широкую интенсивную линию от $Fe^{3+}(I)$ в области $g = 2,0$; вторая линия от $Fe^{3+}(II)$ проявляется не всегда, причем, наблюдается четкая обратная зависимость в ширине и интенсивности этих двух линий: в образцах с максимальной шириной и интенсивностью линии от $Fe^{3+}(I)$ линия от $Fe^{3+}(II)$ обычно отсутствует (рис. 5–9), а если она и наблюдается, то соотношение интенсивностей линий может быть очень низким — $1/40$ — $1/36$. К таким относятся глаукониты из современных третичных и карбонатно-терригенных осадков шельфа Западной Африки, Чили-Перуанского и Фолклендско-Патагонского шельфов (рис. 5, 6). Реже такие глаукониты отмечаются среди нижнепалеозойских отложений, где они приурочены к красноцветным терригенным и карбонатно-терригенным породам (рис. 7). В сероцветных и пестроцветных терригенных и терригенно-карбонатных



Рис. 1

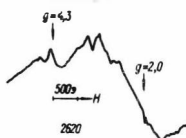


Рис. 2

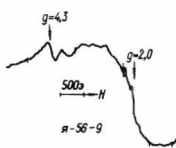


Рис. 3

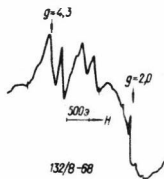


Рис. 4

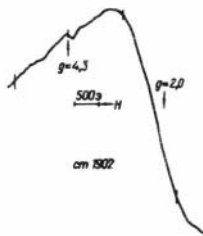


Рис. 5

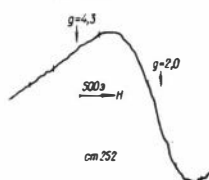


Рис. 6

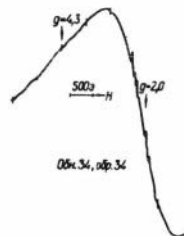


Рис. 7

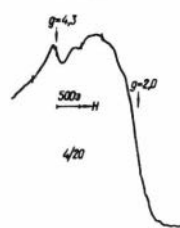


Рис. 8

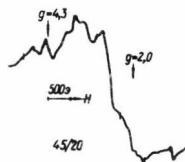


Рис. 9

породах также содержатся глаукониты, спектры которых отличаются широкой интенсивной линией от $Fe^{3+}(I)$ и узкой слабой интенсивности линией от $Fe^{3+}(II)$; величина K варьирует в широких пределах - от $1/40$ до $1/10$, изредка достигая $1/8$ - $1/4$ и в одном случае (из 50) зафиксировано отношение $1/2$ в сильно измененном глауконите (рис. 9), в котором трехвалентное железо в значительной степени замещено алюминием. Линии от $Fe^{3+}(III)$ проявляются редко.

В измененных минералах группы глауконита, как правило, отмечалась линия от $Fe^{3+}(III)$, независимо от первичного химического состава минералов (рис. 2, 4, 9). Однако, максимальная интенсивность системы линий от $Fe^{3+}(III)$ характерна для минералов алюминиевого ряда и алюминиевых разновидностей минералов магниевого ряда (рис. 2, 4).

Наряду с линиями от $Fe^{3+}(III)$ в измененных минералах группы

глауконита, содержащих фтор, появляется линия, обусловленная захватом электроном вакантной позиции фтора, т.е. F-центром. Интенсивность линии F-центра прямо пропорциональна общему содержанию фтора, а также степени вторичного изменения минерала. Наиболее четко он проявляется в магниевых минералах — булайинитах. Два типа дефектов (линии от $Fe^{3+}(Ш)$ и F-центр) могут наблюдаться как совместно, так и порознь, причем совместно наиболее четко они фиксируются в минералах алюминиевого и магниевого рядов. В измененных железистых минералах может проявляться одна из этих линий, в малофтористых и безфтористых высокожелезистых разновидностях — ни одна из них не проявляется. По-видимому, комплексы $Fe^{3+}(Ш)$, которые могут возникать в процессах вторичного изменения глауконита, в высокожелезистых глауконитах не реализуются. Эти же высокожелезистые глаукониты характеризуются предельно низкими содержаниями фтора, поэтому очевидно и F-центр в них также не реализуется. В минералах алюминиевого ряда, наоборот, линии от $Fe^{3+}(Ш)$ легко разрешаются даже в образцах, вторичные изменения которых визуально проявляются очень слабо. Однако, совсем неизмененных минералов алюминиевого ряда нам встретить до сих пор не удавалось, возможно, из-за того, что все они происходят из древних отложений — вендских, рифейских.

Для выявления возможных причин изменения спектров глаукониты подвергались кислотной и термической обработке. Для обработки взяты железистые минералы, которые по внешним признакам и спектру ЭПР можно считать неизмененными. В результате кислотной обработки удалось получить спектр с линиями от $Fe^{3+}(Ш)$, характерными для измененных глауконитов. Изменения, фиксирующиеся по спектрам ЭПР, обусловлены образованием нового, по-видимому, метастабильного комплекса трехвалентного железа, сопутствующего выносу железа из октаэдрической координации, что хорошо известно на основании химического, рентгеновского и ИК-спектрометрического исследования глауконитов, обработанных кислотой (Gastuche, 1960; Gastuche, Fripiat, 1962)

Термическая обработка неизмененных в природе минералов не меняет форму спектра минералов группы глауконита. Следовательно, спектры измененных глауконитов не фиксируют особых признаков окисления железа и дегидратации этих минералов.

Минералы, на спектрах ЭПР которых фиксируются линии от

$Fe^{3+}(III)$ показывают "омоложенный" абсолютный возраст (аргон-калиевый метод); минералы высокожелезистые, на ЭПР-спектрах которых линии от $Fe^{3+}(III)$ обычно не обнаруживаются показывают как "нормальный", так и "омоложенный" абсолютный возраст. Установление различий по спектрам ЭПР измененных и неизмененных минералов с высоким содержанием трехвалентного железа задача дальнейших исследований.

Следует подчеркнуть, что физические методы входят в широкую практику минералогических исследований, причем, они широко используются как для диагностики минералов вообще, так и минералов, измененных на разных стадиях осадочного процесса. При этом разные методы улавливают различные особенности кристаллохимии, и разные детали преобразований. Для всесторонней характеристики минералов необходим целый комплекс физических методов, существенно дополняющих друг друга. Метод ЭПР ценен тем, что он фиксирует начальную стадию изменения минералов группы глауконита, связанного с выносом из структуры трехвалентного железа, когда визуально этот процесс еще не распознается.

Выводы

1. Установлены различия спектров ЭПР минералов группы глауконита в зависимости от их первичного химического состава по соотношению интенсивности линий от $Fe^{3+}(I)$ и $Fe^{3+}(II)$, пределы которых оцениваются величиной K , равной для алюминиевых разновидностей $I/5 - 3/2$, магниевых - $I/5 - I/2$, и железистых - от нуля или $I/40$ до $I/10$; изредка отмечаются $I/8 - I/4$.

2. На спектрах ЭПР измененных вторичными процессами минералов группы глауконита отмечается дополнительный комплекс линий от $Fe^{3+}(III)$, обусловленный, по-видимому, образованием нового метастабильного комплекса, сопутствующего выносу железа из октаэдрической координации. Таким образом, спектры ЭПР свидетельствуют о том, что в измененных минералах группы глауконита распределение железа отличается большей неоднородностью, чем в первичных неизмененных.

3. На спектрах ЭПР измененных магниезиальных и алюминиевых минералов, содержащих фтор, наблюдаются дефекты структуры, связанные с образованием вакансий позиции фтора, занятой электроном, или F^- центр, который позволяет отличать измененные минералы от неизмененных.

4. Установленные методом ЭПР четкие различия измененных и неизмененных минералов важно использовать для выяснения генезиса и условий преобразования глауконита, а также выбора реперных проб для определения абсолютного возраста.

1. Вейсблут М. Структура и связь. Изд-во "Мир", М., 1969.

2. Николаева И.В. Минералы группы глауконита и эволюция их химического состава. - В кн. "Проблемы общей и региональной геологии", Новосибирск, "Наука", 1971.

Blumberg W.E. Magnetic Resonance in Biological Systems Edg: A.Ehrenberg, B.E. Malmström, T.Vännngred, Pergamon Press Ltd, London, 1967, p.119.

Dowsing R.D., Gibson J.F. - J. Chem. Phys., vol.50, 1969, p.294.

Gastuche M.C. Acid dissolution techniques as related to the structure of clay minerals, oxides and gels. Trans. Int. Congr. Soil Sci., 7-th, Madison, Wisc., 1960, 4, p. 499-501.

Gastuche M.C., Fripiat J.J. Acid dissolution techniques applied to the Determination of the structure of clay and controlled by physical methods. Science of ceramics, I, 1962, London - New York, p. 121-138.

АУТИГЕННЫЕ СИЛИКАТЫ В ОСАДКАХ ШЕЛЬФА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ АФРИКИ

При изучении аутигенных силикатов в осадках шельфа Западной Африки была прослежена климатическая зональность в распределении этих минералов (Николаева и др., 1971) и высказано предположение о биполярном распределении современного глауконита. Однако эти выводы были сделаны по результатам изучения аутигенных силикатов в осадках двух климатических зон: экваториальной и южной аридной; в северной аридной зоне эти минералы оставались неисследованными (рис. 1).

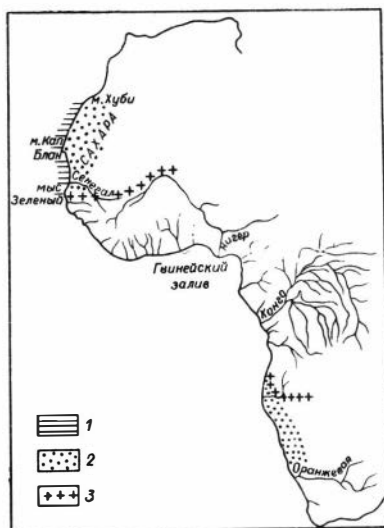


Рис. 1. 1-Район исследованных осадков. 2.- Зоны аридного климата на континенте. 3-Граница экваториальной гумидной и аридных зон.

геологии этих осадков - их несовременный возраст образования. Остатки древней фауны в осадках, а также древний изотопный возраст аутигенных силикатов позволяют думать, что образование

Представленные в настоящей работе результаты комплексного (химического, рентгеновского и инфракрасноспектроскопического) исследования аутигенных зерен из осадков шельфа северной аридной зоны Африки позволяют не только определить минералогическую природу этих новообразований, но и более полно, на примере трех климатических зон, проследить зависимость распределения глауконита и других аутигенных силикатов от климатических и физико-химических условий осадкообразования.

Кроме того в процессе исследования, главным образом на завершающем этапе, намечился еще один аспект

этих силикатов происходило еще в миоцене, а возможно и ранее, в связи с чем уместно поставить вопрос о том, наследуется ли палеогеографическая обстановка миоцена к настоящему времени и являются ли физико-химические условия морской воды и илов настоящего времени благоприятными или неблагоприятными для образования аутигенных силикатов; вполне целесообразно также выяснить, образуются ли аутигенные силикаты в настоящее время в осадках шельфа.

Материал и методика

Из более 200 проб донных осадков, собранных в экспедициях АтлантНИРО на шельфе северной аридной зоны Африки на глубинах от 20 до 200 м и подвергнутых литолого-геохимическому исследованию (Сенин, 1970-71), были отобраны пробы с содержанием аутигенных зерен более 5%. Из наиболее обогащенных аутигенными зернами средне- и мелкопесчаных фракций этих проб были получены концентраты аутигенных минералов путем электромагнитной сепарации, а также разделением в тяжелых жидкостях. Мономинеральные фракции были подвергнуты комплексному минералогическому исследованию в Институте геологии и геофизики СО АН СССР

Условия осадкообразования

Состав донных отложений и их распределение на шельфе зависят от истории его формирования во время послеледникового повышения уровня океана и от факторов современного осадкообразования, которые определяют количество и состав поступающего на шельф материала, степень его осаждения и соответственно степень захоронения современными осадками эрозионных отложений, образовавшихся при размыве пород побережья во время трансгрессии океана в плейстоцене, а также в более ранние геологические времена.

Ранее нами (Сенин, 1971) было показано, что условия современного осадкообразования на шельфе Западной Африки имеют четко выраженную климатическую зональность. Они наиболее резко различаются на шельфе аридных и экваториальной зон темпами питания терригенным материалом и его составом, а также динамическими,

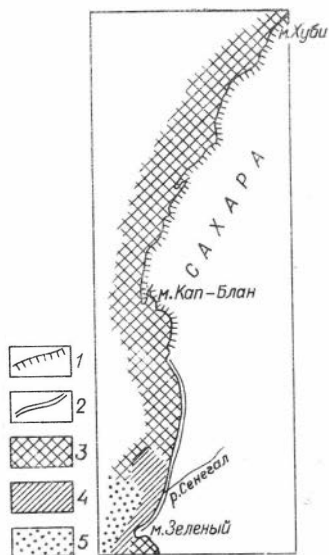


Рис. 2. Схема подъема глубинных вод. 1.Абразионные берега. 2.Лагунные берега. 3.Повторяемость подъема вод 75-100%. 4.Повторяемость подъема вод -50%, Опускания -50%. 5.Повторяемость подъема вод - 25-0%, Опускания-75-100%.

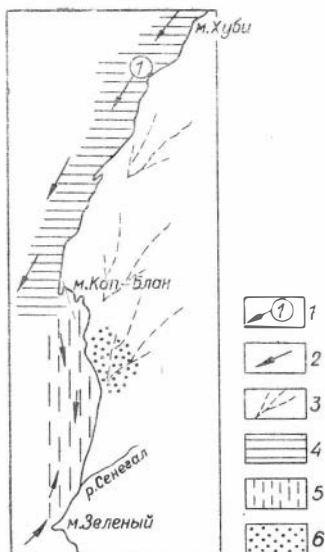


Рис. 3. Гидродинамические факторы осадкообразования. 1.Канарское постоянное течение. 2.Сезонные периодические течения 3.Направления преобладающих ветров. 4.Области умеренного до сильного волнения. 5. Области штилей и слабого волнения. 6.Незакрепленные песчаные дюны.

Таблица № I.

ТЕМПЕРАТУРА И СОЛЕНОСТЬ ПРИДОННЫХ ВОД НА РАЗНЫХ ГЛУБИНАХ ШЕЛЬФА СЕВЕРО-ЗАПАДА АФРИКИ (по Гидромедсправочнику вод, 1964)

глубина м	t°	S ‰
0	16-27 ⁰	36,75-35,5
50	15-20 ⁰	36,5-35,5
100	15-18 ⁰	36,5-35,5
200	13-15 ⁰	36,2-35,5
500	10-12 ⁰	35,6-35,1

физико-химическими и биологическими условиями среды осаждения. Осадконакопление на шельфе аридных зон имеет много сходных черт, которые определяют одинаковую направленность седиментационных процессов в их пределах, однако отдельные стороны осадочного процесса в северной аридной зоне имеют по сравнению с южной значительные отличия.

В северной аридной зоне равнинная область сноса сложена третичными и меловыми осадочными породами песчано-глинисто-известкового состава, тогда как в южной аридной зоне на возвышенном водосборе преобладают разнообразные метаморфические породы фундамента платформы (Физ.-географ. атлас, 1965). Аридный климат, дефицит влаги и отсутствие постоянной речной сети определили особенности питания шельфа северной аридной зоны терригенным материалом. Речной сток имеет локальное значение только у устья единственной постоянной речки Сенегал. Из бессточной пустыни Сахара (севернее м. Кап-Блан) терригенный материал поступает, в основном, за счет разрушения абразионных берегов (рис. 2) и дна, сложенных рыхлыми осадочными породами, многие из которых состоят из обломков раковин.

Между мысами Кап-Блан и Зелёный этот источник обломочного материала не имеет существенного значения из-за выравненных лагунных берегов (рис. 2). Из этой области значительное количество обломочного материала выносится устойчивыми северо-восточными пассатными ветрами, которые развевают распространенные на берегу подвижные дюны кварцевых песков. Особенно много пыли выносятся в океан в периоды максимального усиления ветра. В пыли преобладают частицы менее 0,01 мм, однако в небольшом количестве встречаются и более крупные (до 0,1-0,2 мм).

Хотя на водосборе Северо-Западной Африки господствует аридный климат, физико-химические условия седиментации на ее шельфе являются типично гумидными. Шельфовые воды имеют обычный для океана солевой состав (табл. 1), концентрации элементов в поровых водах (табл. 2), газовый режим и кислотнo-щелочные условия. Эти параметры шельфовых вод подвержены не только географической и сезонной изменчивости, но также и изменчивости, обусловленной подъемами холодных и богатых биогенными элементами глубинных вод, которые в некоторых районах характеризуются большой устойчивостью в течение года (рис. 3). Колебания температуры воды и

Таблица № 2.

СОДЕРЖАНИЕ Fe, Al, P В ПОРОВЫХ РАСТВОРАХ
ОСАДКОВ ШЕЛЬФА СЕВЕРО-ЗАПАДА АФРИКИ

	мкг/л	
	от - до	среднее
Fe	2,0-50,0	25,0
Al	8,0-70,0	31,0
P	93,0-570,0	350,0

солености на разных горизонтах показаны в таблице I. Придонные воды на шельфе этой зоны более теплые, чем в южной аридной и лишь немного холоднее, чем в экваториальной. Воды богаты кислотом, содержание которого уменьшается с 6 мл/л на поверхности до 1-1,5 мл/л в придонной воде на краю шельфа. Концентрации фосфатов возрастают с глубиной от 10-20 до 40-60 мкг/л, достигая максимальных величин в периоды подъема глубинных вод. Шельфовые воды имеют устойчивую слабощелочную реакцию: pH на поверхности составляет 8,2-8,3, в придонном слое на краю шельфа уменьшается до 7,9-7,8.

По физико-химическим особенностям шельфовых вод в северной аридной зоне выделяются две крупные акватории.

В первой из них, расположенной между мысами Хуби и Кап-Блан, температура воды изменяется в пределах 14-22⁰, соленость 35,7-37,0‰, концентрации фосфатов - от 10 до 50 мг/м³. Динамические условия отличаются значительной активностью, складывающейся из взаимодействия приливно-отливных течений, умеренных до сильного волнения и Канарского течения, проходящего вдоль шельфа с северо-востока на юго-запад со скоростью 25-50 см/сек. Скорости движения воды в придонном слое достигают даже на краю шельфа 20-30 см/сек (Гидрометеосправочник вод, 1964).

Шельфовые воды между мысами Кап-Блан и Зеленый более теплые (13-28⁰), соленость их ниже (34,5-36,2‰), они беднее биогенными элементами. Динамические условия седиментации здесь более спокойные из-за преобладания штилей и слабого волнения, отклонения Канарского течения в океан (рис. 3). Однако вследствие действия приливов и сезонных течений, скорости движения воды в придонном слое достигают 13-34 см/сек (Гидрометеосправочник вод, 1964).

Таким образом, современное осадкообразование на шельфе северной аридной зоны определяется аридным типом питания терригенным материалом и средой отложения гумидного типа.

Среда отложения на шельфе северной аридной зоны характеризуется по сравнению с южной менее интенсивным подъемом глубинных вод, более высокой температурой шельфовых вод, меньшим содержанием в них биогенных элементов и соответственно меньшей биологической продуктивностью. Из-за слабого поступления терригенного материала и повышенных скоростей движения воды следует ожидать медленных до "нулевых" скоростей накопления современных осадков на шельфе этой зоны и распространения реликтовых осадков (Емегу, 1969) - осадков, образовавшихся в прибрежной зоне во время голоценовой трансгрессии.

Типы донных осадков и их распределение

Мощность рыхлых осадков на шельфе северной аридной зоны Африки редко превышает, по данным сейсмического зондирования, 10 м, а на внешнем крае, расположенном на глубинах 100-110 м, их слой становится очень тонким (Тоомс et al., 1971).

На этих глубинах часто встречаются выходы твердых подстилающих пород, среди которых преобладают ракушняковые известняки. Один из образцов такового известняка, поднятого с глубин 120-160 м севернее мыса Кап-Блан, состоит из раковин и детрита окатанных обломков раковин *Ervilia* aff. *trigonula* Sok., но более вероятно, что эти раковины принадлежат *Ervilia* cf. *castanea*, распространенной в области Средиземного моря со среднего миоцена по настоящее время. По характеру сохранности этот образец миоценового или плиоценового возраста.

По вещественному составу в поверхностном слое (0-15 см) преобладают два типа осадков: 1) терригенные кварцевые мелкие пески и алевриты и 2) раковиннодетритовые известковые и сильно-известковые пески и гравийные отложения.

Терригенные осадки распространены на шельфе южнее мыса Тмирис (рис. 4). Среди них преобладают зеленоватые хорошо сортированные ($S_0 < 2,0$) мелкие пески и крупные алевриты. У устья реки Сенегал распространены мелкоалевритовые илы, образованные

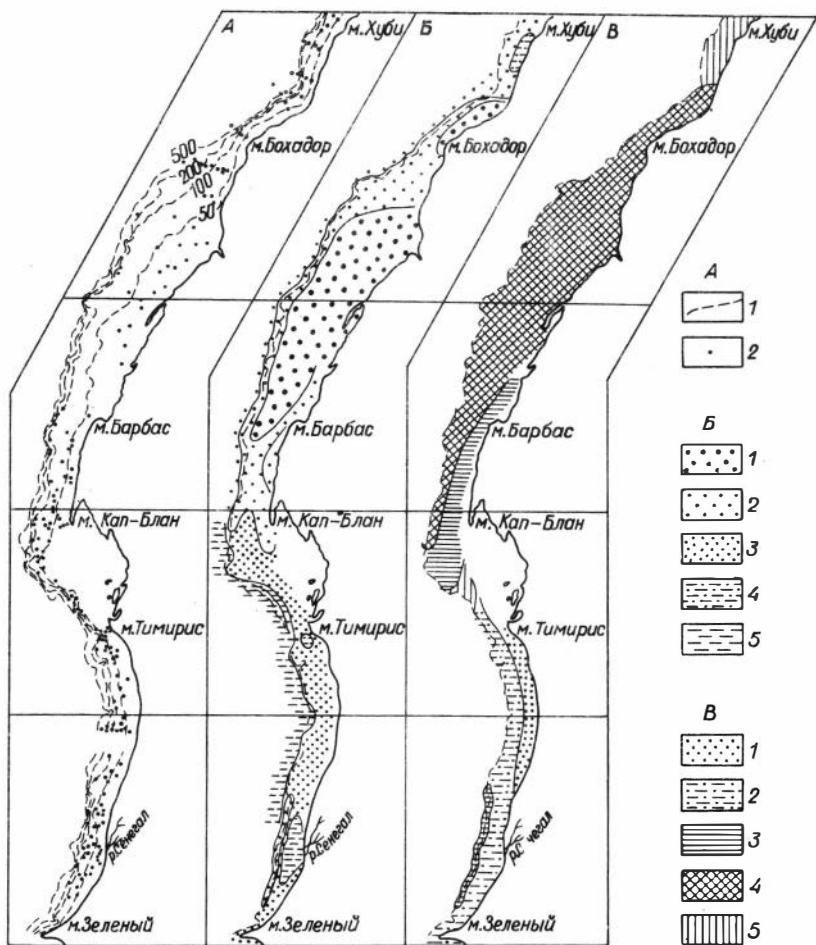


Рис. 4. Распределение типов донных осадков на шельфе северной аридной зоны Африки. А - Схема расположения станций отбора проб: 1-изобата; 2-станции. Б- Гранулометрический состав донных осадков: 1-гравийные; 2-средние пески; 3-мелкие пески; 4- крупные алевриты; 5- илы мелкоалевритовые. В - Типы донных осадков: 1 - терригенные ($< 10\% \text{ CaCO}_3$) кварцевые мелкие пески; 2 - терригенные слабо-известковистые ($10 - 30\% \text{ CaCO}_3$) кварцевые мелкие пески и алевриты; 3 - биогенно - терригенные известковистые ($30 - 50\% \text{ CaCO}_3$) пески и алевриты; 4 - биогенные раковинно - детритовые известковые пески и гравийные осадки ($> 70\% \text{ CaCO}_3$); 5 - биогенные раковинно - детритовые известковые ($50 - 70\% \text{ CaCO}_3$) пески.

из выносов реки. На краю шельфа часто залегают раковинно-детритовые пески, более крупнозернистые и более богатые органическим веществом ($I, 36\% C_{орг}$), чем осадки шельфа. Терригенные осадки сложены окатанными зёрнами кварца. Содержание в них раковинного материала не превышает 20%, тяжёлых минералов — около 1%, глинистых обычно менее 10% и до 30–40% в мелкоалевритовых илах (табл. 3). Среди глинистых минералов преобладают каолинит (35%) и монтмориллонит (35%), содержание иллита и хлорита составляет менее 20% (Сенин, 1971). Во многих осадках, особенно на краю шельфа, встречаются аутигенные глауконитоподобные зёрна. Максимальные концентрации их (5–10%) приурочены к осадкам края шельфа, где их формированию, вероятно, способствовали низкие скорости седиментации и обогащение его донных осадков органическим веществом, при разложении частиц которого возникают восстановительные микросреды.

На фациальном профиле шельфа терригенные осадки с увеличением глубины мало меняются по составу и только на краю шельфа, особенно у устья реки Сенегал (рис. 4), возрастает содержание ила и карбонатность осадков.

Раковинно-детритовые пески и гравийные отложения распространены на шельфе пустыни Сахара севернее мыса Тимирис (рис. 4). В этом типе осадков преобладающим компонентом являются окатанные различного размера обломки раковин моллюсков. Крупнозернистые осадки имеют светложелтый цвет. Средние и мелкие пески приобретают зеленоватый оттенок. Гравийные отложения преобладают на широком шельфе между мысами Боходор и Барбас, над которым проходит основной поток Канарского течения. Южнее мыса Барбас Канарское течение отклоняется в океан и на шельфе получают развитие средние и мелкие пески.

Раковинно-детритовые осадки любого гранулометрического состава сортированы так же хорошо ($S_o < 2,0$; табл. 3), как и терригенные отложения. Высокая степень гранулометрической дифференциации могла быть достигнута современными динамическими факторами или во время формирования шельфа. Источником раковинного материала могли быть породы побережья и дна соответствующего состава, а также бентосные организмы.

Состав раковинных осадков на фациальном профиле остается довольно постоянным: Md , сортировка и карбонатность сохраняют-

ся в пределах шельфа на одном уровне и только на материковом склоне резко уменьшается их зернистость.

Содержание CaCO_3 в осадках этого типа изменяется по мере уменьшения их крупности от 90 до 60% (табл. 4). Распределение органического вещества в осадках неравномерно: крупнозернистые отложения содержат менее 0,4% $\text{C}_{\text{орг}}$, в мелких песках его концентрации возрастают до 1,5% (табл. 3; Сенин, 1970-71 гг.). Это обусловлено не столько изменением зернистости осадков, сколько тем, что эти осадки распространены в высокопродуктивном районе подъема глубинных вод.

Окислительно-восстановительные условия в донных осадках шельфа северной аридной зоны находятся в тесной связи с распределением органического вещества. Северо-Сахарские бедные органикой (менее 0,5% $\text{C}_{\text{орг}}$) крупнозернистые раковинно-детритовые осадки имеют E_h обычно более +200 мв. Зеленоватые мелкие пески и алевриты южнее мыса Барбас, содержащие около 1% $\text{C}_{\text{орг}}$, являются более восстановленными и их E_h составляет менее +200 мв (Тоомс et al., 1971), pH осадков края шельфа (гл. 100-200 м) южнее м. Тимирис составляет 7,65-7,75. Содержание железа, алюминия и фосфора в поровых растворах осадков шельфа этой зоны колеблется в широких пределах (табл. 2). Если в содержании фосфора прослеживается зависимость от степени дисперсности осадков и уровня биологической продуктивности района их распространения, то содержание алюминия и железа изменяется вне связи с основными литолого-геохимическими характеристиками осадков. Отношение P/Fe изменяется в поровых водах мелких и средних песков от 18,7 до 39,8 (среднее - 25,8), а в поровых водах крупнозернистых раковинно-детритовых - составляет от 5-6 до 200 и более из-за низкого содержания железа.

Микроконкреционные силикаты

Аутигенные силикаты в осадках слагают микроконкреции размером 0,6-0,05 мм округлой, овальной или неправильной угловато-округлой формы, а также в виде слепков полостей раковин фауны (рис. 5). В отличие от рассмотренных ранее микроконкреций аутигенных силикатов из осадков шельфа юго-западной Африки, харак-

Таблица 3.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ТЕРРИГЕННЫХ ОСАДКОВ

Гранулометрические фракции (мм) и химические компоненты	мелкие пески		крупные алевриты		илы, мелкоалеврит	
	число анализ.	среднее	число анализ.	среднее	число анализ.	среднее
> 1,0	13	2,90	3	2,7		
1,0 - 0,5	13	2,56	3	1,7		
0,5 - 0,25	13	19,63	6	10,1		
0,25 - 0,1	13	50,76	8	24,5	9	3,3
0,1 - 0,05	13	24,03	8	45,4	9	11,5
0,05 - 0,01	-	-	8	13,4	9	59,0
0,01	-	-	8	7,1	9	27,1
md	13	0,17	8	0,08	9	0,025
So	13	1,71	8	1,65	9	2,03
Химический состав						
CaCO ₃	4	4,56	-	-	4	19,44
SiO ₂ аморф.	4	1,35	-	-	4	1,47
C орг.	4	0,51	-	-	4	1,72
P	4	0,02	-	-	4	0,07
Fe	4	0,55	-	-	4	2,25
Глубина распространения	18-90 м		21-94 м		20-75 м	

Таблица 4.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РАКОВИННО-ДЕТРИТОВЫХ ОСАДКОВ

Гранулометрические фракции (мм) и химические компоненты	Гравийные отложения		Крупные пески		Крупные пески края шельфа		Средние пески		Мелкие пески	
	число анализ.	среднее	число анализ.	среднее	число анализ.	среднее	число анализ.	среднее	число анализ.	среднее
> 5,0	6	5,5								
5,0 - 3,0	6	10,8								
3,0 - 2,0	6	11,0								
2,0 - 1,0	6	33,0	4	39,4	5	30,8	8	9,6	11	4,8
1,0 - 0,5	6	17,6	4	24,6	5	19,9	8	12,0	11	5,5
0,5 - 0,25	6	19,2	4	25,1	5	26,8	8	46,7	11	25,5
0,25 - 0,1	6	3,2	4	8,6	5	19,2	8	28,9	11	46,7
0,1	6	2,2	4	2,1	5	3,1	8	2,6	11	17,6
Md	6	1,34	4	0,78	5	0,62	8	0,34	11	0,21
S ₀	6	1,90	4	2,15	5	2,12	8	1,53	11	1,69
Химический состав										
CaCO ₃	3	79,6	1	79,8	3	77,8	3	78,02	6	59,54
SiO ₂ аморф.	3	1,62	1	1,67	3	1,61	3	1,67	6	1,66
C _{орг.}	3	0,33	1	0,75	3	1,36	3	0,93	6	1,72
P	3	0,06	1	0,06	3	0,05	3	0,04	6	0,09
Fe	3	0,52	1	1,24	3	0,78	3	0,59	6	0,47
Глубина распространения	31-86 м		45-87 м		102-150 м		28-100 м		41-105 м	

теризовавшихся довольно однородными формой и размером глобуль (Николаева и др., 1971), микроконкреции из осадков шельфа северо-западной Африки, примыкающей к экваториальной зоне (южная половина северной аридной зоны) очень разнообразны по форме и размерам, а также внутреннему сложению: наряду с микроагрегатным отмечается микроглобулярное (микрокомковатое или мозговидное) внутреннее сложение микроконкреций, строение которых (под микроскопом) остается микроагрегатным. Большинство микроконкреций ожелезнены с поверхности, а раковинки фауны, в полостях которых локализуются аутигенные силикаты, частично или полностью растворены и нередко ожелезнены. Наряду с целыми микроконкрециями встречаются их обломки.

Исследовано 20 образцов микроконкреций рентгеновским, ИК-спектрометрическим и химическим методом. Состав их оказался полиминеральный и неоднородный по количественному соотношению минералов. Среди них устанавливаются (табл. 5) разбухающий хлорит и смешанно-слоистые минералы хлорит-гидрослюда (глауконит) и гидрослюда (глауконит) - монтмориллонит. Кроме аутигенных силикатов в микроконкрециях отмечается примесь терригенных минералов (каолинита, галлуазита, кварца, полевого шпата), а также аутигенных (и возможно биогенных) карбонатов и гидроокислов железа. Хлорит железистый дефектный, разбухающий; глауконит железистый, гидратированный. Соотношение минералов изменяется по профилю от берега вглубь моря: от хлорита разбухающего (?) или хлорит-вермикулитового (?) минерала до смешанного глауконит-монтмориллонитового минерала на бровке шельфа. Отмечаются смеси разных аутигенных силикатов в одной пробе - хлорита и смешанно-слоистого глауконит-монтмориллонитового минерала, что объясняется, по нашему мнению, процессами вторичного перемива микроконкреций и вмещающих их осадков. Чистые глаукониты со структурой слюды 1М, но без монтмориллонита отсутствуют. Смешанно-слоистые глауконит-монтмориллонитовые минералы распространены также к северу от рассматриваемого района, на шельфе Марокко, и только на шельфах Испании устанавливаются почти чистые (без монтмориллонита и смешанно-слоистых минералов) глаукониты со структурой слюды 1М.

Несмотря на широкое распространение ассоциации аутигенных силикатов хлорит - монтмориллонит - глауконит диагностика их

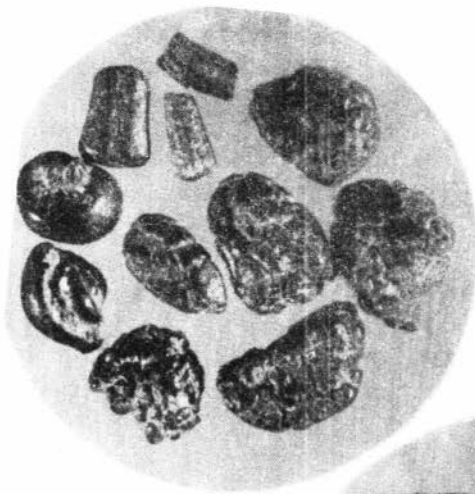


Рис. 5а

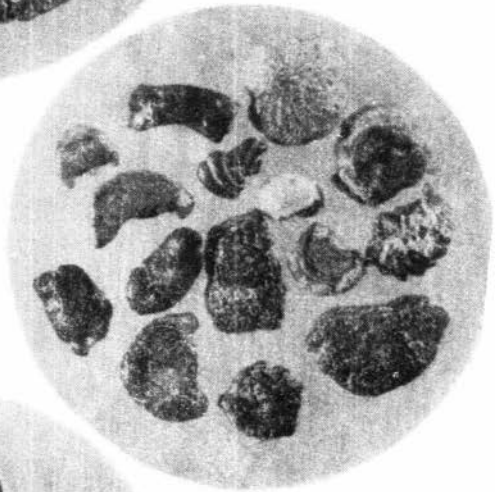


Рис. 5б



Рис. 5в

РЕНТГЕНОВСКИЕ ДАННЫЕ ПО АУТИГЕННЫМ СИЛИКАТАМ

Таблица 5

образец 401			образец 273			образец 283 _I								
естест.		насыщенный	прокаленный		естест.		прокален.		естест.		насыщенный			
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	
10	14,25	10	14,25	6	10,06	5	14,25	-	-	3ш	13,7	5	14,7	
I	9,9	2	10,5	-	-	6	7,29	-	-	2ш	7,1	4ш	7,3	
2	7,2	1	7,19	-	-	10	4,568	5	4,528	I	5,9	I	5,0	
I	6,74	4	4,58	5	4,52	I	4,218	I	4,119	I	5,0	5	4,54	
I	5,04	I	4,13	I	4,13	5	3,563	-	-	4	4,52	I	4,20	
4	4,57	3	3,572	-	-	7	3,339	10	3,328	I	4,13	2	3,90	
2	4,15	3	3,339	5	3,34	сл.	3,198	-	-	I	3,68	3	3,55	
I	3,35	5	3,010	-	-	0,5	3,035	сл.	2,99	2	3,32	5	3,34	
4	3,03	-	-	-	-	-	2,828	-	-	3	3,18	2	3,02	
3	2,64	5	2,610	5	2,610	6	2,609	9	2,598	I	2,88	3	2,63	
2	2,47	3	2,436	2	2,405	4	2,442	сл.	2,442	2	2,60	2оч.ш.	2,43	
I	2,28	2	2,222	-	-	I	2,286	сл.	2,281	I	1,692	I	2,29	
3ш	1,533	сл	2,079	-	-	-	-	сл	2,125	I	1,601	I	1,745	
		I	1,727	I	1,710	-	-	сл	1,985	3ш	1,525	I	1,674	
		9	1,530	10	1,532	2	1,820	3	1,817				4оч.ш.	1,540
		-	-	сл	1,383	I	1,739	сл	1,730					
		2	1,317	0,5	1,316	-	-	сл	1,661					
						9	1,533	10	1,530					
						3	1,378	4	1,374					
						I	1,319	I	1,312					
						сл	1,186							

Хлорит с частично разбухшими слоями, глауконит, примесь каолинита(?) и кальция(?)

хлорит разбухающий

Неупорядоченная смешанно-слоистая структура типа хлорит-гидрослюда(глауконит)+ примеси незначительные (??)

обр. 1070		образец 1055 черный				образец 141 черный					
естествен.		естествен.		напитан.		прокален.		естествен.		прокален.	
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
4р.	9,88	4ш	10,19	1ш	14,7	5ш	10,1	5ш	10,1	7	10,1
5	4,56	2ш	7,3	3	7,27	1	4,92	1	5,06	1	5,00
3	4,20	1	5,06	2	4,97	3ш	4,51	4ш	4,56	4	4,55
1р.	3,66	5	4,59	5	4,51	1	3,65	3	4,13	2	3,71
4	3,33	1	3,70	1	3,57	3	3,34	1	3,70	4	3,36
10	2,611	4	3,34	3	3,33	1	2,86	5	3,35	2	3,03
7	2,437	2	2,96	2	2,89	4	2,59	3	3,03	1	2,80
2	2,277	2	2,63	4	2,62	1ш	2,40	1	2,85	5	2,61
1	1,995	1ш	2,44	2	2,43	5ш	1,517	5ш	2,60	2	2,42
2	1,758	1	1,683	1	2,27			2ш	2,42	1	1,730
2	1,670	3ш	1,530	1	1,707			1	2,28	1	1,670
8	1,521			2	1,663			1	1,733	3	1,528
3	1,316			4ш	1,530			1	1,674		
									1,523		
Глауконит, примесь смешанно-слоистого глауконит-монтмориллонитового минерала		Глауконит, примесь хлорита, структурно несовершенного каолинита (?), вермикулита (?)				Глауконит, примесь смешанно-слоистого глауконит-монтмориллонитового минерала					

разработана недостаточно. Диагностика этих минералов вызывает затруднения в связи с тем, что тонкодисперсные разбухающий хлорит, монтмориллонит и вермикулит надежно не различаются в подобных смесях и смешанно-слоистых минералах обычным фазовым анализом. Поэтому основное внимание уделялось изучению микроконкреций, в которых один компонент был преобладающим. Образцы снимались на диффрактометре в естественном состоянии, напитанные этилен-гликолем и отожженные при температуре 550-600⁰С (табл.5).

Ранее смешанно-слоистые минералы хлорит-монтмориллонит-глауконитового состава были описаны нами (Николаева и др., 1971) под названием смешанно-слоистого гидробиотит-вермикулитового минерала на том основании, что отражения, характерные для диоктаэдрической слюды на рентгенограммах не проявлялись, что связано, как это выясняется настоящим исследованием, с низким содержанием слюдяной фазы в смешанно-слоистом минерале. Нам удалось подобрать образцы с более высоким содержанием слюдяной фазы, что позволило уточнить межплоскостные расстояния слюдяного минерала и установить принадлежность его к глаукониту, т.е. слюде диоктаэдрического типа (обр. 1070, 1055, 141, табл. 5).

Обсуждение результатов

Не останавливаясь на генезисе каждого минерала в отдельности следует отметить, что ассоциация аутигенных силикатов хлорит - монтмориллонит - глауконит является чрезвычайно распространенной и устойчивой в мезозойских и кайнозойских отложениях, в том числе в поверхностных слоях донных осадков современных шельфов. Кроме рассматриваемого района она намечается в экваториальной зоне атлантического шельфа Южной Америки и Мексиканского залива. В мезозойских отложениях северного полушария ассоциация хлорита с глауконитом была установлена в связи с широким развитием оолитовых железных руд (Шатский, 1955) и подтверждена многими исследователями (Формозова, 1960; Казанский, 1963; Николаева, 1967). Эта устойчивая ассоциация аутигенных силикатов четко фиксирует вполне определенные фациальные обстановки: это всегда гумидные дельтовые и лагунные, т.е. прибрежные участки морских водоемов с несколько пониженной соле-

ностью воды, которая по многочисленным геохимическим данным обычно не превышает 30-32‰.

Климат и соленость, которые были благоприятными для образования ассоциации аутигенных силикатов хлорит-глаукоцит-монтмориллонит в мезозое и кайнозое, не согласуются с современным климатом и соленостью морской воды в изучаемом районе (см. табл. I): как было показано выше, осадки тяготеют к аридной зоне, а соленость вполне может рассматриваться как "нормальная". Следует подчеркнуть также, что микроконкреции силикатов несут многочисленные признаки вторичного перемыва и изменения, о чем уже было сказано выше, а вмещающие их осадки как карбонатные, так и терригенные могут рассматриваться как реликтовые. В осадках присутствует фауна, возрастной диапазон которой от миоцена до ныне. И, наконец, абсолютный возраст глаукоцит-содержащих микроконкреций, полученный по соотношению изотопов аргона и калия (в лаборатории геохронологии института геохимии СО АН СССР, г. Иркутск) оказался равным 13 миллионам лет. Все это однозначно показывает, что аутигенные силикаты в осадках на северо-западном шельфе Африки не являются современными; образование их происходило в миоцене, но возможно и ранее, поскольку не исключено, что в связи с вторичными изменениями имела место частичная потеря радиогенного аргона, и возраст минерала может оказаться "омоложенным". Как вмещающие осадки, так и сами микроконкреции следует считать реликтовыми образованиями. Верхний возрастной предел формирования аутигенных микроконкреционных силикатов остается невыясненным, однако, можно считать установленным, что современные климатические условия и соленость морской воды не являются благоприятными для их образования и, следовательно, современное аутигенное силикатообразование на шельфе северо-западной Африки исключено.

На всей восточной окраине Атлантического океана от шельфа Испании до шельфа южной оконечности Африки подтверждается зональное биполярное распределение глаукоцита установленное ранее Н.С. Шатским (1954) для мезозойских глаукоцитов и подтвержденное нами (Николаева и др., 1971) для аутигенных силикатов предполагаемого ранее современного возраста на шельфе Западной Африки. Глаукоцит распространен у берегов Испании, а также в южной аридной зоне на шельфе юго-западной Африки; в

экваториальной гумидной зоне, граница которой на севере не совпадает с современной (сдвигается к северной окраине пустыни Сахара), но практически совпадает с современной границей на юге (вблизи р.Кунене) распространен хлорит, смешанно-слоистый минерал хлорит-глауконитового типа, а также смешанно-слоистые минералы глауконит-монтмориллонитового типа, причем последние фиксируют зону выклинивания хлоритовых фаций вглубь моря, а также к северной и южной границам гумидной экваториальной зоны. Поэтому глауконит может рассматриваться как индикатор аридного климата (однако не современного, а древнего, вероятно миоценового), а хлорит - индикатором гумидного климата, в данном случае - экваториальной зоны, но тоже древней, а не современной.

Сохранение признаков климатической, а также фациальной зональности в древних осадках показывает, что эти осадки должны рассматриваться как реликтовые или аллотигенные (т.е. перемытые на месте своего образования), но не терригенные, под которыми понимается принесенный с суши материал.

Гидрометеорологический справочник вод Западного побережья Африки. 1964, Л., Гидрометиздат.

Казанский Ю.П. Меловые и палеогеновые осадочные формации Среднего Приобья. Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1963, 354 с.

Николаева И.В. Бакчарское месторождение оолитовых железных руд. СО изд-ва "Наука", Новосибирск, 1967, 130 с.

Николаева И.В., Сенин Ю.М., Годубова Т.А. Фациальная изменчивость аутигенных силикатов в связи с особенностями осадкообразования на шельфе Западной Африки. В кн. - Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М. "Наука", 1971, с. 7-51.

Сенин Ю.М. Типы донных осадков и их распределение на шельфе северо-западной Африки. Труды АтлантНИРО, т. 22, 1970.

Сенин Ю.М. Донные осадки и процессы современного осадкообразования на шельфе Западной Африки. Автореферат канд. диссерт., М., 1971.

Физико-географический атлас мира. М., 1965.

Формозова Л.Н. Формационные типы месторождений оолитовых железных руд. - В кн.: "Закономерности размещ. полезн. ископ." т. III. Изд-во АН СССР, 1960.

Шатский Н.С. О зональном и биполярном размещении глауконита в верхнем меле и эоцене. Бюлл. Моск. общ-ва испытат. природы, отд. геол., ч. 29, № 5, 1954.

Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. - В кн.: "Совет. по осад. породам", т. 2. Изд-во АН СССР, 1955.

Mc Master R.L., Lachance T.P. Northwestern African continental shelf sediments. Marine geology, 1969, vol. 7, № 1.

Tooms J.S., Summerhayes C.P., Mc Master R.L. Marine geological studies on the north-west African margin: Rabat-Dokar. in: "The Geology of the East Atlantic Continental Margin. /CSU/ SCOR Working, Party 31 Symposium, Report № 70/16. Cambridge, 1970.

ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ГЛАУКОНИТОВ СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОСАДКОВ МИРОВОГО ОКЕАНА

В поверхностных донных осадках Мирового океана широким распространением пользуется глауконит, который подавляющим большинством исследователей рассматривается как современное аутигенное образование. Климатические условия, динамика морских вод, физико-химические показатели морских и иловых вод в современных морях и океанах в районах распространения глауконитов рассматриваются как благоприятные для их образования. Эти благоприятные факторы многие исследователи пытаются распознать в древних глауконитоносных отложениях. Таким образом, в оценке условий генезиса глауконита в настоящее время существенная роль принадлежит принципу актуализма, однако, с этих позиций разные исследователи приходят нередко к выводам диаметрально противоположным в оценке глубины, температуры, динамики морских вод и др. факторов, благоприятных для образования глауконита. При анализе распространения глауконита в донных осадках океана и противоречий в представлениях ряда исследователей об условиях образования этого минерала нами (Николаева, 1968) было обращено внимание на тесное соседство так называемых современных глауконитов на шельфе с выходами древних глауконитоносных пород на прилегающих участках суши: Атлантическом побережье США, западном, южном и юго-восточном побережье Австралии, Северной Европы, Англии, Новой Зеландии, южного окончания Южной Америки, южной оконечности Африки, Северного побережья Западной Сибири. Нами обращалось также внимание на другую особенность глауконитов: химический состав глауконитов из донных осадков разных районов океана различается гораздо значительней, чем в донных осадках и глауконитоносных отложениях на прилегающих участках суши. Все это заставляло предполагать, что в качестве аутигенных современных описываются в ряде случаев глаукониты аллотигенные или терригенные, перемытые из более древних отложений.

Необычные для аутигенного минерала особенности отмечали многие другие исследователи: К.Эмери (Emery, 1965), И.Р. Аллен (Allen, 1965) и Р.Х. Кларк (Clarke, 1969) подчеркивали связь современных глауконитов в ряде районов с реликтовыми осадками, К. Эмери (по ссылке San Hoang-Ngon, 1957) установил детритный древ-



Рис. 1. Нахождение древних глауконитов в донных осадках Мирового океана: 1-8-по данным изотопного возраста; 1-7 - наши данные; 8 - по данным Д.Куллена (Cullen, 1967); 9-15 - по морфологии зерен.

ний глауконит в современных осадках на востоке Восточно-Китайского моря, Х.Ланге и М.Сарнтейн (Lange, Sarnthein, 1970) - реликтовый глауконит в Персидском заливе, Д.Куллен (Cullen, 1967) опубликовал древние цифры изотопного возраста глауконитов поднятия Чэтэм, расположенного в Тихом океане к востоку от Новой Зеландии. Возраст глауконитов, взятых на глубинах 209-269 м оказался равным 3-5,6 млн. лет на основании которого автор делает вывод о поступлении основной массы глауконита с суши, из Новой Зеландии, где распространены глауконитоносные отложения третичного возраста. Обломочный глауконит, привнесенный с продуктами перемыва глауконитоносных отложений суши, фиксирован в осадках шельфа США (White, 1970), Панамского залива (Mc Ilvaine, Ross, 1973), а также в осадках глубоководных котловин океана (Гипп, 1964; Фербридж, 1971). Н.В. Логвиненко с соавторами (1975) предполагают широкое распространение терригенного глауконита в осадках шельфа и континентального склона по всем окраинам Тихого океана.

Все выше сказанное требует подхода к анализу глауконита в донных осадках Мирового океана не с позиций метода актуализма, а используя опыт исследования древних глауконитов: морфологию глобуль и строение залежей, характер фауны, изотопный возраст глауконитов, а также восстанавливая палеогеографические обстановки времени образования аутигенных силикатов.

Определения изотопного возраста микроконкреций, содержащих глауконит устанавливают местонахождения древних глауконитов в следующих районах: Фолклендско-Патагонский шельф (на рис. I точки № 1-2, 18 млн. лет, № 2-28 млн. лет), шельф Южной Америки (рис. I, № 3-19 млн. лет, № 4-радиогенный аргон не обнаружен), шельф юго-западной Африки: № 5-5,6 млн. лет, № 6-13,1 млн. лет, № 7-II млн. лет. Таким образом, из 7 проб глауконитов поверхностных донных осадков океана только в одной радиогенный аргон не был обнаружен (рис. I, точка 4), взятой из района Чили-Перуанского желоба. Однако, другая проба из того же района показала 19 млн. лет. Учитывая однотипность микроконкреций глауконита в осадках этого района, исключая самые южные окраины, возраст глауконита в которых не исследован, и признаки их вторичного изменения, описанные нами ранее (Логвиненко, Николаева, Романкевич, 1973), можно ожидать, что различие изотопного возраста объясняется не разновре-

менным процессом образования, а скорее степенью вторичного преобразования, влияющего на сохранность кристаллической структуры минерала и радиогенного аргона в ней. Каждая полученная цифра требует поэтому критической оценки и не может рассматриваться как абсолютная. В этом отношении весьма показательны также цифры изотопного возраста глаукоцитов Фолклендско-Патагонского шельфа, внешне одинаковых, взятых с соседних станций на близких глубинах (около 550 м): одна показала возраст 2,18 млн. лет, другая - 28 млн. лет. Таким образом, глаукоцит в поверхностном слое осадков обнаруживает несходимость цифр изотопного возраста, широко известную исследователям древних глаукоцитов. Причины несходимости для тех и других могут оказаться общими, т.е. обусловленными как первичными кристалло-химическими особенностями минерала, так и процессами вторичного преобразования.

Следует обратить внимание на выводы ряда авторов о терригенном происхождении глаукоцита, источник которого находится на прилегающих участках суши. Во-первых, эти источники можно рассматривать как потенциально возможные, но ни в одном случае пока что не доказана их фактическая роль в поставке глаукоцита. Во-вторых, называемые терригенными глаукоциты поднятия Чэтэм сохраняют зональность, типичную для глаукоцитов аутигенных (Norris, 1964), а именно: содержание монтмориллонитовой фазы в них отчетливо увеличивается с глубиной, т.е. происходит замещение глаукоцита монтмориллонитом от берега вглубь моря аналогично глаукоцитам юрско-го и мелового возраста, считающихся аутигенными (Горбунова, 1950^{1,2}; Гурова, 1959, 1960). Такой картины не наблюдается на площади развития типичных терригенных глаукоцитов, поступивших при перемыше из древних отложений в молодые (Фирсов, Сухорукова, 1968). Очевидно глаукоциты поднятия Чэтэм следует рассматривать не как терригенные, а как аллотигенные, перемытые на месте своего образования, или реликтовые. Такая же зональность микроконкреционных силикатов характерна для Фолклендско-Патагонского шельфа и шельфа юго-западной Африки. Кроме того, в поверхностном слое донных осадков на восточной окраине Атлантического океана отчетливо намечается климатическая зональность в распределении минеральных типов микроконкреций, хотя границы зон и не совпадают с современными климатическими зонами. Это с нашей точки зрения свидетельствует не о терригенном происхождении глаукоцита на шельфе

западной Африки и Испании, а скорее об аллотигенном - реликтовом.

Большая роль терригенных силикатных микроконкреций устанавливается на атлантическом шельфе США, где первичная фациальная зональность их не сохраняется: глауконит отмечается на глубинах от 100-200 м и менее до 1000 м и более, микроконкреции с хлоритом встречены на глубинах 700-800 м, нехарактерных для их образования; скорее всего они занесены туда с юга, из Мексиканского залива течением Гольфстрим.

Таким образом, изотопный возраст и данные по геологии донных осадков Мирового океана, вмещающих силикатные микроконкреции, свидетельствуют о древнем, а не современном образовании значительной части (если не всех) микроконкреций аутигенных силикатов, среди них различаются аллотигенные, перемывные на месте своего образования, или реликтовые, и терригенные, поступившие в современный осадок за счет перемыва древних глауконитоносных отложений.

Авторы считают приятным долгом выразить свою глубокую признательность член-корр.АН СССР П.Л. Безрукову, Д.Е. Гершановичу, Ю.М. Сенину и И.К. Авилу за предоставленные образцы донных осадков.

Горбунова Л.И. Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы. Тр.ИГН АН СССР, вып. II4, сер.геол. (№ 40), Изд-во АН СССР, М., 1950.

Горбунова Л.И. Результаты сравнительного изучения глауконитов разных фаций. - Докл.АН СССР, нов.серия, т.70, № 5.

Гурова Т.И. О глауконитовых формациях третичных и верхнемеловых отложений юго-восточной части Западно-Сибирской низменности. - Тр.СНИИГГимСа, вып. I, 1959.

Гурова Т.И. Глауконитовые формации эоценовых отложений западной части Западно-Сибирской низменности. - Тр.СНИИГГимСа, вып. IO, 1960.

Логвиненко Н.В., Николаева И.В., Романкевич Е.А. - Аутигенные минералы современных осадков Тихого океана у берегов Перу и Чили. - Литол. и полезн.ископ., № 4, 1973.

Логвиненко Н.В., Волков И.Н., Розанов А.Г. К вопросу о генезисе глауконита в осадках Тихого океана. - Литол. и полезн. ископ., № 2, 1975, с. 3-13.

Николаева И.В. Некоторые задачи изучения современного глауконита. - В кн. Проблемы изучения четвертичного периода. (тезисы докл.). Хабаровск, 1968, с. 180-182.

Николаева И.В., Сенин Ю.М., Годубова Г.А. Фаціальная изменчивость аутигенных силикатов в связи с особенностями осадко-накопления на шельфе Западной Африки. - В кн. Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М., "Наука", 1971, с. 7-51.

Фербридж Р.У. Фазы диагенеза (диагенез в узком смысле, катагенез и гипергенез) и аутигенное минералообразование. - В кн. Диагенез и катагенез осадочных образований. М., "Мир", 1971, с. 27-91.

Фирсов Л.В., Сухорукова С.В. О "четвертичном" глауконите мелового возраста в низовье Енисея. - Докл. АН СССР, 183, № 4.

Allen J.R.L. 1965. Late Quaternary Niger Delta and adjacent areas: sedimentary environments and lithofacies. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 49: 547-600.

Can Hoang-Ngon. Les Sediments des portions peu profondes des mers de Chine orientale et meridionale. Rev. geograph. et geologie dynamique, Ser. 2, vol. 1, Fasc. 4, p. 263-267.

Clarke R.H. Quaternary sediments off south - east Devon. Q. J. Geol. Soc. Lond., 1969, v.125: 277-318.

Cullen D.J. The age of glauconite from the Chatham Rise, east of New Zealand. "N.Z.J. Marine and Freshwater Res.", 1967, 1, № 4, p. 399-406.

Emery K.O. Some potential mineral resources of the Atlantic continental margin. - Geol. Survey Professional Paper, 1965, № 525-C, p. 157-160.

Mc Ilvaine J.C., Ross D.A. Surface Sediments of the Gult of Panama. - J. Sediment., Petrol., 1973, v. 43, № 1.

Norris R.M. Sediments of Chatham Rise. Bull. N.Z. Dep. Sci. Ind. Res., 159: 1964, 40p.p.

Lange H., Sarnthein M. - Glaukonitkörner in rezenten sedimenten des Persischen Golfs. "Geol. Rdsch.", 1970, 60, № 1, 256-264.

White S.M. Mineralogy and Geochemistry of Continental Shelf sediments of the Washington - Oregon Coast. - J. Sediment. Petrol., 1970, v. 40, № 1.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ГЕНЕЗИС СИЛИКАТНЫХ
МИКРОКОНКРЕЦИЙ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА
ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ
(парагенез глауконит-шамозит-сметит)

Парагенез минералов хлорит-глауконит-монтмориллонит широко распространён в осадочных отложениях (Шатский, 1955; Кротов, 1953; Chilingar, 1956; Николаева, 1967) особенно мезозойского и кайнозойского возраста. В мезозойской эре формировались крупнейшие скопления аутигенных зернистых силикатов, которые стали одними из главных концентраторов железа в земной коре (Страхов, 1947). Они пользуются широким распространением в юрских и меловых толщах Сибири. Особый интерес для выяснения минеральной природы и химического состава этих силикатных микроконкреций, их изменчивости во времени (по разрезу), в различных типах пород, в разных фациальных обстановках и под влиянием различных по интенсивности катагенетических преобразований представляют детально стратиграфически и литологически изученные опорные разрезы мезозойских отложений, расположенные в северо-восточных районах Сибири.

Присутствие горизонтов с аутигенными зёрнами силикатных минералов в этих разрезах отмечается всеми исследователями арктического мезозоя. В работах А.С.Запорожцевой, Т.М.Пчелиной (1952), З.З.Ронкиной (1957, 1965), З.В.Осиповой (1966) приводится оптическая и отчасти химическая характеристика зернистых силикатов верхнеюрского и мелового возраста, а в статье Г.П.Дубаря (1959) содержится описание горизонтов с "шамозитом" из среднеюрских отложений Жиганского района. Полученные химические данные (табл. I) свидетельствуют о том, что микроконкреции образованы железистыми алюмосиликатами, но минералогическая интерпретация химических анализов сильно ограничивается загрязнённостью образцов и отсутствием их рентгенографической характеристики. По оптическим данным - цвету, показателям преломления, плеохроизму среди зернистых силикатов было выделено две группы минералов (Ронкина, 1965; Осипова, 1966) - глауконитов и лептохлоритов. В действительности, как будет показано ниже, аутигенные микроконкреционные силикаты района имеют более сложную минеральную природу, не поддающуюся расшифровке оптическими методами.

В настоящей статье приводятся результаты изучения четырёх фракций аутигенных силикатов, выделенных из 35 образцов триасовых,

Таблица I

химические анализы силикатных микроконкреций.

N/n	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	nnn	Сумма
1	43,86	14,63	10,57	6,84	0,95	сл	1,51	2,67	2,38	1,95	0,10	0,81	8,08	100,45
2	44,42	17,41	5,60	13,29	0,94	0,01	1,70	2,61	4,48	0,42	0,14	0,25	8,45	99,72
3	44,42	17,40	5,29	13,82	0,71	0,01	1,58	3,70	4,17	0,26	0,16	0,20	8,49	100,21
4 ^г	40,00	10,40	24,10	4,57	1,02	0,10	2,38	2,14	2,41	0,63	н/опр	н/опр	12,25	100,01
5	35,77	18,75 ^а	24,90 ^б	-	0,90	н/опр	2,07	4,65	1,24	1,05	"	"	11,11	100,44
6	43,07	11,23	7,38	17,22	0,80	0,66	4,10	2,02	н/опр	н/опр	н/опр	"	н/опр	86,48
7	25,13	6,37	6,44	15,26	0,45	0,61	20,18	1,88	"	"	"	"	"	76,32

Примечание. 1-3 - фр. 0,001 мм из "глауконитов" или обогащённых ими пород, верхнеюрские Усть-Енисейского района, данные А.С.Запорожцевой и Т.Н.Пчелиной (1952). 1 - Ng = 1,530, Np = 1,565; 2 - Ng = 1,583, Np = 1,565; 3 - Ng = 1,582; Np = 1,560; 4 - верхнеюрский "глауконит" Анабарского района, данные З.В.Осиповой (1961); 5 - фр. 0,001 мм из "глауконита" верхнего кимериджа, р.Боярка, данные З.З.Ронкиной (1965); 6-7 - "шамозит". байоса Жиганского района, данные Г.П.Дубаря (1959).

а / в сумме с P₂O₅; б/общее; в/ Cr₂O₃ не обнаружен; г/ H₂O⁺ = 7,36, H₂O⁻ = 4,89 %.

Таблица 2

Минеральный состав изученных образцов силикатных зёрен

№ пп	№ образца	Разрез	Возраст	Вмещающая порода	Состав зёрен
1	2	3	4	5	6
1	3674	р.Боярка	Нижний кимеридж	глауконитит ^{I/}	х, СС Х-С (45%), примесь Г
2	3675	"-	верхний кимеридж	"-	Х, СС Х-С (50%), примесь Г
3 ^{х/}	8-1-а (XVI)	"-	нижний валанжин	"-	Х, СС Х-С (60%), примесь Г и Ге
4	9-4 (XVII)	"-	"-	"-	Х, СС Х-С (60%), примесь Ге
5	3678 (XXIII)	"-	"-	"-	Х и С, примесь Ге
6	12-2 (XXIV)	"-	"-	"-	Х, СС Х-С (50%), примесь Ге
7	2-4-б (XV)	"-	верхний валанжин	"-	Х, СС Х-С (70%), примесь Ге
8	4-8-б (XV)	"-	"-	"-	Х, СС Х-С (65%), примесь Ге
9	7	р.Ледяная	турон	"-	СС Г-С (30%)
10	8-8-2 (цемент)	р.Попигаи	берриас	гетитовая бо- бовая руда	Х, примесь Ка
11	8-8-2 (зёрна)	"-	"-	"-	Ге и Ка
12	1567в	р.Анабар	байос	глауконитит	Х, примесь Г
13	1619	"-	волжский ярус	карбонатный глауконитит	СС Г-С (45%), примесь Ка

1	2	3	4	5	6
I4	I620	р. Анабар	волжский ярус	глауконит	СС Г-С (50-75%), X примесь Г
I5	58	"	"	фосфорит в глинистом алеврите	СС Г-С (30%)
I6	60	"	"	глауконит	СС Г-С (35%), примесь X и Г
I7	61	"	"	алеврит глинистый	СС Г-С (30%)
I8	72	"	"	глауконит	СС Г-С (50%), примесь X и Г
I9 ^{xx/}	78	"	"	глауконит	СС Г-С (45%)
20	I	"	волжский ярус?	карбонатная порода	СС Г-С (20%)
21	I641	"	волжский ярус	глауконит	СС Г-С (35%), X, Г
22	I642	"	"	глина	СС Г-С (30%), X, Г
23	I698	Анабарская губа (Восточный берег)	аален	карбонатный глауконит	X
24	33-2	п-ов Пахса	верхний оксфорд	алевролит	СС Г-С (25%)
25	33-6	"	нижний кимеридж	аргиллит	С, X, Г
26	33-7	п-ов Пахса	верхний кимеридж-нижний волжский ярус	аргиллит	СС Г-С (30%)
27	I6-2-5	р. Уджа	волжский ярус	песчаник	СС Г-С (45%), примесь Г
28	7	"	"	глауконит	СС Г-С (45%), примесь Г, X и Ge
29	47-7-3	"	байос (?)	"	X, СС Г-С (40-70%), Г, Ge примесь Ca
30	270I	под. Станах-Хочо	келловой (?)	карбонатная порода	СС Г-С (20%), примесь X
31	2708	"	оксфорд-волжский ярус	глауконит	СС Г-С (25%), примесь X

1	2	3	4	5	6
32	833	пос.Чекуровка (юж- ный разрез)	оксфорд-волжский	аргиллит	СС Г-С (20%), примесь X, Г и Ге
33 ^{xxx/}	4028	м.Цветкова	верхний оленек- ский подъярус	гравелит	X, примесь СС Г-С и Г
34	6265	р.Молодо	аален	песчаник	X, СС, примесь Ге
35 ^{xxx/}	47	Вилейская синекли- за, скв.19р	индский ярус	глауконит- тит	X, примесь С

Примечание. 1/ Условное название породы, состоящей в основном (50% и более) из силикатных микроконкреций.

X/ Римские цифры -номера слоёв опорного разреза из работы В.А.Захарова и Е.Г.Юдовного (1974); хх/ сложен зёрнами алевритовой размерности в отличие от других (песчаных "глауконититов"; xxx/ по базальтовому стеклу. Обозначения минеральных фаз: X -хлорит; С -смектит; Г -гидрослюда; СС Г-С и X-С смешаннослойные минералы ряда гидрослюда-смектит и хлорит-смектит (в скобках -содержание подвижных межслоевых промежутков); Ca -кальций; Ге - гетит.

юрских и меловых отложений района (табл.2). Наша коллекция была дополнена образцами, любезно переданными К.С.Хечоном, С.А.Чирвой, В.А.Захаровым, Е.Г.Юдовым, Т.И.Кириной и Р.В.Королёвой.

Все выделенные фракции исследовались методами рентгеновской дифрактометрии (УРС 50 И, $Fe_{K\alpha}$, Mn -фильтр), Дебая, инфракрасной спектроскопии.

Общая характеристика отложений

Мезозойские отложения ^{х/} арктической области Восточной Сибири изучались в разрезах бассейнов рр.Хатанги, Анабара, Оленека, нижнего течения р.Лены и на побережье моря Лаптевых (рис.1), располо-

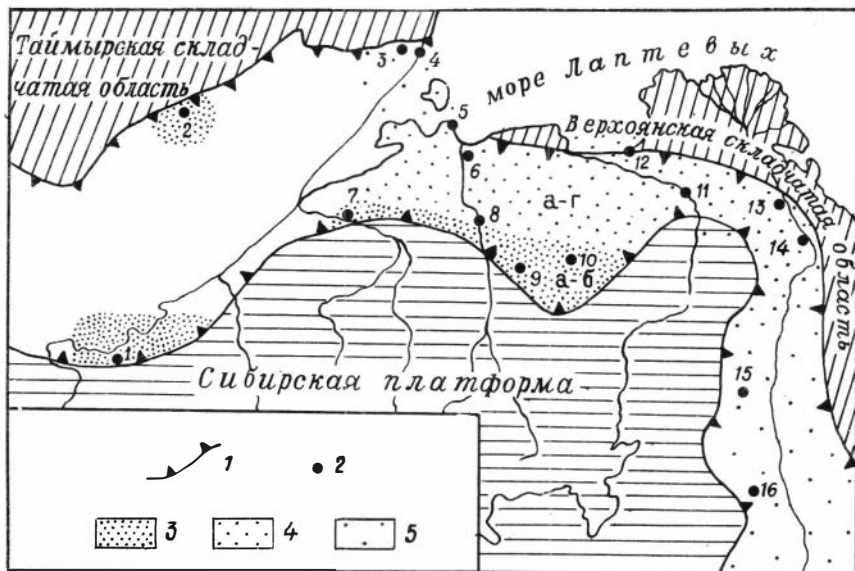


Рис.1. Расположение разрезов и относительная насыщенность отложений аутигенными силикатными микроконкрециями. Разрезы

^{х/} В связи с малочисленностью образцов и недостаточной изученностью триасовых аутигенных силикатов в этом разделе будут охарактеризованы преимущественно юрская и меловая седиментация.

(цифры на рисунке) : I - рр.Боярка и Ледяная; 2 - р.Дябьяка-Та - ри; 3 - р.Чернохребетная; 4 - м.Цветкова; 5 - п-ов Пахса; 6 - Анабарская губа; 7 - р.Попигай; 8 - аг -р.Анабар; 9 - бассейн р.Уджы; 10 - р.Буолкалаах; 11 - р.Оленек; 12 - пос.Станах-Хочо; 13 - Булкурская антиклиналь (западное крыло; 14 - Чекуровская антиклиналь (южный разрез); 15 - бассейн рек Сынгюде и Молодо; 16 - р. Муна. I - границы мезозойского терригенного выполения Енисей-Ленских прогибов; 2 - разрезы; насыщенность зернистыми силикатами; 3 - много; 4 - средне; 5 - мало.

женных в пределах платформенных и складчатых бортов Лено-Енисейских прогибов. Мощность юрских и меловых отложений возрастает от платформенного к складчатым бортам прогибов от I-2 до 5-7 км.

Фациальные обстановки. В течение триасового, юрского периода, в начале раннемеловой и на протяжении большей части поздне меловой эпох на территории Енисей-Хатангского прогиба господствует морская седиментация. Восточнее и южнее диапазон развития морских фаций сокращается, охватывая в Лено-Анабарском и северной части Приверхоянского прогибов триасовое-ранневаланжинское время, а в южной части Приверхоянского прогиба - триасовое - раннекейловейское и волжское время. Распределение главных фациальных обстановок по площади прогибов показано на рис.2.

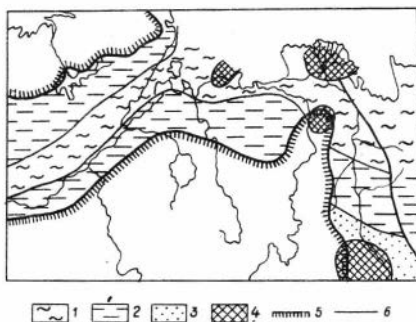


Рис.2 Некоторые особенности палеогеографии юрского периода на севере Восточной Сибири. I - зона относительно стабильного осадконакопления в морском бассейне. Преимущественно сублитораль (глубина до 200 м), временами более глубоководные обстановки; 2 - литоральные, сублиторальные, лагунно-дельтовые

обстановки; 3 - то же, с периодическими условиями аллювиальной равнины и угленакоплением; 4 -основные внутренние поднятия, Границы: 5 - современного распространения мезозойских терригенных отложений; 6 - фациальных зон.

К концу среднеюрской эпохи происходит смена общего направления трансгрессий с восточного и северо-восточного, характерного для триаса, ранне - и среднеюрской эпох, на северное, характерное для позднеюрской эпохи и мелового периода (Месежников и др., 1971).

Максимумы юрских и меловых трансгрессий приходятся на раннеюрское и поздневолжское -раннеберриасовое время (рис.3), когда повсеместно формировались глинистые толщи. Максимумы регрессий падают на позднебатское -раннекелловейское время, когда в основном отлагались песчано-алевритовые осадки.

Ранне-среднеюрские и отчасти раннекелловейские бассейны характеризовались, по-видимому, пониженной соленостью, обусловившей бедность и эндемизм стеногалинных фаун. Монотонный характер песчано-алевритовых осадков, формировавшихся в этих бассейнах, особенно в течение позднеааленского-раннекелловейского времени, плохая отсортированность отложений, присутствие текстур взмучивания, оползания, неправильной слоистости, обломков древесины, иногда рассеянного гравийно-галечного материала, бедность и специфичность аммонитовых фаун свидетельствуют, возможно, о значительной роли фациальных обстановок, напоминающих зону седиментации фронтальной части крупных современных дельт.

Позднеюрские и меловые отложения формировались в мелководно-морском бассейне, по-видимому, относительно более близкой, нормальной соленостью вод по сравнению с ранне-среднеюрским и морями. Об этом говорит присутствие остатков богатого комплекса стеногалинных организмов (аммонитов, белемнитов, иглокожих, фораминифер и кокколитофорид. Однако содержания бора и галлия (соответственно в среднем 0,0014 и 0,0010) в глинистых породах указывают на опресненность бассейна (Акульшина, 1973). Результаты определения палеосолености по раковинам валанжинских двустворок также показывают цифры 32% (Захаров, Радостев, 1975), т.е. более низкие, чем соленость современного океана (34%).

Этапы максимальных трансгрессий характеризуются минимальными скоростями осадконакопления. Для этапов регрессий характерно

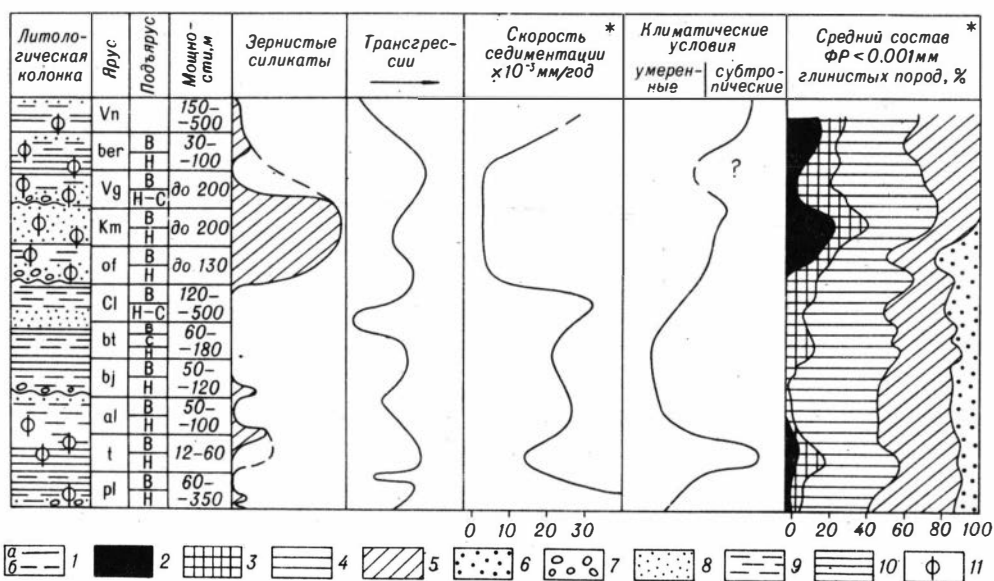


Рис.3 Распределение аутигенных силикатных микроконкреций глинистых минералов и некоторые палеогеографические характеристики юрского и нижнемелового периодов севера Восточной Сибири. I-распределение зернистых силикатов; а-наблюдаемое; б-предполагаемое (приотсутствии краевых фаций); 2-смектиты; 3-смешаннослойные минералы; 4-гидрослюда; 5-хлориты; 6-каолинит; 7-конгломераты, гравелиты, рассеянный гравийно-галечный материал; 8-пески и песчаники; 9-алевриты и алевролиты; 10-глины и аргиллиты; 11-желваковые фосфориты. Для внутренней зоны прогибов (разрезы Анабарской губы и п-ова Пахса). При расчёте средних значений содержаний глинистых минералов использовано 165 анализов. Ярусы: р1-плинсбахский; с-тоарский; ал-ааленский; бж-байосский; вт-батский; с1-келдовейский; of-оксфордский; км-кимериджский; в-волжский; бер-беринжский; вв-валанжинский. Подъярусы: н-нижний; с-средний; в-верхний.

возрастание скоростей накопления осадков. Наиболее низкие скорости седиментации отмечаются в оксфорд-волжское время.

Климат и условия выветривания. Рассмотренный район располагался в умеренной гумидной климатической зоне. Изучение фаун (Захаров, Юдовный, 1974; Месежников и др., 1971; Меледина, 1973 и др.) споропыльцевых комплексов (Ильина, 1969) и палеотемпературные определения (Берлин и др., 1966) по рострам белемнитов свидетельствуют о значительном потеплении (субтропический климат) в течение тоара, большей части позднеюрской эпохи и в меловом периоде и о максимальном похолодании (умеренный климат) в среднеюрское (аален-среднебатское) время. Абиотические показатели тёплого климата - хемогенные карбонатные, иногда бוליтовые породы, подтверждают тоарский и оксфорд-валанжинский температурные максимумы. На эти же временные промежутки приходится и возрастание интенсивности выветривания, обусловленное потеплением и пенеплинизацией континента. Последняя определила минимальные скорости седиментации и формирование тоарско-ааленской и волжско-берриаской глинистых толщ (обычно без следов краевых фаций).

Характерно обогащение этих толщ минералами с лабильной решёткой и обеднение хлоритами и гидрослюдами (рис.3), обусловленное возрастанием доли деградированного глинистого материала среди поступающих в бассейн глинистых продуктов.

Результаты изучения мезозойских кор выветривания свидетельствуют об их постоянном обогащении по сравнению с подстилающими породами смектитом и смешаннослойными минералами.

Источники сноса и состав отложений. Основные источники обломочного материала располагались на Сибирской платформе и Таймырском острове. Дополнительными питающими провинциями являлись внутренние поднятия.

С Сибирской платформы поступали продукты разрушения изверженных и метаморфических пород, прежде всего гнейсов и гранитоидов Анабарского массива, карбонатных и терригенных протерозойских и палеозойских толщ, триасовых траппов. В результате вокруг платформы во внешней зоне прогибов накапливаются кварцево-полевошпатовые литокласты, граувакковые аркозы и аркозы (по классификации В.Д. Шутова, 1967), сильно обогащённые полевыми шпатами, ильменитом, эпидотом, амфиболами, сфеном. В составе глинистых пород значительную роль играли смектиты (Каплан, 1976).

На Таймыре разрушались мощные протерозойские и палеозойские, главным образом, терригенные в разной степени метаморфизованные отложения с кислыми эффузивами. Здесь возникают кварцевые граувакки и кварцевые песчаники с цирконом, рутилом, ставролитом и чёрными рудными минералами, а глинистые породы имеют каолинито-хлоритово-гидрослюдистый состав.

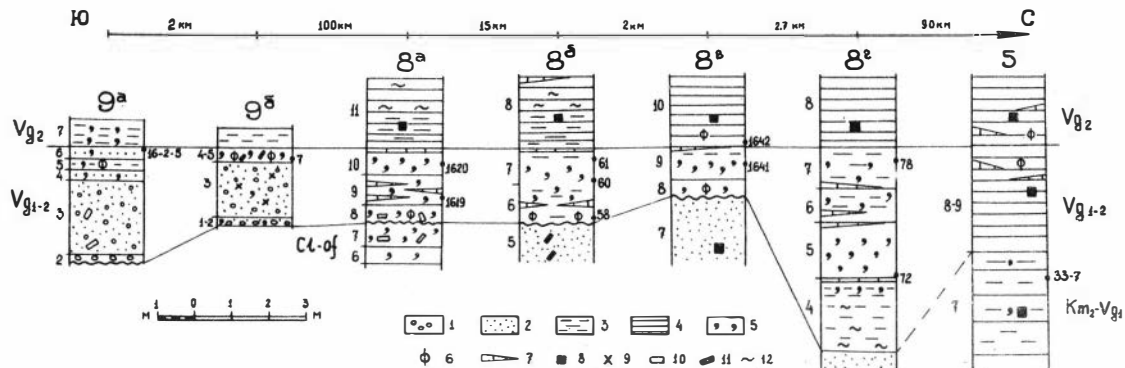
Во внутренней зоне прогибов, в связи с процессами дифференциации материала и влиянием внутренних источников формируются литокласты, граувакковые аркозы, обеднённые, по сравнению с платформенной зоной, плагиоклазами, тяжёлыми минералами, особенно амфиболами, эпидотом, ильменитом и спорадически обогащённые пироксенами и апатитом. Для глинистых пород чрезвычайно характерно резкое сокращение количества минералов с лабильной решёткой и возрастание роли гидрослюды.

Эволюция состава отложений по разрезу характеризуется сменой литокласт аркозами или кварцевыми песчаниками, обусловленной вскрытием в течение среднеюрской эпохи и особенно с позднего бата, древних массивов полевошпатсодержащих пород на платформе и кварцевых толщ на Таймыре.

Катагенетическая зональность. Мезозойские отложения района к настоящему времени в различной степени переработаны катагенетическими процессами. Их влияние резко увеличивается от платформенного к складчатым бортам прогибов (Каплан, 1976). Отложения платформенной зоны характеризуются высокой (до десятков %) пористостью, содержат малоустойчивые глинистые минералы (смектит), органическое вещество Б-Д стадии и относятся к верхней зоне катагенеза (Каплан, 1970). Отложения складчатых бортов прогибов (пористость 5-10%, органическое вещество Г-Ж, смектит замещается смешаннослойными минералами) относятся к верхней подзоне средней зоны катагенеза.

Распространение и характеристика силикатных микроконкреций

Силикатные зёрна приурочены к различным типам пород. Они встречаются в конгломератах и гравелитах, алеврито-песчаных, глинистых и фосфатно-карбонатных образованиях, но чаще всего связаны со сред-



67

Рис.4 Сопоставление волжских разрезов с микроконкреционными силикатами в бассейне р.Анабара. 5 -силикатные зёрна и "глауконититы"; 7 -карбонатные и фосфатно-карбонатные линзы; 8 -пирит; 9 -карбонатные участки в песчаниках; 10 -обломки древесины; 11 -углистые гнёзда; 12 -слойки пластичных глин. Остальные условные обозначения см. на рис.3. Цифры у колонок - номера слоёв (слева) и образцов (справа). Номера разрезов см. на рис.1. Расстояния между обнажениями показаны вне масштаба.

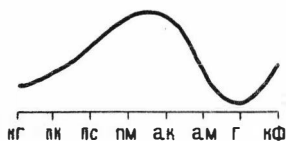


Рис.5 Изменение относительной частоты встречаемости силикатных зёрен в различных типах пород. кг -конгломераты и гравелиты; пески и песчаники: пк - крупно-; пс - средне -; пм - мелкозернистые; алевроиты и алевролиты: ак - крупно-; ам - мелкозернистые; г -глинистые породы; кф - карбонатные и фосфатно-карбонатные породы.

не-мелкозернистыми песчаниками, среднезернистыми алевролитами (рис.4-6) и являются в них нередко основным (до 70-80%) породообразующим компонентом. Для тонких глинисто-алевритовых пород чаще характерны невысокие содержания рассеянных силикатных зёрен.

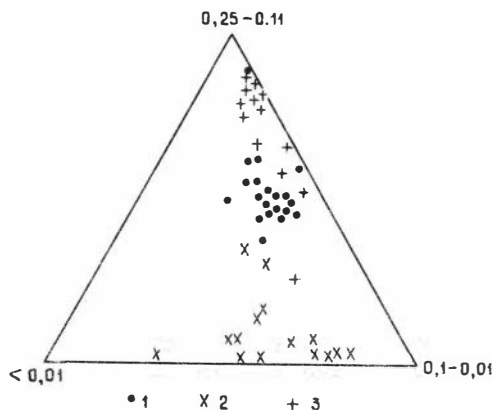


Рис.6 Гранулометрический состав пород с аутигенными зернистыми силикатами (разрез по р.Болрке). 1-оксфорд и кимеридж; 2-волжский ярус; 3-берриас-готерив. Примесь частиц крупнее 0,25 мм - доли и единицы процентов. Составлено по данным З.З.Ронкиной и Е.Г.Юдовного (Сакс и др., 1968).

Присутствие силикатных микроконкреций обычно легко распознаётся уже при полевом описании отложений. В тех случаях, когда зернистые силикаты образуют значительные концентрации, породы приобретают чёрный, иногда зеленоватый и буроватый, реже бутылочно-зелёный или ярко-зелёный с голубоватым оттенком цвет и отчётливое зернистое сложение. Зелёные и голубоватые цвета особенно характерны для кимеридж-волжских горизонтов.

В прослоях с зернистыми силикатами часто отмечается косая слоистость, знаки рыби, обломки древесины, галька, гравий, карбонатные и фосфатные конкреции, остатки обильной и очень разнообразной по составу фауны.

Обычными спутниками силикатных зёрен является кальцит, образующий вокруг них концентрические оболочки, коррозионный иногда пойкилокластический и радиально-лучистый цемент, нередко полностью замещающий зернистые силикаты; фосфаты также наблюдаемые иногда в двух генерациях - в виде слабодвупреломляющих светложёлтых крустифиционных каёмки и более позднего бурого изотропного цементирующего вещества с карбонатными пятнами; пирит и гетит нередко в виде полных псевдоморфоз по силикатным зёрнам.

Состав обломочных компонентов песчаников и алевролитов с силикатными зёрнами не отличаются от состава чередующихся с ними "пус-

тых"обломочных пород.

Существенно не отличается и состав глинистых фракций алевро-тово-песчаных пород с зернистыми силикатами и чередующихся с ними "пустых" обломочных и глинистых пород. Главными минералами тонких фракций являются хлориты, гидрослюды, минералы с лабильной решёткой и, спорадически, каолинит. Следует отметить обычное обогащение интервалов разреза с массовым развитием силикатных зёрен смектитом (см. рис.3) или, в случае заметных катагенетических преобразований, смешаннослойными минералами ряда гидрослюда-смектит.

Сравнение фазового состава (рис.7) силикатных зёрен, глинистых цементов вмещающих зёрна пород и чередующихся с ними глин свидетельствует о заметных различиях между ними. Зёрна часто сложены одной минеральной разновидностью слоистых силикатов (хлоритом или смешаннослойными образованиями), а глинистые фракции глин и цементов имеют гетерогенный характер и, как правило, содержат гидрослюды, хлориты и монтмориллонитовые минералы. Причём в отличие от зернистых силикатов, сложенных смешаннослойными образованиями, минералы с лабильной решёткой в цементе и глинах представлены, как правило, смектитом. Нередко встречаются, однако, и зёрна сложного поликомпонентного состава, близкие вмещающим породам.

Силикатные микроконкреции представляют овальные, округлые, иногда неправильные или лопастные, как правило, изометрические, изредка пластинчатые образования. Их размеры колеблются от долей миллиметров до 1,2 мм и обычно превосходят размеры обломочных зёрен.

Микроконкреции иногда развиваются вокруг фрагментов осадочных пород, кварца, полевых шпатов, но особенно вокруг фемических минералов (оливина, моноклинных пироксенов, иногда биотита) и обломков основных эффузивов. Чаще, однако, силикатные зёрна имеют однородное массивное или оолитовое строение без обломочного ядра, и в некоторых случаях разбиты клиновидными трещинами.

По оптическим данным среди силикатных микроконкреций довольно отчётливо выделяется две разновидности. Первая - ярко-зелёная, часто с синеватым и желтоватым оттенком и агрегатной поляризацией, массивная, иногда пластинчато-расщепленная и вторая - бурая и зеленовато-бурая массивная и концентрически слоистая (оолитовая). Э.Э. Ронкина (1965) и З.В.Осипова (1966), выделившие эти разновидности, и относившие их, соответственно, к глауконитам и лептохлоритам, вы-

Таблица 3

Изменение некоторых особенностей состава зернистых силикатов
в отложениях различных фациальных обстановок
(верхнеюрско-нижнемеловой разрез р.Бонрки)

Возраст	Фациальные обстановки ^{х/}	№ слоя	№ обр.	Подвижные межслоевые промежутки в смешанно- сложных минералах (%)	H ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O
Кимеридж	Песчаные фации морского мелководья верхней сублиторали		3674 3675	45 50		1,87 1,60	1,00 0,70
Нижний валанжин		XVI	8-1-a	60		1,30	0,45
		XVII XVIII	9-4 3678	60 100		0,12 1,15	0,75 1,00
		Лагунно-морские фации подводных песчаных валов	XXIV	12-2	50		0,70
Верхний валанжин	Песчаные фации открытых лагун	XV	2-4-б	70		0,70	0,50
		XV	4-8-б	65		1,00	0,90

х/ Из работы В.А.Захарова и Е.Г.Юдовного (1974)

Таблица 4

Изменение некоторых особенностей состава зернистых силикатов
в отложениях различных фациальных обстановок
(оксфорд-волжские отложения бассейна р.Анабара)

Фациальные обстановки	№ обр.	Подвижные межслоевые промежутки в смешаннослойных минералах (%)	H ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O
Песчаные фации морского мелководья	7	45		-	-
	I6-2-5	45		-	-
	I620	50-75		2,35 2,80	0,40 0,44
	60	35		-	-
	I64I	35		3,40	0,20
	72	50		3,90	0,15
	I6I9	45		3,80	0,10
Алевритовые фации морского мелководья	58	30		3,15	0,14
	6I	30		3,70	0,24
	78	45		3,40	0,16
Алевритово-глинистые фации умеренных глубин	I642	30		-	-
	33-2	15		4,10	0,34
	33-7	30		4,70	0,30

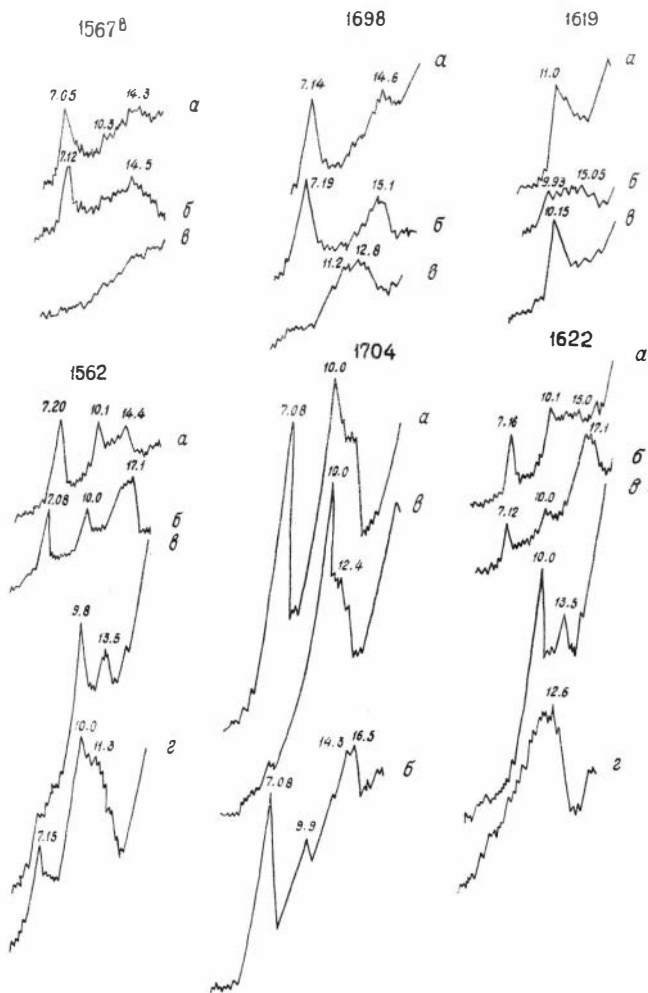
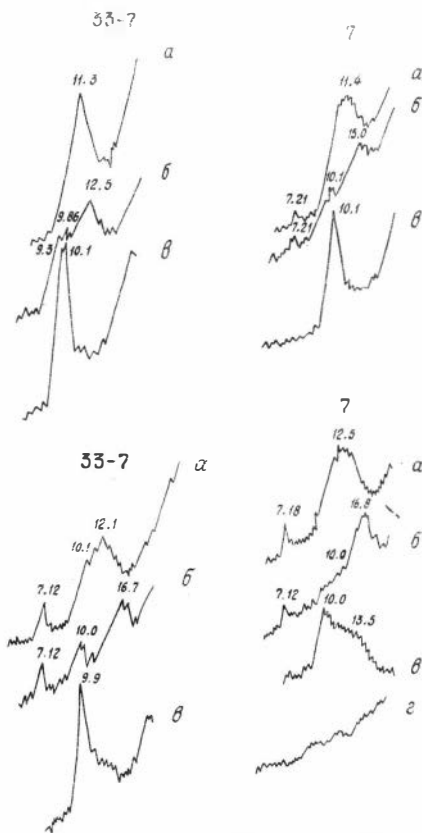


Рис.7 Фрагменты типичных дифрактограмм фр. 0,001мм силикатных зёрен (верхний ряд), цементов (обр.7,33-7) и вмещающих алевритово-песчаных и чередующихся с ними глинистых пород (обр.1562, 1704, 1622). Образцы: а-воздушно-сухой; б-насыщенный этилен-гликолем; в-прокалённый (600°, 2 часа); г-обработанный 10% HCl (30 мин. кипячение). Силикатные зёрна сложены хлоритом (обр. 1567в, 1698) или смешаннослойными минералами гидрослюда-смек-



тит, иногда с незначительной примесью гидрослюда и хлоритов (обр.1619, 33-7. 7). Цементы и глинистые породы представлены смесью хлоритов, смектитов, смешаннослойных минералов, иногда с примесью каолинита (обр.1562). Образцы: 1562, 1567 в - байос р. Анабар; 1698, 1704 - аален, Анабарская губа; 1619, 1622 - волжский ярус, р. Анабар; 33-7 - кимеридж-волжский ярус (п-ов Пахса); 7 - волжский ярус, р. Уджа.

явили также значительную изменчивость в показателях преломления ($n_m = 1,570-1,670$) и двупреломления (от 0 до 0,050 силикатных зёрен, причём более низким преломлением (1,570-1,628) обычно характеризуется первая разновидность. Между обеими разновидностями существует множество постепенных переходов. Необходимо отметить также нередко сильный плеохроизм (особенно характерный для "биотитоподобных" пластинчатых зёрен со спайностью) от бурого и зелёного по Ng до буровато-жёлтого и светлозелёного по Np.

По данным дифрактометрических (рис.7-8, см. также табл. 2) и ИКС (рис.9) определений силикатные микроконкреции расчленяются на три минералогических группы. Минералы первой и второй групп существенно триоктаэдрические, третьей - диоктаэдрические. 1. Микроконкреции хлоритового состава (хлорит обычно слабо разбухающий), возможно, отчасти со смектитовыми и (или) вермикулитовыми межслоевыми промежутками в качестве примеси отмечают смектит, смешаннослойные минералы и гидрослюда) пользуются распространением (см. Рис.7)

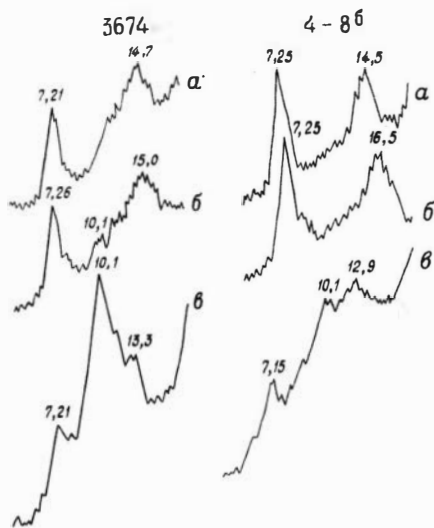


Рис.8 Фрагменты дифрактограмм из фракций с преобладанием зёрен, выделявшихся ранее под названием глаукониты (обр. 3674, нижний кимеридж, р.Боярка) и лептохлориты (обр. 4-86, верхний валанжин, р.Боярка).

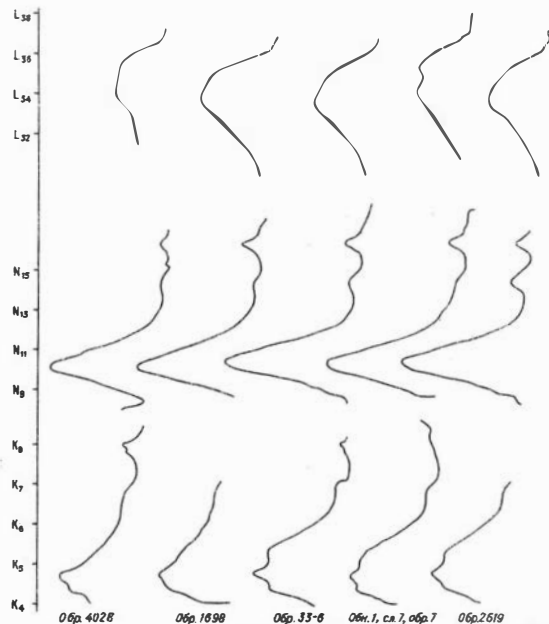


Рис.9 К-спектры аутигенных силикатов: преобладает хлорат (обр. 4028, 1698); гидрослюда - смектитовые минералы (обр. 33-6; 1-7-7; 2619).

в отложениях байоса (р. Анабар, обр. I567-в), оленковского яруса (мыс Цветкова, обр. 4028), верхнего тоара - нижнего аалена (?) (Анабарская губа, обр. I698). Плохо окристаллизованный хлорит слегка набухает при насыщении этилен-гликолем и сильно сжимается (до I2-I3 А) или полностью разрушаются при нагревании до 600°C.

2. Микроконкреции, сложенные смешаннослойными образованиями ряда хлорит-сметит (вермикулит) с примесью гидрослюда, гетита и кальцита. Такие микроконкреции в основном отмечаются в отложениях кимериджа и валанжина бассейна р. Боярки (табл. 3, рис. 8). Количество разбухающих слоёв в смешаннослойных образованиях не коррелируется с содержанием калия и натрия (табл. 3, 4), что обусловлено хлоритовым составом основного компонента минералов. Как по дифрактометрическим данным, так и по ИК-спектрам (рис. 8, 9), минералы в конкрециях второй группы гидратированы сильнее, чем в первой.

3. Микроконкреции, сложенные смешаннослойными минералами ряда гидрослюда-сметит с различным (20-70%) содержанием подвижных межслоевых промежутков, количеством которых определяется положение нецелочисленной серии базальных рефлексов при насыщении образцов этилен-гликолем. Иногда отмечается примесь других глинистых минералов, а также кальцита и гетита. ИК- и дифрактометрические данные свидетельствуют о диоктаэдрическом характере слюдяных слоёв (рис. 8-9) и различной обводнённости межслоевого пространства. К этому типу относится большинство изученных образцов. Микроконкреции такого состава распространены преимущественно в волжских и туронских (от бассейна р. Анабар до п-ова Пахса и Станак-Ючо), реже отмечаются в келловейских, оксфордских и кимериджских отложениях района. Наблюдается обратная зависимость содержания калия от количества лабильных слоёв в смешаннослойной фазе (табл. 4), количество натрия меняется незакономерно.

Среди микроконкреций второго типа нередко различаются по цвету бурые и зелёные разновидности. Та и другая окраска могут преобладать в отдельных образцах, однако нередко в одном образце отмечаются бурые и зелёные микроконкреции, а также пятнистая окраска микроконкреций. Ранее зёрнам разного цвета приписывался различный минеральный состав: глауконит и лептохлорит.

Сравнение рентгенограмм зелёных и зеленовато-бурых и бурых силикатных зёрен, выделявшихся под названиями "глаукониты" и "лептохлориты", свидетельствует о значительном сходстве их фазового состава (см. рис.8). Оба типа микроконкреций сложены смешаннослойными минералами ряда хлорит-сметит, хотя в зёрнах "лептохлоритового" типа содержится больше подвижных межслоевых промежутков. Важно отметить постоянное присутствие на дифрактограммах "лептохлоритов" рефлекса 110 гетита около $4,17 \text{ \AA}$. Это свидетельствует о заметном окислении силикатных зёрен, которое и обуславливает, по-видимому, дополнительные различия в оптических характеристиках "глауконитов" и "лептохлоритов".

Распределение силикатных микроконкреций. В мезозойском разрезе выявлено несколько стратиграфических уровней развития зернистых силикатов. Они встречены в основании плинсбаха (возможно, геттанг-синемюрские отложения) разреза м.Цветкова, в верхней части нижнего плинсбаха (м.Цветкова, р.Муна), в верхне-тоарских-нижнеааленских (?) отложениях (Анабарская губа, бассейн рр.Сянгюде и Молодо), в основании байоса (р.Анабар, Анабарская губа, бассейны рр.Ужды, Сянгюде, Молодо, Моторчунь, скважины Жиганского района), в нижне- и верхне (?) келловейских отложениях (р.Анабар, Анабарская губа, пос.Станнах-Хочо), в оксфордских и нижне-средневожских отложениях почти всех изученных разрезов (за исключением некоторых разрезов Таймыра и Приверхоянья), в морских валанжинских, готеривских, турон-коньякских и верхнесантонских отложениях Хатангского прогиба. Относительная насыщенность отдельных стратиграфических горизонтов силикатными зёрнами показана на рис.3. Их максимальные скопления приурочены к верхнеюрским (оксфорд-вожским) и верхнемеловым отложениям и всегда связаны с базальными трансгрессивными частями разреза.

Для разных стратиграфических уровней мезозойского разреза характерен различный состав силикатных зёрен (см.табл.2). Триасовые и среднеюрские (аален и байос) микроконкреции сложены триоктаэдрическими магнезиально-железистыми хлоритами. Верхнеюрские и меловые силикатные зёрна образованы как триоктаэдрическими смешаннослойными образованиями хлорит-сметитового типа, так и диоктаэдрическими смешаннослойными минералами гидрослюда-сметитового типа и нередко значительной примесью гидрослуд,

хлоритов, кальцита, гетита.

Изменчивость строения и оптических характеристик (цвет, двупреломление) силикатных микроконкреций на различных стратиграфических уровнях выявлена в разрезе верхнеюрских-нижнемеловых отложений бассейна р.Хеты. Как видно из рис.10, наиболее отчёт-

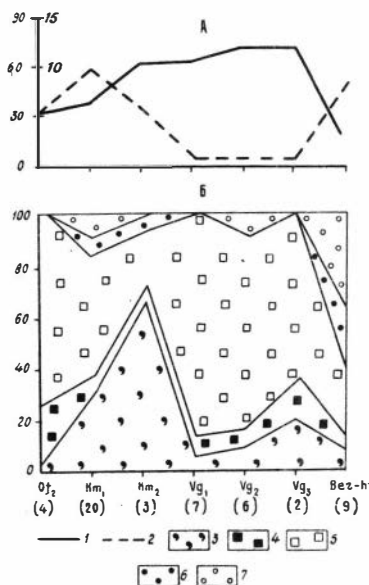


Рис.10 Изменение содержания (А): -аутигенных зернистых силикатов (шкала слева), терригенных тяжёлых минералов (Фр.0,1-0,05 мм шкала справа) и соотношение различных по морфологии и окраске типов зернистых силикатов (Б) в разрезе по р. Боярке (в процентах). А: 1-аутигенные зернистые силикаты; 2-тяжёлые минералы; Б: 3-"глаукониты" -зелёные агрегатно-поляризующие зёрна, нередко с желтоватым и зеленоватым оттенком, пластинчатые и расщепленные зёрна. 4-7 - "лептохлориты; массивные: 4-бурые; 5-зелёные и зеленовато-бурые -концентрические (оолитовые); 6-бурые; 7-зелёные и зеленовато-бурые. Цифры в скобках - количество изученных образцов. Обозначение ярусов см. на рис.3. Построено по данным З.З.Ронкиной и Е.Г.Юдовного (Сакс и др., 1968).

ливым является обогащение кимериджских отложений агрегатно поляризующими зелёными "глауконитоподобными" зёрнами и значительное содержание в валанжин-готеривских толщах "лептохлоритовых" оолитовых разностей.

Особенностью размещения концентраций зернистых силикатов по площади является тяготение их максимальных содержаний к приплатформенной зоне, примыкающей к трапповому полю (бассейны рр.Хеты и Уджи). Насыщенность силикатными зёрнами отчётливо падает к внутренним областям прогибов и является минимальной для южной части меридионального отрезка Приверхоянского прогиба и большинства разрезов Таймыра.

Особенности распределения и состава микроконкреций по площади и разрезу увязываются с эволюцией фациальных обстановок.

Силикатные зёрна хлоритового состава из триасовых нижне- и среднеюрских отложений, образующие обычно невысокие концентрации, приурочены к мелководным фациям, нередко заметно опреснённых бассейнов, иногда напоминающим фации авандельт.

Верхнеюрский максимум накопления силикатных микроконкреций, образованных главным образом смешаннослойными минералами, приурочен к фациям открытого морского бассейна с соленосностью, приближающейся к нормальной.

Наиболее детально изменчивость состава микроконкреций в латеральном ряду морских фаций изучена для оксфорд-волжских отложений бассейна р.Анабара и кимеридж-валанжинских толщах бассейна р.Хеты.

В бассейне р.Анабара в направлении от прибрежной к внутренней зоне моря наблюдается постепенная смена фаций верхней сублиторали и, возможно, литорали, представленных разномощными песками и песчаниками с древесиной, шаровыми песчаными фосфоритами, карбонатными и карбонатно-фосфатными линзами (обн. 8а, см. рис.4) более глубоководными фациями той же зоны (алевроитовые песчаники и алевролиты с карбонатными и карбонатно-фосфатными линзами, обн.8 б, в, г) и, наконец, отложениями нижней зоны сублиторали в районе Пахсинско-Бегичевской внутримельфовой впадины (алевроитовые и песчаные глины с обильными фосфатными, карбонатными конкрециями и пиритом). В каждом из разрезов, несмотря на маломощность ниже-средневолжских отложений (I,5-I4 м), также присутствуют отложения разных фаций.

Для силикатных микроконкреций в изученном ряду фаций характерна тенденция к уменьшению содержания подвижных межслоевых промежутков в направлении от береговой линии в среднем от 40-50% до 25-30%. В наиболее мелководных отложениях бассейна р.Уджи отмечается примесь гетита, исчезающая однако и в сублиторальных толщах Анабарских разрезов.

Заметные колебания содержания лабильных межслоевых промежутков внутри каждой группы фаций отражают, по-видимому, как неоднородность фациальных обстановок, так и гетерогенность глауконитовых фракций и выявленную Б.П.Градусовым (1973) неоднородность смешаннослойных образований.

Для бассейна р.Хеты в разрезе р.Боярыш смена фациальных обстановок выявлена В.А.Захаровым и Е.Г.Юдовым (1975) в вер-

Таблица 5

Изменение некоторых особенностей состава зернистых силикатов
в различных фациальных обстановках

Фациальные обстановки	Характеристика силикатных зёрен
Литораль и береговой вал (гравелиты берриаса р.Попигаи)	Зёрна гетит-кальцитового состава
Песчаные фации открытых лагун (верхний валанжин р.Боярки)	Бурые, часто оолитовые зёрна, сложенные смешанно-слойными минералами хлорит-сметит с высоким (60-70%) содержанием набухающего компонента, с примесью гетита.
Лагунно-морские фации подводных песчаных валов (нижний валанжин р.Боярки).	Те же зёрна и минералы при более низком (50%) содержании лабильных слоёв.
Песчаные фации морского мелководья (литораль и верхняя часть верхней сублиторали)(кимеридж, нижний валанжин р.Боярки).	Бурые и зелёные ооиды, иногда оолиты, сложенные теми же минералами, с примесью гетита. Содержание подвижных межслоевых промежутков -обычно 35-50%.
Песчаные фации морского мелководья (верхняя сублитораль, оксфорд-волжские отложения бассейна р.Анабара).	Бурые и зелёные ооиды, изредка оолиты, сложенные смешаннослойными минералами иллит-сметит с примесью гетита. Содержание лабильных слоёв 35-50%.
Алевритовые фации морского мелководья (нижняя часть верхней сублиторали, оксфорд-волжские отложения бассейна р. Анабар).	Бурые и зелёные обычно массивные зёрна, состоящие главным образом из смешаннослойных минералов ряда иллит-сметит (30-45% набухающего компонента).Гетит отсутствует
Алевритовые фации умеренных глубин-видья сублитораль (оксфорд-волжские отложения бассейна р.Анабар).	Те же зёрна и минералы, 25-30% подвижных межслоевых промежутков.

Химический состав

N°N° nn	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO
1	43,52	0,50	14,43	16,55	3,30	1,20	2,94	0,014
2	42,65	0,65	14,60	15,16	3,53	0,96	3,63	0,028
3	38,48	0,67	10,15	30,60	2,28	1,28	2,31	0,02
4	38,98	2,75	14,76	15,87	11,46	1,41	3,14	0,08
5	34,80	0,40	8,81	14,74	4,86	10,93	2,31	0,11
6	41,75	0,42	14,58	17,67	3,05	1,10	2,63	н/о
7	42,55	0,52	11,10	18,25	2,85	0,85	3,02	н/о
8	39,55	0,75	13,57	18,46	3,81	1,27	2,81	н/о
9	38,60	0,87	14,38	19,14	4,27	1,01	2,47	н/о
10	46,90	0,42	15,43	11,65	2,59	0,60	3,86	н/о
11а	48,66	0,55	14,66	10,52	4,45	2,35	3,47	0,06
11б	49,15	0,40	14,10	9,53	4,94	1,66	3,54	н/о
12	49,55	0,52	15,74	11,27	3,43	1,62	3,49	0,04
13	45,86	0,47	12,31	18,97	2,22	0,96	2,42	н/о

1 - Обн.1, сл.7, обр.7, р.Ледяная, турон; 2 -Волжский ярус: обн.10, сл.7, обр.61 р.Анабар; 3- Обр.7, обн.1, сл.4, р.Анабар; 4 - Обр.1567-в, обн.5, р. Анабар; 6 -обр.78, р.Анабар; 7 -Обр. 72, р.Анабар;

Таблица 6

аутигенных силикатов

K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O	F	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма
3,90	0,02	0,038	0,10	0,10	н/о	7,10	6,70	100,34
3,70	0,24	0,025	0,125	0,03	1,63	7,60	6,00	100,47
3,70	0,10	0,01	0,07	0,10	н/о	5,86	4,14	99,72
1,30	0,75	0,02	0,05	0,09	0,10	7,21	1,90	99,90
3,80	0,10	0,09	0,12	0,27	9,74	5,89	2,88	99,68
3,40	0,16	0,02	0,07	0,31	0,80	7,52	6,55	99,99
3,90	0,15	0,02	0,06	0,26	2,94	6,35	6,95	99,73
3,15	0,14	0,02	0,05	0,41	1,92	9,10	5,30	99,64
2,80	0,44	0,02	0,07	0,48	2,40	7,71	5,40	100,01
4,70	0,30	0,02	0,10	0,28	1,33	6,85	5,24	100,22
3,25	0,70	-	0,09	0,15	н/о	7,32	3,54	99,71
3,40	0,70	0,04	0,106	0,20	н/о	7,10	5,35	100,15
4,70	0,35	0,04	0,08	0,37	0,80	6,05	5,65	99,64
5,30	0,02	0,04	0,115	0,02	н/о	6,36	4,48	99,46

8 - Обр.58, р.Анабар; 9- Обр.1620, р.Анабар; 10 - Обр.33-7, кимеридж, Пахса; 11а и б - Обр.33-6, нижний кимеридж, Пахса; 12 - Обр.33-2, верхний оксфорд, Пахса; 13 - Обр.2701, Станах-лочо, волжский ярус.

тикально. направлении. К песчаным фациям морского мелководья (верхняя сублитораль) здесь добавляются лагунно-морские фации подводных песчаных валов и песчаные фации открытых лагун (см. табл.4). Анализ фауны свидетельствует о формировании всех этих отложений в тепловодном и умеренно-тепловодном морском бассейне на глубинах в первые десятки метров, как правило, менее 20-25 м (Захаров, Юдовный, 1974). Намечается тенденция к уменьшению содержания лабильных межслоевых промежутков в смешаннослойных минералах силикатных зёрен при переходе от мелководных отложений, возможно, несколько опреснённых открытых лагун к наиболее "морским" (среди песчаных фаций данного разреза) отложениям кимериджа. Необходимо отметить заметную окисленность силикатных зёрен во всех фациальных типах меловых отложений разреза р.Боярки, проявляющуюся в постоянном присутствии гетита и преимущественно буром и зеленовато-буром цвете зёрен. Эти данные согласуются с приуроченностью зернистых силикатов валанжинготеривской толщи к поверхностям размывов, фиксируемых волнистой поверхностью пластов, их изменчивой мощностью и обилием окаменелостей.

В отличие от микроконкреций Анабарских разрезов силикатные ооиды в разрезе р.Боярки образованы не гидрослюдисто-сметитовыми, а хлорит-сметитовыми минералами с примесью железистого хлорита и гидрослюда (последняя в очень малом количестве).

В целом ряду фаций от литорали до зоны умеренных глубин наблюдается постепенное изменение состава и строения силикатных микроконкреций от зеленовато-бурых ооидов, нередко ооидов гетит-кальцитовых и хлоритовых с гетитом, смектитом и смешаннослойными минералами с высоким содержанием лабильного компонента к зелёным массивным, сложенным смешаннослойными гидрослюда-сметитовыми образованиями с небольшим количеством подвижных межслоевых промежутков (табл.5). В этом ряду микроконкреции второй группы (р.Боярка, табл.2,4) занимают как бы промежуточную переходную область от зоны образования хлорита к зоне образования глауконита.

Изменчивость в различных типах пород. При переходе от "глауконитов", почти целиком состоящих из ооидов, к карбонатным и фосфатным конкрециям и глинистым породам наблюдается уменьшение окисленности зёрен и количества в них гидратирован-

ных межслоевых промежутков (см. табл.3,4,6). В связи с этим появление гидратированных межслоевых промежутков можно объяснить не только образованием (синтезом) смектита, но также деградацией минералов с неразбухающей структурой — хлорита и глауконита, что мы и наблюдаем в зоне перехода от фаций к фациям глауконита.

Изменчивость в разных зонах катагенеза. Сравнение силикатных зёрен из неизменённых катагенетическими процессами песков и глинистых пород платформенных разрезов рр.Уджи, Анабара, Боярки (верхняя подзона верхней зоны катагенеза) с зёрнами катагенетически преобразованных песчаников и аргиллитов разрезов Верхоянской складчатой области у пос.Станях-Учоч и Чекуровка (верхняя зона средней зоны катагенеза) свидетельствует об уменьшении в среднем количества подвижных межслоевых промежутков с нарастанием интенсивности катагенеза. Даже в заметно окисленных силикатных зёрнах с примесью гетита, для которых в верхней зоне катагенеза характерна заметная гидратация, при переходе к катагенетически изменённым породам наблюдается уменьшение содержания лабильного компонента (табл.7).

Таблица 7

Изменение состава силикатных зёрен в разных зонах катагенеза

№ обр.	Зона катагенеза	Подвижные межслоевые промежутки (%)	K ₂ O
1620	Верхняя	50-75	2,35
60	—"	35	3,15
61	—"	30	3,70
72	—"	50	3,90
78	—"	45	3,40
16-2-5	—"	45	н/опр.
7	—"	45	3,90
2701	Средняя	20	5,30
2708	—"	25	н/опр.
833	—"	20	3,40

Однако, вывод о том, что именно катагенетическое преобразование слоистых силикатов обусловило низкое содержание разбу-

хающего компонента, не является однозначным. Во-первых, среди микроконкреций, взятых из слабо изменённых пород верхней зоны катагенеза, также встречаются аутигенные силикаты с незначительным содержанием разбухающего компонента (20-30%).

Во-вторых, наиболее катагенетически изменёнными являются отложения, формировавшиеся в наиболее удалённых от берега частях бассейна, в которых конкреции уже в момент своего образования на стадии диагенеза могут характеризоваться повышенным содержанием калия. Таким образом, рассмотренные отложения несут черты однонаправленного изменения состава силикатов как в связи с условиями образования, так и в связи с условиями вторичного преобразования, что делает невозможным однозначную интерпретацию факторов, формирующих химический состав силикатов.

Обсуждение результатов

К наиболее характерным особенностям распределения силикатных микроконкреций и эволюции их структуры и состава в изучаемых отложениях относятся: постепенная смена состава микроконкреций от ниже-среднеюрских отложений к верхнеюрским и меловым; максимумы в накоплении силикатных зёрен в позднеюрское меловое время на платформенном шельфе прогибов; направленная изменчивость структуры и состава ооидов в различных фациальных обстановках, в разных типах пород и, возможно, при различных по интенсивности катагенетических преобразованиях.

Смена микроконкреций хлоритового состава зёрнами, сложенными смешаннослойными минералами слюдистого типа с подвижной решёткой совпадает с моментом возникновения на месте опреснённого ранне-среднеюрского бассейна (возможно, с развитыми фациями авандельт) позднеюрским меловым бассейном с солёностью, приближающейся к нормальной.

Смена состава силикатов происходит с некоторой постепенностью - хлорит аалена и байоса сменяется хлорит-сметитовыми смешаннослойными минералами в келловей-кимериджское время, затем смешаннослойными гидрослюда-сметитовыми образованиями. В валанжин-готеривское время вновь формируются хлорит-сметитовые, а в позднемеловую эпоху - гидрослюда-сметитовые силикатные овиды. Среди изученных отложений отсутствуют типичные гла-

укониты. Очевидно это связано с несколько пониженной соленостью бассейна.

Почти одновременно с изменением минерального типа, начиная с оксфорда, происходит резкое увеличение масштабов накопления аутигенных силикатов, приобретающих с этого момента важное породобразующее значение. Аналогичный максимум в формировании зернистых силикатов характерен и для других территорий, в частности Западно-Сибирской плиты и Русской платформы. Можно предполагать, что причины, обусловившие массовое накопление силикатных микроконкреций, связаны с крупными изменениями в палеогеографической обстановке — условий циркуляции в бассейне, скоростей седиментации, климата и характера выветривания.

Как было отмечено выше, существенная перестройка палеогеографических условий происходит в конце среднеюрской эпохи. Направление морских трансгрессий сменяется с восточного и северо-восточного на северное. В центральной области бассейна возникают глубоководные застойные зоны, в которых накапливаются битуминозные глинистые осадки. Отсюда к мелководным шельфовым участкам могли подниматься холодные воды, обогащённые растворёнными компонентами, которые и являлись источником вещества для силикатных зёрен и всегда ассоциирующих с ними фосфоритов и карбонатов. Интенсивность циркуляции, по-видимому, особенно возросла в моменты трансгрессий. Поэтому именно с трансгрессивными частями разреза связаны основные скопления аутигенных силикатов.

Широкий южный хорошо прогреваемый приплатформенный шельф был областью особенно активного накопления силикатных микроконкреций. В пределах более узкого и крутого Таймырского шельфа возникают лишь небольшие концентрации зернистых силикатов.

Обычным фактором, способствующим хемогенной седиментации, являются низкие скорости накопления осадков. Моменты массового формирования силикатных микроконкреций также характеризуются заметным уменьшением темпа осадкообразования (см.рис.3). На Таймыре, где скорости позднеюрского осадконакопления в 3-10 раз превышали скорость седиментации на южном шельфе и в центральной зоне бассейна, силикатные микроконкреции встречаются в значительно меньших количествах.

С позднеюрским максимумом образования силикатных ооидов совпадает потепление климата и выравнивание континента. Связанное

с этими процессами усиление выветривания обуславливало поступление значительных количеств растворённых веществ, являющихся, возможно, дополнительным источником формирования аутигенных силикатов. Абсолютная интенсивность выветривания, однако, была невелика. Об этом свидетельствует аркозовый характер осадков, обилие в них неустойчивых минералов — средних плагиоклазов, амфиболов, эпидота, ярозитово-гидрослюдистый состав кор выветривания.

Обращает внимание приуроченность высоких содержаний зернистых силикатов к областям развития траппов. Это относится как к районам Сибирской платформы, где силикатные зёрна отчётливо тяготеют к трапповому полю, так и к Таймыру. При незначительном количестве зернистых силикатов в Таймырских разрезах нижеволжские алевриты вблизи траппов центральной части полуострова (р.Дябьяка-Тари) почти наполовину сложены силикатными зёрнами. Эти данные, а также наблюдаемые в шлифах обычное замещение обломков основных эффузивов силикатным материалом свидетельствует о том, что локальным фактором, способствующим возрастанию концентрации силикатных зёрен, является развитие в пределах питающих провинций основных пород — источника высокожелезистых продуктов, из которых формировались силикатные микроконкреции.

Интересно отметить случаи отсутствия силикатных зёрен в стратиграфических интервалах их массового распространения, прежде всего в ниже-средневолжских отложениях, в ряде разрезов Жиганского района (Приверхо́янский прогиб) и бассейна р.Ленинградской (северный Таймыр). В первом случае это связано с замещением морских отложений лагунно-континентальными угленосными толщами. Отсутствие зернистых силикатов в кварцевых песчаниках и аркозах бассейна р.Ленинградской обусловлено заливобразным характером опреснённого бассейна, отрезанного Таймырским островом от глубоководных впадин Енисей-Хатангского прогиба, высокой скоростью осадконакопления, отсутствием основных пород в пределах питающих провинций.

Необходимо отметить заметные изменения в фазовом и химическом составе тонких фракций глинистых пород в моменты массового формирования силикатных микроконкреций. В отличие от пермских отложений (силикатные ооиды отсутствуют), триасовых толщ

(зернистые силикаты, присутствующие иногда в заметном количестве, представлены хлоритами) и ниже-среднеюрских отложений (незначительное количество силикатных зёрен) в верхнеюрских-нижнемеловых толщах с обильными силикатными зёрнами наблюдается отчётливое обогащение глинистой фракции магнием и (рис.II) минералами с лабильной решёткой (см. рис.3). В вол-

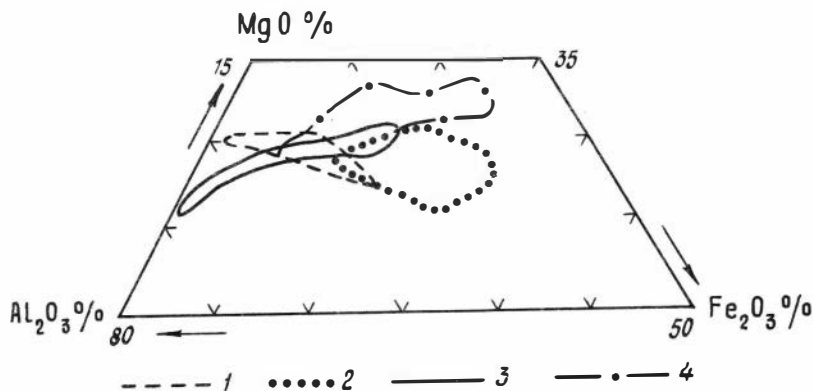


Рис.II Соотношение Al, Mg, Fe в форме окислов, приведённых к 100% во фр. 0,001 мм глинистых пород мезозойских отложений северных прогибов Сибири (при составлении диаграммы использовано 178 силикатных анализов). Отложения: 1 - пермские; 2 - триасовые; 3 - ниже-среднеюрские; 4 - верхнеюрские-нижнемеловые.

жско-берриасовых отложениях с высокими содержаниями специфических по составу гомогенных силикатных зёрен, в соответствии со смектитовым характером тонкой фракции происходит заметное увеличение количества Na_2O в глинистых породах в среднем до 2%, в отдельных образцах до 4-6%. Для этих отложений характерно падение алюминиевости (возрастание магниезальности и железистости) гидрослюд, фиксируемое по уменьшению величины отношения интенсивностей рефлексов 002/001.

Следует отметить наблюдаемые в шлифах непрерывные переходы от цементов алевритово-песчаных пород к силикатным зёрнам, и, в некоторых случаях, близость фазового состава тонкой фракции глинистых пород, цементов и силикатных микроконкреций, представленных гетерогенной смесью хлорита, смектита и гидрослюд.

Всё это может свидетельствовать об аутигенном происхожде-

нии глинистых минералов не только силикатных микроконкреций, но также и отчасти цементов вмещающих и синхронных глинистых пород.

Изменчивость состава силикатных зёрен на фациальном профиле состоит в обычной приуроченности к наиболее мелководным сублиторальным лагунным и нормально-морским отложениям сильно гидратированных и окислённых зёрен, нередко с заметным содержанием хлорита и примесью гетита, и распространении в более глубоководных отложениях нижней сублиторали менее гидратированных неокислённых зёрен гидрослюдисто-сметитового состава с высоким содержанием подвижных межслоевых промежутков.

Появление окислённых и гидратированных зернистых силикатов в направлении от более глубоководных к мелководным фациям может быть обусловлено деградацией микроконкреций в процессе их неоднократного переотложения. Процессы перемыва и переотложения, несомненно, пользовались очень широким распространением в сублиторальной зоне и обуславливали возникновение высоких концентраций зернистых силикатов. Об этом свидетельствует преимущественная приуроченность концентратов силикатных зёрен к песчаным породам и постоянно наблюдаемые признаки интенсивной гидродинамики в прослоях "глауконитов" – присутствие косой слоистости, обломков древесины, гальки, обильного раковинного материала, волнистых поверхностей размывов. Следует отметить также нередко оолитовый характер зёрен в прослоях с их максимальными концентрациями, в частности, в кимериджских и нижнемеловых отложениях р.Боярки, а также обогащение этих слоёв тяжёлыми минералами (до 10-20% и даже 50% от фракции 0,05-0,1мм), обусловленное процессами естественного шлихования (см.рис.10 А, Б). Данные математической обработки минералогических материалов разреза р.Боярки методами факторного анализа также свидетельствуют о том, что дифференциация по удельному весу является вторым по значению фактором, обеспечивающим возникновение высоких концентраций зернистых силикатов (Каплан, Кноринг, Юдовный, 1974).

Другое возможное объяснение изменчивости состава зернистых силикатов по фациальному профилю при переходе к более мелководным отложениям – их аграция с сокращением количества подвижных межслоевых промежутков. В пользу такого объяснения гово-

рит смена смектитов прибрежной приплатформенной зоны смешанно-слоистыми минералами в глинистых породах внутренней области бассейна (Каплан, 1976). Возможно, процессами аградации обусловлено также сокращение количества лабильного компонента в силикатных зёрнах при переходе от песчаных к алевроитово-глинистым, фосфатным и карбонатным породам.

Результаты факторного анализа выявили корреляцию между возрастанием содержаний силикатных зёрен (максимумом силикатообразования?) и улучшением отсортированности осадков, уменьшением медианного диаметра обломков и увеличением количества калия в поглощённом комплексе пород. Не исключено, что явления аградации проявлялись и на стадии катагенеза.

Как известно, конкреции хлорита и глауконита являются диагенетическими образованиями, причём, хлорит характерен для континентальных отложений, а глауконит – для морских, на что указывали многие исследователи, а Ю.П.Казанский (1963) считает присутствие этих минералов отличительными признаками диагенеза в морских и континентальных фациях. Среди прибрежно-морских отложений мезозоя и кайнозоя широко распространены хлориты, с которыми генетически связаны крупнейшие скопления оолитовых железных руд. Хлориты тесно ассоциируются с глауконитом. Тесная ассоциация этих минералов, образующихся в разных фациальных и физико-химических условиях, сопровождающаяся всегда присутствием минералов с лабильной структурой –разбухающего хлорита, смектита и вермикулита (Николаева, 1965; Giresse, 1965; Porrenga, 1965) фиксирует переходную область в характере диагенеза: от континентального к морскому, с одной стороны, и от зоны образования хлорита к глаукониту – с другой.

Заключение

Силикатные микроконкреции пользуются широким распространением в мезозойских отложениях северной Сибири. В течение мезозойской эры изменяется минеральный тип и масштабы формирования силикатных зёрен. В триасовое, ранне- и среднеюрское время возникали силикатные микроконкреции хлоритового состава. Максимум накопления зернистых силикатов приходится на позднеюрское

меловое время. На келловей-кимериджском и валанжин-готеривском возникали преимущественно сложные по составу хлорит-сметитовые, гидрослюда-сметитовые минералы, часто с примесью смектитов и гидрослюд. В волжское и позднемеловое время формируются, главным образом, гомогенные смешаннослойные глауконит-сметитовые силикатные микроконкреции, состоящие из диоктаэдрического высокожелезистого алюмосиликата элюдистого типа с различным содержанием лабильных межслоевых промежутков.

Эволюция во времени минерального типа силикатных зёрен и масштабов аутигенного силикатонакопления определялась, по-видимому, изменением условий циркуляции в бассейне, появлением глубоководных застойных зон - источников минеральных компонентов, необходимых для синтеза силикатов, и сменой фациальных обстановок опреснённых бассейнов нормально-морскими или близкими к ним условиями. Дополнительными факторами, благоприятствовавшими увеличению масштабов силикатонакопления, было уменьшение скорости терригенной седиментации и нарастание интенсивности выветривания на этапах пенепленизации и потепления, способствовавшее поступлению в бассейн дополнительных количеств реакционноспособных веществ.

Максимальные концентрации зернистых силикатов тяготеют к южному шельфу, прилегающему к трапповому полю Сибирской платформы. Благоприятными факторами, обуславливающими такую локализацию скоплений зернистых силикатов на площади бассейна, являлось наличие широкого и плоского шельфа с хорошо прогреваемой водной толщей и интенсивной переработкой осадка волновыми процессами, обеспечивающей возникновение высоких вторичных концентраций силикатных зёрен, а также развитие на континенте крупных массивов основных пород - источник обильных высокожелезистых продуктов.

На фациальном профиле в направлении от прибрежных к более глубоководным отложениям наблюдается смена окисленных и гидратированных зёрен, нередко с заметной примесью хлоритового компонента, силикатными зёрнами, образованными смешаннослойными минералами сначала хлорит-сметитового, затем гидрослюда-сметитового состава с понижающимся содержанием лабильных межслоевых промежутков. Уменьшение степени гидратации зёрен наблюдается и в ряду песчаные-алевритовые-глинистые-карбонатные и

фосфатные породы. Такой характер изменчивости состава зёрен может быть обусловлен разными не только по степени, но и направленности преобразованиями: условиями образования в диагенезе, разрушением в процессе переработки осадка в прибрежных фациях, а также на стадии регрессивного катагенеза и гипергенеза, градацией смешаннослойных минералов в направлении нарастания интенсивности редукционных процессов на стадии диагенеза, а также прогрессивного катагенеза.

Смешаннослойные образования тесно ассоциируются со смесью тех минералов, которые составляют фазы (слои) в смешаннослойных образованиях. Тесная ассоциация однотипных минералов, представляющая собой в одних случаях смеси, а в других — смешаннослойные образования, позволяет рассматривать те и другие как разные состояния такой ассоциации, а не как самостоятельные минералы. Смешаннослойные образования как и смеси аутигенных минералов фиксируют зону метастабильного состояния двух (или более) сосуществующих минералов, которая соответствует, как правило, фациальной зоне перехода: от среды, благоприятной для образования одного минерала, к среде, благоприятной для образования другого (Николаева, Сенин, Голубова, 1971).

Парагенез минералов хлорит-глауконит-монтмориллонит фиксирует пограничную область между фациями континентального осадконакопления, в которых на стадии диагенеза образуется глауконит. Для этой зоны перехода характерны разбухающие хлориты, а также (ещё в большей степени) смешаннослойные хлорит-сметитовые образования.

Порренга Д.Х. (Porrenga, 1967) предполагал, что хлорит (шамозит) характерен для тропической зоны морского побережья. Наши исследования, результаты которых изложены выше и освещались в литературе ранее (Николаева, 1965), показывают, что хлорит с совершенной (I4 A) и несовершенной (7 A) структурами отмечается в прибрежно-морских фациях (дельтовых, лагунных, реже литоральных и сублиторальных) различных климатических зон — гумидной тропической и гумидной умеренной, следовательно, хлорит не является образованием какой-либо одной климатической зоны. Признаки климатической зональности устанавливаются однако по изменению химического состава хлорита, главным образом, по содержанию в нём магния. Так, в хлоритах тропической зоны из сов-

ременных морских осадков отмечается 5-12% MgO (Николаева, Се-нин, Голубова, 1971, стр.24), в хлоритах умеренной гумидной зоны юрского и мелового возраста, включая район, рассматриваемый в настоящей статье, содержания магния обычно не превышают 2-4%.

Акульшина Е.П. Глинистые минералы в метатенезе и их эволюция в истории земной коры. Автореф. докт. диссертации. Новосибирск, 1973, 59 с.

Берлин Т.С., Найдин Д.П., Сакс В.Н., Тейс Р.В., Хабаков А. В. Климаты в юрском и меловом периодах на севере СССР по палеотемпературным определениям. - "Геология и геофизика", 1966, № 10, с.17-31.

Гольберт А.В. Верхнеюрско-валанжинская терригенно-глауконитовая формация Западно-Сибирской низменности. - "Геология и геофизика", 1968, №5, с.10-15.

Градусов Б.П. О неоднородности смешаннослойных образований. - "Изв. ВУЗов. Геология и разведка", 1973, № 2, с.40-46.

Дубарь Г.П. О находке шамозитовых пород оолитового строения в Ленском бассейне. - ДАН СССР, 1959, т.126, № 3, с.634-636.

Запорожцева А.С. О совместном присутствии в породах глауконита и шамозита. - ДАН СССР, 1954, т.97, № 5, с.903-905.

Захаров В.А., Юдовный Е.Г. Условия осадконакопления и существования фауны в раннемеловом море Катангской впадины. - В кн.: Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. Новосибирск, "Наука", 1974, с.127-173.

Захаров В.А., Радостев И.Н. Срленосность вод раннемелового моря на севере Средней Сибири по палеобиогеохимическим данным. - "Геология и геофизика", 1975, № 2, с.37-43.

Ильина В.И. Климат Западной и Средней Сибири в раннеюрскую эпоху по палинологическим данным. - "Геология и геофизика", 1969, № 10, с.10-17.

Казанский Ю.П., Меловые и палеогеновые осадочные формации Среднего Приобья. Новосибирск, "Наука", 1963, 354 с.

Каплан М.Е. Критерии, используемые при выделении зон ка-

тагенеза в терригенных отложениях. - "Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № II, с.122-133.

Каплан М.Е. Литология морских мезозойских отложений севера Восточной Сибири. Л., "Недра", 1976, 225 с. (Тр. Всес. нефт. науч.-иссл. ин-та, вып.374).

Каплан М.Е., Кноринг Л.Д., Юдовный Е.Г. Условия формирования морских терригенных отложений по данным анализа. - "Советская геология", 1974, № 4, с.139-146.

Кротов Б.П. Глауконито-хлоритовая порода и её генезис. - В сб.: Вопросы петрографии и минералогии". М., Изд-во АН СССР, 1953. Том I.

Меледина С.В., Аммониты и зональная стратиграфия байосабата Сибири. Новосибирск, "Наука", 1973, 151 с.

Месежников М.С., Балабанова Т.Ф., Веренинова Т.А., Галеркина С.Г., Джиноридзе Н.М., Кирина Т.И., Кравец В.С., Чирва С.А. Палеогеография севера СССР в юрском и меловом периодах. - В кн.: Вопросы палеогеографии и палеобиогеографии мезозоя севера СССР. Л., 1971, с.3-133. (Тр. ВНИГРИ, вып.304.)

Николаева И.В. Хлориты в железосных отложениях Бакчарского месторождения. - В кн.: Глины и глинистые минералы Сибири. М., "Наука", 1965, с.17-27.

Николаева И.В. Бакчарское месторождение оолитовых железных руд. Новосибирск, "Наука", 1967, 130 с.

Николаева И.В., Сенин Ю.М., Голубова Г.А. Фациальная изменчивость аутигенных силикатов в связи с особенностями осадкообразования на шельфе Западной Африки. - В кн.: Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М., "Наука", 1971, с.5-51. (тр. ИГиГ СО АН СССР, вып.144).

Осипова З.В. Вещественный состав и условия формирования юрских отложений Лено-Анабарского района в связи с проблемой коллекторов алмазов. Автореф. дисс. на звание канд. Л., 1966, 22 с.

Ронкина З.З. Об образовании лептохлоритовых пород в юрских и меловых отложениях Хатангской впадины. Инф. бюлл. НИИГА, вып. 4. Л., 1957, с.28-31.

Ронкина З.З. Вещественный состав и условия формирования юрских и меловых отложений севера Центральной Сибири. Л., "Недра", 1965, 164 с. (Тр.НИИГА, т.146).

Сакс В.Н., Ронкина Э.З., Басов В.А., Месежинов М.С., Шульгина Н.И., Юдовный В.Г. Опорный разрез верхнеюрских отложений бассейна р.Хеты (Хатангская впадина). Л., "Наука", 1969, 180 с.

Страхов Н.М. Железородные фации и их аналоги в истории Земли. Тр. ИГН АН СССР, вып.75, сер. геол., № 22, 1947, 277 с.

Формозова Л.Н. Железные руды Северного Приуралья. Тр. ГИНА АН СССР, вып.20 М., Изд. АН СССР, 1959, 447 с.

Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. - В кн.: Совещание по осадочным породам. Т.2. М., Изд. АН СССР, 1955, с.7-100.

Chilingar J.V. Joint occurrence of glauconite and chlorite in sedimentary rocks, a review. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1956, 40, p.394-398.

Giresse P. Observation sur la presence de "Glaucanie" actuelle dans les sediments ferrugineux peu profonds du bassin gabonais. - Comp. Rend. Acad. Sci., Tom 260, group 9, 1965, pp.5597-5600.

Porrenga D.H. Chamosite in Recent sediments of the Niger delta. - Clay Minerals, Proc. 14 Natl. Conf., 1965, pp.221-233.

Porrenga D.H. Glauconite and chamosite as depth indicators in marine environment. - Marine Geology, 1967, vol.5, pp.495-502.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЧЕСКОГО
СОСТАВА И ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ГЛАУКОНИТА НА ГРА-
НИЦЕ КЕМБРИЯ С ВЕНДОМ (АЛДАНСКИЙ И ЮДОМО-МАЙСКИЙ
РАЙОНЫ)

Как было показано нашими работами ранее (Николаева, 1971; Николаева и др., 1971) и подтверждено В.Д.Шутовым с соавторами (Schutov et al., 1972, Шутов и др., 1975) докембрийские минералы группы глауконита отличаются от фанерозойских относительно повышенным содержанием алюминия, причем И.В.Николаева с соавторами считают такой состав докембрийских минералов первичным, обязанным условиям седиментации и диагенеза, тогда как другие авторы склонны трактовать такой состав результатом катагенетической "иллитизации" первично железистого глауконита. Предлагаемый разрез глауконитоносных отложений исключительно интересен для изучения закономерностей изменения химического состава глауконита на границе кембрия и венда.

В настоящее время отбор проб глауконита для изотопного анализа не контролируется ни кристаллохимическими, ни генетическими особенностями зерен (Казаков, Кнорре, 1972; Хоментовский, 1972, 1974 и др.). Однако изучение генезиса глауконита и закономерностей его вторичного преобразования представляется весьма важным. В связи с этим, целью настоящей работы было изучение химического состава и генезиса глауконита для выяснения эволюции первичного состава этого минерала на границе кембрия с докембрием и оценки пригодности его для изотопного анализа. Для этой цели проведены исследования отложений пестроцветной и юдомской свит в Алданском и Юдомо - Майском районах (рис. I), а также содержащихся в них глауконитов химическими и физическими методами, включая их изотопный возраст.

Граница венда и кембрия привлекает внимание стратиграфов в связи с существенным изменением органического мира на этом рубеже. В статье обсуждаются результаты датирования этой границы изотопными методами по данным разных ис-

следователей для различных районов распространения ниже - кембрийских отложений (преимущественно для северного полу - шария).

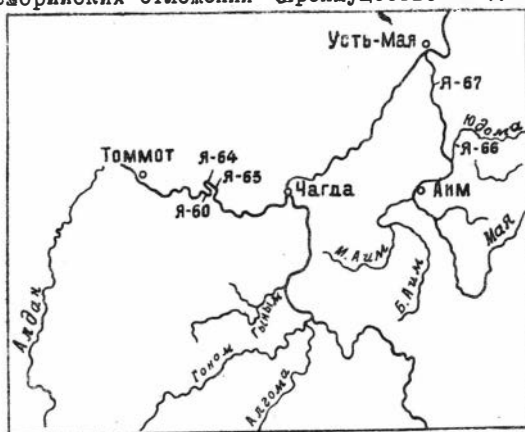


Рис. I

Большинство исследователей (Розанов, Миссаржевский и др., 1969; Семихатов и др., 1970 и др.), работавших по проблеме границы ϵ -V склоны считают, что её нужно проводить по подошве слоя ракушняково-го известняка, в котором появляется

скелетная фауна хиолитов, брахиопод, археоциат. Такие фаунистические горизонты в основании нижекембрийской толщи прослеживаются на всем континенте (Соколов и др., 1965), на основании чего предполагается появление скелетной фауны одновременно в различных частях земного шара (Сибирь, Северная Америка, Северная Африка). В решениях совещания по стратиграфии пограничных слоев ϵ -V, проведенном в городе Уфе в 1967 г. было отмечено, что "важнейшим критерием при определении нижней границы кембрия служит появление представителей скелетной фауны, образующей четкий зональный комплекс. При прослеживании подошвы кембрия по горизонтали и синхронизации разрезов пограничных слоев большую помощь оказывают радиологические данные" (Постановления, 1972, с. 14-15).

В последние годы, как в советской, так и в зарубежной литературе появилось немало цифр изотопного возраста, определенных по глаукониту (Полевая и др., 1960; Everden et al., 1961; Hurley et. al., 1959). Проводились определения глауконита из отложений пестроцветной и вдомской свит Алданского и Вдомо-Майского районов, результаты которых

опубликованы (Гарисс и др., 1964; Казаков, Кнорре и др., 1972; Хоментовский, 1972, 1974). Несмотря на то, что анализы были сделаны по глаукониту, взятому примерно из одного стратиграфического горизонта, цифры абсолютного возраста даже в пределах одной фациальной зоны оказались разными. Особый интерес вызывает данные абсолютного возраста по пограничной зоне ϵ -V разрезов Алданского и Удомо-Майского районов, предложенных стратотипами алданского яруса на Сибирской платформе. Повторные исследования абсолютного возраста глауконита, взятого из отложений пестроцветной свиты районов показали хорошую воспроизводимость цифр для глауконитов в пределах одного стратиграфического горизонта при омоложении возраста относительно эталона этого уровня примерно на 100 млн. лет. Нами изучена литология глауконитоносных отложений пестроцветной свиты, морфология зерен глауконита, физико-химические особенности минералов группы глауконита и сделаны определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом.

По аналогии с разрезами на р. Лена (Репина, Хоментовский, 1965) отложения пестроцветной свиты Алдана выделяются в западный тип разреза, а Удомо-Майского района - в восточный. Переходному соответствуют отложения пестроцветной свиты, вскрытые по береговым откосам реки Учур и её притоков.

Для выяснения распределения глауконита в пестроцветной свите ниже приведена литологическая характеристика разрезов по двум фациальным областям: западной (река Алдан) и восточной (Удомо-Майский район) с привлечением материалов по переходному типу разрезов (бассейн р. Учур), любезно предоставленному нам Л.Н.Репиной; используются также литературные данные.

Литологическая характеристика разрезов
пестроцветной свиты и пограничных с ней
отложений удомской свиты бассейна р. Алдан
(западный тип разрезов)

Пестроцветная свита бассейна реки Алдан характеризуется

морскими карбонатными, ритмично построенными отложениями, представленными известняками зернистыми, или ракушняковыми, в основном глинистыми, реже песчанистыми. Наиболее полный разрез пестроцветной свиты (мощность 65–70 м) вскрыт по левому борту реки Алдан в обнажениях, носящих название "Дворцы" и "Сулугурские Дворцы", находящиеся друг от друга примерно на расстоянии 4–5 км. Разрезы подразделяются на четыре пачки пород. Схема строения ритмов (снизу вверх) такова: 1) алевролит, глинистый известняк, 2) известняк зернистый, известняк ракушняковый, 3) известняк песчанистый.

Каждая пачка пород имеет свои характерные особенности, которые позволяют распознавать их в разрезе. Чистотой карбонатного материала отличается первая пачка пород, строение которой практически остается неизменным на всем протяжении распространения свиты. Она является маркирующей в отложениях свиты. Глинистая, кирпично-красная вторая пачка, со следами мелкого подводного оползня в наиболее глинистой разности пород. Третья пачка почти целиком состоит из караваеобразных археоциатовых биогерм. И, наконец, четвертая слагается тонкоплитчатыми разностями известняков, подобные которым не встречаются ни в одной из выше перечисленных пачек пород.

Первая ритмично построенная пачка пород, мощностью 5–7 м имеет следующее строение (снизу вверх):

1) ракушняковый известняк серо-розового цвета, мощностью до 1,5 м, содержащий в нижних 0,5 м гальку голубовато-серого алевролита, обломки нижележащего вдомского доломита, многочисленные зерна глауконита и раковинный детрит. Данный слой можно принять за первый ритм пачки, строение которого остается неизменным на всей территории распространения свиты района Алдана. Выше, над первым, с постепенным переходом, залегает второй ритм, состоящий в разрезах южной части района из:

1) известняка зернистого (3–5 м).

а в разрезах северной части района:

1) известняка зернистого глинистого (0,3 м)

2) известняка зернистого (3–5 м).

Вторая пачка пород мощностью до 24 м, разделяющаяся на I0-I2 ритмов, состоящих из чередования (снизу вверх):

- 1) известняка зернистого глинистого (0,3-0,4 м)
- 2) известняка зернистого (до 1,5 м).

В разрезах южной части района строение ритма становится трехчленным (снизу вверх):

- 1) известняк зернистый песчанистый серо-розовый (0,2-0,3 м)
- 2) известняк зернистый глинистый вишнево-красный (0,3-0,4 м)
- 3) известняк зернистый, вишневый (1-1,5 м).

Породы данной пачки бедны фаунистическими остатками и не содержат глауконитовых зерен.

В основании третьей пачки пород, мощностью до 22 м встречаются гальки нижележащих красно-вишневых известняков. Вся пачка состоит из биогермового археоциатового известняка с тонкими прослоями красно-вишневого алевролита. Породы разбиты трещинами, по которым происходит смещение слоев, поэтому последовательность напластования их проследить очень трудно. На всем протяжении распространения свиты строение ее остается неизменным.

Четвертая пачка пород, мощностью до 20 м, завершает разрез пестроцветной свиты на реке Алдан; в ней различаются 6-7 ритмов, строение которых (снизу вверх) следующее:

- 1) известняк зернистый глинистый серо-розовый (1-1,5 м)
- 2) известняк зернистый красно-фиолетовый, пятнисто окрашенный (до 2 м).

Известняки тонкоплитчатые, сильно выветрелые, могут появляться в обнажениях либо в виде отдельных столбчатых остатков, либо в виде щебенчатой осыпи.

На основании изменчивости комплексов археоциат и водорослей отложения пестроцветной свиты бассейна реки Алдана подразделяются на биостратиграфические горизонты:

- а) суннагинский
- б) кенядинский
- в) атдабанский

В 1966 г. А.Ю.Розановым и В.В.Миссаржевским древнейшие фаунистические бестрилобитовые слои суннагинского и кенядинского горизонтов выделяются в томмотский ярус. Нижняя граница томмотского яруса определяется по массовому появлению остатков

скелетных животных, что соответствует основанию первой пачки пород. Верхняя граница томмотского яруса соответствует появлению первых трилобитов. Атабабанский горизонт с размывом ложится на томмотский ярус, что фиксируется появлением гальки пород кенядинского горизонта в отложениях атабабана.

Глауконит появляется в **низах** суннагинского горизонта в основании первой пачки свиты в прослое ракушнякового известняка мощностью 0,5–0,7 м с раковинами хиолитов, археоциат и брахиопод. Этот прослой известняка является первым глауконитоносным горизонтом в пестроцветной свите, характеризующимся постоянством мощности и литологического состава породы на всей пятисоткилометровой протяженности. Глауконитоносный слой сильно выветренный, раздробленный и многими геологами принимается за известковистый глауконитовый песчаник. Некоторые исследователи (Розанов, Миссаржевский, 1966; Хоментовский, 1964; Семихатов и др., 1970) считают, что глауконит и раковинный детрит скелетных животных появляется на 1,5 м ниже первого глауконитоносного слоя. Там он встречается в таком виде: "не выдержанный по мощности (0,1–0,5 см), местами четковидный и прерывистый прослой зеленого глауконитового кварцдоломитового песчаника" (Семихатов и др., 1970, стр. 84), либо в виде "линзы глауконитовых песчаных известняков, напоминающих суннагинские" (Хоментовский, 1974, стр. 38). Тем самым объем суннагинского горизонта увеличивается, вводится дополнительное название "сулугурского пласта", лежащего между пестроцветной свитой и линзой глауконита, а предполагаемая граница также относится на 1,5 м ниже.

Необходимо дать краткую характеристику отложений нижележащей вдомской свиты на границе с пестроцветной. По данным М.А. Семихатова /Семихатов и др., 1970/ суммарная мощность вдомских пород на реке Алдан достигает 160 м. Верхние 50 м свиты представлены доломитами толстоплитчатыми, массивными. Окраска их внизу зеленовато-серая, а сверху - палевая и розовая. В 40 м и 15 м от кровли свиты залегают доломиты строматолитовые. Ближе к пестроцветной свите массивные доломиты сильно кавернозные, со следами растворения доломитов и наростами кристалликов кальцита как по плоскостям наслоения, так и по секущим их трещинам.

Это особенно хорошо заметно в обнажении Я-64 в 4-х км выше по течению реки Алдан от обнажения "Дворцы". Анализируя состав нарастворимого остатка содержащей глауконит породы из трещины и каверны, из низов пестроцветной свиты, К.А. Менс /Менс, 1975/ доказала их индентичность.

Глауконитовые зерна содержатся в отложениях суннагинского горизонта повсеместно во всей его 5-7 метровой толще. Глауконит представлен зернами округлой, червеобразной и дугообразной формы, по форме раковинного детрита темно-зеленого и зелено-го цвета, а также обломками зерен голубовато-зеленого цвета. Иногда наблюдается окрашивание породы в зеленый цвет за счет пептизации глауконитовых зерен.

Округлые зерна встречаются в нижней части горизонта, в прослоях ракушняковых известняков, угловатые зерна, которые мы рассматриваем как терригенные, преобладают в верхней части горизонта среди мелкозернистых известняков красного цвета. Округлые зерна в этой части горизонта почти не встречаются. Следует, однако, заметить, что даже в основании суннагинского горизонта округлые зерна не являются единственной или преобладающей формой проявления глауконита. Значительную часть составляют угловатые обломочные зерна, в связи с чем аутигенное происхождение округлых зерен также вызывает сомнение. Нам неоднократно приходилось наблюдать, что терригенный глауконит всегда имеет одновременно две формы зерен - округлую и угловатую. Например, в четвертичных отложениях почти всей северной окраины Западно-Сибирской низменности присутствует в виде округлых и угловатых зерен глауконит верхнемелового возраста. Не исключено, что значительная часть глауконита, залегающего в основании суннагинского горизонта происходит из отложений более древних, чем этот горизонт. Таким источником могли быть глауконитоносные доломиты верхов Ядомской свиты, которые характерны для отдельных участков ее распространения, но размыты в других местах; в последнем случае обломки доломитов обнаруживаются в основании суннагинского горизонта. Именно такие обломки присутствуют повсеместно в основании горизонта - в разрезах р.Алдана и вероятно Ядомо-Майского района (где эта часть разреза хуже обнажена). Дополнительным фактом в пользу терригенного

происхождения значительной части глауконита суннагинского горизонта является его химический состав, о чем подробнее будет сказано ниже.

В верхней части томмотского яруса в глинистых известняках со следами внутриформационного размыва встречаются редкие угловатые обломочные зерна мелкого светлозеленого глауконита, которые можно рассматривать как терригенные. В массовом количестве на этом же стратиграфическом уровне темно-зеленые зерна глауконита появляются в серо-розовых известняках в разрезах бассейна реки Учур, на ее правом притоке реке Сэлинде (переходный тип разрезов).

Литологическая характеристика пестроцветной свиты Юдомо-Майского района (восточный тип разрезов)

В Юдомо-Майском районе широко распространены отложения докембрия, нижнего и среднего кембрия.

Отложения пестроцветной свиты по данным ряда исследователей (Коршунов, Репина и др., 1969; Семихатов и др., 1970; Коршунов, 1972) залегают согласно на вдомских. Однако, резкая смена состава пород от вдомской к пестроцветной свите и такая же закарстованность поверхности вдомской толщи заставляют думать, что пестроцветная свита ложится на вдомскую с перерывом. Объем пестроцветной свиты Юдомо-Майского района приравнивается объему суннагинского, кенядинского, атдабанского и тарынского горизонтов, общей мощностью не превышавшей 50 м.

В данном районе были изучены отложения пестроцветной свиты в двух обнажениях, одно из которых находится на реке Юдома в 42 км от ее устья (Я-66) и второе на реке Мая у ручья Инникэн (Я-67). Из-за неблагоприятных погодных условий (высокая вода) авторам не удалось наблюдать зону контакта пестроцветной и вдомской свит в выше указанных обнажениях. Поэтому, в общей характеристике отложений свиты будут частично приведены литературные материалы. По данным В.И. Коршунова (Коршунов, 1972) отложения пестроцветной свиты начинаются с кирпично-красных тонкоплитчатых мергелей. Тогда общую схему отложений свиты

можно представить в виде двух ритмов. Первый ритм, охватывающий отложения двух горизонтов - суннагинского и кенядинского, состоит из (снизу вверх): 1) мергеля, 2) известняка водорослевого. Мощность первого ритма не превышает 10 м. Второй ритм (7-8 м), соответствующий атдабанскому горизонту, имеет следующее строение (снизу вверх): 1) глинистые известняки, 2) ракушняковые известняки, 3) водорослевые известняки. Отложения, слагающие пестроцветную свиту Едомо-Майского района, подвержены вторичным изменениям. Наблюдается выщелачивание породы, отчего известняки свиты кавернозны. Каверны встречаются правильной округлой, изометрической или вытянутой формы, размером в диаметре от 5 до 10-12 см. Они заполнены кристалликами кальцита. Наблюдается инкрустация кальцитом слоев известняка по трещинам, по слоям, между отдельными плитками известняков. Иногда заполненные кальцитом трещины секут слои известняков в крест их напластования. В вишнево-красных водорослевых известняках атдабанского горизонта наблюдаются мелкие до 2-5 см в диаметре желвакообразные кремневые стяжения.

Глауконит в отложениях суннагинского и кенядинского горизонтов встречается в водорослевых известняках в виде зерен округлой формы темнозеленого и черного цвета, по форме ракушечного детрита темнозеленого глауконита, и светлозеленого неправильной угловатой формы.

Глауконитоносными отложениями атдабанского горизонта являются ракушняковые и водорослевые известняки. В ракушняковом известняке глауконит заполняет внутреннюю часть трубок хиолитов, иногда обволакивает их и тогда глауконит располагается в виде корочки на хиолите. Цвет глауконита - светлозеленый. Наблюдается пятнистая окраска зерен. Часто зерна разбиты трещинами и залечены кальцитом. На поверхности таких зерен выступают гидроокислы железа. В водорослевых известняках глауконит округлой формы светлозеленого и зеленого цвета. На закарстованных участках известняка глауконитовое зерно теряет очертания своей формы, пептизируется и заполняет карстовую полость тонкодисперсной глауконитовой массой.

Характеристика глауконита

Глауконитовые зерна, слагающие глауконитоносные отложения пестроцветной свиты, по цвету подразделяются на два вида: а) черно- и темно-зеленые; б) светло-зеленые.

Одной из форм черно- и темно-зеленого глауконита является червеобразная, округлая или соответствует форме полостей раковин хиолитов (целых или обломков). Они в основном имеют аутигенное происхождение, либо перемыты на месте образования. Поверхность зерен матовая, редкие трещинки, заполненные кальцитом, секут глауконитовое зерно. Искусственный скол ровный, открывающий однородную темно-зеленую окраску зерна. Размер зерен 0,4-0,2 мм в диаметре.

Светло-зеленые зерна глауконита делятся на два вида. Первый - идентичный форме и размеру зерен черно- и темно-зеленого глауконита. Зерна с матовой поверхностью, с густой сетью трещинок, заполненных кальцитом, пиритом и гидроокислами железа. Часто зерна полностью покрыты "железистой рубашкой". Очень характерна пятнистая окрашенность зерна. Из описания видно, что глауконит подвергся замещению другими минералами и изменению, что можно объяснить влиянием вторичных процессов гипергенеза и катагенеза на зерна темно-зеленого глауконита, из которых возникает светло-зеленые.

Второй разновидностью светло-зеленого глауконита являются зерна угловатой формы. Поверхность зерен матовая, зерна хрупкие, легко крошатся при надавливании на них иглой. Размер зерен 0,1 мм в поперечнике и меньше. Порода, содержащая светло-зеленые зерна угловатой формы окрашена в зеленый цвет за счет пептизации глауконита.

При описании разрезов нами было показано, что обломочные зерна сопутствуют округлым в основании суннагинского горизонта и преобладают в верхах кенядинского. Угловатые обломки образуются при перемыве и дроблении округлых зерен, залегают в породах, в которых аутигенные зерна почти отсутствуют и являются перемытыми на месте (аллотигенными) либо привнесенными при перемыве более древних глауконитов (терригенными).

Нами были исследованы методом ИКС отдельно округлые зерна темно-зеленого и угловатые светло-зеленого глауконита. Глауконитовая проба, представляющая смесь всех выделенных морфологических форм и цветовых оттенков, была разделена в тяжелой жидкости. Темно-зеленый глауконит имеет удельный вес от 2,83 до 2,70; светло-зеленый округлой формы от 2,78 до 2,70; светло-зеленый угловатый от 2,68 до 2,66. ИК-спектры угловатых зерен светло-зеленого глауконита (рис. 2, уд.вес 2,68) несут характерные для алюминиевых разновидностей глауконита (сколита) полосы деформационных колебаний в области $Si - O$, где наблюдается три максимума: 435 см^{-1} , 475 см^{-1} и 525 см^{-1} .

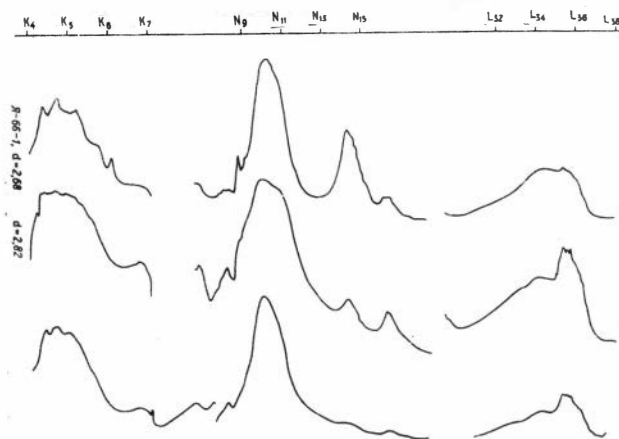


Рис. 2

Однако в области валентных колебаний ОН характерный для этого вида минералов максимум на 3615 см^{-1} не выражен; отсутствуют также максимумы, специфичные для железистой разновидности.

Не исключено, что такой неотчетливый спектр алюминиевого минерала обусловлен вторичными процессами изменения его структуры, сущность которых остается неясной.

ИК-спектр темнозеленого глауконита (удельный вес $2,82\text{ г/см}^3$) несет черты сходства со спектром алюминиевого минерала группы глауконита - сколита в области деформационных полос $Si - O$ ($435\text{--}525\text{ см}^{-1}$) и железистого минерала - глауконита в области валентных колебаний ОН: максимум в области $3530\text{--}3580\text{ см}^{-1}$ выражен очень отчетливо (рис. 2). Таким об-

Таблица I

Химический состав глауконитов из нижнекембрийских отложений
Алданского района (в процентах)

№ пп	Проба	SiO ₂	MnO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃ общ.	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O
1	Я-64-2	46,00	0,07	0,04	15,20	3,43	1,50	19,80	сл.	6,90	0,06
2	Я-60-3	47,00	0,08	0,12	9,35	4,45	1,35	25,30	сл.	6,40	0,042
3	Я-63-1	46,45	0,08	0,15	12,15	4,25	2,31	20,20	сл.	7,30	0,10
4	Я-64-1	46,30	0,20	0,38	10,30	2,95	13,83	17,70	сл.	5,05	0,042

Анализы выполнены квантометрическим методом, аналитик М.И.Зеркалова (ИГиГ СО АН СССР)

Щелочи выполнены методом пламенной фотометрии, аналитик Н.А.Ефремова (ИГиГ СО АН СССР)

Таблица 2

Химический состав глауконита из нижнекембрийских отложений
Юдомо-Майского района (в процентах)

№ пп	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	H ₂ O+ (п.п.п)	$\frac{-F}{O-F_2}$	H ₂ O	Сумма анализа	Примеси в %
I	Я-66-I	39,74	0,12	13,73	8,59	5,52	4,49	0,56	0,02	5,40	0,035	5,74	$\frac{0,235}{0,09}$	1,56	99,68 ^{x/} (85,60)	Кальцит 13,62 Фосфат Ca-0,46
2	Я-67-I	43,25	0,19	13,27	10,45	2,61	3,54	1,0	0,02	7,10	0,048	5,39	$\frac{0,35}{0,14}$	1,70	99,63 ^{x/} (88,71)	Кальцит 9,09 Фосфат Ca-1,83

x/ Сумма анализа, включая примесь кальцита и фосфата кальция.

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

разом, темно-зеленый глауконит с относительно повышенным удельным весом имеет спектр, переходный от железистого к алюминиевому.

Химический состав зерен глауконита из суннагинского горизонта отличается неравномерным содержанием трехвалентного железа и алюминия, как в Алданском, так и в Юдомо-Майском районах (табл. I и 2) – при относительно повышенном среднем содержании алюминия в последнем. При этом количество алюминия возрастает прямо пропорционально относительной роли угловатых и округлых зерен терригенного глауконита алюминиевого типа (сколита). Алюминиевый состав минерала устанавливается ИК-спектрами угловатых (рис. 2), а также химическим анализом $Al_2O_3 = 15,6\%$; $K_2O = 8,0\%$ округлых зерен. В Алданском районе относительно повышенные содержания алюминия (обр. Я-64-2, табл. I) отмечаются в связи с большой примесью глауконита из юдомской свиты. При перемыве глауконита во время образования нижней части суннагинского горизонта содержание трехвалентного железа в них увеличивается, а калия и двухвалентного железа – уменьшается (табл. I, № I и 4). Такое изменение химического состава определенно свидетельствует, что высокие содержания алюминия в глауконите уже были при поступлении его из докембрийских отложений в суннагинское море, т.е. они являются первичными и, следовательно, обусловлены процессом диагенеза, а не катагенетического преобразования осадочных пород.

Термический анализ глауконитов суннагинского горизонта выявил присутствие в них пирита, карбоната и примеси монтмориллонита. Глауконит имеет структуру слюды политипа $1M_d$, т.е. недостаточно совершенную и, судя по изменению соотношения интенсивностей ряда отражений, имеет дефекты в структуре, обусловленные очевидно процессами вторичного изменения минерала.

Результаты определений абсолютного возраста

Первое определение абсолютного возраста – 527 млн. лет для глауконита из отложений пестроцветной свиты района Алдана

было сделано в лаборатории геохронологии ВСЕГЕИ (Полевая и др., 1962). Два года спустя для глауконита суннагинского горизонта подтвердилась эта цифра (Гаррис и др., 1964). Позже по глаукониту, взятому из трех типов разрезов (западному, переходному и восточному) были выполнены определения в лаборатории геохронологии Института геологии и геофизики СО АН СССР В.М.Кляровским, цифры приведены в работах В.В.Хоментовского (Хоментовский и др., 1972, 1974; Хоментовский, 1975): по западному – Алданскому району получена цифра – 600 млн. лет, а для восточного – Юдомо-Майского, где в разрезе происходит смешение фауны суннагинского и кенядского горизонтов – 610 млн. лет. На основании характеристики комплекса фауны и полученных цифр В.В. Хоментовский делает вывод об удревнении возраста отложений пестроцветной свиты в направлении с запада на восток. Фактически, более древний возраст получен для глауконита из отложений с относительно более молодым комплексом фауны. Причиной относительного удревнения возраста в данном случае, основываясь на морфологии и химическом составе глауконита, можно считать увеличение роли терригенных зерен алюминиевого вида минералов группы глауконита, который происходит из отложений докембрийского (вандского) возраста.

Определение абсолютного возраста глауконита калий-аргоновым методом осуществлялось С.Б.Смеловым в лаборатории абсолютного возраста и геохимии стабильных изотопов ГИН^а АН СССР. Измерение содержания Ar^{40} велось методом изотопного разбавления на масс-спектрометре УД-150 фирмы "Varian" ФРГ, а содержание калия методом пламенной фотометрии. При расчете возраста использовались константы: $\lambda_p = 4,72 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $\lambda_k = 0,557 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $K^{40} = 1,22 \cdot 10^{-4}$ К (по весу). Цвет зерен глауконита в пробах от темно- до светло-зеленого, преобладает первый. Глаукониты (см. табл. 3) всех проб, за исключением перемытого (обр. Я-64-1), характеризуются примерно равным содержанием калия и Ar^{40} . Полученные цифры отклоняются более чем на 100 млн. лет от значений, установленных для основания кембрия эталонной геохронологической шкалы, что указывает на значительные потери глауконитом радиоген-

ного аргона. Измененный "сулугурский" глауконит имеет содержания К и Ar^{40} более низкие, чем в остальных пробах. Возраст этого глауконита искажен еще больше (табл. 3, обр. Я-64-1).

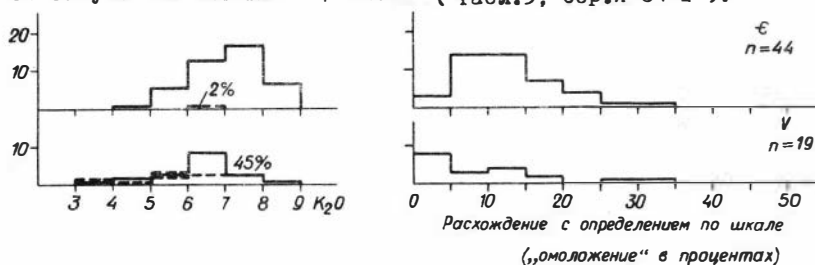


Рис. 3. Гистограмма распределения содержаний калия в пробах глауконита и процент достоверных определений (слева); гистограмма распределения "омоложений" проб в процентах (справа).

Гистограмма распределения цифр калий-аргонового возраста нижекембрийских глауконитов (рис. 3), составленная по литературным данным до получения нами выше названных цифр, показывает, что удовлетворительные цифры, приближающиеся к эталонной геохронологической шкале, дадут всего 2% проб. Наши данные (табл. 3) подтверждают ненадежность нижекембрийских глауконитов для датирования границы кембрия с докембрием из отложений на склонах Алданского щита. Анализ нижекембрийских глауконитов Алданского и Бдомо-Майского районов показывает, что и к цифрам, близким эталонной шкале, следует относиться с большой осторожностью, т.к. "удревнение" может происходить, главным образом, за счет терригенной примеси вендского глауконита, о чем свидетельствует нехарактерный для кембрийских отложений химический состав и угловатая форма зерен глауконита. Аналогичное "удревнение" нижекембрийских глауконитов можно ожидать и в других районах, где эти отложения ложатся с размывом на вендские (см. статью В.А.Черепановой, К.С.Сагындыкова в настоящем сборнике). Вендские глаукониты отличаются гораздо большей сходимостью цифр со шкалой (~ 45%, рис. 3).

Таблица 3

Изотопный возраст глауконитов из пестроцветной свиты нижнего кембрия склонов Алданского щита

№ пп	Место взятия образца	K %	$\Delta\gamma^{40}$	Возраст млн. лет
1.	р.Мая Я-67-1 руч.Йнникэй	6,13	0,1249	467 \pm 14
2.	р.Алдан Я-64-2	6,25	0,1206	460 \pm 14
3.	р.Алдан Я-64-1	3,94	0,00672	403 \pm 12
4.	р.Алдан Я-60-3 "Дворцы"	6,25	0,1201	450 \pm 13
5.	р.Алдан Я-63-1	6,13	0,1246	470 \pm 14
6.	р.Юдома Я-66-2 водомерный пост	6,36	0,1207	445 \pm 13
7.	" "	" "	0,1226	450 \pm 13
8.	" "	" "	0,1227	452 \pm 13

Анализы: 1 - кенядинский горизонт,
2-8 - суннагинский горизонт.

Повсеместное "омоложение" цифр калий-аргонового возраста нижекембрийских глауконитов обусловлено, очевидно, высокой дефектностью их кристаллической структуры, что, в свою очередь, связано с резким изменением физико-химического режима морской седиментации на границе кембрия с докембрием, на стабилизацию которого потребовался очевидно значительный интервал времени нижнего кембрия.

Выводы

1. Разрезы отложений пестроцветной свиты склонов Алданского шита делятся по аналогии с Ленским районом на три типа: западный, переходный и восточный. Свита во всех типах разреза расчленяется на ритмично построенные пачки пород и биостратиграфические горизонты, на которых глауконитоносными являются (снизу вверх) суннагинский, кенядинский и атдабавский, а также сулугурский пласт вдомской свиты.

2. Глауконит различается по цвету, морфологии зерен и химическому составу, на основании чего сделаны следующие выводы о генезисе.

В суннагинском горизонте распространены округлые и угловатые зерна, относительное содержание которых изменяется в пользу второй разновидности от Алданского района к Учуро-Майскому. В кенядинском горизонте угловатые зерна широко распространены в обоих районах. Морфологические особенности зерен этих двух горизонтов позволяют высказать сомнения по поводу их аутигенного происхождения; более вероятна значительная роль аллотигенного (перемытого на месте образования) и терригенного (перемытого из более древних отложений) глауконитов.

Повсеместное распространение обломков доломитов вдомской свиты в основании пестроцветной толщи свидетельствует о наиболее вероятном поступлении терригенного глауконита из вдомской свиты, верхняя часть которой в рассматриваемом районе почти повсеместно размита (уровень сулугурского пласта).

3. Химический состав зерен глауконита является переходным от алюминиевого к железистым; он отличается относительно

повышенным средним содержанием трехвалентного железа в Алданском районе и алюминия – в Юдомо-Майском. Количество алюминия возрастает пропорционально увеличению относительной роли перемытых зерен из нижележащих вендских отложений. Резкое сокращение мощности отложений суннагачинского и кенядинского горизонтов в Юдомо-Майском районе сочетается с увеличением количества обломочных зерен и существенно алюминиевым составом минерала, что может сказать об особенно значительном участии глауконита в этом районе из относительно более древних, очевидно вендских отложений. Тот факт, что в нижнекембрийских отложениях наряду с аутигенным железистым присутствует терригенный алюминиевый минерал рассматриваемой группы, характерный для докембрийских отложений свидетельствует о том, что высокие содержания алюминия в докембрийских глауконитах могут рассматриваться как первичные, сформированные при определенных физико-химических условиях образования минерала, а не катагенетическими преобразованиями – "иллитизацией", первично железистого минерала, как считают некоторые исследователи (Кац, 1974 и др.).

4. Анализ литературных данных по цифрам изотопного возраста глауконитов, происходящих из нижнекембрийских отложений, свидетельствует о том, что только 2% проб приближаются к эталонным цифрам геохронологической шкалы. Однако, исследование глауконита из нижнекембрийских отложений Алданского и Юдомо-Майского районов показывает, что к цифрам, близким к эталонным, следует относиться с большой осторожностью, так как "удревнение" их по сравнению с основной массой нижнекембрийских глауконитов происходит за счет терригенной примеси глауконитов докембрийского возраста.

Повсеместное "омоложение" цифр K-Ar возраста глауконитов в нижнекембрийских отложениях объясняется, очевидно, высокой дефектностью их кристаллической структуры.

Авторы выражают искреннюю признательность Л.Н. Репиной за предоставленные образцы, В.И. Виноградову и С.Б. Смелову за выполнение анализов изотопного возраста глауконитов.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельская Н.А., Григорьев В.Н. и др. Фации нижнекембрийских отложений южной и западной окраин Сибирской платформы. М., 1960, с. 6-185.

Гаррис М.А. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венда). Докл. советск. геол. на XXII сессии Межд. геол. конгр., пробл. 3. М., изд-во "Наука", 1964.

Казаков Г.А., Кнорре К.Г. Геохронология верхнего докембрия Учуро-Майского района Сибирской платформы. - В сб.: "Геолого-радиологическая интерпретация несходящих значений возраста". М., "Наука", 1973, с. 192-205.

Кац М.Я. Анализ гетерогенности минералов для решения задач литологии. Авт. докт. диссер. М., 1974, с. 43.

Коршунов В.И. Биостратиграфия и археоцитаты нижнего кембрия северо-востока Алданской антеклизы. Якутск, 1972, с. 5-48.

Миссаржевский В.В., Розанов А.Ю. К вопросу о нижней границе кембрия. Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 2, с. 60-72.

Николаева И.В. Минералы группы глауконита и эволюция их химического состава. - В кн.: "Проблемы общей и региональной геологии", Новосибирск, "Наука", 1971, с. 320-336.

Николаева И.В., Ковалева Л.Т., Сухаренко А.В. Эволюция химического состава и классификация минералов группы глауконита. - В кн.: "Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях". М., "Наука", 1971, с. 52-80.

Полевая Н.И., Мурина Г.А., Казаков Г.А. Определение абсолютного возраста осадочных пород по глауконитам. Сов. геология, 1960, №7, с. 103-115.

Постановления межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Л., 1972, вып. 12, с. 14-15.

Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В. и др. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. Изд-во "Наука", М., 1969, с. 284.

Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В. Биостратиграфия и фауна нижних горизонтов кембрия. Изд-во "Наука", М., 1966, с. 7-39.

Семихатов М.А., Комар Б.А., Серебряков С.Н. Юдомский комплекс стратотипической местности. Изд-во "Наука", 1970, с. 21-148.

Соколов Б.С. Древнейшие отложения раннего кембрия и сабеллитиды. Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия 25-30 октября 1965 г. (тезисы докладов).

Фирсов Л.В., Сухорукова С.С. О "четвертичном" глауконите мелового возраста в низовье Енисея. Докл. АН ССРСР, т. 183, № 4, 1968, с. 914-917.

Хоментовский В.В. Принципы выделения венда как системы палеозоя. - В кн.: "Этюды по стратиграфии". Изд-во "Наука", М., 1974, с. 33-70.

Хоментовский В.В. О юдомском комплексе и проблеме венда Сибири. - В кн.: "Аналоги вендского комплекса в Сибири". Изд-во "Наука". М., 1975. с. 11-42.

Хоментовский В.В., Шенфельд В.Ю., Яшкин М.С. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибири. Изд-во "Наука", М., 1972, с. 27-53.

Хоментовский В.В., Репина Л.Н. Нижний кембрий стратотипического разреза Сибири. М., "Наука" 1965, С. 19-95.

Шутов В.Д., Кац М.Я., Дриц В.А., Соколова А.Л., Казаков Г.А. Кристаллохимия глауконита как индикатора фациальных условий его образования и постседиментационного изменения. - В кн.: "Кристаллохимия минералов и геологические проблемы". Изд-во "Наука", М., 1975, с. 69-74.

Everden J.F., Curtis O.H., Kistler R. On the evolution of glauconite and illite for dating sedimentary rocks by the potassium-argon method, "Geochim. et cosmochim. Acta", vol. 23, N 1/2, 1961, p. 78-99.

Hurley P.M., Pinson W.H., Cormier R.F. and Fairbairn R.F.
On Age study of Lower Paleozoic glauconites "Journ. Geophys.
Res., 64, 1959, p. 1109.

Shutov V.D., Katz M.Ya., Sokolova A.L., Kazakov J.A.
Crystallochemical heterogeneity of glauconite as depending on
the conditions of its formation and postsedimentary changes.
"Proceedings International Clay Conference" Madrid, 1972,
p.269-279.

**ПАРАГЕНЕЗЫ МИНЕРАЛОВ В СВЯЗИ С АУТИГЕННЫМИ
И ТЕРРИГЕННЫМИ ГЛАУКОНИТАМИ В ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ
БАССЕЙНА РЕКИ ПОДКАМЕННАЯ ТУНГУСКА**

В статье дается минералого-петрографическая характеристика разреза ордовикских отложений и распространение в них глауконита; устанавливаются признаки аутигенного и терригенного глауконита на основе формы зерен глауконита и парагенезов минералов вмещающих их пород. Доказывается, что глауконит парагенетически ассоциируется с карбонатом кальция и аутигенные глаукониты всегда приурочены к известнякам. По химическому составу, физическим свойствам и вторичным минералам различаются первичные неизмененные и измененные вторичными процессами разновидности зерен глауконита.

Исследованиям ордовикских отложений западной части Сибирской платформы посвящено несколько десятков опубликованных работ, подавляющая часть которых включает изучение их в районе наибольшего распространения, в бассейне реки Подкаменной Тунгуски (рис. 1). Как правило, изучение ордовикских отложений было направлено на выяснение стратиграфии и палеогеографии, поэтому отрывочные сведения о составе и структуре пород, а также минералогии были включены в эти комплексные работы. Наиболее полные материалы по литологии ордовикских отложений с основами палеогеографических реконструкций бассейна Подкаменной Тунгуски изложены в работах В.И. Бгатова (1968), Е.П. Маркова (1967, 1970), Е.С. Рабиханукаевой (1973). Специальные исследования (Г.Н. Черкасов, 1967; Марков Е.П., 1967) посвящены геохимии ордовикских пород района, в которых рассматривается распределение химических элементов на различных стратиграфических горизонтах.

Предшествующие стратиграфические исследования, проведенные С.В. Обручевым (1932), Г.И. Кириченко (1950), О.И. Андреевой и О.И. Никифоровой (1955) и наиболее детальные в последнее время Ю.И. Тесаковым (1967, 1974), также способствовали восстановлению палеогеографии бассейна. В этом районе была выяснена зональность ранне-, средне- и поздне-ордовикских бассейнов, расположение западного и восточного источников обломочного материала, распространение кор выветривания и степень их влияния на осадки.

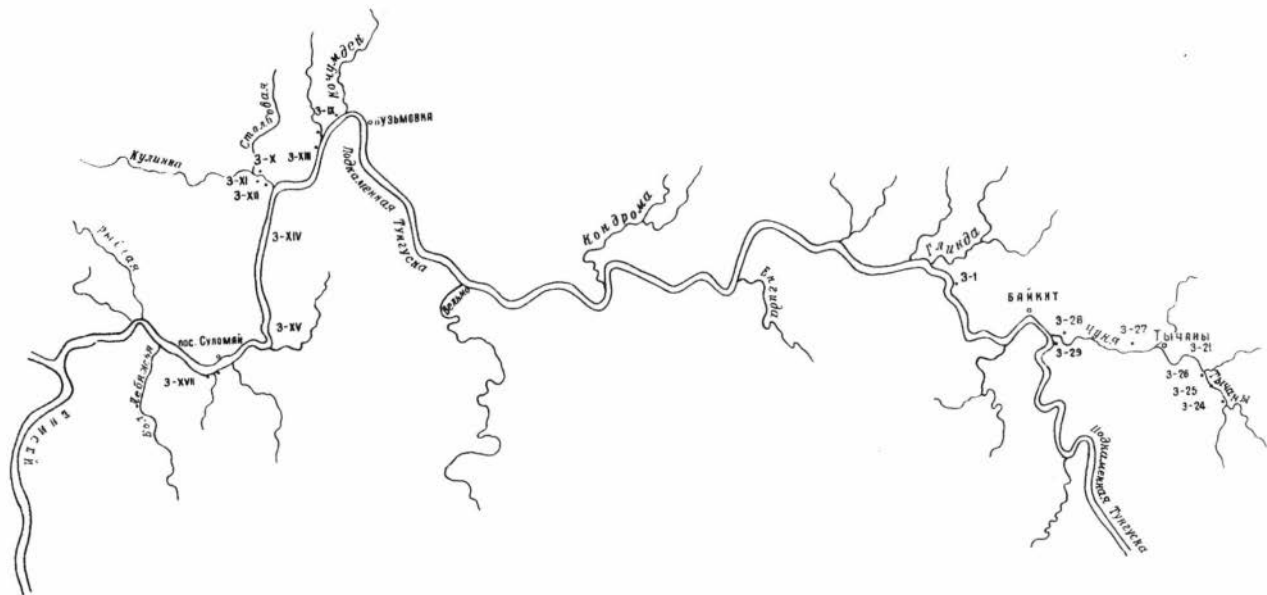


Рис. I Обзорная схема района исследования и расположение основных разрезов ордовикской свиты.

Многими из исследователей отмечено присутствие среди ордовикских пород глауконита. Н.А. Красильникова (1959) при описании Гурьевского месторождения фосфоритов указала на присутствие в отложениях криволицкой свиты глауконита, который ею наблюдался в трех разновидностях: темно-зеленый, бледно-зеленый и буро-желто-зеленый. Глауконит из различных частей пролетарской, чуньской и мангазейской свит был описан Марковым (1967). Для глауконита пролетарской свиты дан химический анализ и радиологическая датировка возраста.

Автор данной статьи поставила перед собой задачу – систематического изучения глауконита, взятого на разных стратиграфических уровнях из различных по составу пород. Исследования такого рода, касающиеся ордовикских глауконитов других районов Сибирской и Русской платформ, а также глауконитов более древнего возраста (Николаева, Бородаевская и др., 1971; Николаева, Ковалева и др., 1971) определенно указывают на связь разновидностей зерен глауконита с условиями их накопления. Устанавливаются признаки первичных аутигенных зерен глауконита и типы вмещающих их пород. Последнее обстоятельство, как известно, имеет важное практическое значение для палеогеографических выводов и получения радиологических датировок времени образования минерала. Глаукониты были отобраны на четырех стратиграфических уровнях ордовикской толщи.

КРАТКАЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАУКОНИТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Для расчленения отложений ордовика бассейна реки Подкаменной Тунгуски была принята за основу рабочая стратиграфическая схема, предложенная в качестве унифицированной в мае 1964 года в городе Новосибирске на пленуме СибРМСКА. Согласно этой схеме ордовикские отложения запада Сибирской платформы подразделяются на три отдела. В районе Подкаменной Тунгуски: для нижнего отдела – пролетарская, чуньская и байкитская; для среднего – криволицкая и мангазейская; для верхнего – долборская и кетская.

В пределах этих свит выделяются десять уровней с находками глауконита. За глауконитовый уровень принимается слой породы, содержащий глауконитовые зёрна от единичных зёрен до 50% от общего объема породы; в последнем случае порода может иметь название – глауконитит. Такой глауконитовый уровень может быть выделен в пределах одного или нескольких обнажений, а иногда его можно проследить и по всей территории распространения свиты. Аутигенность глауконитовых зёрен устанавливалась методами минералого-петрографического исследования. Во внимание принимались следующие свойства: 1/ морфология, сохранность зёрен и степень их изменения; 2/ приуроченность глауконита к типу породы и парагенезы первичных и вторичных минералов; 3/ положение слоя породы в разрезе.

РАЗРЕЗ И ПОРОДЫ ПРОЛЕТАРСКОЙ СВИТЫ

Наиболее полный разрез пролетарской свиты был вскрыт скважиной № 16 на реке Тычаны у острова Бур, этот разрез можно принять за эталонный для данного района. Разрезы же, полученные автором, представляют собой отдельные части его. Нижняя часть свиты была изучена в разрезе у реки Кукшинды и устья р. Ёробы; средняя часть – у реки Корды, а верхи свиты представлены на р. Чуны.

Пролетарская свита чётко делится на две пачки: нижнюю – существенно карбонатную и верхнюю – терригенно-карбонатную. Весь разрез пролетарской свиты имеет ритмичное строение.

При выделении ритмов осадконакопления пролетарской свиты за основу принимался полный разрез свиты, вскрытый скважиной № 16 на реке Тычаны и описанный Аладькиным А.С. /1953/. В этом разрезе выделяются полностью 13 ритмов осадконакопления, которые хорошо распознаются в отдельных разрезах на территории бассейнов рр. Тычаны, Чуны и среднего течения Подгаменной Тунгуски. Ритмы осадконакопления начинаются слоем песчаника и имеют следующую схему напластования /снизу вверх/:

1. Песчаник с доломитовым цементом; 2. Доломит оолитовый песчанистый; 3. Доломит строматолитовый; 4. Доломит зернистый сгустково-комковатый.

Такой набор пород не всегда выдерживается для каждого ритма. Так, например, часто может отсутствовать доломит строматолитовый, который заменяется в ритме либо доломитом оолитовым, либо прослоем галечника, состоящего из обломков строматолитового доломита.

Некоторыми геологами за основание пролетарской свиты принимается слой алевролита, выше которого залегает сероцветная пачка (6-10 м), состоящая из переслаивающихся доломитов оолитовых с доломитами строматолитовыми, условно принята нами за I ритм осадконакопления. В низах ритма пролетарской свиты под доломитами строматолитовыми повсеместно присутствует пласт известняков, целиком состоящих из обломков раковин брахиопод и гастропод, мощностью не превышающей 2 м и содержащих до 10% округлых темно-зеленых зерен (0,8-0,4 мм) глауконита. Рядом геологов ВАГТА этот пласт отмечен на правом берегу р. Юдукон в 6 км выше устья р. Бирапчан, на левом берегу р. Подкаменная Тунгуска напротив устья р. Турома, в 10 км ниже устья р. Турома, на правом берегу р. Подкаменная Тунгуска у устья р. Ероба, т.е. повсеместно в районе распространения свиты. Последующие II и III ритмы (обнажения 3-24 у р. Кукушияды и 3-29 у устья р. Еробы, рис. 1), отличаются обилием внутриформационных конгломератов, образованных за счет разрушения оолитовых доломитов, состоящих из их обломков, погруженных в песчанистый сгустково-комковатый доломит. Присутствие глауконита и остатков брахиопод, гастропод является характерной чертой этих двух ритмов, суммарная мощность которых 14-15 м.

Ритм IV (12-14 м) условно подразделяется на три части (а, б и в), состоящие из двух типов пород: песчаника и оолитового доломита. Эта часть разреза наблюдается (рис. 1) в обнажениях 3-22 и 3-23 (р. Корда). Но в большинстве обнажений она закрыта осыпью.

Начиная с V ритма появляются прослои алевролита, по которым предполагается (Марков, 1967; Садовников и др., 1962 г.) разделение пролетарской свиты на две части: нижнюю - сероцветную, существенно карбонатную и верхнюю - желтоцветную терригенно-карбонатную.

Ритмы УI-XI представляют собой частое переслаивание песчаников и алевролитов с оолитовыми доломитами, сильно выветрелыми. Из-за осыпей и оползней видны только "верхушки" ритмов - оолитовые доломиты (обнажения 3-2I, р. Горностай и 3-25, напротив р. Горностай). Суммарная мощность этих ритмов 30-40 м.

Верхи пролетарской свиты хорошо вскрыты по р. Чуня (обнажения 3-27 и 3-28), где XII и XIII ритмы (по 5-10 м) состоят из (снизу вверх):

1. песчаника кварц-полевошпатового,
2. доломита строматолитового,
3. доломита оолитового.

Западнее пос. Байжит в бассейне р. Юдукон близ ручья Та-люме геологами ВАГТа описан разрез верхней части пролетарской свиты, где в XII и XIII ритмах (10-15 и 3,5 м соответственно) место доломитов занимают известняки с теми же текстурными и структурными признаками, что и доломиты (оолитовые и строматолитовые).

Выше XIII ритма залегают породы чуньской свиты.

Таким образом, пролетарская свита представляет собой ритмично построенную толщу пород, каждый ритм которой имеет свои специфические черты. Так, например, I ритм содержит пласт водорослевых доломитов, строматолитовые биогермы которых могут достигать в диаметре 1,5-2 м, II ритм - обилие внутрiformационных конгломератов и т.д., ритмы нижней карбонатно-терригенной пачки пролетарской свиты характеризуются присутствием песчаников мощностью, не превышающей 1,5-2 м., в то время, как для верхней терригенно-карбонатной пачки мощность песчаников возрастает до 5-6 м, появляются алевролиты, а мощность карбонатных пород колеблется от 6-8 м для нижней и до 1,5-2 м для верхней пачек.

В I ритме свиты находится пласт оолитовых известняков с массой захороненных раковин брахиопод и гастропод; на северо-востоке (бассейн р. Тычаны) эти породы фациально замещаются оолитовым ракушняковым доломитом, в которых найдены округлые (0,4-0,8 мм) темно-зеленые, почти черные зерна глауконита, гладкой, с редкими трещинками поверхностью, отвечающие признакам первичных аутигенных зерен. Этот пласт с глауконитами выделяется нами в первый уровень аутигенного глауконита.

Выше по разрезу в низах второго и третьего ритмов оолитовые доломиты с зернами темно-зеленого глауконита встречаются в

виде обломков и галек, образующих внутриформационные конгломераты, а перемытый глауконит отлагается здесь же, повсеместно встречаясь во II и III ритмах на всей площади распространения свиты.

Для нижней карбонатно-терригенной пачки пород, охватывающей первые пять ритмов свиты характерны оолитовые, псевдооолитовые, водорослевые известняки и доломиты, мелко и среднезернистые песчаники с известковистым цементом, накопление которых могло идти в неглубоком морском бассейне. По данным, приведенным Е.П. Марковым (1970), областями питания пролетарского моря терригенным материалом были два антиклинория: на западе – Сымско-Енисейский и на востоке – Катангский. В свою очередь часть морского дна кратковременно воздымалась в море в виде мелких островов, которые довольно быстро разрушались, образуя в основании II и III ритмов свиты прослой и линзы плоскогалечных внутриформационных конгломератов. По данным ряда геологов (Дренов и др., 1962) такие острова существовали по направлению с запада на восток от устья р. Чуны до р. Камо.

Начиная с VI цикла постепенно терригенная часть ритмов увеличивается по мощности, а карбонатная – сокращается. Максимум накопления терригенных осадков приходится на IX-X ритмы свиты. По данным Е.П. Маркова (1970) глубины моря к концу пролетарского времени не превышали 10-15 м. Начиная с XI-XII ритмов терригенная часть постепенно уменьшается, уступая место карбонатным осадкам.

На западной части распространения свиты (бассейн р. Юдукон) наблюдается известняковый разрез с большой примесью терригенного материала, в котором на уровне XII ритма в оолитовом известняке, наполненном остатками фауны брахиопод, гастропод, встречаются зерна темно-зеленого глауконита с признаками первичного аутигенного образования. Этот пласт известняка с глауконитом выделен нами во второй уровень аутигенного глауконита.

Сравнивая два разреза пролетарской свиты в объеме XII и XIII ритмов, можно видеть фациальную изменчивость последних с запада на восток и северо-восток: известковистый разрез сменяется доломитовым. Доломиты оолитовые, оолиты имеют в центре обломки известняков, иногда с глауконитом.

Ниже приводится петрографическая характеристика наиболее

распространенных типов пород пролетарской свиты.

Доломит оолитовый сложен оолитами, сцементированными мелкокристаллическим доломитом. Оолиты преимущественно шаровидной, реже овальной или вытянутой формы, размером 0,15–0,5 мм в диаметре. Псевдооолиты, составляющие большую часть оолитовых доломитов первых двух циклов свиты, мелкие без концентрической оболочки, центрами которых могут служить обломки зернистых доломитов, кварц или зерно глауконита. Чем выше по разрезу, тем больше изменяется облик доломитов. От псевдооолитовых они переходят в оолитовые, имеющие радиально-лучистую оболочку. Происходит укрупнение оолитов (до 2–3 мм в диаметре), а для верхних двух циклов (XII–XIII) характерны оолитовые доломиты, где оолиты (до 5–6 мм в диаметре) имеют несколько концентрических оболочек. Центрами таких оолитов являются обломки известняков с зёрнами глауконита, реже обломки доломитов строматолитовых.

Оолиты и их обломки вместе с песчанистым материалом погружены в доломит зернистый. Тип цемента базальный, реже кристификационный. Кластический материал представлен угловатыми и полукатанными зёрнами кварца, плагиоклаза, округлыми зёрнами глауконита, листочками слюды, обломками раковин брахиопод и гастропод.

Известняк оолитовый состоит из округлых, овальных оолитов, размером 0,1–0,5 мм. Оолиты шаровидной, продолговатой формы, в их центре – пелитоморфный материал. Обильны обломки раковин брахиопод и гастропод, зёрен глауконита, кварца и слюды.

Доломит строматолитовый пластовой формы нижней карбонатной пачки свиты и столбчатой формы в существенно терригенной верхней. Слоевидна водорослей, представленные пелитоморфным доломитом, погружены в мелкозернистый, часто песчанистый доломит. Столбчатые строматолиты обычно состоят из мелкозернистого доломита и погружены чаще всего в доломит оолитовый, с большим количеством терригенного материала, представленного кварцем, микрокварцитом, реже плагиоклазом и листочками слюды. Встречается переотложенный глауконит.

Доломит ступково-комковатый представляет собой округлые мелкокристаллические ступки более темного доломита, без четких контуров, сцементированных крупнокристаллическим светлым доломитом. Кластический материал представлен кварцем, рудными минера-

лами, редкими зернами плагиоклазов.

Песчаники кварц-полевошпатовые разномзернистые. Цемент базальный и поровый, по составу кальцитовый или доломитовый. Встречаются в виде примеси мусковит в виде тонких удлиненных листочков, часто расположенных по слоистости, чешуйки биотита и мелкие зерна глауконита.

РАЗРЕЗ И ПОРОДЫ ЧУНЬСКОЙ СВИТЫ

На подстилающие породы пролетарской свиты чуньская, мощностью до 120 м, ложится согласно с постепенным переходом. Она представлена розовыми, вишнево-красными, желтовато-белыми, серовато-лиловыми известняками и доломитами. Значительная роль принадлежит водорослевым и оолитовым известнякам и доломитам. В виде прослоев присутствуют тонкоплитчатые красnobурые и зеленовато-серые аргиллиты, алевролиты и песчаники. Иногда по плоскостям напластования алевролитов отмечаются редкие крупные псевдоморфозы галита, трещины усыхания, по плоскостям наложения — многочисленные чешуи слюды.

Отложения чуньской свиты были изучены в стратотипическом разрезе на р. Чуня. Обнажены отдельные сползшие блоки крепких карбонатных пород. Непрерывную последовательность пород в этом обнажении проследить не удастся. Но даже по тем данным, которыми располагает автор, не трудно заметить, что в строении чуньской свиты принимают участие повторяющиеся комплексы пород, выделяемые в ритмы. С помощью частично восстановленных по высыпкам недостающих частей разреза можно выделить 6 ритмов.

В пределах свиты наблюдаются две схемы ритмов:

1) алевролит; доломит, — типичное сочетание пород для трех нижних ритмов, а

2) песчаник; известняк, — для трех верхних ритмов свиты.

Для низов свиты (1 ритм мощностью до 30 м) характерно следующее строение (снизу вверх):

1. алевролит; 2. доломит строматолитовый; 3. доломит оолитовый; 4. доломит мелкозернистый.

В строении второго ритма (20 м) не принимает участие доломит оолитовый. Начиная с третьего ритма, постепенно меняется ве-

вещественный состав свиты, а ритм имеет двухчленное строение. Если III ритм мощностью до 7 м, снизу вверх состоит из: 1) алевролита и 2) доломита водорослевого, то ритм IV построен снизу вверх: 1) песчаником; 2) известняком оолитовым доломитизированным.

Мощность ритма 3 м. Пятый ритм (15 м) начинается со слоя песчаника, выше лежит известняк оолитовый доломитизированный; венчается ритм известняком строматолитовым. Шестым ритмом (45 м) заканчивается строение чуньской свиты. Он состоит (снизу вверх) из: 1) песчаника; 2) известняка оолитового; 3) известняка строматолитового; 4) известняка органогенного.

Итак, в строении ритмов чуньской свиты, как видно из описания, принимает значительное участие доломит строматолитовый, оолитовый и алевролиты. Вверх по разрезу меняется вещественный состав свиты — исчезают алевролиты, они сменяются песчаниками, а среди карбонатных пород вначале появляются доломитизированные известняки, а в самых верхах свиты — известняки органогенные.

Глаукониты встречаются на трех уровнях свиты в карбонатных и терригенных породах. В низах свиты (I ритм) в оолитовом сильно песчаном доломите глауконит является терригенной примесью. Зерна мелкие, остроугольной формы, светло-зеленого цвета; глауконит может в виде каемок обволакивать оолиты. В этом же слое встречаются редкие обломки переотложенного из нижележащей пролетарской свиты оолитового доломита с глауконитом. Мелкие его кусочки становятся центрами чуньских оолитов. Глауконит в этом слое появляется за счет перемыва и переотложения пород нижележащего глауконитового слоя пролетарской свиты и является клас-тической примесью в оолитовом доломите чуньской свиты.

Второй слой с глауконитом находится в верхней части чуньской свиты (VI ритм) в серо-лиловом известняке, где этот минерал встречается либо в виде округлых зерен размером 0,4–0,2 мм, либо в виде слезков полостей раковин мелких брахиопод и гастропод. Зерна пятнистой неравномерной окраски, с цветами от темно-зеленого до беловато-зеленого на одном зерне, плохой сохранности за счет вторичной коррозии при кальцитизации известняков. В этом слое глауконит рассматривается как аутигенное образование.

Третий глауконитовый слой представляет собой серо-розовый

известняк с многочисленными остатками фауны, который завершает последний (VI) ритм осадконакопления чуньской свиты в данном разрезе. Глауконит аналогичный выше описанному из второго слоя, только зерна округлой формы встречаются редко, чаще форма слепков с внутренних полостей мелких форм фауны. Глауконит плохой сохранности за счет разрушения породы гипергенными процессами, растворения породы гумусовыми кислотами, так как на этом известняке лежит слой почвы, но зерна глауконита несут признаки первичного аутигенного образования.

Режим осадконакопления чуньского времени был примерно таким же, как и в пролетарское. Области питания чуньского моря терригенным материалом остались, как и для пролетарского Сыско-Енисейская и Катангская суши. Для раннечуньского времени характерны неоднократные воздымания морского дна и образования мелких островов. Таким образом происходило разрушение пород пролетарской свиты, обломки которых мы находим в породах I ритма чуньской свиты, следы трещин усыхания и глиптоморфоз по галиту в алевролитах первых трех ритмов осадконакопления. Приуроченность к этим же первым ритмам находок прикрепленных форм фауны, такой как ангарелла, говорит о существовании в раннечуньское время неглубокого морского бассейна. По данным Е.П. Маркова, климат в раннечуньское время был аридным, с постепенным увлажнением его до семиаридного для позднечуньского.

РАЗРЕЗ БАЙКИТСКОЙ СВИТЫ

Байкитская свита широко распространена на территории нижнего и среднего течения реки Подкаменной Тунгуски и на ее притоках. Протяженность ее с запада на восток около 500 км. Наиболее полным является обнажение "Белая горка" напротив острова "Коченята", представленное белым кварцевым разнозернистым песчаником с карбонатным цементом. Рудные минералы местами образуют тонкие (мощностью 1-2 см) прослои. Окисляясь, они окрашивают песчаники в красно-желтый цвет. Песчаник слоистый, на поверхности напластования слоев видны следы ряби, дождя, местами отмечаются глиптоморфозы по галиту. Мощность песчаников до 80 м.

На границе нижнего и среднего ордовика по мнению Н.В. Дре-

юва (1963) произошло крупное поднятие западной части Сибирской платформы. Большая часть территории бассейна реки Подкаменной Тунгуски была выведена на д.ревную поверхность. Установившийся еще в чуньское время семиаридный климат способствовал развитию кор химического выветривания. По данным исследований Е.П.Маркова (1970) накопившаяся толща средне- и мелкозернистых песков представляет собой переротложенные продукты коры выветривания, сносимые в море речными потоками.

РАЗРЕЗ И ПОРОДЫ КРИВОЛУЦКОЙ СВИТЫ

Отложения криволуцкой свиты распространены в низовьях реки Подкаменная Тунгуска и на её правом притоке р. Столбовой. Общая мощность свиты 25 м. По комплексу фауны и различию литологического состава пород в стратотипическом разрезе выделяются три горизонта: волгинский, киренский и кудринский. Отложения кудринского горизонта в данном районе размывы. Криволуцкая свита, благодаря яркой пёстрой окраске слагающих её пород, резко выделяется среди нижележащих белых кварцевых байкитских песчаников и окрашенных в серне цвета перекрывающих свиту, отложений мангазея. По составу пород, слагающих свиту, довольно чётко намечается разделение её на две части: нижнюю, преимущественно терригенную, которая по комплексу найденной в ней фауны выделена в волгинский горизонт и верхнюю – терригенно-карбонатную, содержащую окаменелости киренского горизонта.

Отложения криволуцкой свиты с размывом ложатся на байкитские песчаники. Нижняя пачка пород, выделенная в волгинский ярус, сложена ритмично построенной толщей, состоящей из разнозернистых песчаников и известковистых алевролитов, пестроокрашенных (от серо-зеленых до красно-вишневых тонов), с многочисленными гальками нижележащих пород и фосфоритовых гравелитов. Каждый ритм состоит из (снизу вверх): 1) песчаника и 2) алевролита. Всего для волгинского яруса можно выделить три ритмично построенные пачки, общей мощностью 7–9 м. Лучшие разрезы, вскрывающие полностью все три эти пачки, находятся в низовьях р. Столбовой (обн. 3–XII) и у р. Лиственичной (обн. 3–XIII).

Киренский горизонт сложен вишнево-красными алевролитами и

аргилитами с тонкими маломощными прослоями и линзами серых комковатых известняков, иногда известняков-ракушнякав, общей мощностью до 16-18 м, которую можно принять за один ритм осадконакопления. Наиболее полно он вскрыт в среднем течении р. Подкаменная Тунгуска в обнажении 3-УИ напротив острова Кукуй.

Глауконит встречается в породах I ритма в зеленовато-сером кварц-полевошпатовом разнозернистом песчанике, мощностью до 2 м. Зерна желто-зеленого глауконита угловатые, что указывает на их терригенное происхождение. Размер зерен 0,1 и <0,1 мм в диаметре.

РАЗРЕЗ И ПОРОДЫ МАНГАЗЕЙСКОЙ СВИТЫ

Наиболее полно отложения мангазейской свиты вскрыты в долинах р. Столбовой и нижнего течения реки Подкаменной Тунгуски. Они представлены желтовато-серыми глинистыми известняками, зеленовато-серыми органогенными известняками, серыми глинистыми песчаниками и зеленовато-серыми алевролитами, образующими ритмично построенную толщу мощностью до 35 м, залегающую на подстилающих породах криволуцкой свиты.

По комплексу фауны и литологическому составу пород мангазейская свита подразделяется на два горизонта: нижний - чертовской и верхний - баксанский, которые можно представить как два больших ритма осадконакопления свиты.

Чертовской горизонт сложен пачкой пород, мощностью от 1,5 до 2,5 м, составляющих единый ритм, схема строения которого следующая (снизу вверх): 1. песчаник и 2. алевролит. Песчаник разнозернистый серый, серо-зеленый, с пятнами сиреневого и вишневого, глинистый, с галькой алевролитов. Алевролиты серо-зеленого цвета, щебенчатые, песчанистые.

Баксанский горизонт представляет собой две ритмично построенные пачки пород, суммарной мощностью до 30 м. Схему строения ритма можно представить (снизу вверх): 1. алевролит, 2. алевролит с известняковыми стяжениями, 3. известняк органогенный.

Каждая пачка начинается со слоя серо-зеленого алевролита, мощностью от 0,4 до 0,6 м. В одной пачке может быть II про-

слоев известняковых стяжений. Ритм заканчивается слоем известняка, переполненного остатками раковин остракод, брахиопод, трилобитов и зерен зеленого и темно-зеленого глауконита. Полости скелетов этих организмов заполнены темно-зеленым, почти черным глауконитом. Размер зерен 0,2–0,4 мм с содержанием их в породе от 5 до 10%. Поверхность зерен ровная, матовая с редкими пятнами глянцевиной, трещины на зерне редкие, ровные. Такой глауконит имеет признаки первичного аутигенного образования. Мощность слоя известняка 15–20 см, первые 5 см которого обогащены мелкой галькой нижележащих алевролитов. Мощность I пачки баксанского горизонта 15 м. II пачка имеет аналогичное строение, мощность её в обнажении З–XIV – 6 м. Подобное строение мангазейской свиты прослеживается на значительной территории с востока на запад от р. Лиственичной до р. Гремячего, по реке Столбовой.

Отложения мангазейской свиты накапливались в условиях влажного и тёплого климата, стимулирующего химическое выветривание. По данным Е.П. Маркова Сымско–Енисейская суша в баксанское время была залита морем и не являлась поставщиком обломочного материала. Накопление органики, постепенное разложение её на дне моря явилось немаловажным условием создания обстановки для аутигенной садки глауконитов. В галечном прослое мы встречаем только единичные зёрна светло-зелёного глауконита с обломанными краями, потом массовое скопление в известняке-ракушняке, представленном целыми раковинами брахиопод, гастропод, внутренние полости которых заполнены глауконитом и постепенно вверх по слою /наблюдается появление галек алевролитов/ рассеянная минерализация, захватывающая ещё несколько сантиметров последующего слоя алевролитов.

Два слоя известняков-ракушняков с глауконитовыми зёрнами, которыми заканчиваются пачки баксанского горизонта можно представить в два уровня аутигенного глауконита.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАУКОНИТА

Глауконит отложений ордовика Подкаменной Тунгуски по цвету зерен был условно разделен на три типа. Каждый тип наделен общим для всех набором признаков, характеризующим и отличающим его от других. Кроме цвета, как главного определяющего тип зерен, описывалась его поверхность, характер искусственного скола, естественная трещиноватость, подмечались визуально или петрографическим методом вторичные изменения зерна, замещение глауконита другими минералами. Как правило, глауконитовые пробы представляют собой набор различного типа зерен. Чаще всего — это смесь темно-зеленого и светло-зеленого глауконита. Подобное сочетание в одном образце зерен, различающихся между собой не только цветом, но и морфологией, неоднократно отмечалось исследователями. Изучая глаукониты различного возраста от рифейских до современных, И.В. Николаева отметила, что "разнообразные зерна характерны, как для современных, так и для древних глауконитов" и объясняла причину этого явления способностью "минералов группы глауконита очень легко подвергаться химическим изменениям уже на стадии седиментации, а затем эпигенеза" (Николаева и др., 1971, стр. 85). Больше всего изменены те глауконитовые зерна, которые еще в стадию седиментации не сохранили своей первичной формы и присутствуют в породе в виде обломков. Изменения глауконита, которые внешне проявляются в осветлении и ожелезнении зерен, отмечаются вариациями их химического состава и рентгеновской характеристики.

а) Цвет и морфология зерен глауконита

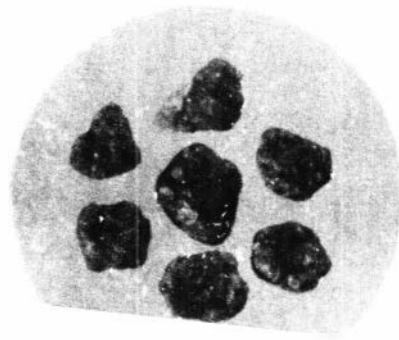
Совокупность глауконитовых зерен в породах ордовика Подкаменной Тунгуски по цвету подразделена на три типа: темно-зеленый — (I тип), зеленый, синевато-зеленый — (II тип), светло-зеленый, желтовато-зеленый — (III тип).

Темно-зеленый глауконит не является преобладающим в ордовикских отложениях данного района. Встречается он в известняках пролетарской, чуньской и мангазейской свит. Содержание его от единичных зерен до 50% от всего концентрата. По форме такие зер-

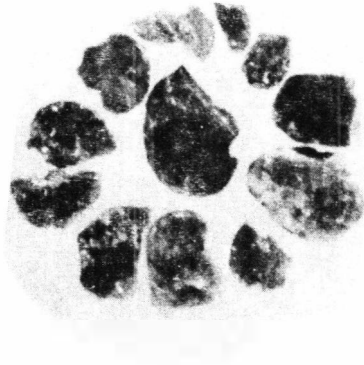
на округлые или представляют собой слепки внутренних полостей раковин брахиопод и гастропод. Поверхность зерен ровная, матовая, с едва заметными трещинками. Скол ровный, открывающий однородную окраску. Трещинки на зернах чаще бывают заполнены кальцитом, реже гидроокислами железа. В шлифах хорошо заметны следы эпигенетического растворения породы и ее перекристаллизации, которая захватила частично и зерна глауконита. Вокруг наиболее крупных зерен глауконита образуется крустификационная камера из кристалликов кальцита. Зерна глауконита секутся жилками кальцита с параллельными или неровными краями. Реже кальцитом выполнены трещинки растворения глауконита. Зерна такого глауконита близки типу Ia (Николаева и др., стр. 63, 1971), широко распространенного в нижнепалеозойских отложениях Сибирской платформы. Подобный глауконит является аутигенным образованием, отличается незначительными вторичными изменениями, которые выражаются в осветлении зерен по трещинкам или же в виде пятен на их поверхности. Внутренняя часть зерна остается незатронутой процессами изменения.

Более характерен для описываемого района II тип зерен зеленого и сине-темно-зеленого глауконита. Форма зерен овальная, округлая, либо в виде слепков полостей скелетных остатков. Поверхность зерен шероховатая, матовая или глянцевая с жирным блеском на изломе. Скол зазубренный, открывающий неоднородную окраску зерна. Под микроскопом наблюдаются следы разрушения глауконита. Овальные или удлинённые зерна разбиты широкими трещинками, выполненными кристалликами кальцита. Кальцит может замещать глауконит почти нацело, так что от него остаются только отдельные островки в оолитовых доломитах или доломитизированных известняках. Очень редкая форма — чешуйчатая. Зерна округлой, иногда неправильно округлой формы, в разной степени раскристаллизованные: микрочешуйчатые реже макрочешуйчатые (обр. 3-1-19). Слодоподобные чешуйки глауконита плеохромируют в шлифах от темно-зеленого до желтовато-зеленого цвета и имеют прямое погасание в скрещенных николях.

Чешуйки глауконита встречаются в известняках и песчаниках пролетарской свиты (обн. 3-1). В известняках мощностью 7-10 см — это мелкие, размером 0,15-0,1 мм округлые зерна с хорошо заметным чешуйчатым строением. Раскристаллизация такого глауконита



А



Б

Рис. 5 Глауконит II типа зёрен /обр. З-Г-19/
А - округлые зёрна. Б - чешуйчатая форма зёрен.

могла произойти в стадию раннего диагенеза породы. В выше лежащих песчаниках можно встретить слюдоподобный глауконит как в виде глобуль, так и в виде отдельных чешуек, образованных при перемыве нижележащего еще слабо сцементированного глауконитосного известняка /рис. 5/.

К третьему типу, часто встречающемуся в отложениях ордовика района относится светло- и желтовато-зеленый глауконит. Форма зерен - обломки со слепков полостей скелетной фауны. Зерна мелкие ($< 0,1$ мм), хрупкие, легко крошатся при надавлении на них иглой, чаще всего покрыты пятнами или "рубашками" гидроокислов железа, на поверхности их сеть трещинок, по которым идет осветление и выкрашивание зерна. Можно предположить, что "по мере развития процесса изменения этих минералов железо замещается алюминием, а калий выносится. Таким образом, происходит серьезная перестройка первичной структуры минералов группы глауконита" (Николаева и др., 1971, стр. 107). Железо не уходит за пределы зерна, а осаждается на нем в виде гидроокислов железа по трещинкам или "железистой рубашки". Преимущественным распространением зерна III типа пользуются в кварц-полевошпатовых известковистых песчаниках пролетарской, чуньской и криволучской свит.

Светло-зеленый глауконит занимает значительное место во всех прослоях ордовикских отложений бассейна Подкаменная Тунгуски. При просмотре под биноклем породы, содержащей темно-зеленые и светло-зеленые зерна глауконита, отмечается прежде всего сходство форм этих зерен. Она практически одна и та же как для темно-зеленого, так и для светло-зеленого. Шероховатая поверхность с пятнами почти белого цвета, сеть мелких трещинок на светло-зеленых зернах более густая, чем на темно-зеленых. По морфологии I и III типы зерен очень сходны, поэтому можно говорить о том, что светло-зеленый глауконит является деградированной разновидностью черно- и темно-зеленого глауконита.

б) Физические и химические методы исследования глауконитов

Исследования проводились на чистых зернах глауконитового

концентрата, для получения которого порода дробилась, отмывалась от пыли, высушивалась при комнатной температуре и обогащалась на роликовом сепараторе. Пробы дочищались на электромагнитном сепараторе СИМ-I и потом отбирались вручную под биноклем. Обычно концентрат состоит из нескольких типов глауконитовых зерен, различающихся между собой по форме, цвету и размеру зерен. Все три выделенных по цвету типа зерен глауконита были исследованы рентгеновским, термическим и ИК-методами, а также замерены показатели преломления и определен удельный вес.

Показатели преломления зерен глауконита замерялись в иммерсионной жидкости под микроскопом МИН-8 с применением фазово-контрастного устройства КФ-4. Замеры сделаны для 8 образцов всех трех типов глауконитовых зерен и средние значения показателей преломления приведены в табл. I.

Удельный вес глауконитовых зерен определялся пикнометрическим методом и вычислялся по стандартной формуле.

Образцы подбирались монотипные и потом под биноклем до-

Таблица I
Средние значения показателей преломления
и удельного веса глауконита

№ пп	Типы глауконитовых зерен	№ пробы	ср.	ср.
I	I	3-XI-4	I,615	2,99
2	II	3-29-5	I-603	2,88
3		3-29-10	I,603	2,93
4		3-29-II	I,604	2,97
5	III	3-8-3	I,585	2,78

чищались, дополнительно проверялись и отделялись темно-зеленые

Таблица II

Химический состав глаукоцитов

№№ пп	№ пробы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	P ₂ O ₅	Na ₂ O	LiO ₂	H ₂ O	п.п. п.	Σ
	3-ХI-4	44,75	13,96	12,48	2,69	0,12	3,69	3,90	0,042	7,78	0,056	0,24	0,032	1,10	8,75	99,58
	3-29-5	48,20	11,24	общее Fe ₂ O ₃ 18,26		0,12	0,69	3,98	н/о	7,46	0,14	0,24	0,048	1,35	6,55	98,27

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

Таблица III

Результаты квантометрического анализа глаукоцитов

№№ пп	№ пробы	SiO ₂	MnO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃ общее	K ₂ O	Na ₂ O	LiO ₂	п.п.п.
1	3-28-7	46,00	0,16	0,16	9,55	4,45	1,05	24,00	7,62	0,06	0,13	7,52
2	3-29-8	49,30	0,10	0,10	12,0	3,80	0,90	19,60	7,92	0,06	0,128	7,45
3	3-I-19 гл.	48,00	0,09	0,36	16,45	5,10	2,60	12,10	7,38	0,20	0,078	8,32

Примечание: Анализы выполнены аналитиком М.И. Зеркаловой (ИГиГ СО АН СССР).

Таблица IY

Результаты рентгеновского анализа глаукоцитов

№№ пп	3-ХI-4		3-24-IO		3-I-19гл.		3-I-19сл.	
	I тип		I тип		II тип		II тип	
I		15,55						
2	5	10,17		10,20	5	10,27	оч.сл.	10,07
3	5	4,53	5	4,53	4	4,51	4	4,37
4	2	3,65	4	3,65	3	3,65	3	3,64
5	4	3,32	4	3,32	4	3,32	5	3,32
6	4	3,02	4	3,02			2	3,06
7					2	2,88I		
8	I	2,68	3	2,68	оч.сл.	2,68	оч.сл.	2,68
9	IO	2,598	IO	2,598	IO	2,586	IO	2,586
10	5	2,415	6	2,415	3	2,399	5	2,395
11	2	2,276	2	2,276	2	2,263	I	2,254
12	2	2,142	2	2,142	2	2,147	2	2,142
13	I	1,999	3	1,999	3	1,996	3	1,994
14					I	1,82I		
15	I	1,718	3	1,718	I	1,708		
16	I	1,66I	2	1,66I	I	1,643	I	1,652
17	8	1,515	9	1,515	8	1,510	9	1,510
18	3	1,31I	3	1,31I	3	1,304	I	1,307
19	2	1,260	2	1,260			2	1,255

Примечание: трубка БСВ-I; Со-анод; $D=57,3$ мм; $d=0,25$ мм; напряжение = 37 кв; сила тока - 10 ма; экспозиция - 8 часов.
Fe - фильтр. Съемку произвела Г.Д.Терлецкая (ИГиГ СО АН СССР).

зерна от светло-зеленых. Для каждого образца делались два параллельных определения и затем вычислялись средние значения, которые приведены в табл. I.

При сравнении значений показателей преломления и удельного веса необходимо отметить, что между ними существует прямая зависимость: чем выше показатель преломления, тем большее значение имеет удельный вес. Подобную зависимость у глаукоцитов наблюдала А. Цимбалникова (Cimbalnikova A., 1972) и показала, что чем большее количество разбухающих слоев имеет минерал, тем меньшие значения показателя преломления он будет иметь. Среди глаукоцитов Подкаменной Тунгуски наибольшие значения удельного веса и показатель преломления имеют аутигенные зерна I типа, в которых не наблюдаются нарушения слюдяной структуры минерала.

Химический анализ глаукоцитов Подкаменной Тунгуски дает лишь общее представление об их составе. Наиболее полно представлены глаукоциты II типа зерен, а глаукоциты I-го типа зерен из-за их незначительного содержания в пробе были проанализированы в смеси с зернами III типа. Так образец 3-XI-4 содержит только 50% темно-зеленого глаукоцита и образец 3-28-7 - 80%. Глаукоциты Подкаменной Тунгуски по содержанию в них трехвалентного железа (таблица II и III) относятся к нормальным железистым. Примерно равные значения K_2O ($> 7\%$) характеризуют глаукоциты, в которых еще не произошло глубокого нарушения структуры и сколько-нибудь заметный вынос элементов. Среди глаукоцитов II типа зерен (обр. 3-29-5, 3-29-8 и 3-I-19 гл.) наряду с намекающимся внешним проявлением изменения зерен (осветление и появление пятен гидроксидов железа) происходит внутренняя перестройка с заменой Fe^{3+} на Al^{3+} . Далее были проанализированы глаукоцитовые зерна определенного типа. Рентгеновский анализ образцов глаукоцита I и III типа зерен по методу Дебая показал, что минерал относится к однослойным диоктаэдрическим слюдам политипа 1M, что является типичным для глаукоцита (таблица IV).

Полученные ИК-спектры соответствуют глаукоцитам (рис. 3) На спектрах отражены характерные для глаукоцитов полосы: 440, 460, 480-495 cm^{-1} - три максимума в области валентных Si-O колебаний; четкий пик при 1020 cm^{-1} , а в области полос OH характерен пик при 3540 cm^{-1} - для первых двух типов зерен, а для III типа зерен на этих частотах колебаний имеются две полосы с максима-

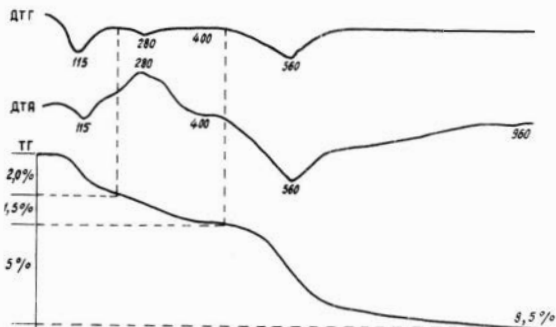
K4 K6 K8 N9 N11 N13 N15 N17 L32 L34 L36

Рис. 3. Инфракрасные спектры глауконита.

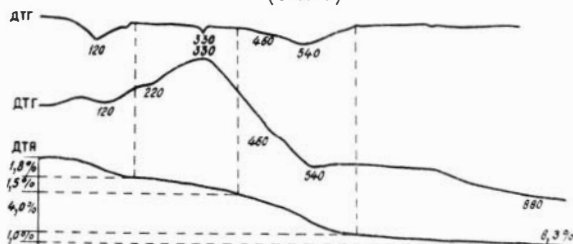
Линии 1, 2, 4 - глаукониты III типа.

Линия 3 - глауконит I типа.

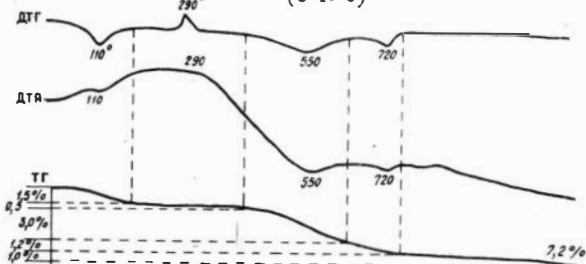
Линия 5 - глауконит I типа.



(3-XI-4)



(3-29-5)



(3-21-1)

Рис. 4. Термограммы глауконитов.

Обр. 3-XI-4 - I тип глауконита.

Обр. 3-29-5 - II тип глауконита.

Обр. 3-21-1 - III тип глауконита.

ми в 3550 см^{-1} и 3620 см^{-1} , что связано с наличием двух типов октаэдрических катионов в слоистом силикате: железистого и алюминиевого. На кривых ДТА (рис. 4) четко выражены три эндотермических эффекта. Для I типа зерен (обр. 3-11-4) первый слабый эндозффект при температуре 115° связан с удалением гигроскопической воды и потерей в весе 2%. Появление экзотермического эффекта при температуре 250°C обусловлено присутствием незначительного количества органического вещества. Слабый экзотермический эффект при температуре 400° выявляет присутствие гетита. Второй эндотермический эффект (наиболее четкий) при температуре 560°C характерен для гидрослюдистых минералов, теряющих гидроксильную воду. И, наконец, едва заметные эндотермические эффекты при температуре 740° и 960°C связаны с дегидроксидизацией монтмориллонита(?). Общая потеря в весе - 8,5% близкая к потере при прокаливании, полученной по химанализу.

Кривые ДТА глауконита второго типа зерен (обр. 3-29-5) зафиксировали те же три эндотермических эффекта, что и для глауконита I типа зерен, отметив присутствие органики и гетита. Четкий второй эндозффект при температуре 540°C сохраняется.

В глауконите третьего типа зерен термическим анализом устанавливается минеральная примесь. На кривой ДТА появляется дополнительный эндозффект при температуре 720°C свойственный для монтмориллонитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей статье излагаются основные результаты исследования глауконита и глауконитоносных отложений ордовика бассейна реки Подкаменной Тунгуски.

1. Установлено, что на всей территории распространения ордовикские отложения представляют собой ритмично построенную толщу терригенных и карбонатных пород, которые расчленяются на 7 свит. Среди этих свит три - байкитская, долборская и кетская не содержат глауконита. Наибольшее распространение глауконитоносные отложения имеют в нижнем ордовике в пролетарской и чуньской свитах, в которых выделяется по два уровня аутигенного

глауконита в известняковых отложениях. Два уровня аутигенного глауконита содержатся в известняках баксанского горизонта мангазейской свиты. Два уровня терригенного глауконита отмечаются в оолитовых доломитах II и III ритмов пролетарской свиты. Терригенный глауконит в чуньской свите в оолитовом доломите I ритма осадконакопления и в криволицкой свите в I ритме волгинского горизонта в песчанике. Всего 10 уровней глауконитовых отложений, из них 6 содержат аутигенный глауконит, а 4 - терригенные зерна глауконита.

2. Изучение глауконитовых отложений ордовика Подкаменной Тунгуски позволило прийти к выводу, что аутигенные зерна глауконита образуются в морском бассейне нормальной солености, изобилующей органической жизнью, на небольшой глубине (в пределах глубины шельфовой зоны моря).

3. Преобладающей формой зерен являются слепки полостей скелетных остатков; такие глаукониты приурочены к известнякам, богатым фауной брахиопод, гастропод, лингул, криноидей и трилобитов, раковины которых бывают раздроблены, что говорит о перемыве. Форма зерен в виде слепков полостей раковин характерна для аутигенного глауконита данного района. Терригенный глауконит чаще всего имеет форму остроугольных обломков. В результате неоднократного перемыва пород пролетарской и чуньской свит среди аутигенных зерен часто встречаются и терригенные глаукониты, как правило, поступающие из перемытых нижележащих слоев. В порде они резко отличаются более светлым цветом и угловатой формой. III тип зерен глауконита является наиболее распространенным, наиболее измененной разновидностью I типа.

4. Процессы выветривания, перекристаллизации, доломитизации и кальцитизации глауконитовых отложений видоизменяют и разрушают глауконит, в первую очередь дробленные и перемытые зерна. Гидратация, вынос калия и железа из структуры, ожелезнение, обогащение минерала алюминием является сопутствующими процессами при образовании III типа зерен глауконита.

При исследовании глауконитовых отложений большое внимание уделялось изучению условий сохранения глауконита в породе. Там, где глауконитовые отложения находятся между двумя водонепроницаемыми слоями, глауконит меньше подвергается воздействию минеральных грунтовых и почвенных вод. Примером подобного со-

хранения глауконита могут служить глауконитовые уровни баксанского горизонта мангазейской свиты, приуроченные к известнякам, которые в свою очередь перекрыты плотными глинистыми алевролитами. В породах мангазейского горизонта не наблюдалось сколько-нибудь заметного воздействия гипергенных процессов, что явилось наиболее важным условием сохранения глауконита.

Л И Т Е Р А Т У Р А

Андреева О.И. - Нижнеордовикские отложения севера Сибирской платформы. - В кн. "Биостратиграфический сборник", вып.3. Л., "Недра", 1967, с. 12-27.

Астрова Г.Г. - Фауна ордовика и готланда Подкаменной Тунгуски. Раздел мшанки. - Труды палеонтологического ин-та АН СССР, т. 54, 56, 1955, с. 128-161.

Бгатов В.И., Матухина В.Г. - Закономерности осадконакопления в ордовике и силуре северо-западной части Сибирской платформы. - Труды СНИИГГимС, вып. 52, 1969, с. I-II8.

"Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях". Изд-во "Наука", М., 1971, с. 5-192.

Кириченко Г.И. - К стратиграфии отложений нижнего палеозоя р. Подкаменная Тунгуска. - Труды ВСЕГЕИ, вып. I, 1950, с.

Красильникова Н.А. - Фосфориты Катангского бассейна. - Труды ГИГСХ, вып. 5, 1959, с. 79-107.

Красильникова Н.А., Смирнов А.И. - Об ордовикских фосфоритах Сибирской платформы. - Труды ГИГСХ, вып. 2, 1955, с. 127-142.

Николаева И.В., Клировский В.М., Григорьева Т.Н., Бородаевская З.В. - Влияние эпигенетических процессов на структурно-химические свойства и абсолютный возраст глауконита. - Докл.АН СССР, т. 185, № 2, 1969, с. 419-422.

Никифорова О.И. - Новые данные по стратиграфии и палеогеографии ордовика и силура Сибирской платформы. - Матер. ВСЕГЕИ, нов. серия, общ. серия, вып. 7, 1955, с. 50-107.

Марков Е.П. - Ордовик и ранний силур юго-запада Тунгусской синеклизы. - Диссертация, Новосибирск, 1967, с. 3-357.

Марков Е.П. - Ордовик и ранний силур юго-запада Тунгусской

синеклизен. - Изд-во "Недра", Л., 1970, с. 3-143.

Обручев С.В. - Тунгусский бассейн. - т. П, М.-Л., 1933, с. 210-289.

Рабаханукаева Е.С. - Литология отложений ордовика и силура западной части Сибирской платформы. - Изд-во "Наука", Новосибирск, 1971, с. 3-171.

Страхов Н.М. - Основные теории литогенеза. - Т. П, Изд-во "Наука", М., 1960, с. 550.

Тесаков Ю.И. - Верхний ордовик и силур Сибирской платформы - В кн. "Стратиграфия палеозоя Средней Сибири. - Изд-во "Наука", Новосибирск, 1967, с. 53-67.

Тесаков Ю.И. - Тунгусский стратиграфический район, Кузьмовский, Байкитский, Чуньский стратиграфические участки. - В кн. - "Стратиграфия ордовика Сибирской платформы", Изд-во "Наука", Новосибирск, 1975, с. 105-110.

Черкасов Г.Н. - Геохимия литогенеза в ордовике и силуре западной части Сибирской платформы. - "Геология и геофизика", 1968, № 9, с. 119-126.

Черкасов Г.Н. - О переотложенных продуктах коры химического выветривания в породах кривоуццкого яруса в нижнем течении р. Подкаменной Тунгуски. - В кн. "Вопросы литологии и геохимии Сибири", Труды СНИИГГМС, вып. 46, 1967, с. 174-179.

Черкасов Г.Н. - Опыт построения палеоклиматических карт на примере ордовика и силура Сибирской платформы. - "Геология и геофизика", № 12, 1973, с. 48-62.

Cimbalnikowa A. Structural-chemical formulas of glauconites. "5 th Conference of Clay Mineralogy and Petrology", Praha, 1970, p. 9-20.

ГЛАУКОНИТНОСНЫЕ И ЖЕЛЕЗОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ
ДОКЕМБРИЯ-КЕМБРИЯ ТЯНЬ-ШАНЯ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ
УСЛОВИЯ ИХ НАКОПЛЕНИЯ

Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых устанавливаются путём восстановления физико-химических, в том числе и климатических условий образования геологических формаций. О климате времени образования глауконитоносной (актугайская, чичканская, кыршабактинская, беркутинская, чулактауская и шабактинская свиты) и железоносной формаций Тянь-Шаня существуют две противоположные точки зрения: С.Г.Анкинович (1961), Е.И.Зубцов (1972), В.Г.Королёв (1972) в глауконитоносной и железоносной формациях Тянь-Шаня видят следы мощных оледенений — тиллиты. Однако, согласно представленным данным Н.М.Страхова (1960), Л.Б.Рухина (1962), В.М.Синицына (1962), В.В.Шабалина (1964), М.А.Жаркова (1970), В.Н.Холодова (1970), И.В.Николаевой (1972), К.С.Сагындыкова (1972), Р.А.Максумова (1973) на рубеже докембрия и кембрия Тянь-Шань находился в экваториальной зоне. В данной работе приводятся новые данные, свидетельствующие, что последняя точка зрения находит подтверждение в общей характеристике глауконитоносных и железорудных формаций района.

Положение в разрезе и пограничный докембрию-кембрию возраст глауконитоносных и железоносных формаций Тянь-Шаня показан в таблице . Работы, по которым составлены разрезы верхнего рифея-венда соседних районов, указаны в скобках: Байконурский синклиниорий (Зайцев, Хераскова, 1971), Куруктаг (Макурин, 1958), Малый Каратау (Королёв, Максумова, 1968), Кельпинские кряжи (Синицын, 1957, Бушинский, 1966), Южно-Китайская платформа (Ли Сы-Гуан, 1964 ; Келлер, Семихатов, 1958), Восточно-Европейская платформа (Келлер, 1968а; Келлер, Семихатов, 1968), Южный Урал (Келлер, 1968а), Средний Урал (Младших, Аблизин, 1967); Норвегия (Хольтедаль, 1957; Келлер, Семихатов, 1968), Енисейский кряж (Хоментовский и др., 1972), Анабарский массив (Семихатов и др., 1970), Иран (Долгинов и др., 1969), Пакистан (Воскресенский и др., 1971).

СХЕМА КОРРЕЛЯЦИИ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ - ВЕНДА ТЯНЬ-ШАНЯ С ДРУГИМИ РАЙОНАМИ

Относ. возраст	Серия	Свита	Порядковый номер подразд.	хр. Таласский Ала Тоо	
				р.Мурсаш	р.Джайсантор
КемСрий	Шортгорская		УП	Нижняя часть сандалашской свиты. Углеродисто-кремнистые породы.	Отложения на поверхность не выходят
		Байконурская	УІ	Верхняя часть шорашуйской свиты. Песчаники, известняки, алевролиты, иногда гематитовые. (130 м).	
Верхний рифей - венда	Джетымская	Джакобская	У	Нижняя часть шорашуйской свиты. Конглобрекчи, туфопесчаники. (15-65 м).	Разлом Верхняя часть шорашуйской свиты. Песчаники, алевролиты. (20 м).
		Джетымская	ІУ		
	Мурсашская	Курама	Ш	Конглобрекчи, песчаники, глинистые сланцы, известняки, туфолавы и туфы трахита. (70-100 м).	Песчаники, глинистые сланцы, известняки, тефроиды (35 м).
		Корумская	П	Конглобрекчи, песчаники, тефроиды (27-40 м).	Конглобрекчи, песчаники, глинистые сланцы, известняки (100 м).
Джайская		І	Аркозовые конгломераты, песчаники (2-5 м).	Аркозовые конгломераты, песчаники (50 м).	

Музбельский массив, 842 ± 20 млн.лет.

Порядковый номер подразделения	Ар. Б.Каратау р.Ранг	Байконурский синклиорий
	3	4
УП	Курумсацкая свита. Углеродисто-кремнистые породы.	Коктальская свита. Углеродисто-кремнистые породы
УІ	Конглобрекчии, алевролиты с валунами. (20-100 м)	Конглобрекчии, глинистые сланцы, (0-400 м).
У	Песчаники, алевролиты, известняки. (250-500 м).	Курайлинская и бозингенская свиты. Песчаники, сланцы, известняки, доломиты, (100-370 м).
ІУ	Конглобрекчии, алевролиты с валунами (10-70 м)	Сатанская свита. Конглобрекчии, песчаники, туффиты, (0-800 м).
ІІІ	Конгломераты, гравелиты, песчаники алевролиты, (70-90 м).	Жалтауская св. Гравелиты, углеродисто-кремнистые сланцы, алюмофосфаты, известняки, (до 500 м).
ІІ	Конглобрекчии (70-100 м)	Шилесайская свита. Туфопесчаники, туффиты, диабазы, (100-350 м).
І	Аркозовые гравелиты, песчаники (1-2 м).	Кумкудукская свита. Конгломераты, песчаники, туфопесчаники, туфоалевриты, (до 1000 м).

Кумыстынский массив,
720 млн. лет.

Актасский комплекс,
650 ± 30 млн. лет.

Порядко- вый номер под- разделе- ния	Чаткальский хр., р. Кара-Кульджа	хр. Кок-Ийрим-Тоо р. Байдамтал
	5	6
УП	Аксуйская толща. Известняки с брахиоподами и трилобитами, (262 м).	Углеродисто-кремнистые породы.
УІ	Эгизторская свита. Карбонатные породы с конодонтоморфными образованиями, (13-25 м).	Конглобрекчии, алевролиты с валунами, (0-100 м).
У	Верхняя часть шорашуйской свиты. Алевролиты, песчаники, конгломераты, (250-300 м).	Песчаники, алевролиты, углеродисто-глинистые сланцы, известняки, (395 м).
	Разлом	
ІУ	Нижняя часть шорашуйской свиты. Конглобрекчии, (30 м).	
Ш	Узунбулакская свита. Конглобрекчии, песчаники, алевролиты, (500 м).	
П	разлом	
І		

Свита, район	хр.Джетым-Тоо, хр.Нарын- Тоо, р.Нарын	хр.Куйлю-Тоо, р.Чон-Талды-Су
УП	Нижняя часть шорторской серии. Углеродисто-крем- нистые породы.	Отложения на поверхность не выходят
УІ	Байконурская свита. Кон- глобрекчи, гравелиты, песчаники, алевролиты, (30 м).	
У	Джаболотская свита. Известняки, глинистые сланцы, песчаники, алевро- литы, иногда гематито- вые, 450 м.	Разлом Свита Джетым - Тоо. Конглобрекчи, алевроли- ты с валунами, 100 м.
ІУ	Свита Джетым - Тоо. Конглобрекчи, песчаники, алевролиты, иногда гема- титовые железные руды, 500 м.	Кураматорская свита. Гравелиты, песчаники, глинистые сланцы, извест- няки, тефроиды. 60-70 м
Ш		Кор мторская свита. Конглобрекчи, конгло- мераты, песчаники, 30-50 м.
П		Джайсанторская свита. Аркосовые песчаники, трахибазальты, трахиан- дезиты, трахидациты, их туфы, 170 м.
І		

хр. Куруктаг		хр.М.Каратау
9		10
Углеродисто-кремнистые породы, андезиты, фосфориты, известняки с трилобитами и археоциатами.		Чулактауская свита. Фосфориты, кремнистые породы, доломиты, (0-80 м).
С И И И	Свита Лонглочены. Тиллоиды, (300 м).	Беркутинская и Кыршабактинская свиты. Песчаники, доломиты с конодонтами; 560 млн. лет, (0-200 м).
	Свита Инчуань. Известняки, кварцевые песчаники, глинистые сланцы, (130 м).	Курганская свита. Туфы трахилиларита, тефроиды, туффиты, конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, (600-800 м).
	Свита Лочен. Глинистые сланцы с пластами спилитов, (500 м).	
	Свита Замокрьбулак. Глинистые сланцы, кварцевые песчаники, (780 м).	
	Свита Отунбулак. Тиллоиды с прослойми алевритово-песчано-глинистых пород, (1600 м).	Чичканская свита. Песчаники, алевролиты, известняки, кремнистые породы, (150 м).
Свита Чжаобисань. Тиллитоподобные конгломераты, кварцевые песчаники, (950 м).	Актугайская свита. Аркозовые конгломераты, песчаники, (200 м).	
	Коксуйская свита. Конгломераты, песчаники, алевролиты, (300 м).	

Порядковый номер подразд.	Кельпинские края	Южно-Китайская платформа
	II	I2
У II	Углеродисто-кремнистые породы, фосфориты, известняки.	Песчаники, фосфориты, сланцы, известняки с трилобитами и хиолитами.
У I	Соли, доломиты, алевролиты, песчаники, конгломераты, спилиты, (около 200 м) Преобладает буро-красная окраска пород.	Свита Дэнбин. известняки, фосфориты, доломиты со строматолитами (до 700 м). Свита Доушенъто. Глинистые сланцы, известняки, кварциты, фосфориты. 620-670 млн. лет (210 м).
IV	Сугеттагская толща. Песчаники, алевролиты, спилиты, туфиты, конгломераты. (Видимая мощность 600 м).	и и Свита Нанъто. Конгломеркчий. Песчаники, (0-300 м). Окраска преимущественно красная.
III		С и Свита Нотоцуань. Песчаники, алевролиты, кремнистые породы, туфы, (до 410 м).
II		
I		Свита Ченцзян. Аркозовые конгломераты, песчаники (до 2400 м).
	Метаморфические песчаники и Филлиты.	Досинийские породы 860-900млн.лет.

Порядковый номер подразделения	Восточно-Европейская платформа	Южный Урал
	13	14
УП	Балтийская серия. Песчаники, глины с фауной.	Отложения на поверхность не выходит.
У1	Валдайская серия. Песчаники, алевролиты, глины, туфы, (580 млн. лет., 1100 м).	Ашинская серия. Конглобрекчии, конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, (570-590 млн. лет, 850 м).
У	Большинская серия. Конглобрекчии, песчаники, алевролиты, основные аффузивы, их туфы, (до 360 м).	
УУ	Пачелмская серия. Песчаники, алевролиты, глины (700-750 млн. лет, 680 м).	Каратавская серия. Песчаники, мергели, доломиты со строматолитами и микрофитолитами, (618-900 млн. лет, 390 м).
Ш		
П		
И		

	Средний Урал	Норвегия
	15	16
УП	Отложения на поверхность не выходят.	Песчаники, глинистые сланцы, известняки с фауной.
УI	Сылвицкая серия. Аргиллиты, алевролиты, песчаники, конглобрекчии, до 2850 м.	Рингсакерские кварциты, Вардальские спарагмиты, до 500 м.
У	Серебрянская серия. Углеродисто-глинистые, гематитовые, хлоритовые сланцы, аргиллиты, фосфориты, доломиты, известняки, кварциты, песчаники, гравелиты, конглобрекчии, эффузивы, лавобрекчии, туфы, тиллитовидные конгломераты, (до 4080 м).	Екре сланцы (50 м) Муль конгломераты (тиллиты?), 10-20 м. Муль спарагмиты (350 м)
УУ		Бири известняк с прослоями сланцев и песчаников (100 м) Бири конгломераты (150м)
П	Басегская серия. Кварциты, кварцито-песчаники, базальты, порфириты. Карбонатные, гематизированные сланцы, филлиты, мраморизованные известняки, эффузивы, лавобрекчии, туфы, до 3700 м.	Брёттум спарагмиты, (около 600 м).
I		

	Енисейский край	Анабарский штат
	17	18
нижний кеморий	Усольская. Известняки, доломиты, соли, гипсы, ангидриты.	Томмотский ярус. Медвежинская свита. Известняки красноцветные и серые.
венд	Иркутский горизонт. Известняки, доломиты, аргиллиты, песчаники (220м) Мотский горизонт. Гравелиты, песчаники, песчанистые известняки, алевролиты (280 м).	Эмяксинская свита. Известняки, доломиты (80 м). Старореченская свита. Доломиты со строматолитами и микрофотолитами, алевролиты, аргиллиты, песчанистые доломиты, гипсы, доломитовые гравелиты (624-673 млн.лет. 80 - 200м)
рифей	Оседковая серия. Конгломераты, песчаники, алевролиты. Карагасская серия.	Юсматахская свита. Доломиты. Билляжская свита. Доломиты, известняки, прослойки песчаников.

	Юго-западный Иран	Пакистан, Соляной кряж
	19	20
УП	Нижний-средний кембрий. Песчаники,	Свиты сланцев, песчаников, с трилобитами, 300-405 м.
УІ	Хормузская серия	Докембрий /?/ - кембрий
У		
ІУ		
Ш		
П		
І		
	Кислые эффузивы, их туфы, песчаники, але- вролиты.	Соленосная свита. Мергели, гипсы, соли, доломиты, глинистые и битуминозные сланцы, траппы, более 520 м.
	Вулканогенные породы смешанного состава, доломиты.	

Довендские метаморфические породы.

Как видно из таблицы, разрезы верхнего рифея-кембрия Енисей-Анабара и Ирана-Пакистана отличаются развитием эвапоритов и "находились в аридных зонах: северной и южной. Где-то между ними проходил экватор" (Жарков, 1970, стр.45).

Верхний рифей-венд Норвегии Б.М.Келлер, (1968 б) предложил в качестве типа спарагмитовой формации, а за её паратип предлагает принять серебрянскую серию Среднего Урала. Среди "тиллитоподобных" конгломератов Гренландии, принадлежащих спарагмитовой формации, отмечаются "тиллиты" с туфовым цементом и многочисленные прослои туфов (Клитин, 1965). Нам представляется, что, исходя из парагенетического определения формации Н.С.Шатского, следовало бы к спарагмитовой формации отнести не только серебрянскую, но и сылвицкую серию Среднего Урала. Как видно из схемы, по составу обе серии вулканогенно-терригенные. Таким образом, спарагмитовая формация не только осадочная (Келлер, 1968б, 1973), но и вулканогенно-осадочная.

Спарагмитовую формацию Норвегии Н.С.Шатский сравнивал с отложениями Восточно-Европейской платформы. Он писал: "основное отличие, выражающееся в большом разнообразии пород терригенной осадочной серии каледонского нижнего комплекса, объясняется тем, что оно является геосинклинальной формацией, а этот же комплекс Московской синеклизы представляет типичное платформенное образование" (Шатский, 1963, стр.560). В посмертно изданной статье Н.С.Шатского эта мысль высказана в следующем виде: "Осадкообразование по мощности и по фациям в начальный период жизни миеосинклинали восточных каледонид не отличалось существенно от осадкообразования в глубоких прогибах древних платформ" (Шатский, 1963, стр.609). На стр.75 "Тектоники Европы" (Изд-во "Наука", М., 1964, под ред. А.А.Богданова, М.В.Муратова, Н.С.Шатского) имеется подстрочное примечание редакции, из которого можно понять, что спарагмитовая формация Норвегии "обладает ярко выраженными чертами моласс и тем самым отражает раннебайкальский этап достаточно энергичных орогенических движений". М.В.Муратов, один из авторов этого примечания, пишет, что "в пределах Британских каледонид догеосинклинальный чехол, видимо, образует торридонские песчаники. Точно так же к образованиям чехла основания относится спарагмитовая серия Норвегии" (Муратов, 1971, стр.160). Д.В.Наливкин указывает, что "спарагмитовая

группа и наши ашинская и миньярская свиты носят ярко выраженный флишеидный и молассовый характер. Это вызвано проявлением байкальской складчатости и одновременным с ней накоплением названных отложений, резко отличных от послебайкальского нижнего палеозоя" (Наливкин, 1963, стр.10). В.Г.Королёв (1967), А.А.Богданов, В.Е.Лаин (1968), Ю.Р.Беккер (1968), Б.М.Келлер (1973) к орогенным формациям (молассам) байкальского тектогенеза относят аналоги спарагмитовой формации Тянь-Шаня и Урала. С.С.Шулц (1964) спарагмитовую формацию Тянь-Шаня считает показателем протерозойской эпиплатформенной орогенной области. В.М.Цейслер (1971, стр.144) пришёл к выводу, что "геосинклинальные формации можно рассматривать как аномалийное выражение платформенных формаций в условиях специфических структур (линейность, высокая тектоническая активность, вулканизм, повышенный тепловой поток и т.д.). Можно принять, что вулканогенно-терригенные, глауконитоносная и железорудная формации Тянь-Шаня (конкретные формации, по Н.П.Лераскову) тоже принадлежат к спарагмитовой формации (формационному типу, по Н.П.Лераскову, 1967. Исходя из всего вышесказанного, можно говорить о том, что верхнерифейско-вендской платформенной формации соответствует одновозрастная ей спарагмитовая формация байкальского складчатого пояса. Другими словами, в верхнем рифее - венде так же, как в мезозое-кайнозое, платформенная формация в латеральном направлении переходит в орогенную формацию. Орогенный характер спарагмитовой формации легко виден на примере глауконитоносной и железоносной формаций Тянь-Шаня.

Верхнерифейско-кембрийские глауконитоносные и железоносные формации развиты в пределах Таласо-Каратауской (таблица I, район IO, хр.Н.Каратау) и Чаткало-Нарынской (таблица I, районы I-9) структурно-фациальных зон Тянь-Шаня соответственно. Эти зоны разделены Терской-Каратауским глубинным разломом (Пейве, 1945); вместе они образуют дугообразный пояс с отношением ширины его к длине порядка 1:100. Несмотря на это часть местных стратиграфических подразделений в фациальном отношении оказалась очень устойчивой. И литологически, и фаунистически однозначно сопоставляются между собой беркутинская и эгизторская свиты (Адышев и др. 1972) и вышележащие слои разрезов Чаткало-Нарынской и Таласо-Каратауской зон. Джайсанторская и актугай-

ская свиты аркозовых песчаников вверх по разрезу сменяются близкими по литологии свитами: корумторской и чичканской соответственно. По-видимому, во время накопления вышеуказанных свит различие в палеогеографическом режиме на некоторых участках соседних зон практически исчезает. С другой стороны, часть стратиграфических подразделений Таласо-Каратауской и Чаткало-Нарынской зон отличается большой пестротой состава и сложным строением. Некоторые из них не могут быть объективно прослежены даже по простиранию одной и той же структурно-фациальной зоны, не говоря о их выдержанности вкрест её простирания. К ним относятся свиты вулканогенно-осадочных и грубообломочных пород (узунбулакская, байконурская, кыршабактинская и др. свиты). В фациальном отношении очень изменчивыми являются конглобрекции (тиллиты, по терминологии Е.И.Зубцова и др.) корумторской свиты, свиты Джетым-Тоо и байконурской свиты.

Минералы глауконитовой группы занимают несколько уровней в разрезе верхнего докембрия и нижнего кембрия Таласо-Каратауской зоны. Глауконитоносными являются актугайская, чичканская, кыршабактинская, беркутинская, чулактауская и шабактинская свиты М.Каратау Таласо-Каратауской зоны. Практически железоносные породы развиты в пределах свиты Джетым-Тоо (Чаткало-Нарынская зона), джакоолотской свиты и чулактауской свиты.

Единичные зёрна глауконитов отмечаются в буровато-коричневых аркозовых песчаниках актугайской свиты (проба № 846). Обильное развитие минералов глауконитовой группы отмечается в отдельных слоях чичканской свиты. Широко распространены глаукониты в составе кыршабактинской свиты. Последняя сложена конглобрекциями, конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, известняками, доломитами и мергелями. Обильное (7-15 % объёма породы) развитие глауконитов в слоях буровато-розовых и буровато-коричневых и песчаных известняков, известковых песчаников и конгломератов. С ними переслаиваются тонкоплитчатые буровато-розовые и светлорубые тонкозернистые известняки, включающие редкие зёрна глауконитов.

Глаукониты кыршабактинской свиты дали 540, 500, 480 и 435 млн. лет (соответственно калий - 3,44 %, аргон 40-0,083 нмм³/г; калий - 3,44 %, аргон 40-0,075 нмм³/г). Определение калий-аргонового возраста производилось в лаборатории Института геологии

Баш. ФАН СССР и ВСЕГЕИ по пробе А.А.Недовизина (р.Беркуты, в 8 км севернее г.Жанатас): и нашей пробе № 822.

Следующий глауконитовый уровень находится в вышележащей беркутинской свите. По долине р.Чабакты, в 2,5 км севернее села Актогай, из прослоев песчанистых доломитов, находящихся среди брекчиевидных светлых доломитов, Н.М.Чумаковым и нами (проба № 819) заготовлены пробы глауконитов. В этих пробах глаукониты составляют примерно 2-5 % объёма породы. Проба Н.М.Чумакова обработана ультразвуком, хотя часть зёрен глауконита не очистилась от железистой плёнки ("рубашки"). В лаборатории Института геологии БашФАН СССР по этой пробе получен возраст 560 ± 40 млн лет (калий - 3,65 %, аргон $40-0,092$ нмм³/г), по нашей пробе - 422 и 430 ± 10 млн лет. Оба расчёта производились при $\lambda_{K^{40}}$: $0,557 \cdot 10^{-1}$ год⁻¹ год⁻¹, $\lambda_{\beta} = 4,72 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹.

Таким образом, несмотря на то, что глауконит взят практически из одних и тех же мест, цифры возраста получились разные, причём для обоих стратиграфических интервалов более низкие значения - в лаборатории ВСЕГЕИ. По заключению и.В.Николаевой, в беркутинской свите глаукониталюминиевого типа имеет угловатую форму зёрен, сильно изменён вторичными процессами и является терригенным (а не аутигенным), в кыршабактинской свите глауконит железистого типа, зёрна аутигенные, изменённые. По химическому составу глауконита кыршабактинскую свиту следует относить к кембрию, а не к венду. Датировка свит требует очевидно дополнительного изучения. Исследование глауконитов из наших проб продолжается.

Два уровня глауконитов находится в слоях, относимых к нижнему кембрию: среди фосфоритов чулактауской свиты (единичные зёрна) и карбонатных пород шабактинской свиты (в достаточном для флотации количестве).

Следовательно, глаукониты развиты в свитах, относительный возраст которых определяется ископаемыми остатками фауны. В беркутинской свите, так же как в немакит-далдынском горизонте, верхах юдомского комплекса Сибирской платформы, В.В.Миссаржевским и А.М.Мамбетовым (1971) выделяются конодонтоморфные образования: *Protohertzina anabarica* Miss., *P. unguiformis* Miss., *P. siciformis* Miss. Первые две формы встречены и в эгизторской свите Чаткало-Нарынской зоны (Адышев и др., 1972). Итак, по

протогерценидам вырисовывается корреляция разрезов верхов юдомского комплекса Сибирской платформы и верхов докембрия Тянь-Шаня. Эта корреляция подкрепляется находками хиолитов, хиолителминтов, трилобитов и беззамковых брахиопод нижнего кембрия в вышележащих свитах Таласо-Каратауской, Чаткал-Нарынской зон Тянь-Шаня, Сибири, Китая, Пакистана (см. таблицу).

Вулканогенно-терригенная железорудная формация Джетым-Тоо (Сагындыков, 1967) по окраске пестроцветная, залегает трансгрессивно на плагиогранитах, кислых и основных эффузивах. Перекрывается она углеродисто-кремнисто-сланцевой формацией (Адышев, 1964). Это обстоятельство обусловило особенность состава формации Джетым-Тоо. Аркозы обычно начинают разрез и являются преобладающими в составе формации. Они имеют светло-серую, редко темно-серую (обусловленную углеродистым материалом) окраску и представлены валунными конгломератами и конглобрекциями, гравелитами и песчаниками. В виде "включений" в составе формации встречаются темно-серые углеродисто-кремнистые и глинистые сланцы, карбонатные породы и алюмофосфаты (Байконурский синклиниорий), являясь "предвестниками" вышележащей углеродисто-кремнисто-сланцевой формации. На отдельных стратиграфических уровнях аркозы как бы "разбавляются", а иногда и целиком замещаются полимиктовыми, вулканогенно-осадочными и вулканическими образованиями. К этим уровням и приурочены "тиллитоподобные" породы - конглобрекции.

Вулканические породы представлены трахибазальтами, трахиандезитами, трахидацитами, туфолавами трахита, туфами и туфитами. Окраска их зеленовато-серая и малиновая. Они часто образуют самостоятельные покровы, хотя встречаются и в виде маломощных тел среди конглобрекций. Вулканизм имел место до, во время и после накопления конглобрекций и железных руд. Повышенное содержание железа отмечается и в вулканических породах. Количество горизонтов конглобрекций непостоянное, а их контакты с подстилающими и перекрывающими породами то резкие, то постепенные. Резкое изменение мощности конглобрекций (от 0-10 до 100-500 м) происходит согласно с изменениями мощностей включающих их серий и обусловлено конседиментационным развитием структуры.

Окраска собственно "тиллитоподобных" конгломератов темно-серая, зеленовато-серая, реже бурая. Среди них выделяются кон-

глобрекчий, песчанистые алевриты и карбонатные породы с рассеянными гальками и валунами. Состав обломков конглобрекчий меняется в зависимости от состава области сноса. Преобладают обломки либо гранитоидов, либо кислых эффузивов, либо карбонатных пород. Среди обломков нередки кварциты, песчаники, сланцы, эффузивы основного и среднего состава, кварц, полевые шпаты, магнетит, пирит, халькопирит и другие. Экзотических пород в них, по-видимому, нет. Окатанность обломков в общем плохая, часто совсем отсутствует. Обломки гранитоидов, кварцитов и кислых эффузивов имеют хорошую окатанность. Заполняющей массой конглобрекчий служит песчано-алевритовый, а цементом — карбонатный, углеродисто-глинистый и глинисто-хлоритовый материал. Рудное вещество (железо) участвует в составе как заполняющей массы, так и цемента. Среди конглобрекчий и песчанистых алевролитов с рассеянными гальками и валунами в виде прослоев отмечаются обычные породы — песчаники, алевролиты, известняки, кремнистые породы, углеродисто-глинистые, гематитовые сланцы, эффузивы и их туфы и железные руды.

В пределах свиты Джетым-Тоо одноименного хребта протяженность железорудных тел резко изменчива, варьируя от первых десятков до первых тысяч метров, а их мощность — от первых метров до десятков и сотен метров. Такие тела с перерывами прослеживаются на протяжении около 30 км, а по данным магниторазведки под покровом кайнозоя еще на 50 км. Содержание железа в рудах тоже колеблется в широких пределах от 25 до 50%, составляя в среднем для бассейна 33–35% (Джолдошев, 1964). Гематитовые сланцы отмечаются во многих районах развития формации Джетым-Тоо не только на уровне свиты Джетым-Тоо, но и на уровне Джакболотской свиты. В составе последней в хребте Нарын-Тоо значительное место занимают порфириды, их туфы и кремнистые породы. Здесь же присутствуют гематитовые тела (Жуков, 1960). В минералогическом отношении выделяются гематито-магнетитовые, магнетито-гематитовые, лепто-хлорито-гематито-магнетитовые, кварцево-лептохлорито-гематито-магнетитовые руды (Джолдошев, 1964). По нашим наблюдениям гематито-магнетитовые, магнетито-гематитовые и лептохлоритовые руды (слои) переслаиваются как между собой, так и с алеврито-глинистыми сланцами и светло-серыми кварцитами. Другими словами, окисные и силикат-

ные руды (фации) железа чередуются во времени и смещены в пространстве, т.е. железные руды накапливались в резко изменчивых геохимических и палеогеографических условиях. Железорудный материал принимает участие в цементе и заполняющей массе песчаников, гравелитов, конгломератов и конглобрекций. В последних отмечаются редкие гальки железных руд. Другими словами, железные руды смешаны не только с хемогенными (кварцита), но и с мелко и грубообломочными породами. В этом отношении железные руды являются как бы афациальными, т.е. в какой-то мере они наложены на разные типы вулканогенных осадочных пород. Такое сочетание различных фациальных и геохимических обстановок, по-видимому, характерно для вулканогенно-осадочного типа отложений.

Основные результаты работы сводятся к следующему. Тиллитоподобная толща, образование которой связывается рядом исследователей с деятельностью ледника, является вулканогенно-осадочным образованием, причём, с этой толщей ассоциируются вулканогенно-осадочные гематит-магнетит-лептохлоритовые руды, широко распространенные среди вулканогенно-осадочных отложений других складчатых областей (Саяно-Алтайская и др.).

Перекрывающие тиллитоподобную толщу глауконитоносные терригенные и терригенно-карбонатные отложения сходны по составу с отложениями венда и кембрия Сибирской платформы, несут пестроцветную или буро-красную окраску, а среди карбонатов в них распространены не только кальцит, но и доломит, что весьма характерно для отложений аридной климатической зоны, а не ледовой.

Ближайшие по площади разрезы Ирана и Индостана характеризуются эвапоритовыми отложениями, образовавшимися также в аридной климатической зоне.

Все эти факты ставят под сомнение возможность образования тиллитов на территории Тянь-Шаня в вендское время и склоняют нас к выводу о сухом и жарком климате.

Среди глауконитоносных отложений венда и кембрия различаются аллотигенные (возможно терригенные) и аутигенные разности глауконита, причём, те и другие значительно изменены, большинство из них показывают искажённый возраст, поэтому отбор реперных проб для датирования вендских и кембрийских толщ требует серьёзного обоснования.

Л и т е р а т у р а

Адышев М.М. О стратиграфическом положении ванадиеносной углисто-кремнисто-сланцевой формации Тянь-Шаня. - ДАН СССР, т. 159, 1964, № 3.

Адышев М.М., Сагындыков К., Шукуров У., Черепанова В.А., Джаратов А. . Геохронология и условия образования древних рудоносных формаций Среднего Тянь-Шаня. - Изв. АН Кирг. ССР, 1972, № 5.

Асангариев А., Сагындыков К. Типы разрезов верхнего протерозоя Среднего Тянь-Шаня и Большого Каратау и закономерность их распространения. - В кн.: Стратиграфическое совещание по допалеозою Казахстана (тезисы докладов). Алма-Ата, 1971, с.54-55.

Беккер Ю.Р. Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л., "Недра", 1968.

Богданов А.А., Хаин В.Е. Ассинтская (байкальская) эра тектогенеза и её значение в истории Земли в свете новых данных. - В кн.: Штилле Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М., "Мир", 1968.

Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. - Тр. Геологического ин-та АН СССР, вып.149, 192 с. М., "Наука", 1966.

Воскресенский И.А., Кравченко К.Н., Мовшович Э.В., Соколов Б.А. Очерк геологии Пакистана. М., "Недра", 1971.

Джолдошев Б. Геология и генетические особенности железорудной свиты Джетым-Тоо (Центральный Тянь-Шань). Автореферат канд. диссерт. Алма-Ата, 1964.

Дзоценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., "Недра", 1969.

Долгинов Е.А., Казьмин В.Г., Поникаров В.П. Строение верхнедокембрийских разрезов и предкембрийская история развития Аравийской платформы и складчатых зон обрамления. - Бюллетень Моск. общ-ва испыт. природы. Отд. геологическое. Том X IV, вып.6, 1969.

Жарков М.А. Условия формирования соленосных отложений Сибири и перспективы их калиеносности. - В кн.: "Состояние и задачи советской литологии". М., "Наука", 1970, с.40-48.

Жуков Ю.В. Кембрийские отложения верховьев р.Нарын и их

рудоносность.— Тр. Упр. геологии и охраны недр при Сов. Мин. Киргизской ССР. Сб. I. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Зайцев Ю.А., Херасков Т.Н. Строение и условия накопления верхнедокембрийских и нижнепалеозойских толщ восточного крыла Байконурского синклинория.— В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. М., Изд. МГУ, 1971, с. 136–158.

Зубцов Е.И. Докембрийские тиллиты Тянь-Шаня и их стратиграфическое значение.— Бюллетень Моск. общ-ва испыт. природы. Отд. геологич. Т. X УП (I), 1972, с. 42–56.

Келлер Б.М. Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). М., Изд. МГУ, 1968, с. 101.

Келлер Б.М. Спаррамитовая формация байкальской эпохи складчатости.— В кн.: Геологические формации. Л., 1968, с. 59–60.

Келлер Б.М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия. Общая геология.— "Итоги науки и техники", т. 5. М., Изд. ВИНТИ, 1973, с. 120.

Келлер Б.М., Семихатов М.А. Опорные разрезы рифея материков.— "Итоги науки и техники", сер. геологии, стратиграфии, палеонтологии. М., Изд. ВИНТИ, 1967, с. 5–108.

Клитин К.А. Байкальская складчатость и тилитоподобные конгломераты в разрезах каледонид Европы и Гренландии.— ДАН СССР, том. 163, № 3, с. 702–705, 1965.

Козырев В.В., Ежков Ю.Б. Каратау–Нарынская структурно-формационная зона.— В кн.: Геология СССР, том 23, кн. 2. М., "Недра", 1972.

Королёв В.Г. Возраст "свиты Арчалы" в хр. Джетым–Тоо (Тянь-Шань) и стратиграфия нижнего палеозоя Чаткало–Нарынской зоны.— Тр. Института геологии АН Кирг. ССР, вып. 9. Фрунзе, 1957.

Королёв В.Г. Позднекембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними осадочные полезные ископаемые.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Том 3. Изд. АН СССР, 1960, с. 88–116.

Королёв В.Г. Особенности строения и развития геосинклиналей Средней Азии в верхнем протерозое.— В кн.: Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана. М., "Наука", 1967.

Королёв В.Г. Докембрий.— В кн.: Геология СССР, том XXV. Киргизская ССР, кн. I, М., "Недра", 1972.

Королёв В.Г., Максумова Р.А. Аналогии вендского комплекса в Малом Каратау.- Тр. Фрунзенск. политехнич. ин-та Геология, горное дело. Вып. 24. 1968.

Королёв В.Г., Мисьяк П.П. Типы разрезов нижнего палеозоя в восточной части Тянь-Шаня.- Бюллетень общ-ва испыт. природы. Отд. геологии, том X (2), 1965.

Ли-Сы-Гуан. Геологическое строение территории, расположенной в районе ущелий на р.Янцзы (от г.Ичана до г.Цзыгуя). Вопросы, связанные с историей развития этих ущелий.- Новости зарубежной геологии. Вып. 28. Л., ВСЕГЕИ, 1961.

Макурин А.С. Новые данные по стратиграфии докембрия хребта Курук-Таг.- Тр. Моск. геол.-разв. ин-та (МГРИ), т. XXVIII, 1960.

Младших С.В., Аблизин Б.Д. Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала.- Изв. АН СССР, сер. геол. геогр. 1967, № 2.

Муратов М.В. Чехол основания срединных массивов и его роль в строении геосинклинальных складчатых систем.- В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука", 1971.

Наливкин Д.В. Научные результаты XXI сессии Международного геологич. конгресса в Копенгагене.- В кн.: Проблемы геологии на XXI сессии Международного геологического конгресса. М., Изд. АН СССР, 1963.

Николаева И.В. Глауконит в палеогеографических построениях. - Геология и геофизика, 1972, № 6.

Попов В.И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Изд. Комитета наук УзССР. Ташкент, 1938.

Попов В.И. Стратифицированные рудные месторождения Богемского массива (Чехословакия) и Силезско-Краковского района (Польша).- Литология и полезные ископаемые, 1971, № 5.

Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1962.

Сагындыков К. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений хребта Кок-Ийрим-Тоо.- В кн.: Минералы по геологии Тянь-Шаня. Изд. АН Кирг. ССР, Фрунзе, 1961.

Сагындыков К. Вендская (нижнекембрийская?) вулканогенно-терригенная железорудная формация типа Джетым-Тоо.- В кн.: Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии. Изд. "Илим", 1967, с. 94-102.

Сагындыков К.С. О роли вулканической деятельности в накоплении ванадия, железа, марганца и других элементов в вендско-нижнепалеозойских отложениях Срединного Тянь-Шаня. - Записки Кирг. отд. Всесоюз. минералог. о-ва, вып.8, 1972, с.46-49.

Сагындыков К., Постников В.Д., Черепанова В.В., Шукуров У.Ш., Джаратов А.Д. Калий-аргоновый возраст мусковитов и глауконитов пограничных докембрию и кембрию комплексов Тянь-Шаня. - В кн. Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических процессов (тезисы докладов XIII сессии). М., 1973.

Семихатов М.А., Комар В.А., Серебряков С.Н. Юдомский комплекс стратотипической местности. М., "Наука", 1970.

Синицын В.М. Палеогеография Азии. М., Изд. АН СССР, 1962.

Синицын В.М. Северо-западная часть Таримского бассейна. М., Изд. АН СССР, 1957, 249 с.

Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М., "Недра", 1969.

Соколов Б.С. Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы. - В кн.: Геология докембрия, МГК, проблема Ю. М., "Недра", 1964, с.135-150.

Степаненко А.Ф. К стратиграфии нижнего палеозоя верховьев рек Чаткала и Сандалаша (Тянь-Шань). - В кн.: Материалы по региональной геологии. Госгеолтехиздат, 1958. (Тр. Всес. аэрогеол. треста, вып.4).

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Формозов Л.Н. Влияние характера вулканизма и седиментогенеза на положение и состав вулканогенно-осадочных железных руд и их формационные типы. - В кн.: Состояние и задачи советской литологии. Том 3. М., "Наука", 1970.

Хворова И.В. О принципах типизации вулканогенно-осадочных формаций. - В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., "Наука", 1965.

Херасков Н.П. Тектоника и формации. М., "Наука", 1967.

Холодов В.Н. О металлогении венда и кембрия Евразии. - Литология и полезные ископаемые, 1970, № 2.

Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Яшкин М.С., Бутаков Е.П. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М., "Наука", 1972.

Цейслер В.М. Взаимоотношение геосинклинальных и платформенных формаций. - Бюллетень Моск. о-ва испыт. природы, отд. геологич., том X VI (5), 1971.

Чистяков П.А., Ложикин В.П., Глейзер Л.М. Некоторые геохимические особенности докембрийских и нижнепалеозойских осадочных толщ отдельных районов западной части Срединного и Южного Тянь-Шаня (Центральные Кызылкумы и Чаткальские горы). - В кн.: Глубинное строение земной коры территории Узбекистана. Ташкент, "Фан", 1971.

Шабалин В.В. Литологическая характеристика и вопросы генезиса так называемых "верхних тиллитоподобных конгломератов" (байконурская свита, эокембрий) в северо-восточной части хребта Джетым-Тоо (Тянь-Шань). - В кн.: Материалы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе, Изд. АН Кирг. ССР, 1964.

Шатский Н.С. Избранные труды. Том I. М., "Наука", 1963.

Шатский Н.С. Избранные труды. Том 2. М., "Наука", 1964.

Шатский Н.С. Избранные труды. Том 3. М., "Наука", 1965.

Шульц С.С. Геоструктурные области и положения в структуре Земли областей горообразования по данным новейшей тектоники СССР. - В кн.: Активизированные зоны земной коры. М., "Наука", 1964.

Яншин А.А. Вулканизм и осадочное рудообразование. - Бюллетень Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геологич., том 43, вып.4, 1968.

МЕТОДИКИ ПРЕПАРИРОВАНИЯ ЗЕРЕН ГЛАУКОНИТА ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ МОРФОЛОГИИ ЕГО КРИСТАЛЛИТОВ

До последнего времени изучение морфологии кристаллитов (или "частиц", как их обычно называют в литературе) приводилось на агрегатах из суспензий (Burst , 1958; Цимбальникова и др., 1973; Cloos , 1961; Bentor , 1965). На пленке-подложке такие агрегаты ориентируются однотипно в плоскости "ав" и не дают возможности изучать под электронным микроскопом структурные особенности минерала. Целью данной работы явилось освоение методик препарирования глауконитов для электронномикроскопического изучения его морфологии и структуры. Электронномикроскопическая техника требует большого числа обязательных приемов, позволяющих подготовить объект к исследованию, максимально сохранив его структуру. Не смотря на то, что существуют общие правила приготовления препаратов (Грицаенко, 1969; Бирюзова, 1963) для изучения их в электронном микроскопе, в каждом отдельном случае в зависимости от объекта и цели исследования необходимо подбирать конкретные условия и режимы обработки.

В осадочных отложениях наблюдаются три разновидности минералов группы глауконита: железистые (собственно глауконит), магниезальные (селадонит) и алюминистые (сколит) (Николаева и др., 1971). В основном образцы глауконита представляют собой зерна размером $\sim 0,1-0,2$ мкм, довольно сильно отличающиеся между собой в одной пробе неоднородностью минерального состава. Для изучения вручную под бинокуляром отбирались первичные аутигенные зерна с гладкой, часто глянцевитой поверхностью без трещин или с трещинами (рис.1), по которым не произошло изменения окраски. В немногочисленных работах, описывающих микрогеометрию частиц глауконита, слагающих зерна, отмечается, что микрочастицы имеют различные формы; так называемые планкообразные, таблитчатые и мелкочешуйчатые (Цимбальникова, 1973; Cloos , 1961; Bentor , 1965; Burst , 1958).

В данной работе непосредственное изучение формы частиц глауконита проводилось с помощью электронных микроскопов просвечивающего типа EF -4 и Iem -5. Для получения препаратов использовали в основном 2 метода:

- 1) диспергацию в жидкой среде - метод суспензий,
- 2) ультрамикротомирование.

Все тонкодисперсные минералы, агрегаты которых при диспергации в жидких средах разделяются по границам соприкосновения индивидов или по направлениям спайности без заметного нарушения их формы с большой эффективностью изучаются методом суспензий. Препарирование в этом случае состоит из 3-х основных операций: приготовления пленок подложек, диспергации образцов, нанесении препарата. Мы изготовляли по известной методике (Грицаенко, 1969) коллодиевые пленки-подложки, затем укрепляли их углем, нанесенным термическим вакуумным распылением. Толщина такой пленки обычно не превышает $\sim 200\text{ \AA}$. В качестве дисперсионной среды использовали дистиллированную воду. В зависимости от прочности сцепления частичек в образце, диспергацию можно производить различными способами - простым взбалтыванием в жидкости, механическим измельчением с последующим диспергированием или воздействием ультразвука. Практика показала, что приготовление препарата глауконита путем механического измельчения в ступке приводит к нарушению формы частиц. Известно, что отщепление частиц с естественными гранями от тонкодисперсного агрегата осуществляется кратковременным воздействием ультразвукового поля. Для каждого минерала, в зависимости от его физических свойств и характера агрегатов существуют свои оптимальные режимы диспергации. Глауконит имеет твердость по шкале Мооса, равную 2-3, хрупок, спайность почти отсутствует. Диспергацию производили на приборе УЗДН-2 на частоте 35 кГц при минимальной мощности излучения в течение 15-30 сек. Полученную суспензию на пленку-подложку, помещенную на предметную сеточку, наносили пипеткой с тонким концом или из тумана. Затем препарат высушивался под лампой.

Анализировались железистые, алюминиевые и магниевые разновидности минералов группы глауконита разного возраста. Образцы Адзе, ст. 655, 3-I-19 относятся к железистой разновидности. Форма отдельных частиц довольно разнообразна. Встречаются все 3 типа, описанные в литературе: так называемые планкообразные, таблитчатые и межочечуйчатые. В суспензиях образца Адзе, (рис. 2а) изолированные планкообразные или ленточные частицы (коротко- и длинно- планковые) достигают длиной до 3 и шириной до 0,5 μ . Частицы могут образовывать "снопы" с параллельно друг другу уложенными тонкими лентовидными кристаллами.

Образцы ст. 655 относятся к современным глауконитам. Частицы у них обладают похожей формой. — в основном таблитчатые (рис. 3). Таблички примерно одинаковых размеров в ширину и длину, иногда продолговатые ($1\ \mu \times 1,5-2\ \mu$). Границы табличек чаще неровные, однако встречаются и хорошо ограненные (псевдогексагональные) частицы. (На рисунках огранка отмечается стрелками). Имеются также и узкие планки.

На рис. 4, 5 представлены суспензии алюминиевого образца (Б. Патом). Частицы в основном имеют планкообразную форму (рис. 4). Концы планок ограненные, часто планки складываются в одну большую блочную частицу или образуют радиально-лучистый агрегат. Имеются также хлопьевидные чешуйки нечетких очертаний. Отдельные планки достигают в длину $\sim 10\ \mu$ и в ширину $\sim 1,5-2\ \mu$. Встречаются и ограненные таблички примерно $2\ \mu$ в длину и $1,5\ \mu$ в ширину, по толщине они больше, чем тонкие планки, но как и первые являются монокристаллами, что подтверждается микродифракцией от них (рис. 5).

Магнезиальный образец (Сосновский затон) также состоит из планкообразных и таблитчатых частиц (рис. 6) размерами в пределах $1-2\ \mu$. Интересно отметить и наличие плотных ограненных агрегатов (рис. 6б).

Образец Адзе с довольно крупными зернами (около $1\ \mu\text{м}$ в диаметре) позволил применить технику метода декорирования, выявляющего особенности реального строения твердых тел (поверхности минеральных зерен, граней кристаллов). Существо метода декорирования заключается в том, что на поверхность или в объем кристалла тем или иным способом вводится какое-либо вещество, не образующее с ним химического соединения. В результате процессов декорирования это вещество концентрируется на деталях поверхности и дефектах кристалла, делая их видимыми. Размеры микрокристаллов глинистых минералов, в оптимальном случае достигающие нескольких десятков микрон, крайне осложняют задачу изучения их микрогеометрии. Наблюдение особенностей рельефа может проводиться только с помощью электронной микроскопии. Методика изучения глинистых минералов методом декорирования разрабатывалась Г.С. Грицаенко, Н.Д. Самотойным (Грицаенко, 1969). Н.Д. Самотойным были отдекорированы обр. Адзе.

Зерна "Адзе" раскалывали иглой на воздухе. Полученные более

или менее ровные сколы, помещали в вакуумную напылительную установку, прогревали при $T \sim 300^\circ\text{C}$ в течение ~ 15 мин. при давлении $10^{-4} - 10^{-5}$ торр. Затем производили декорирование золотом и нанесение угольной пленки под приблизительно прямым углом. Отделение пленок от исследуемой поверхности проводили в плавиковой кислоте, далее их промывали в дистиллированной воде и монтировали на сетки. Картины декорирования поверхности скола зерна (рис. 7 и 8) отображают реальную его структуру, взаимное расположение микросталлитов, их размеры и форму. Видна характерная чешуйчатая удлиненная форма частиц, сходная с той, что мы видели в препаратах суспензий. Это обстоятельство говорит о том, что условия приготовления суспензий были выбраны верно, и в процессе препарирования не происходило разрушения частиц.

В соответствии со сложной структурой глауконита картины распределения и порядок чередования цепочек золота, отображающих выходы на поверхность элементарных слоев структуры усложнены. Выделяются системы параллельных цепочек золота, вытянутых вдоль направления удлинения частиц и расположенных с различной частотой. Общий характер расположения декорирующих частиц говорит о том, что на маркируемом участке нет микровключений другой фазы, т.е. что образец мономинеральный.

При препарировании тонкодисперсных минералов методом суспензий, частицы осаждаются на пленку-подложку ориентированно, наиболее развитой гранью; слоистые силикаты - своими базальными плоскостями. Картина микродифракции от них несет слишком бедную информацию, поскольку отражает проекцию структуры только на одну плоскость кристаллической решетки, определяемую спайностью минерала. В этом случае эффективно применение методики срезов (Грицаенко, 1969; Бирюзова, 1963), дающей возможность одновременного наблюдения формы, размеров и взаимного расположения частиц, а также проведения микродифракционного исследования различных ориентаций, важных для структурного анализа.

Приготовление срезов глауконита производили на ультра-микротоме УМПТ-I с помощью стеклянных ножей. Ножи изготовлялись вручную из стекла толщиной ~ 4 мм. Метод срезов ввиду его трудоемкости еще в большей степени, чем другие электронномикроскопические методики препарирования, в каждом конкретном случае имеет свою специфику, тем более, что для минералов эта методика

разработана недостаточно. Необходимо подобрать условия заливки, состав полимеризата (такой, чтобы проникал в поры образца и соответствовал ему по твердости), весь комплекс условий резки. Из снимков глауконита, сделанных на стереоскане ИЭМ-50А (рис. 1) и картин декорирования образца "Адэе" видно, что зерна глауконита не плотные, а сложенные из чешуек как "кочан капусты". Поэтому, если резать на микротоме одно такое зерно, в принципе мы должны получить в срезе микрокристаллит в различных кристаллографических ориентациях.

Небольшое количество зерен глауконита засыпали в желатиновую капсулу и заливали смесью бутилметакрилата и метилметакрилата в отношении 7:3 с перекисью бензоила в качестве катализатора. Полимеризацию производили при $T \sim 60^{\circ}\text{C}$ в течение ~ 12 часов. Заполимеризованные блоки освобождали от желатины в теплой воде. Конец блока с зернами минерала затачивали в виде прямоугольной пирамидки, площадью сечения $\sim 0,1 \text{ мм}^2$, высотой $\sim 1 \text{ мм}$. Угол наклона ножа выдерживался $\sim 3-5^{\circ}$, скорость резания составляла 12-15 мм/сек. Полученные срезы вылавливали в ванночку из лейкопластыря, укрепленную на ноже и наполненную 10-20% раствором спирта в дистиллированной воде. С поверхности жидкости срезы вылавливались на предметные сеточки с предварительно нанесенной на них коллодиевой укрепленной углем подложкой. Сеточку захватывали за край тонким пинцетом и опускали прямо на срезы.

На рис. 2б, в; 5в показаны фотографии срезов, полученных таким образом. Срез толстой частицы (рис. 2в) показывает неоднородность ее строения - наличие плотной и пористой областей. При большем увеличении видно более детально строение пористой части. Поры вытянутые, замкнутые, внутри поры имеются рыхлые перегородки, формой похожие на планкообразные частицы (рис. 5в).

Встречаются срезы, которые, скорее напоминают препараты, приготовленные методом суспензий. Микродифракционный контроль показал, что в них встречаются микрокристаллы, электронограммы которых соответствуют плоскости "ав" с псевдогексагональной симметрией. По-видимому это частицы, выкрошившиеся при резке и осевшие на подложку своей наиболее развитой гранью. Имеются также частицы, электронограммы от которых соответствуют плоскостям, проходящим под некоторым углом к плоскости "ав". Однако это угол произвольный, и расшифровка электронограмм представляется за-

труднительной. Важнее получить препарат, дающий микродифракционные картины, которые содержат рефлексy 001, 101, 011, т.е. такой, где частицы глауконита расположены плоскостью "аз" параллельно электронному лучу. Для этого мы использовали так называемые ориентированные препараты, приготовляемые по методике, примененной к глаукониту Э.В. Бородаевской.

Препарат готовился на кусочках оргстекла размером $10 \times 10 \times 0,5$ мм из устойчивой глауконитовой суспензии. При приготовлении ориентированных препаратов из суспензии сливаются частички $\sim 0,001$ мм и центрифугируются на центрифуге при скоростях 4-7 тыс. об/мин в течение 10-15 минут. Ориентированный препарат считается удовлетворительным, если после высушивания глауконитовая пленка не закручивается и не отслаивается от подложки, поверхность пленки ровная, гладкая, блестящая. Степень ориентировки препарата проверяется под оптическим микроскопом, на рентгеновском аппарате и ИК-спектрографе. Далее препарат заливали в желатиновых капсулах смесью бутилметакрилата и метилметакрилата и полимеризовали при $T = 35-45^\circ\text{C}$, чтобы исключить опасность полного расплавления подложки и потери ориентации препаратом. Резку производили ножом, установленным перпендикулярно плоскости глауконитовой пленки, со скоростью 12-15 мм/сек. Срезы получали толщиной $\sim 600 \text{ \AA}$.

При изучении образца 3-1-19 глауконита появилась возможность приготовления срезов из природного кристалла, поскольку в пробе встречается большое количество частиц в форме пластинок (чешуек) размером $\sim 0,1 \times 0,05$ мм, отличающихся стекляннм блеском. В держатель микротома вставляли заподимеризованный блок, раскаленной булавкой разогревали небольшую область его и в разогретую вязкую массу вводили пинцетом чешуйку. После остывания полимеризата чешуйка оказывалась прочно закрепленной в нем. Под стереомикроскопом затачивали пирамидку из блока с чешуйкой, оставляя незначительный внешний слой запрессованной среды. Нож ориентировали перпендикулярно плоскости чешуйки и производили резку в описанном выше порядке.

Срезы ориентированных препаратов и природных монокристаллов представлены на рис. 15 и 16. В препаратах, кроме частиц обычной формы и ориентировки, имеются узкие длинные "планочки" длиной до $\sim 1 \mu$ и шириной $\sim 0,1 \mu$ с отчетливо видимой слоистостью. Микродифракционные картины от них, резко отличающиеся от картины, соот-

ветствующей плоскости "ав", отвечают плоскостям $h0l$ или okl . Работа над расшифровкой таких картин микродифракции только начата и пока носит информационный характер. Однако, уже сейчас видно, что описанная методика получения срезов природных монокристаллов и ориентированных поликристаллов имеет большое значение для изучения глауконитов, поскольку позволяет получать срезы с заранее выбранными важными для структурного анализа кристаллографическими ориентациями. По-видимому, метод срезов не менее перспективен для этих целей, чем метод получения картин микродифракции от загибов чешуек, разработанный А.И. Горшковым (Горшков, 1970).

В заключении автор выражает благодарность И.В. Николаевой и В.Н. Коломейчуку за ценные обсуждения, советы и постоянный интерес к работе, Н.Д. Самотону, З.В. Бородаевской и В.Зайковскому за помощь в приготовлении препаратов и получении снимков.

ВЫВОДЫ

1. В работе подтверждаются литературные данные о наличии глауконитовых частиц 3-х форм - планкообразных, табличчатых и мелкочешуйчатых (хлопьевидных).

а) Отмечается, что полученные образцы, относящиеся к железистым, магниальным и алюминиевым разновидностям минералов группы глауконита, с содержанием калия восемь и более процентов и практически без разбухающей фазы, независимо от химического состава обладают одинаковыми по форме частицами.

б) Во всех образцах установлены в основном планки длиной примерно около микрона, с отношением длины к ширине примерно 4:1; таблички размером 0,3-0,5 микрон, примерно одинаковые в длину и ширину, часто ограниченные; реже встречаются хлопья мелких чешуек очень малых размеров, неясных очертаний. Необходимо подчеркнуть, что все три формы частиц могут наблюдаться в препарате из одного образца.

в) Поскольку проанализированные образцы имеют возраст от современного до докембрийского, то можно сказать, что процессы перекристаллизации для древних глауконитов, по-видимому, не характерны, т.е. глаукониты сохраняют первичную форму частиц -

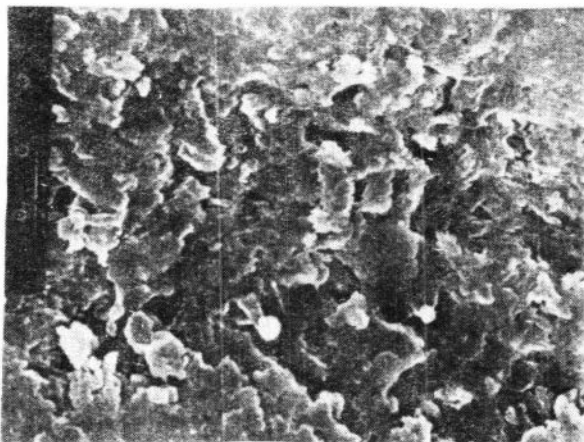
кристаллитов, возникших на стадии диагенеза.

2. Картины декорирования скола зерна глауконита говоря о том, что образцы с высоким содержанием калия, по-видимому, мономинеральные.

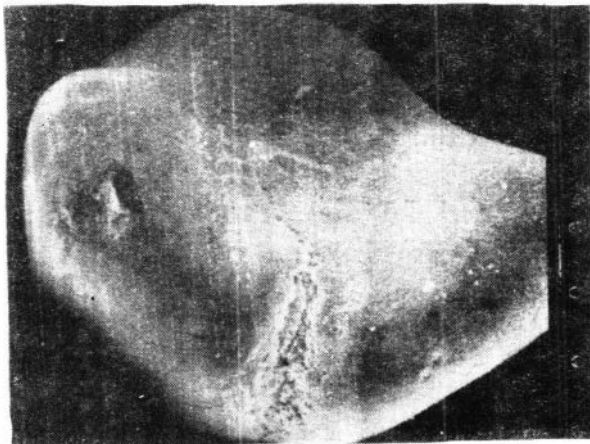
3. Наряду с суспензированием предлагается метод приготовления срезов с помощью ультрамикротомы, который позволяет получать частицы с кристаллографической ориентацией, важной для исследования структуры глауконитов. Ультратонкие срезы можно готовить как из ориентированных поликристаллов, так и природных монокристаллов.

4. Метод ультратонких срезов очевидно может быть рекомендован для электронномикроскопических исследований и других тонкодисперсных силикатов.

1. Грицаенко Г.С. и др. Методы электронной микроскопии минералов. 1969.
2. Бирюзова В.И. и др. Электронномикроскопические методы исследования биологических объектов. 1963.
3. Николаева И.В. и др. Сборник: Глауконит в современных нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М., "Наука", 1971, стр. 83.
4. Рекшинская А.Г. Атлас электронных микрофотографий глинистых минералов. М., 1966.
5. Цимбальникова А. и др. Литология и полезные ископаемые. 1973, № 1, стр. 121.
6. Cloos P., Fripiat J.J., Vielvoye L. - Soil Science 1961, v. 91, № 1, p. 55.
7. Bentor J.K., Kastner M., J.Sediment. Petrol., 1965, v. 35, № 1, p. 155.
8. Burst J.F., The American Mineralogist, 1958, v. 43, № 5,6, p. 481.
9. Горшков А.И. Изв. АН СССР, 1970, сер. геологическая, № 3.



а



б

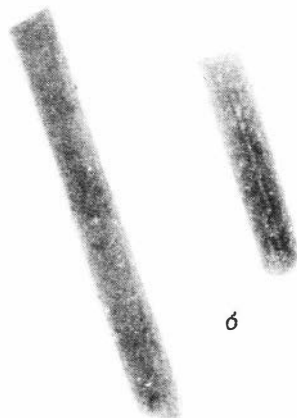
Рис. 1. Обр. Адзе (снимок сделан на стереоскане ISM -50A): а - чешуйки в трещине, ув. 5000; б) - общий вид микроконкреции, ув. 100.



а

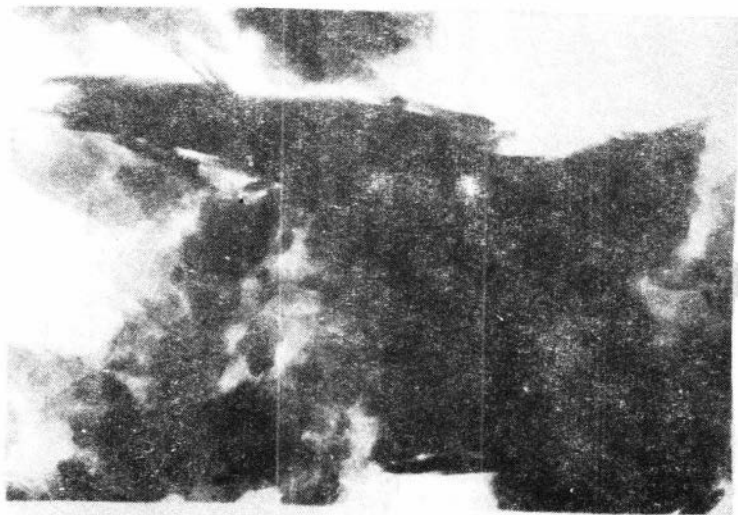


б



б

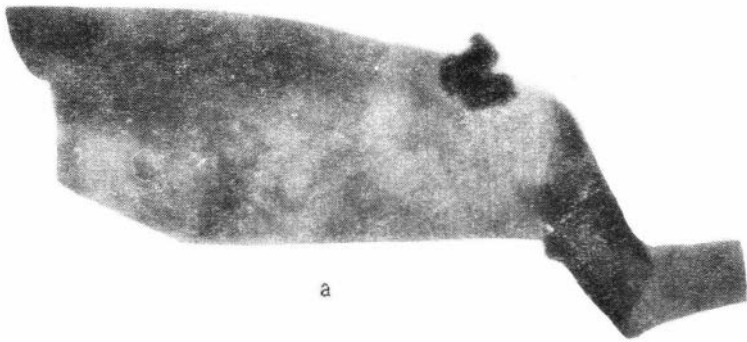
Рис. 2. а - Обр. Адзе, суспензия, ув. 2600; Обр. 3-1-19, срез природного монокристалла: б - планки, срезанные перпендикулярно плоскости пластинки, ув. 14300; в - частицы, ориентированные плоскостью "а-в" параллельно подложке, ув. 14300.



Г



Рис. 3. Обр. ст. 655, суспензия: а, б - поле частиц, ув.14300; (стрелка указывает на гексагональные очертания); в,г - отдельные частицы, ув. 10000.



a

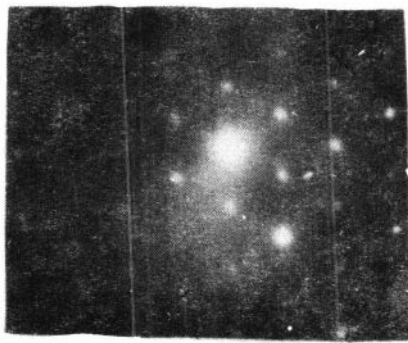


б

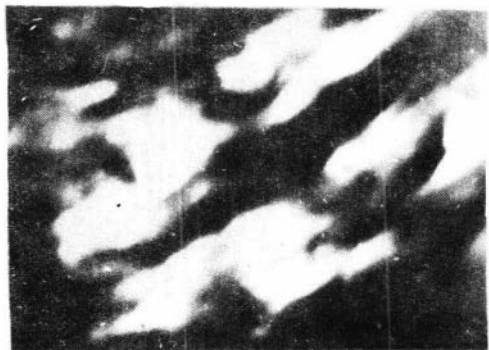
Рис. 4. Обр. Б.Патом, суспензия: а - отдельная планкообразная частица, ув. 14300; б - микродифракция от нее.



а

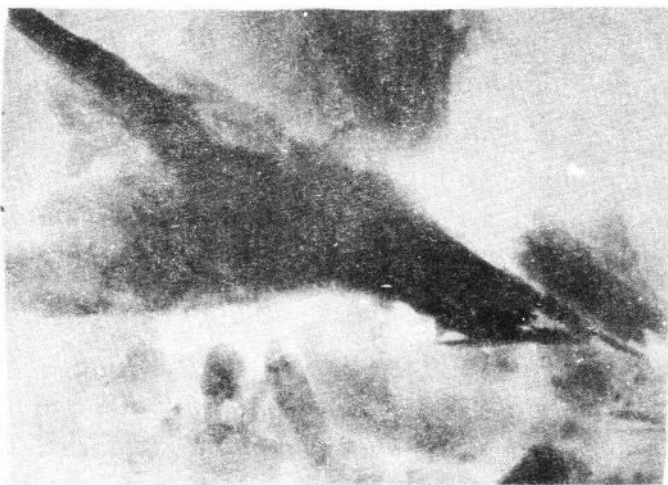


б

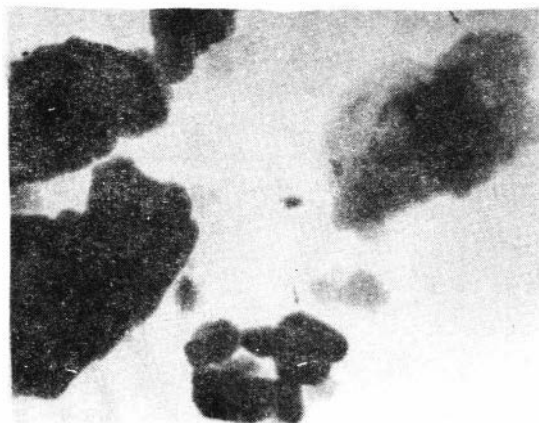


в

Рис. 5. Обр. Б.Патом, суспензия: а - отдельная частица в форме таблички, ув. 14300; б - микродифракция от нее; в - обр. Адзе, срез а - ув. 6300.

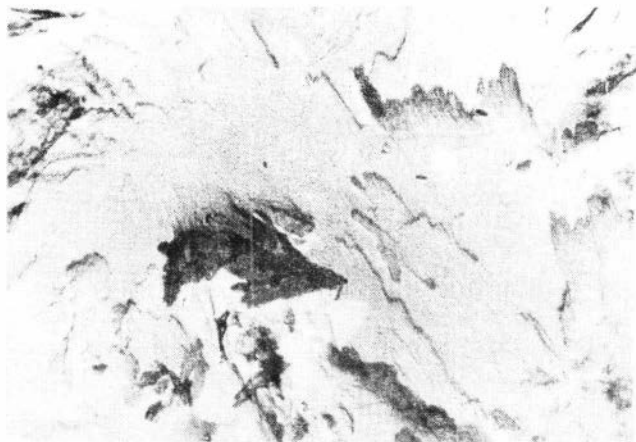


а

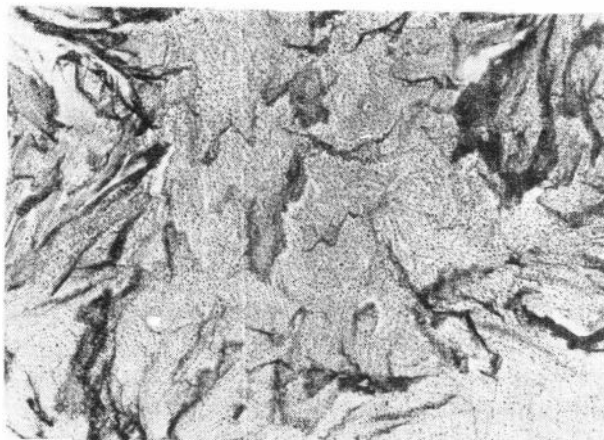


б

Рис. 6. Обр. Сосновский затон, суспензия: а - общее поле частиц, ув. 14300; б - отдельные крупные частицы и агрегаты, ув. 14300.

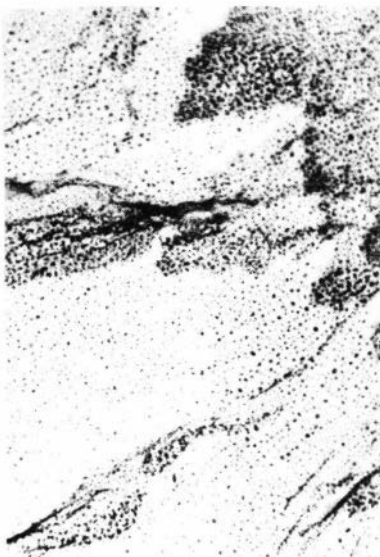


а

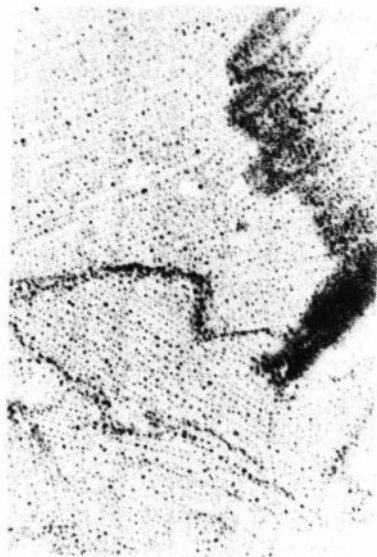


б

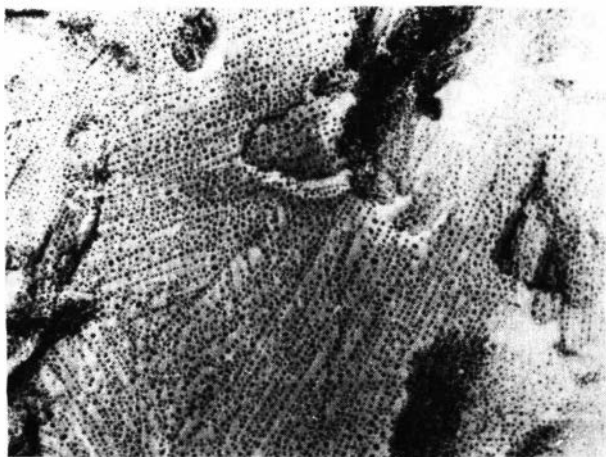
Рис. 7. Обр. Адзе, картины декорирования, полученные Н.Д.Само-
тоиным: а - ув. 5000; б - ув. 10000.



а



б



в

Рис. 8. Обр. Адзе, картины декорирования, полученные Н.Д.Само-
тоиным; ув. 20000.

ГЛАУКОНИТ КАК ИНДИКАТОР МИГРАЦИИ НЕФТИ
В ПРОДУКТИВНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ
ПЛИТЫ

В мезозойских осадочных отложениях Западно-Сибирской плиты глауконит встречается на многих стратиграфических уровнях и приурочен обычно к породам, накопившимся в начальные этапы трансгрессивных циклов седиментации (I,3). Если рассматривать разрез мезозоя Западно-Сибирской плиты снизу вверх от юрских до маастрихт-датских отложений, то впервые глауконит появляется в виде единичных зёрен и небольших скоплений в базальном слое песчаников продуктивного пласта K_2 (бат-келловей), знаменующем собой начало первой юрской трансгрессии моря с севера плиты. Представлен он округлыми и угловатыми зёрнами светло-зелёного цвета, иногда слоидизированными, обесцвеченными или пигментированными в бурные тона.

В значительно больших количествах глауконит накопился в период второй верхнеюрской трансгрессии моря, охватившей почти всю территорию Западно-Сибирской плиты. Он приурочен к плохо-отсортированным алевритово-песчаным породам верхней части продуктивного пласта K_1 , содержащем в своём составе крупные фосфатные, глинисто-фосфатные, карбонатно-фосфатные окатыши песчано-гравийно-галечных размеров, ростры белемнитов, макро- и микрофауну (аммониты, пелециподы, фораминиферы). Эти глауконитсодержащие породы в свое время выделены Н.Н.Ростовцевым (1958) в так называемую барабинскую пачку. Ещё выше по разрезу отложений мезозоя глауконит встречается в небольших количествах в алевритово-песчаных породах берриаса-нижнего валанжина, где он представлен светло-зелёными и зелёными слоидоподобными зёрнами в парагенезе с шамозитом.

Весьма своеобразный по облику и составу глауконит получил широкое развитие в глинисто-песчаных породах нижнего апта, где им обогащена верхняя трансгрессивная часть продуктивного пласта A_1 . Как известно, к породам этого пласта приурочена нефтяная залежь Самотлорского месторождения. Глауконит в этих отложениях характеризуется большим разнообразием в окраске (от зелёной, бледно-зелёной до грязно-бурой), форме зерен и особенностях их

локализации (гнездовидные скопления, прослои, линзы, рассеянные зёрна) по площади и разрезу. Встречен глауконит и в некоторых алевритово-песчаных прослоях альбских отложений. Почти повсеместно он вскрывается скважинами в основании морских отложений турона (кузнецовская свита), в породах каньяк-сантона и маастрихт-дата.

В настоящей статье мы намерены более подробно остановиться на характеристике глауконитов из верхнеюрских отложений, к которым приурочены залежи нефти и газа на юго-востоке Западно-Сибирской плиты. Они неплохо охарактеризованы керном и поэтому достаточно полно изучены различными видами исследований.

Макроскопически глауконитовые алевролиты и песчаники имеют тёмно-серую с зелёным оттенком и грязно-зелёную окраску, пятнистую и гнездовидную текстуру, плохую сортированность и окатанность обломочного материала. Встречающиеся в этих породах прослои и линзы глауконитов характеризуются более однородной зелёной окраской различной тональности (от густозелёной до грязно-зеленовато-бурой). В них почти повсеместно встречаются крупные ростры белемнитов, раковины пелиципод, включения фосфоритов, карбонатно-фосфатных пород (1,3).

Глауконитсодержащие алевритово-песчаные породы слагают верхнюю пачку продуктивного пласта Ю₁ и залегают с видимым по керну размывом, либо на породах нижней пачки пласта (при двухчленном его строении), либо на породах средней пачки пласта (в случае трёхчленного его строения). Глубины залегания кровли этих пород колеблются от 1900 м до 2900 м (и, возможно, глубже). Вверх по разрезу эти породы постепенно сменяются разностями. На большей части рассматриваемой территории они переходят в коричневато-чёрные битуминозные аргиллиты баженовской свиты (волжский ярус), содержащие маломощные прослои хемогенных и органо-генных известняков с ихтиодетритом, единичными мелкими зёрнами ярко-зелёного глауконита, барита, вулканического стекла, обильными глобулями пирита. На юге Западно-Сибирской плиты глауконитовые породы иногда постепенно переходят в тёмно-серые с голубовато-зелёным оттенком аргиллиты георгиевской свиты с мелкими рострами белемнитов, маломощными прослоями известняков, с кокколитофоридами, баритом, единичными мелкими зёрнами ярко-зелёного глауконита.

По структурно-текстурным и петрографическим особенностям глауконитовые породы верхней части пласта Ю₁ значительно отличаются от основной части пласта; для последней характерна хорошая отсортированность и окатанность алевритово-песчаного материала, полевошпатово-кварцевый его состав, порово-плёночный тип цементации при широком развитии каолинита и гидрослюда в цементе. Глауконит для этих пород не характерен.

Мощности алевритово-песчаных пород с глауконитом колеблются от нескольких метров до 15–18 м. Содержания глауконита в породах верхней пачки непостоянны и изменяются от нескольких процентов до 50–60%. Чаще они составляют 20–25%. Встречаются в породах обломки вулканического стекла, зёрна и неправильные образования барита. Породообразующий комплекс минералов либо полевошпатово-кварцевый, либо полевошпатово-граввакково-кварцевый. Тип цементации обломочных зёрен порово-базальный, базальный и поровый. В составе цемента значительное место занимает глинисто-глауконитово-фосфатный, карбонатно-глинисто-фосфатный и реже каолинитовый материал. Содержание цемента нередко значительное, достигающее 25–40%. Коллекторские свойства этих пород весьма изменчивы и зависят от содержания в них цемента и вторичных преобразований.

Минералого-петрографические особенности глауконита в большом количестве нами изучались в шлифах и иммерсионных препаратах под микроскопом, а также с помощью термического метода. Было изучено около 560 образцов, отобранных из разрезов 225 скважин, расположенных на территории Обь-Иртышского междуречья и в широтном Приобье. Для отдельных образцов глауконита кроме того были выполнены рентгено-структурный и химический анализы.

В результате комплексного изучения алевритово-песчаных пород верхней пачки продуктивного пласта Ю₁ были выявлены три разновидности глауконита.

Первая разновидность характеризуется ярко-зелёной (изумрудной) окраской зёрен, имеющих округлую, эллипсоидальную и неправильную лапчатую, почковидную формы. Иногда встречаются зёрна с хорошо выраженными трещинками усыхания. В скрещенных направлениях глауконит агрегативно двупреломляет. Размеры зёрен почти всегда соответствуют структуре вмещающей их породы. По трещинкам отдельных зёрен полевых шпатов наблюдается развитие такого

же ярко-зелёного глауконита, как в зёрнах и цементе породы. На некоторых зёрнах глауконита развивается тёмная сыпь пирита.

Вторая разновидность глауконита имеет бледно-зелёную, иногда со слабым буроватым оттенком окраску. По структуре, форме зёрен и особенностям размещения в породе этот глауконит очень сходен с первой разновидностью, но только обесцветился в результате каких-то вторичных процессов. На некоторых глауконитовых зёрнах и в цементе явно видны стопочковидные новообразования крупнокристаллического каолинита с хорошо выраженной спайностью по оси "С".

Третья разновидность глауконита представлена грязновато-зеленовато-бурными, грязновато-бурными и зеленовато-бурными зёрнами неправильной формы образованиями в цементе, довольно часто пиритизированными. В некоторых разрезах скважин наблюдаются глауконитовые зёрна с реликтами зелёной окраски в центре и грязно-бурные по периферии. Создаётся впечатление как бы неполной прокрашенности зёрен глауконита бурым веществом.

Исследованиями установлено, что в пределах одной и той же разведочной площади скважинами иногда вскрываются все три разновидности. При этом в одном разрезе встречается чаще всего какая-то одна из трёх разновидностей глауконита. В процессе выяснения причин, обуславливающих возникновение разновидностей глауконита в алевроитово-песчаных породах верхней части продуктивного пласта Ю₁, было установлено, что грязновато-зеленовато-бурый глауконит обычно локализуется в нефтенасыщенных породах, а ярко-зелёный в водоносных, газоносных и насыщенных конденсатом породах (Усть-Сильгинская, Северо-Сильгинская, Лугинецкая площади).

Для изучения этого вопроса нами был проведён в лабораторных условиях следующий эксперимент. В две фарфоровые чашки помещались мономинеральные фракции ярко-зелёного глауконита, выделенные из одного и того же образца. В одной из чашек глауконит заливался нефтью, а в другой конденсатом и помещался в вытяжной шкаф. Через неделю зёрна глауконита были просмотрены в иммерсионных препаратах под микроскопом. Оказалось, что зёрна глауконита, залитые нефтью, с периферии приобрели грязновато-зеленовато-бурную окраску, соответствующую третьей разновидности, а залитые конденсатом остались без изменения. По прошествии трёх ме-

сяцев было установлено полное прокрашивание зёрен глауконита нефтью и приобретение ими грязновато-зеленовато-бурой окраски, т.е. такой, какая характерна для третьей разновидности. Глауконит, залитый бесцветным конденсатом, остался почти без изменения.

Таким образом, сделанное нами предположение о пигментации битумом зёрен глауконита в нефтенасыщенных породах подтвердилось экспериментально. Следовательно, глауконит, обладая высокими адсорбционными свойствами, не остаётся инертным к насыщающей породе нефти и может быть использован для установления путей её миграции, определения ВНК, контура залежи и решения многих других важных вопросов нефтяной геологии.

Что касается конденсата и горючего газа, то они почти не влияют на изменение окраски глауконитовых зёрен. В газовых и газоконденсатных залежах обычно глауконит представлен первой и второй разновидностями (Мыльджинское, Усть-Сильгинское, Северо-Сильгинское, Лугинецкое, Казанское месторождения газа), а в нефтяных (Средне-пурольское, Средне-Васюганское, Малореченское, Оленье, Верх-Тарское месторождения нефти) - третьей разновидностью. Интенсивность прокрашивания глауконита нефтью, по-видимому, зависит как от её состава (количества тяжёлых углеводородов), так и от времени насыщения ею пород.

В процессе исследований было установлено, что обесцвеченный и бледно-зелёный глауконит чаще всего встречаются в породах с ярко выраженными минералого-петрографическими аномалиями, возникшими под воздействием глубинной углекислоты (2). Последняя способствует разложению полевых шпатов, слюд, глауконита, хлорита и образованию по ним аутигенного каолинита с совершенной структурой. При отсутствии выноса продуктов выщелачивания происходит повышение щелочности раствора и выпадение CaCO_3 в порах, замещение им зёрен и т.д.

При обработке грязновато-зеленовато-бурых зёрен глауконита из нефтенасыщенных пород хлороформом получалась нефтяная вытяжка, а сами зёрна приобретали более светлую окраску.

На кривых нагревания глауконитов первой разновидности постоянно присутствуют два хорошо выраженных эндозффекта. в интервалах температур 135-150⁰С и 500-580⁰С, обусловленных потерей адсорбционной и гидроксильной воды. Эти термограммы типичны для

глауконитов (4). Кривые нагревания третьей разновидности глауконита имеют хорошо выраженный первый эндоэффект при 140⁰С–150⁰С и несколько размазанный второй эндоэффект при 500–590⁰С, за счет появления двух интенсивных экзоэффектов в интервалах температур 380–480⁰С и 650–780⁰С, соответствующих разложению пирита и битумов, насыщающих глауконит.

Из всего вышеизложенного явствует, что присутствующие в верхней пачке продуктивного пласта Ю_I разновидности глауконита теснейшим образом связаны с нефтенасыщенностью юрских отложений и несут в себе ценную информацию по вопросам миграции, образования и разрушения нефтяных залежей, определения их контуров и ВНК.

Результаты изучения особенностей состава и свойств глауконитов в комплексе с другими критериями могут помочь в изучении закономерностей формирования нефтяных залежей.

1.Гурова Т.И., Казаринов В.П., Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазонасностью. М., Гостоптехиздат, 1962, с. 1–295.

2.Розин А.А., Сердюк З.Я. Преобразование состава подземных вод и пород Западно-Сибирской плиты под воздействием глубинного углекислого газа.- Литология и полезные ископаемые, 1970, № 4, с. 102–103.

3.Сердюк Э.Я., Абакумова К.М., Яскина К.В., Яшина С.М., Миргородская Н.К., Михалюк Л.И. Литология нефтеносных отложений. Тюмень, 1968, с. 30–39.

4.Термический анализ минералов и горных пород. Л., "Недра", 1974, с. 1–399.

КРИСТАЛЛОХИМИЯ И ПАРАГЕНЕЗЫ МИНЕРАЛОВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД
(сборник статей)

О Г Л А В Л Е Н И Е

ВВЕДЕНИЕ	3
ЩЕРБАКОВА М.Я., НИКОЛАЕВА И.В., ИСТОМИН В.Е. - Формы вхождения Fe^{3+} в минералах группы глауконита по данным ЭПР и его значение для диагностики неизмененных и измененных разновидностей минералов	6
НИКОЛАЕВА И.В., СЕНИН Ю.М. - Аутигенные силикаты в осадках шельфа северо-западной Африки	13
НИКОЛАЕВА И.В., ПЛУСНИН Г.С., СМИРНОВ В.Н. - Изотопный возраст глауконитов современных донных осадков Мирового океана	32
КАПЛАН М.Е., НИКОЛАЕВА И.В. - Минеральный состав и генезис силикатных микроконкреций мезозойских отложений севера Сибирской платформы	38
НИКОЛАЕВА И.В., БОРОДАЕВСКАЯ З.В., СУХАРЕНКО А.В. Генетические особенности, эволюция химического состава и изотопный возраст глауконита на границе венда с кембрием (Алданский и Юдомо-Майский районы)	77
БОРОДАЕВСКАЯ З.В. - Парагенезы минералов в связи с аутигенными и терригенными глауконитами в ордовикских отложениях бассейна реки Подкаменная Тунгуска	99
ЧЕРЕПАНОВА В.А., САГЫНДЫКОВ К.С. - Глауконитоносные и железозоносные формации докембрия - кембрия Тянь-Шаня и палеоклиматические условия их накопления	126
КАМЕНЕВА М.Ю. - Методики препарирования зерен глауконита для изучения морфологии его кристаллитов	149
СЕРДЮК З.Я., ЗАПИВАЛОВ Н.П., ЯШИНА С.М. - Глауконит как индикатор миграции нефти в продуктивных отложениях Западно-Сибирской плиты	165

Технический редактор *Л. А. Панина*

Подписано к печати 29.XII.1975 г. МН 03289
Бумага 60×84/16. Печ.л. 10,75. Уч.-изд.л. 10,00.
Тираж 500. Заказ 129. Цена 70 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.