

## МИНЕРАЛОГИЯ ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО ТОАРА ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

П.А. Солотчин, Э.П. Солотчина, В.Н. Столповская

*Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

Представлены результаты исследования вещественного состава раннеюрских нижнетоярских терригенных отложений юго-восточной части Западно-Сибирской плиты. На материале керна трех параметрических скважин, характеризующих три типа разрезов (I — аргиллитовый, II — аргиллит-алевролитовый и III — песчанистый), изучены петрографическая и минералогическая характеристики глинистого вещества. Для определения минерального состава отложений использованы оптическая и электронная микроскопия, рентгеноструктурный, ИК-спектроскопический анализы. Сравнительный анализ ассоциаций глинистых минералов, их кристаллохимических и структурных особенностей в изученных разрезах выполнен методом моделирования рентгеновских дифракционных профилей. В глинистой компоненте всех трех типов разрезов преобладают минералы каолиновой группы (каолинит, диккит) и группы слюд (иллит, мусковит). Хлоритовые минералы (хлорит, хлорит-смектит) присутствуют в подчиненных количествах только в разрезах I и II типов. Показано, что степень структурной упорядоченности минералов каолиновой группы меняется в зависимости от гранулометрического состава пород: от неупорядоченного каолинита в аргиллитах до диккита в цементе песчаников и гравелитов.

*Глинистые минералы, рентгеновская дифрактометрия, моделирование, ИК-спектроскопия, нижний тоар, ранняя юра, Западная Сибирь.*

## MINERALOGY OF CLAYS IN LOWER TOARCIAN TERRIGENOUS SEDIMENTS IN THE SOUTHEAST OF THE WEST SIBERIAN PLATE

P.A. Solotchin, E.P. Solotchina, and V.N. Stolpovskaya

Research data on the lithology of Lower Toarcian (Lower Jurassic) terrigenous sediments in the southeast of the West Siberian Plate are presented. Using cores from three parametric boreholes (mudstone (I), mudstone-siltstone (II), and sand (III) sections), the petrography and mineralogy of the sediment clays have been studied. The mineral composition was determined by optical and electron microscopy, X-ray diffraction, and IR spectroscopy. A comparative analysis of the associations, crystallochemistry, and structure of clay minerals from the three sections was carried out by simulation of X-ray diffraction spectra. The clay matter from all sections is dominated by minerals of the kaolin group (kaolinite, dickite) and mica group (illite, muscovite). Chlorite minerals (chlorite, chlorite-smectite) are subordinate and occur in sections I and II only. It is shown that the degree of structural ordering of the kaolin group minerals varies depending on the grain size of rocks: from disordered kaolinites in the mudstones to more regular dickite in the sandstone and gravelstone cement.

*Clay minerals, X-ray diffraction, IR spectroscopy, simulation, Lower Toarcian, Lower Jurassic, West Siberia*

### ВВЕДЕНИЕ

На территории Западно-Сибирской плиты (ЗСП) нижнетоярские терригенные отложения нижней юры впервые были выделены и описаны как „тогурская пачка черных листоватых аргиллитов“ Ф.Г. Гурари в Нарым-Колпашевском районе Томской области [1]. В настоящее время эти отложения выделены в качестве тогурской свиты [2], стратиграфическое положение которой соответствует нижней части нижнего подъяруса тоарского яруса [3]. В восточной части Томской области ее возрастным аналогом является иланская свита. Отложения тогурской свиты представляют интерес для специалистов, занимающихся как теоретическими построениями, так и поисковыми работами на нефть и газ по ряду причин. Во-первых, свита является региональным репером при расчленении и корреляции разрезов. Во-вторых, преимущественно тонкий, алевропелитовый состав, стратиграфическое положение (между двумя крупными песчаными горизонтами), а также мощность более 40 м в отдельных разрезах обеспечивают свите хорошие флюидоупорные свойства. В-третьих, в ряде работ последнего времени тогурская свита рассматривается в качестве потенциального источника углеводородов [4—7]. Открытие в базальных горизонтах юры Краснотеннинского свода гигантской Талинской зоны газонефтенакопления [8] подтолкнуло исследователей к более детальному изучению нижнеюрских отложений, в том числе тогурской свиты, на смежных территориях, в частности на юго-востоке Западной Сибири.

В настоящей публикации представлены результаты детального исследования вещественного состава тогурской свиты на юго-востоке ЗСП. По керну ряда параметрических скважин, пробуренных в различных структурно-фациальных зонах региона, изучены минералогические характеристики глинистого вещества

трех типов разрезов тогурской свиты. Особое внимание уделено сравнительному анализу ассоциаций, кристаллохимических и структурных особенностей глинистых минералов.

Исследование выполнено в рамках программы научно-исследовательских работ ИГНГ СО РАН на 1995—2002 гг. по изучению литологии и палеогеографии нижней юры Западно-Сибирского осадочного бассейна совместно с Аналитическим центром ОИГТМ СО РАН и является его составной частью.

### ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Отложения нижней юры на юго-востоке ЗСП имеют преимущественно континентальный генезис и сравнительно неглубокое залегание (до 3—4 км). Скважина Колпашевская-10 пробурена на восточном борту Парабельского мегавала, скв. Новонадеждинская-1 — на своде Александровского мегавала, скв. Вездеходная-4, где изученные отложения выделяются в иланскую свиту, находится на территории Вездеходного поднятия, которое входит в состав Владимировского свода и расположено в северной его части. Интервалы распространения и мощности свиты в этих скважинах представлены в табл. 1. Керновый материал отобран П.А. Солотчиним в ходе полевых работ 1995—1997 гг.

**Гранулометрический и петрографический состав** песчано-алевритовых пород изучался в шлифах. При определении размерности обломочных частиц использовалась десятичная шкала. По петрографическому составу породы классифицировались на основании трехкомпонентной схемы (кварц—полевые шпаты—обломки пород), предложенной Ю.П. Казанским и др. [9], при этом выполнялись подсчет и описание всех кластических компонентов пород. Степень окатанности обломков определялась согласно классификации А.Б. Рухина [10]. Для каждого образца был проанализирован состав цемента и определено процентное содержание отдельных его составляющих. Электронно-микроскопическое изучение образцов проводилось на микроскопах JSM-35 с приставкой Link и Jem-100 CX.

**Минеральный состав** аргиллитов, цемента алевролитов, песчаников и гравелитов изучался методами рентгеновской порошковой дифрактометрии и инфракрасной спектроскопии. Рентгеновские исследования проводились на автоматизированном порошковом дифрактометре ДРОН-4, излучение  $\text{CuK}_\alpha$ , графитовый монохроматор. Дифракционные спектры были отсканированы для моделирования в интервале от 2 до 35° по  $2\Theta$  с шагом 0,05°, время сканирования в точке 32 с, для фазового анализа — в интервале от 2 до 65° по  $2\Theta$  с тем же шагом 0,05°, но меньшим временем сканирования в точке — 3 с.

Корректная идентификация, определение количественных соотношений, кристаллохимических и структурных характеристик слоистых силикатов выполнены авторским методом математического моделирования рентгеновских дифракционных профилей [11—14], основанным на расчете интерференционной функции от одномерно-неупорядоченных кристаллов конечной толщины [15, 16] и процедурах оптимизации моделируемых параметров методами нелинейного программирования [17]. При моделировании спектров суммарное содержание слоистых силикатов принимается за 100 %. Дифракционные линии неслоистых минералов моделируются функцией Пирсона-VII [18] и добавляются к суммарному спектру слоистых фаз.

Анализируются исходные природные образцы (36 обр.) и выделенная из них тонкая гранулометрическая фракция <0,002 мм. Методом моделирования рентгеновских спектров изучены 14 образцов аргиллитов и 7 образцов цемента песчаников и алевролитов. При работе с нефракционированными пробами для сохранения первичной структуры глинистых минералов мы предварительно просеивали исходный материал через сито 0,05 мм, непросеянный остаток истирали 1—3 мин и вновь просеивали, при необходимости процедуру повторяли. Ориентированные препараты готовились методом осаждения из водной суспензии на стеклянную подложку размером 2,5 × 2 см, количество исходного материала составляло 100 мг, что удовлетворяет условию „бесконечно толстого“ образца для базальных отражений 001 [19]. Степень ориентации препарата оценивалась стандартным отклонением  $\sigma^*$  функции ориентации Гаусса. Лучший фитинг между модельным и экспериментальным профилями для данной коллекции образцов достигается при  $\sigma^* = 12$ .

Для учета фона мы снимали спектр усредненного (по разным скважинам) образца аргиллита, истертого до рентгеноаморфного состояния, в таких же экспериментальных условиях (время набора импульсов, шаг сканирования и другие инструментальные параметры), какие использовались для исследуемых проб.

Таблица 1. Интервалы распространения и мощности тогурской (иланской) свиты в изученных разрезах

Скважина	Интервал, м	Мощность, м
Колпашевская-10	2851,9—2890,1	38,2
Новонадеждинская-1	2730,0—2743,0	13
Вездеходная-4	3063,0—3021,0	42

Такой подход обеспечивает близость массовых коэффициентов поглощения  $\mu^*$  эталонной и исследуемой проб. Из полученной дифракционной кривой определялась монотонно убывающая с углом  $\Theta^\circ$  линия фона. Аппроксимированная линия фона вносилась в модельный спектр образцов.

ИК-спектры записывались на спектрометре Sperecord-75 IR, образцы готовились методом прессования

таблеток с KBr. При анализе глинистого вещества по полосам ОН-валентных колебаний в области 3200—3700 см<sup>-1</sup> для устранения „мешающего“ влияния молекулярной воды образцы прокаливались при температуре 300 °С в течение 1,5—2 ч непосредственно в таблетке KBr. Затем таблетки повторно прессовались до достижения первоначальной прозрачности. Оценка содержания того или иного минерала в пробе проводилась сопоставлением интенсивностей его аналитических линий в анализируемой и эталонных пробах. Последние были приготовлены из набора (с широким диапазоном концентраций) тех же минералов, что присутствуют в природных образцах. Следует отметить, что по ИК-спектрам при анализе проб сложного состава невозможно разделить иллит и мусковит. Поэтому суммарная оценка содержания слюды в пробе по данным ИКС включает и иллитовую, и мусковитовую компоненты. Учитывая вышесказанное, а также различие кристаллохимических особенностей минералов в анализируемых пробах и эталонных смесях, следует говорить лишь о полуколичественной оценке содержания минералов в образцах. Однако метод вполне надежен и в сочетании с рентгеновским анализом дает объективную характеристику исследуемого материала.

#### КРАТКОЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ

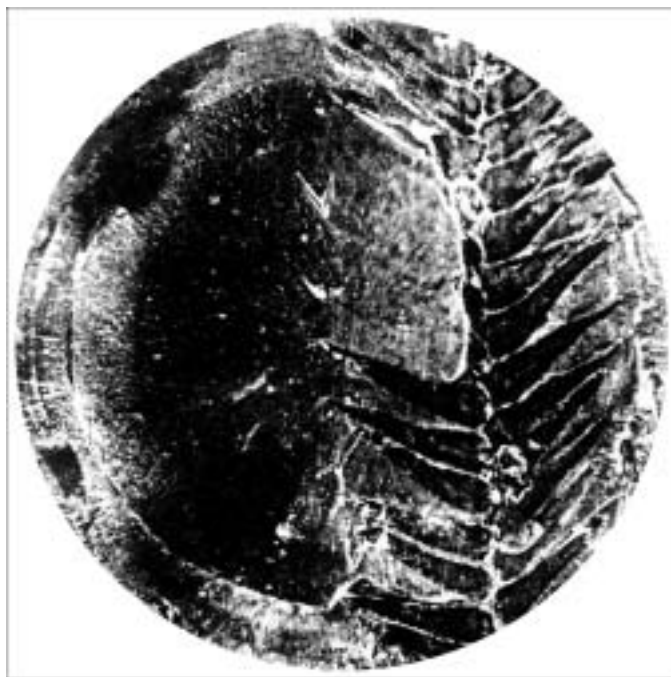
По количественному соотношению различных пород, характеру переслаивания, содержанию в них органического вещества (ОВ) и другим параметрам на юго-востоке ЗСП выделены три типа разрезов тогурской свиты.

**Первый тип** (*аргиллитовый*) изучался по керну скв. Колпашевская-10. Аргиллиты макроскопически темноцветные — от серых до черных, иногда с бурым, а в верхах разреза с зеленоватым оттенком. Преобладающая текстура пород массивная, изредка отмечается горизонтальная и волнисто-линзовидная слойчатость, которая подчеркивается более крупным материалом, растительным детритом и сидеритизированными участками. Растительный детрит, как правило мелкий, содержится в небольших количествах или отсутствует, изредка наблюдаются крупные растительные остатки (рис. 1). В шлифах аргиллиты окрашены в коричнево-серый до коричневого цвет, структура преимущественно мелкопелитовая. Зафиксированная в образцах микротекстура проявляется в одновременном погасании и просветлении большинства чешуек глинистого вещества и параллельной ориентировке удлиненных включений (прослоев, линз) органического материала. Отмечаются также тонкодисперсное ОВ и его включения изометричной и неправильной формы. Доля алевритового материала колеблется от первых процентов до 25 %. В изученных образцах достаточно широко распространен сидерит, количество которого варьирует от 1—2 до 30—35 %, а в отдельных образцах глинистое вещество замещено им практически полностью.

**Второй тип** разрезов (*аргиллит-алевролитовый*) вскрыт скв. Вездеходная-4. Характерная черта этого разреза — чередование пелитовых и алевритовых слоев. Аргиллиты окрашены в различные оттенки серого (зеленоватые, буроватые до почти черных). Текстура массивная, слабоволнистая и волнисто-линзовидная. Под микроскопом аргиллиты коричнево-серые, иногда с зеленоватым оттенком, мелко-, реже крупнопелитовые. Микротекстура обычно горизонтальная за счет параллельной ориентировки чешуек и подчеркивается распределением органического вещества. Содержание алевритового материала в аргиллитах колеблется от 5 до 13 % породы.

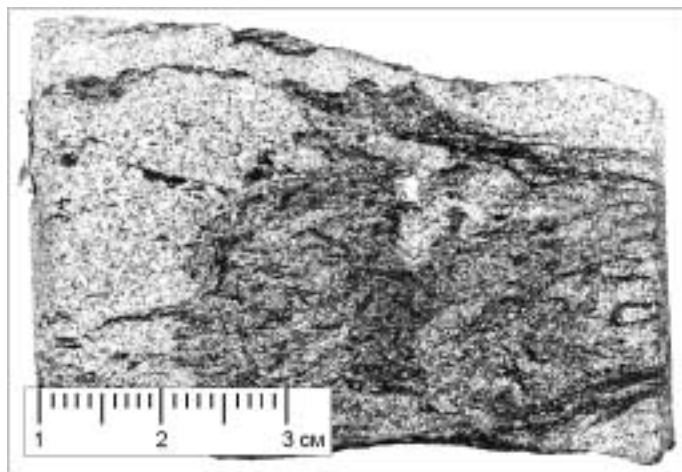
Алевриты серые с зеленоватым оттенком, массивные, а также с прерывистой полой косою и волнистой слойчатостью, включают мелкозернистый песок (до 15 %). По петрографическому составу эти алевриты полевошпатово-литокластитово-кварцевые с карбонатно-глинистым пленочно-поровым цементом, составляющим 3—9 % породы.

**Третий тип** разреза (*песчанистый*) вскрыт скв. Новонадеждинская-1. Здесь в тогурской свите присутствуют гравелиты и гравелито-песчаники, песчаники различной зернистости, алевриты и аргиллиты.



**Рис. 1.** Аргиллит темно-серый с отпечатком крупных растительных остатков.

Скв. Колпашевская-10. М-6 1:1.



**Рис. 2. Песчаник разномерный с волнисто-линзовидной текстурой, нарушенной биотурбацией (скв. Новонадеждинская-1).**

Аргиллиты мелкопелитовые с примесью мелкозернистого алевритового материала от долей до 7—8 %. Большая их часть сильно сидеритизирована (иногда полностью). Органическое вещество присутствует как в рассеянном состоянии, так и в виде изометричных и линзовидных включений.

Редкие алевролиты мелкозернистые, полевошпатово-литокластитово-кварцевые, имеют серую окраску, массивную текстуру.

Цемент алевролитов карбонатно-глинистый с примесью органического вещества, преимущественно пленочно-порового типа.

Среди песчаников встречаются среднекрупно-, крупносредне-, разно- и мелкозернистые алевритовые разновидности. Окраска песчаников преимущественно светло-серая; мелкозернистые песчаники серые с буроватым оттенком. Текстура в основном массивная; нередко крупные фрагменты растительного детрита, следы биотурбации (рис. 2). Петрографический состав песчаников полевошпатово-литокластитово-кварцевый, полевошпатово-кварцевый, литокластитово-кварцевый. Цемент сидеритово-глинистый, реже глинистый, относящийся к порово-пленочному, пленочно-поровому и порово-базальному типам.

Светло-серые гравелиты и гравелитопесчаники массивные, редко тонкослойчатые. Присутствует крупный растительный детрит. По петрографическому составу они относятся преимущественно к литокластитово-кварцевому типу и имеют глинистый пленочно-поровый и базальный цемент.

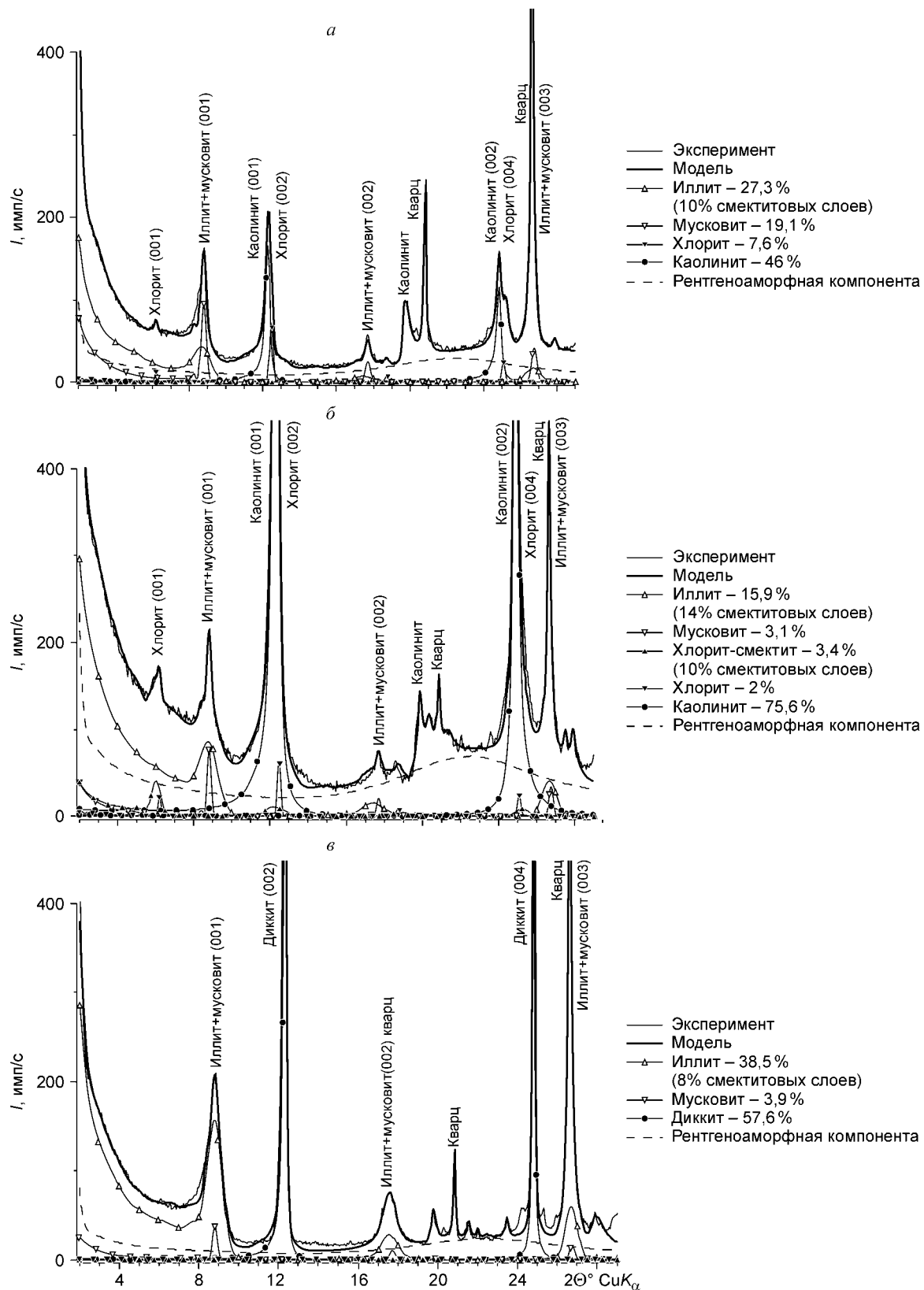
#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ СОСТАВА ГЛИНИСТОЙ ФРАКЦИИ

**Рентгеновские исследования.** Ассоциация слоистых силикатов глинистой фракции аргиллитов в разрезе I типа представлена каолинитом, иллитом, мусковитом и хлоритом. Суммарное содержание слоистых минералов, как правило, близко к содержанию каолинита, а количество хлорита колеблется от 0 до 10 %. В большей части образцов неслоистые минералы представлены кварцем (20—25 %), плагиоклазом (1—3 %) и сидеритом (первые проценты). В средней части свиты выделяется небольшой слой аргиллитов, обогащенный (до доминирования) сидеритом, иногда встречается апатит, а в нижней части разреза — пирит. Результаты рентгеновского анализа образцов подтверждаются их химическим составом (табл. 2). Образцы, обогащенные сидеритом (с К-19 по К-36), отличаются высоким содержанием

Таблица 2. Результаты рентгенофлуоресцентного анализа аргиллитов тогурской свиты скв. Колпашевская-10

Номер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Ba	Σ	
п/п	образца	мас. %												г/т
1	К-9	59,16	0,801	17,04	5,74	0,050	1,17	0,43	1,39	3,99	0,250	0,069	9,73	99,82
2	К-10	63,88	0,684	16,32	6,53	0,070	1,19	0,38	0,58	2,84	0,198	0,043	6,31	99,03
3	К-12	70,01	1,003	8,49	1,44	<0,03	0,53	0,10	<0,3	1,69	<0,03	0,041	16,87	100,18
4	К-17	65,26	1,177	17,97	1,91	<0,03	0,89	0,11	1,06	2,65	0,068	0,067	8,48	99,65
5	К-19	41,69	0,880	13,81	23,17	0,864	0,93	0,50	0,61	2,36	0,283	0,066	15,10	100,25
6	К-24	47,07	0,782	16,78	15,61	0,627	0,83	0,47	<0,3	2,70	0,257	0,069	14,37	99,57
7	К-28	22,41	0,296	5,82	35,07	1,118	3,26	1,46	<0,3	1,11	0,390	0,033	24,42	95,39
8	К-32	28,50	0,384	8,01	25,89	0,742	3,18	7,74	0,62	1,68	5,186	0,037	17,31	99,28
9	К-36	38,76	0,579	12,44	22,50	0,588	2,11	1,01	<0,3	2,46	0,362	0,059	20,10	100,92
10	К-38	59,11	0,951	21,59	2,99	<0,03	0,91	0,21	<0,3	3,90	0,137	0,080	9,72	99,61
11	К-42	64,53	0,882	19,71	4,36	0,032	1,20	0,19	<0,3	3,56	0,114	0,060	5,27	99,91

Примечание. Анализ исходных проб выполнен на многоканальном рентгеновском спектрометре СРМ-25 в Аналитическом центре ОИГГМ СО РАН (г. Новосибирск), аналитик Н.М. Глухова.



**Рис. 3. Экспериментальные и модельные рентгеновские дифракционные профили образцов (фр. <0,002 мм) аргиллитов, цемента алевролитов и песчаников нижнетоярских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты:**

*а* — обр. К-13, аргиллит, скв. Колпашевская-10 (аргиллитовый тип разреза); *б* — обр. В-19а, цемент алевролита, скв. Вездеходная-4 (аргиллит-алевролитовый тип разреза); *в* — обр. Н-120, цемент крупнозернистого песчаника, скв. Новонадеждинская-1 (песчаный тип разреза).

железа, большая часть которого связана в сидерите, а обр. К-32, кроме того, — повышенным содержанием кальция и фосфора в соотношении, отвечающем составу апатита.

На рис. 3,а приведены экспериментальный и модельный (со слагающими его компонентами) дифракционные спектры обр. аргиллита К-13, характерного для этого типа разрезов. Спектр отличается пониженной интенсивностью аналитических линий присутствующих минералов, что объясняется значительным количеством ОВ, разбавляющего пробу. Кристаллохимические параметры слоистых минералов в обр. К-13 и их соотношения в глинистой компоненте, определенные по модельным спектрам, даны в табл. 3. Метод моделирования раскрывает важные особенности слоистых фаз (см. рис. 3). Дифракционные линии слюды 001 не могут быть смоделированы одним компонентом, что указывает на наличие в породе, по крайней мере, двух ее разновидностей. Одна — хорошо окристаллизованная диоктаэдрическая слюда с высоким содержанием калия (0,9 ф.е.) и низким — железа (не более 0,1 ф.е.). Ее модельный спектр характеризуется узкими интенсивными дифракционными пиками 001 (см. рис. 3,а), средний размер доменов по оси Z составляет 20—30 слоев. Мы идентифицируем эту фазу как мусковит политипа 2M<sub>1</sub> и

Таблица 3. Сравнение количественных и структурных характеристик глинистых минералов в трех типах разрезов нижнегоарских отложений юго-восточной части Западно-Сибирской плиты

Минеральный состав и структура	I тип (аргиллитовый)		II тип (аргиллит-алевролитовый)		III тип (песчанистый)	
	скв. Колпашевская-10		скв. Вездеходная-4		скв. Новонадеждинская-1	
	обр. К-13		обр. В-7А	обр. В-7	обр. Н-103	обр. Н-120
	Аргиллит		Аргиллит	Алевролит (цемент)	Аргиллит	Песчаник (цемент)
<i>Слоистые силикаты в глинистой компоненте (по данным моделирования рентгеновских дифракционных профилей), %</i>						
<b>Иллит</b>	<b>27,3 ± 2,6</b>	<b>17,6</b>	<b>11,8</b>	<b>28,9</b>	<b>38,5</b>	
Содержание в нем:						
иллитовых слоев	0,90	0,94	0,83	0,96	0,92	
К (ф.е.)	0,5	0,2	0,4	0,2	0,2	
Fe (ф.е.)	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	
Размер доменов	3—11	8—14	7—14	5—10	6—14	
Максим. число слоев	7	11	10	7	10	
<b>Мусковит</b>	<b>19,1 ± 2,0</b>	<b>17,5</b>	<b>5,5</b>	<b>27,9</b>	<b>3,9</b>	
Содержание К (ф.е.)	0,9	0,9	0,8	0,8	0,9	
Fe (ф.е.)	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	
Размер доменов	19—30	25—35	23—40	14—28	15—30	
Максим. число слоев	21	32	33	22	24	
<b>Хлорит</b>	<b>7,6 ± 1,6</b>	<b>26,8</b>	<b>6,5</b>	<b>1,3</b>	—	
Содержание Fe (ф.е.)	3,0	2,4	3,2	2,5	—	
Размер доменов	21—25	20—23	19—25	21—24	—	
Максим. число слоев	23	21	22	22	—	
<b>Хлорит-сметит</b>	—	<b>15,9</b>	<b>9,0</b>	—	—	
Содержание в нем:						
хлоритовых слоев	—	0,92	0,92	—	—	
Fe (ф.е.)	—	1,0	1,0	—	—	
Размер доменов	—	4—9	8—14	—	—	
Максим. число слоев	—	6	11	—	—	
<b>Каолинит</b>	<b>46,0 ± 3,3</b>	<b>22,1</b>	<b>67,1</b>	<b>41,9</b>	—	
<b>Диксит</b>	—	—	—	—	<b>57,6</b>	
<i>Неслоистые силикаты в пробах (по данным ИК-спектроскопии), %</i>						
<b>Кварц</b>	<b>20—25</b>	<b>15</b>	<b>10</b>	<b>5</b>	<b>10—15</b>	
<b>Плагиоклаз</b>	<b>1—3</b>	<b>10</b>	<b>15</b>	<b>0</b>	Следы	
<b>Сидерит</b>	<b>Следы</b>	<b>Следы</b>	<b>Следы</b>	<b>0</b>	»	

Примечание. Для обр. К-13 приведены ошибки повторного анализа (схемки и моделирования), свидетельствующие о надежности модельных оценок.

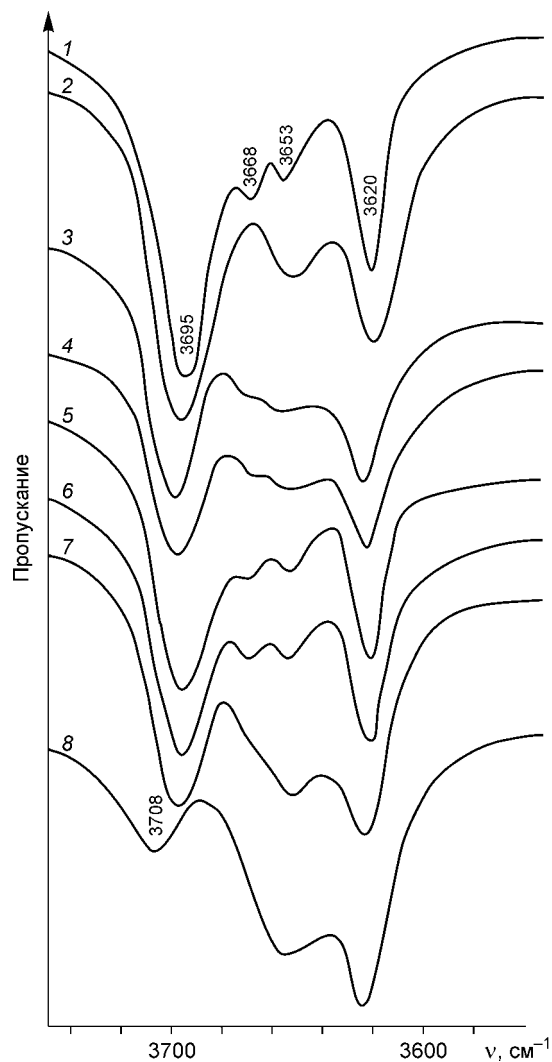
считаем ее обломочной. Другая — высокодисперсная диоктаэдрическая слюдястая фаза политипа 1М со средним размером доменов в 7 слоев, с дефицитом межслоевого калия (0,6—0,7 ф.е.) и повышенным содержанием октаэдрического железа (0,3 ф.е.). Она формирует широкое основание дифракционных линий слюды. Модельные спектры последовательно указывают на наличие в структуре лишь небольшого количества разбухающих слоев (<10 %), что позволяет отнести эту фазу к иллитам [20].

Доминирующий среди глинистых минералов каолинит обладает неупорядоченной структурой. Детально структурная упорядоченность каолинита будет рассмотрена ниже методом ИКС. Триоктаэдрический Fe-Mg-хлорит характеризуется сравнительно высоким содержанием железа (3,0 ф.е. на ячейку) и крупными размерами доменов в 20—25 слоев. Обращает на себя внимание отсутствие смешанослойных иллит-сметитов и хлорит-сметитов.

Как в аргиллитах, так и в алевролитах разрезов II типа отмечается устойчивая ассоциация глинистых минералов — это каолинит, хлорит, иллит и мусковит. Среди других минералов, в сравнении с разрезом I типа, больший вес приобретает плагиоклаз. Следы сидерита присутствуют лишь в отдельных образцах аргиллитов. По данным моделирования (см. табл. 3) глинистая компонента аргиллитов обогащена хлоритом и хлорит-сметитом, суммарная доля которых достигает 40 %, при этом, по сравнению с разрезом I типа, резко уменьшено (в ~2 раза) содержание каолинита. Однако структурные характеристики глинистых минералов аргиллитов обеих скважин близки. Можно отметить лишь пониженные содержания калия в иллитах и железа в хлоритах. В хлорит-сметитах смектитовая компонента незначительна (до 10 %), отмечается низкое содержание железа и малые размеры доменов. Характерной чертой алевролитов (см. рис. 3,б, табл. 2) является очень высокое содержание каолинита (до 70—75 % глинистой составляющей цемента) и низкое — мусковита (первые проценты).

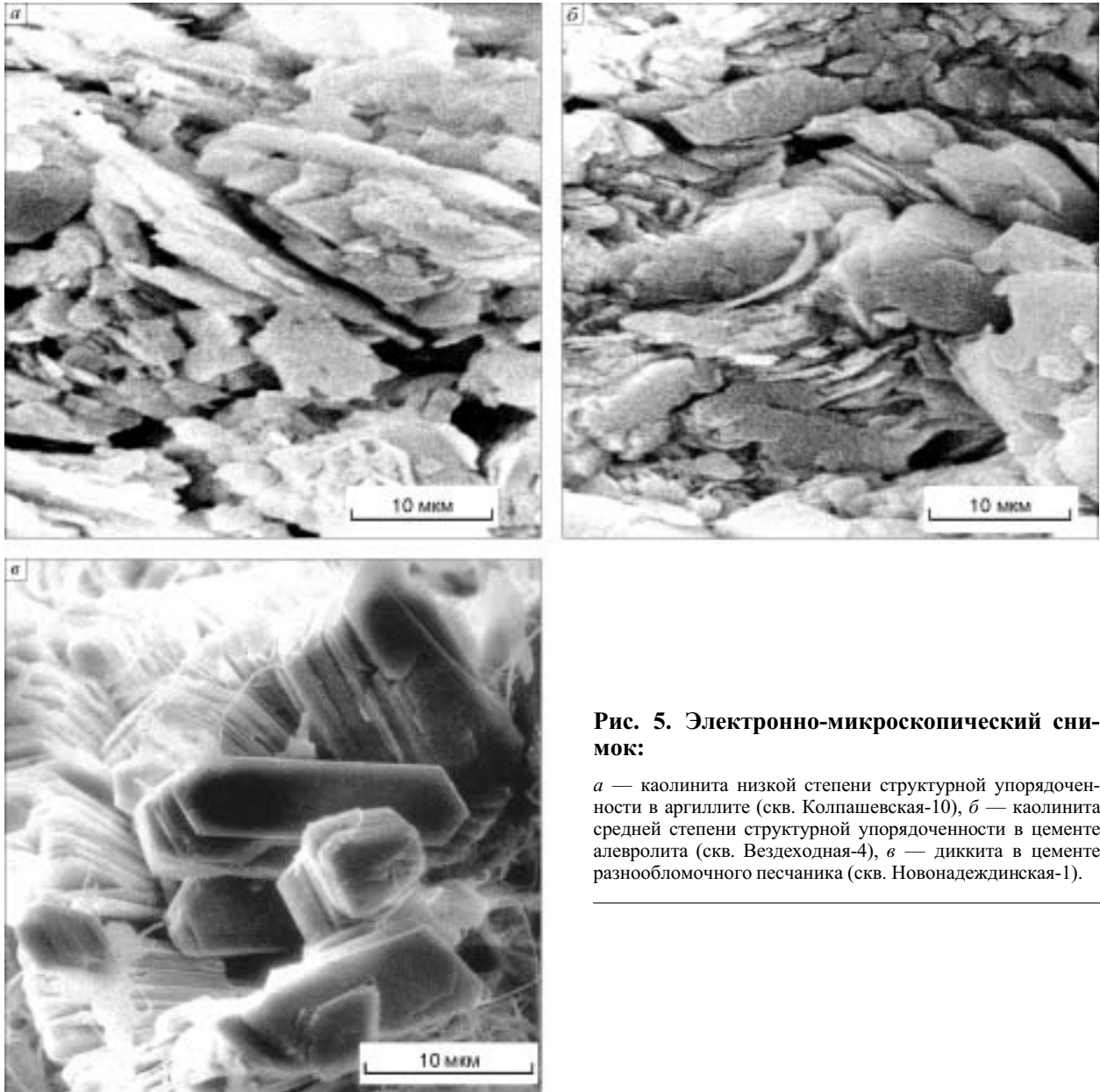
Аргиллиты из разреза III типа по соотношению глинистых минералов, структурным характеристикам крайне незначительно отличаются от аргиллитов разреза I типа. Как следует из данных табл. 3, преобладающим глинистым минералом в обр. Н-103 является каолинит; иллит 1М и мусковит 2М<sub>1</sub> содержатся в равных количествах, хлорита либо очень немного, либо он отсутствует. Содержание кварца меняется от 0 до 20 %, иногда отмечается сидерит. Основным минералом цемента песчаников и гравелитов является диккит, хлорит отсутствует. Слюда представлена (см. рис. 3,в, табл. 3) главным образом тонкодисперсным иллитом 1М и первыми процентами мусковита. Из других минералов установлены кварц, следы плагиоклаза и сидерита. Количество диккита выше в крупнозернистых песчаниках и гравелитах и достигает 70 % глинистой компоненты цемента. В мелкозернистых песчаниках диккит находится в ассоциации с каолинитом.

**ИК-спектроскопические исследования.** Выше было отмечено, что одним из сквозных минералов является каолинит (иногда диккит), содержание которого меняется в широких пределах от 20 до 75 %. К настоящему времени достигнуты значительные успехи в развитии представлений о реальной кристаллической структуре этого минерала, являющейся источником генетической информации. Существует ряд способов определения структурной упорядоченности каолинита по рентгеновским дифракционным спектрам [21], однако они малоэффективны в случае тонкодисперсных многокомпонентных образцов. В этой связи сравнительная оценка



**Рис. 4. ИК-спектры в области ОН-валентных колебаний каолинитов различной степени структурного упорядочения.**

1, 2 — эталонные спектры упорядоченного и неупорядоченного каолинитов соответственно [22]; 3 — К-13 (аргиллит); 4 — В-7А (аргиллит); 5 — В-7 (цемент алевролита); 6 — В-19а (алевролит); 7 — Н-114 (аргиллит); 8 — Н-120 (цемент песчаника).



**Рис. 5. Электронно-микроскопический снимок:**

*а* — каолинита низкой степени структурной упорядоченности в аргиллите (скв. Колпашевская-10), *б* — каолинита средней степени структурной упорядоченности в цементе алевролита (скв. Вездеходная-4), *в* — диккита в цементе разнообломочного песчаника (скв. Новонадеждинская-1).

упорядоченности каолинита в рассматриваемых типах разрезов была проведена методами ИКС и электронной микроскопии. Известно, что существует взаимосвязь между особенностями кристаллической структуры каолинита (внутрислоевая упорядоченность, дефекты в наложении слоев, изоморфные замещения, размеры частиц и т. д.) и конфигурацией полосы поглощения ОН-валентных колебаний, состоящей из четырех компонент с частотами вблизи  $3620$ ,  $3653$ ,  $3668$  и  $3695$   $\text{см}^{-1}$  [22—25]. Не останавливаясь на описании природы этих полос и установленных к настоящему времени взаимосвязях их параметров и реальной структуры каолинита, отметим лишь особую чувствительность компоненты  $3668$   $\text{см}^{-1}$  к решеточному беспорядку в минерале. С увеличением беспорядка не только увеличивается степень размытости средних компонент ОН-полосы, но и уменьшается интенсивность полосы вблизи  $3670$   $\text{см}^{-1}$  вплоть до полного ее исчезновения [25]. В нашем случае анализ спектров рассматриваемых образцов осложняется присутствием в них, часто в значительном количестве, диоктаэдрических слюд (иллита и мусковита), полоса поглощения которых с частотой  $\sim 3624$   $\text{см}^{-1}$  налагается на первую компоненту  $3620$   $\text{см}^{-1}$  ОН-полосы каолинита. Высокочастотное крыло полосы слюды при этом дает подложку под две средние компоненты каолинита, искажая соотношения их интенсивностей, но в меньшей мере влияя на степень их расщепления. На рис. 4 приведены фрагменты ИК-спектров в области ОН-валентных колебаний ряда образцов с наибольшим соотношением в них каолинит/слюда, чтобы по возможности уменьшить влияние



ОН-полосы слюды на анализируемую полосу каолинита. На этом же рисунке приведены заимствованные из литературных источников спектры упорядоченного (кривая 1) и неупорядоченного (кривая 2) каолинитов [22].

При сопоставлении ИК-спектров каолинита трех типов разрезов обнаруживаются различия, не ярко выраженные, но тем не менее характерные для образцов каждого типа. В каолините цемента алевролитов четко проявлены компоненты 3653 и 3668 см<sup>-1</sup> примерно равной интенсивности (см. рис. 4, кривые 5, 6) и их можно рассматривать как минералы с более упорядоченной внутренней структурой, чем каолиниты из аргиллитов всех трех типов разрезов (см. рис. 4, кривые 3, 4, 7), где эти компоненты более размыты. В цементе крупнозернистых песчаников и гравелитов минерал каолиновой группы представлен диккитом (кривая 8), причем в ряде образцов в ассоциации с каолинитом. Упорядоченность внутренней структуры находит подтверждение и в морфологии частиц.

**Электронно-микроскопические исследования.** На электронно-микроскопических снимках частицы каолинита из аргиллитов характеризуются нерегулярной формой индивидов, частично или полностью лишенных полигонального ограничения и явных элементов кристаллографической огранки (рис. 5,а). На частицах более или менее отчетливо можно различить плоскости (001) и немногочисленные ребра. Каолинит из алевролитов представлен лучше окристаллизованными преимущественно гипидиоморфными индивидами, имеющими пластинчатый габитус (см. рис. 5,б). На гранях вертикального пояса не отмечается той „изломанности“, которая характерна для неупорядоченного каолинита. Электронно-микроскопические снимки цемента грубозернистых пород показывают, что диккит, имеющий наиболее упорядоченную структуру среди минералов каолиновой группы, обладает также наибольшим совершенством кристаллографических форм (см. рис. 5,в). Его пластинчатые псевдогексагональные кристаллы часто образуют стопко- и червеобразные ростки.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили охарактеризовать три типа разрезов тогурской (иланской) свиты на юго-востоке ЗСП. В первом типе существенно доминируют аргиллиты, в массе своей темноцветные, сходные с отмеченными при первоописании тогурской свиты, содержащие относительно незначительное количество прослоев алевролитов. Второй тип характеризуется чередованием в разрезе аргиллитовых и алевролитовых прослоев. По внешнему виду, составу, структурным и текстурным признакам эти породы несколько более разнообразны, чем отмеченные для первого типа разрезов. Наконец, третий тип, существенно более грубозернистый, чем первые два, представлен широким спектром гранулометрических и петрографических разновидностей пород — от гравелитов до аргиллитов, причем пелитовые и алевролитовые отложения в разрезе отнюдь не преобладают.

В вещественном составе глинистой компоненты всех трех типов разрезов, выделенных по литологическим данным, всегда присутствуют минералы каолиновой группы и группы слюд. Хлоритовые минералы (хлорит и хлорит-сметит) установлены лишь в аргиллитах и цементе алевролитов. Смешанослойные иллит-сметиты, широко распространенные в юрских отложениях ЗСП, не установлены. Среди неслоистых минералов отмечаются кварц, плагиоклаз (иногда с примесью калиевого полевого шпата), часто сидерит, пирит, редко апатит.

Каолиновые минералы представлены в аргиллитах и алевролитах каолинитом, в мелкосреднезернистых песчаниках каолинитом и диккитом, в крупнозернистых песчаниках и гравелитах — диккитом. В аргиллитовом типе разрезов каолинит характеризуется низкой степенью структурной упорядоченности и слагает до половины глинистой компоненты пород. В алевролитах степень структурной упорядоченности каолинита — средняя, а содержание его достигает 75 % глинистой компоненты. В крупных гранулометрических разностях пород на долю диккита приходится более половины глинистой компоненты цемента. Подобное распределение минералов каолиновой группы по гранулометрическим разностям пород наблюдалось на территории Западной Сибири в нижнеюрских продуктивных горизонтах (шеркалинская свита Талинской зоны нефтегазоаккумуляции и урманская на Межовском своде). Механизм, этапы образования диккита и точка зрения на его происхождение рассматривались ранее [26—28].

Тонкодисперсный иллит политипа 1М и хорошо раскристаллизованный мусковит 2М<sub>1</sub> входят в состав глинистого вещества всех без исключения образцов. Суммарное содержание их колеблется от 20 % в цементе алевролитов до 55 % в аргиллитах. Однако если в аргиллитах содержание иллита и мусковита примерно одинаковое, то в цементе алевролитов и песчаников значительно преобладает иллит, иногда на порядок. Иллит характеризуется небольшим количеством (от 5 до 10 %) разбухающих слоев, сравнительно низкими содержаниями калия (от 0,2 до 0,5 ф.е.), повышенными — железа (до 0,3 ф.е.) и малыми размерами доменов (от 3 до 14 слоев), что указывает на его вторичное происхождение. Диоктаэдрическая слюда мусковитового типа имеет высокое содержание калия (0,8—0,9 ф.е.), низкое — железа (0—0,1 ф.е.) и крупные размеры доменов (от 20 до 40 слоев). Эти параметры свидетельствуют в пользу обломочного происхождения описываемой слюды.

Две разновидности хлоритовых минералов, установленные в изученных отложениях, значительно различаются между собой по кристаллохимическим параметрам. Собственно хлорит характеризуется высоким содержанием железа (2,5—3,0 ф.е.) и достаточно большими размерами доменов (от 20 до 25 слоев). Можно предположить, так же как и в случае со слюдой, его обломочный генезис. Вторая разновидность хлорита отмечается нами лишь в разрезах II типа. В ней присутствует небольшое количество (до 10 %) разбухающих слоев, что дало нам основание назвать этот хлорит „хлорит-сметитом“. Содержание железа в нем значительно ниже, чем в хлорите (1,0 ф.е.), размеры доменов близки к таковым иллита (от 4 до 12 слоев). Скорее всего, этот минерал вторичен.

Авторы выражают благодарность ИГНГ СО РАН за разрешение опубликовать эти результаты и помощь в проведении исследований.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. **Решения** и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Л., 1961, 465 с.
2. **Гурари Ф.Г.** Литостратиграфические подразделения // Региональные и местные стратиграфические подразделения для крупномасштабного геологического картирования Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1986, с. 21—29.
3. **Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Ильина В.И., Москвин В.И.** Проблемы стратиграфии нижней и средней юры юго-востока Западной Сибири // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 11, с. 34—51.
4. **Конторович А.Э., Ильина В.И., Москвин В.И. и др.** Опорный разрез и нефтегенерационный потенциал отложений нижней юры Нюрольского осадочного суббассейна (Западно-Сибирская плита) // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 6, с. 110—126.
5. **Конторович А.Э., Данилова В.П., Егорова Л.И. и др.** Геолого-геохимические критерии прогноза нефтегазоносности нижнеюрских аллювиально-озерных отложений Западно-Сибирского бассейна // Докл. РАН, 1998, т. 358, № 6, с. 799—802.
6. **Сурков В.С., Серебренникова О.В., Казаков А.М. и др.** Седиментогенез и геохимия нижне-среднеюрских отложений юго-востока Западной Сибири. Новосибирск, Наука, 1999, 213 с.
7. **Казаков А.М., Серебренникова О.В., Девятов В.П. и др.** Особенности формирования и геохимия органического вещества нижнетюрских отложений (тогурская свита) на юго-востоке Западно-Сибирской плиты // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений, 1999, № 6, с. 5—16.
8. **Конторович А.Э., Андрусевич В.Е., Афанасьев С.А. и др.** Геология и условия формирования гигантской Талинской зоны газонефтенакопления в континентальных отложениях нижней юры (Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 6, с. 5—28.
9. **Казанский Ю.П., Белоусов А.Ф., Петров В.Г. и др.** Осадочные породы (классификация, характеристика, генезис). Новосибирск, Наука, 1987, 214 с.
10. **Рухин А.Б.** Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1961, 779 с.
11. **Солотчина Э.П., Каменева М.Ю., Василевский А.Н., Солотчин П.А.** Рентгеновская идентификация смешанослойных иллит-сметитов из осадочных терригенных пород Западно-Сибирской плиты // Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования, 1999, т. 11, с. 26—30.
12. **Солотчина Э.П., Каменева М.Ю., Василевский А.Н. и др.** Структурное моделирование сложных дифракционных профилей иллит-сметитов из осадочных терригенных пород Западно-Сибирской плиты // Докл. РАН, 2000, т. 370, № 4, с. 502—506.
13. **Solotchina E.P., Kameneva M.Yu., Vasilevsky A.N., Solotchin P.A.** Interpretation of the complex X-ray powder diffraction patterns of mixed-layer illite/smectite from the terrigenous deposits, West Siberian Plate // Mater. Sci. Forum, 2000, v. 321—324, p. 1028—1032.
14. **Solotchina E.P., Prokopenko A.A., Vasilevsky A.N., Gavshin V.M.** Simulation of XRD patterns as an optimal technique for studying glacial and interglacial clay mineral associations in bottom sediments of Lake Baikal // Clay Minerals, 2002, v. 37, p. 105—119.
15. **Mac Ewan D.M.C.** Fourier transform methods for studying X-ray scattering from lamellar systems. II: The calculation of X-ray diffraction effects for various types of interstratification // Kolloid. Zeitschrift, 1958, v. 156, p. 61—67.
16. **Reynolds R.C.** Interstratified clay minerals // Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification / G.W. Brindley, G. Brown (eds.). London, Miner. Soc., 1980, p. 249—303.
17. **Pevear D.R., Schuette J.F.** Inverting the NEWMOD X-ray diffraction forward model for clay minerals using genetic algorithms // Computer applications to X-ray diffraction analysis of clay minerals / R.C. Reynolds, J.R. Walker (eds.). Boulder, CMS Workshop Lectures, Clay Miner. Soc., 1993, p. 20—41.
18. **Гилл Ф., Мюррей У., Райт М.** Практическая оптимизация. М., Мир, 1985, 509 с.

19. **Reynolds R.C.** The Lorentz-polarization factor and preferred orientation in oriented clay aggregates // *Clays Clay Miner.*, 1986, v. 34, № 4, p. 359—367.
20. **Дриц В.А., Коссовская А.Г.** Глинистые минералы: слюды, хлориты. М., Наука, 1991, 175 с.
21. **Aparitio P., Galan E.** Mineralogical interference on kaolinite crystallinity index measurements // *Clays Clay Miner.*, 1999, v. 47, № 1, p. 12—27.
22. **van der Marel H.V., Beutelspacher H.** Atlas of infrared spectroscopy of clay minerals and their admixtures. Amsterdam-Oxford-New York, Elsevier Sci. Publ. Comp., 1976, 396 p.
23. **Barrios J., Planson A., Gruz M.J., Tchoubar C.** Qualitative and quantitative studies of stacking faults in a hydrazine treated kaolinite — relationship with the infrared spectra // *Clays Clay Miner.*, 1977, v. 25, № 6, p. 422—429.
24. **Пластинина М.А., Куковский Е.Г., Федоренко Ю.Г., Кадошников В.М.** Некоторые особенности проявления несовершенства каолинитов на их инфракрасных спектрах поглощения // *Минералогич. сб.*, 1979, № 33, вып. 1, с. 27—35.
25. **Giral-Kacmarcik S., Savin S.M., Nahon D.B. et al.** Oxygen isotope geochemistry of kaolinite in laterite-forming processes, Manaus, Amazonas, Brazil // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1998, v. 62, № 11, p. 1865—1879.
26. **Конторович А.Э., Солотчина Э.П., Казанский Ю.П., Казарбин В.В.** Диккит в нижнеюрских отложениях Талинской зоны нефтегазоаккумуляции (Западная Сибирь) // *Докл. АН СССР*, 1995, т. 342, № 3, с. 350—353.
27. **Конторович А.Э., Солотчина Э.П., Солотчин П.А., Злобина О.Н.** О происхождении диккита в нижнеюрских терригенных отложениях Межовского свода (юго-восток Западно-Сибирской плиты) // *Докл. АН СССР*, 1997, т. 353, № 5, с. 649—651.
28. **Solotchin P.A.** Clay minerals in terrigenous reservoirs of West Siberian oil and gas bearing basin // *Abstr. Conf. „Euroclay’99“*, Krakow, 1999, p. 132—133.

*Рекомендована к печати 29 ноября 2004 г.  
В.С. Шацким*

*Поступила в редакцию 18 июня 2003 г.,  
после доработки — 19 июля 2004 г.*