

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ АРГИЛЛИТОВ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА ПО ДАННЫМ ДИФРАКТОМЕТРИЧЕСКОГО И ТЕРМИЧЕСКОГО АНАЛИЗОВ

© 2014 г. М. Т. Крупенин, Т. Я. Гуляева, В. Г. Петрищева, Г. А. Мизенс

Вещественный состав палеозойских отложений Предуральского прогиба является отражением процессов переноса вещества от источников сноса обломочного материала (Уральского орогена), условий осадконакопления в самом прогибе и последующих литогенетических трансформаций. В настоящее время наиболее изучен петрографический состав псаммитов, отражающий состав питающих провинций на востоке [5, 7], и состав существенно хомогенных карбонатно-эвапоритовых пород, образованных в пределах самого прогиба [3, 4, 7]. В то же время относительно слабо изучен состав глинистой составляющей этих отложений, сочетающей в себе черты как первичных размывавшихся пород и продуктов их выветривания (аллотигенный компонент), так и новообразованных алевропелитовых ассоциаций в бассейне конечного стока (аутигенный компонент в морских и лагунно-континентальных эвапоритовых фациях). Следует также отметить, что минеральный и химический состав глинистых пород дает более генерализованное представление о питающих провинциях, чем псаммиты, в которых степень перемешивания обломочного материала может быть заметно меньше и случайные факторы могут повлиять на состав частных проб. Для частичного восполнения этого пробела методами рентгенофазового (дифрактометрического) и термического анализов изучены глинистые породы из разрезов Предуральского прогиба, охватывающих стратиграфический интервал от московского яруса среднего карбона до кунгурского нижней перми на Среднем Урале (вдоль долины р. Уфа на широте г. Михайловск) и от сакмарского яруса нижней перми (р. Белая у дер. Сирять) до татарского – верхней (вблизи устья р. Бол. Ик) на Южном Урале.

Методика исследования. Пробы представляли собой растертый до пудры на механической ступке алевритистый аргиллит. На рентгеновском дифрактометре XRD-7000(Shimadzu) проведен рентгенофазовый анализ последовательно исходных проб, затем ориентированных образцов, насыщенных этиленгликолем, отожженных при 600°C. Выборочно был выполнен термический анализ на дериватографе Diamond TG/DTA (Perkin Elmer), навеска 40–45 мг. С помощью рентгенофазового ана-

лиза диагностировались минералы, содержание которых превышает 1 мас. %, термический анализ позволил количественно определить содержание водосодержащих и карбонатных (термоактивных) минералов (табл. 1).

Минеральный состав аргиллитов. В составе всех 30 изученных проб глинистых пород отмечено переменное количество кварца (5–20 мас. %), плагиоклаза. Почти во всех пробах обнаружено небольшое количество примеси калиевого полевого шпата (часто следы). В большинстве проб также присутствует примесь кальцита (кроме двух проб из верхнепермских отложений на Южном Урале) в количестве, как правило, 5–20 мас. %, редко до 36–65 мас. %. Доломит в разрезах Среднего Урала не встречен. В разрезах Южного Урала он отсутствует в пробе из сакмарского яруса, но следы его появляются в составе артинских аргиллитов и он более широко развит в верхнепермских отложениях (до 57 мас. %). Из других минеральных примесей отмечается частое присутствие гипса: в среднеуральских разрезах он появляется в некоторых пробах из сакмарского яруса, и практически постоянно следы гипса присутствуют в отложениях артинского и кунгурского ярусов. В пермских и пермско-триасовых отложениях Южного Урала количество гипса непостоянное, но иногда повышается до 10 мас. %.

Для некоторых частей разреза отмечается небольшая примесь цеолитов. Причем в двух пробах из ассельского яруса среднеуральского разреза он представлен ломонтином, тогда как в верхнепермских отложениях на Южном Урале – анальцимом, содержание которого достигает 10–15 мас. %. Анальцим легко фиксируется по рентгеновским рефлексам 5.6, 3.43, 2.92 Å. На термограммах отмечается эндотермический пик выделения кристаллизационной воды анальцима при 320°C. Ломонтиту соответствуют рентгеновские отражения 9.5, 9.0, 6.9, 4.2 Å. По данным термического анализа, в большинстве проб отмечается небольшое количество рассеянного органического вещества (0.4–2 мас. %), иногда с примесью пирита до 1–2 мас. % (окисление на термограммах соответственно при 420°C).

Собственно глинистые минералы в аргиллитах представлены преимущественно смешано-

Таблица 1. Минеральный состав аргиллитов Предуральяского прогиба по данным дифрактометрического и термического анализов (мас. %)

№ п.п.	Номер пробы	Стратиграфия	Район	Qz	Cal	Dol	Ms	Chl	CCO	Pl	Kfs	Grp	Gth	Anl	OB	Pу
1	3029-11-1	P _{2t}	ЮУ	5	-	49	5	5	15-20	+	-	Сл.	-	5	0.1	-
2	3029-15-2	P _{2t}	ЮУ	5	21-22 (+дл)	+	5	-	45-50	+	Сл.	-	-	10-15	-	-
3	3031-2-7	P _{2t}	ЮУ	5	Сл.	57	5	5-10	20	+	Сл.	Сл.	-	Сл.	-	-
4	3031-3-1	P _{2t}	ЮУ	5	-	2	10	-	65	+	-	-	-	+	-	-
5	3032-3	P _{2t}	ЮУ	5-10	40	5-10	5-10	5-10	-	+	+	-	-	10	-	-
7	3038-3-11	P _{1ar}	ЮУ	20	15-16	Сл.	5	10	20	+	-	1-2	-	-	1.5	-
8	3038-3-19	P _{1ar}	ЮУ	+	+	Сл.	+	+	-	+	-	+	-	-	-	-
9	3038-3-20	P _{1ar}	ЮУ	15	16-17	-	15	25	-	+	-	10	-	-	0.4	1-2
10	3038-1-13	P _{1s}	ЮУ	10	5	-	10	10	25-30	+	+	Сл.	5	-	2	-
11	10-40-10	P _{1k} , верхи	СУ	+	+	-	-	-	+	+	+	Сл.	-	-	-	-
12	10-40-11	P _{1k} , верхи	СУ	15	9-10	-	5	-	40-45	+	+	Сл.	6	-	1.5	-
13	10-41-8	P _{1ar} верх	СУ	+	+	-	Сл.	-	+	+	+	Сл.	-	-	-	-
14	10-41-12	P _{1ar} верх	СУ	10	14	-	10	-	35-40	+	+	Сл.	5	-	1	-
15	10-41-13	P _{1ar} верх	СУ	+	+	-	-	-	+	+	+	Сл.	-	-	-	-
16	10-41-14	P _{1ar} верх	СУ	5-10	21-22	-	5	-	35-40	+	Сл.	Сл.	5	-	1	-
17	10-41-30	P _{1ar} верх	СУ	10	4	-	10	-	40-45	+	Сл.	Сл.	6	-	1	-
18	10-42-2	P _{1ar} низ	СУ	5	36	-	-	5	10-15	+	Сл.	1-2	-	-	Сл.	1-2
19	10-42-7	P _{1ar} низ	СУ	5-10	20-21	-	5	-	35-40	+	Сл.	Сл.	6	-	1.3	-
20	10-42-13	P _{1ar} низ	СУ	+	+	-	-	-	+	+	Сл.	-	-	-	-	-
21	10-42-14	P _{1ar} низ	СУ	10-15	23-24	-	5	-	35-40	+	Сл.	Сл.	5	-	1.5	1
22	10-42-28	P _{1ar} низ	СУ	+	+	-	-	-	+	+	Сл.	-	-	-	-	-
23	10-43-6	P _{1s}	СУ	+	+	-	Сл.	-	+	+	-	Сл.	-	-	-	-
24	10-43-10	P _{1s}	СУ	5-10	20-21	-	5	-	35-40	+	Сл.	Сл.	6	-	1.5	-
25	10-43-11	P _{1s}	СУ	10-15	29	-	Сл.	-	35-40	+	Сл.	Сл.	6	-	0.5	1
26	10-44-9	P _{1a}	СУ	5	65	-	-	5	15-20	+	-	-	-	-	-	-
27	10-44-10	P _{1a}	СУ	+	+	-	-	-	+	+	-	-	+	Сл. Lmt	-	-
28	10-44-12	P _{1a}	СУ	5-10	11	-	-	-	40-45	+	Сл.	-	6	5-7 Lmt	0.6	-
29	10-45-3	C _{2m}	СУ	15-20	12-13	-	5	10	25-30	+	Сл.	-	4-5	-	1.2	-
30	10-45-11	C _{2m}	СУ	+	+	-	+	-	+	+	Сл.	-	-	-	-	-

Примечание. “+” – минерал присутствует в заметном количестве; сл. – следы; С_{2m} – средний карбон, московский ярус; P₁ – нижняя пермь, ярусы: а – ассельский; s – сакмарский; ar – артинский; k – кунгурский; P_{2t} – верхняя пермь, татарский; ЮУ – Южный Урал; СУ – Средний Урал; Qz – кварц; Ms – гидрослюда + мусковит; Chl – хлорит; CCO – смешанослойное образование хлорит-монтмориллонит; Pl – плагиоклаз; Kfs – калиевый полевой шпат; Grp – гипс; Gth – гидрогетит; Anl – анальцит; Lmt – ломонтит; OB – органическое вещество; Pу – пирит.

слоистыми образованиями хлорит-монтмориллонит (ССО) [1], небольшой примесью слюды и хлорита. В глинистых породах среднеуральского разреза ССО присутствуют во всех изученных пробах в количестве от 15–20 до 40–45 мас. %, в некоторых образцах отмечена также примесь хлорита до 5–10 мас. %, (в одном образце – 25 мас. %), в большинстве исследованных образцов имеется слюда и гидрослюда. В разрезах Южного Урала ССО отсутствует в двух из трех изученных проб артинского яруса, при этом содержание хлорита увеличивается до 10–25 мас. %, слюды – до 10–15 мас. %. Выше по разрезу количество ССО составляет от 15 до 65 мас. %. ССО характеризуется рентгеновскими рефлексами $d_{001} = 14\text{--}14.5 \text{ \AA}$ в исходных образцах, при насыщении этиленгликолем происходит разбухание кристаллической решетки, и смещение d_{001} достигает 15–16.3 \AA . При отжиге происходит сжатие кристаллической решетки со смещением d_{001} до 10 \AA (для монтмориллонитовых слоев) и увеличением интенсивности рефлекса до 14 \AA у хлорита. Хлорит характеризуется рентгеновскими отражениями 14.0, 7.1, 4.7, 3.54 и 2.56 \AA , эндотермическими пиками при 500–520°C. Последнее позволяет предполагать магнезиально-железистый состав хлорита. Тонкодисперсная слюда имеет слабо выраженные размытые рентгеновские отражения 10.0, 5.0, 4.5, 3.3, 2.6 \AA , на термограммах часто проявляется эндотермический пик при 850–855°C.

Таким образом, изучение минерального состава глинистых отложений Предуральского прогиба преимущественно пермского возраста показывает, что на особенности минерального состава влияли как условия осадконакопления, так и состав питающих провинций. Прежде всего следует отметить, что степень выветривания достаточно низкая, судя по серой окраске, присутствию рассеянного органического вещества и пирита (кроме коричнево-красных верхнепермских отложений на Южном Урале), а также отсутствию в их составе каолинита. Развитие эвапоритовых условий в кунгурское время отмечено появлением гипса в составе глинистых отложений. Однако следы гипса широко встречаются и в нижележащих отложениях артинского яруса, особенно его верхней части. Это может объясняться эпигенетической миграцией сульфатсодержащих инфильтрационных вод в подэвапоритовые отложения, которые по генезису относятся к глубоководному флишу [7]. Другой особенностью разреза является его повышенная карбонатность, связанная, вероятно, с морскими условиями седиментации и формированием рассеянной примеси кальцита в глинистых отложениях (иногда переходящих в карбонатно-глинистые). Для артинско-верхнепермского разреза Южного Урала характерно широкое распространение доломита наряду с кальцитом. Это, вероятно, связано с континентальным аллювиально-озерным генезисом отложений

в южноуральском бассейне и развитием кальцит-доломитовых конкреций типа каличе [8] или калькретовых горизонтов.

Наличие ССО хлорит-монтмориллонитового ряда указывает на возможное участие вулканогенного материала в составе аллотигенного компонента, который был в диагенезе преобразован в монтмориллонит(?), а затем в начальном катагенезе – в ССО. Формирование именно хлорит-монтмориллонитового тренда в катагенетическом преобразовании монтмориллонита объясняется существенно фемическим составом аллотигенного материала, в котором значительную долю составлял вулканогенный компонент среднего и основного состава [1]. Таким образом, ССО хлорит-монтмориллонитового ряда можно рассматривать как “камуфлированную” пирокластическую или вулканогенный материал. Это находится в полном соответствии с данными изучения состава пермских псаммитов, которые отнесены к грауваккам, содержащим значительное количество обломков основных и кислых вулканитов [5, 7].

В аутигенных минеральных ассоциациях усматриваются определенные взаимоотношения минералов из групп карбонатов (кальцит и доломит) и цеолита (анальцим или ломонтит). Приуроченность анальцима к верхней части разреза, характеризующейся присутствием доломита в примеси к кальциту, а ломонтита в виде редкой примеси к аржиллитам, содержащим только примесь кальцита, позволяет предполагать, что образование анальцима (натрийсодержащего цеолита) связано с более щелочными условиями литогенеза [6, 12]. Образование анальцима связывают с аридными эвапоритовыми обстановками формирования карбонатных корок (калькретов) в горизонтах палеопочв казанского яруса верхней перми Восточного Прикамья [9]. Несомненно, важным фактором образования цеолитов в верхнепермских отложениях явилось и присутствие вулканогенного материала, который, как предполагается, преобразован в виде ССО, составляющего 20–65 мас. % в минеральном балансе проб. Образование анальцима, Na-содержащего цеолита, вероятно, связано с трансформацией обогащенного натрием вулканогенного материала, а также аридными (с повышенной соленостью) условиями диагенеза отложений (галитового или содового типа). Именно такое сочетание условий образования анальцима (вулканокластическая, анальцим, гипс) характерно не только для отложений татарского яруса Предуральского прогиба, но и для эоценовых слоев Таджикской депрессии [10] и ряда других регионов [12].

Ломонтит в нижней части изученного палеозойского разреза можно рассматривать индикатором относительно более сильного катагенетического преобразования (глубинный катагенез). По представлениям А.Г. Коссовской и В.А. Дрица [1], именно с корренситоподобными хлорит-сметитовыми

минералами связано присутствие ломонтита в зоне глубинного катагенеза отложений, содержащих вулканогенный обломочный материал. Обращает на себя внимание тот факт, что в пробах, имеющих в своем составе ломонтит, отсутствует примесь слюды. По некоторым представлениям, в вулканогенно-осадочных отложениях активных вулканических поясов, насыщенных фемическим компонентом, в зоне глубинного катагенеза, происходит замещение обломочной слюды (биотита и мусковита) упорядоченным разбухающим хлоритом, содержащим и ломонтит. Ниже по разрезу происходит массовое развитие ломонтита и корренсита, еще ниже парагенез сменяется на эпидот-хлоритовый и альбит-пренит-пумпеллиитовый [11].

Исследования выполняются в рамках Программы межрегиональных и межведомственных фундаментальных исследований УрО РАН "Субдукционные и орогенные осадочные бассейны Северной Евразии: индикаторные литологические и изотопно-геохимические характеристики отложений, минералогия".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с.
2. Копнин В.И. Геологические системы эвапоритовых бассейнов и их пространственные взаимоотношения // Общие проблемы галогенеза. М.: Наука, 1985. С. 36–48.
3. Коссовская А.Г., Дриц В.А. Генетические типы корренситов и корренситоподобных минералов // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 5. С. 16–38.
4. Кудряшов А.И. Определение глубины Верхнекамского солеродного бассейна // Литолого-фациальные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах. Новосибирск: Наука, 1983. С. 107–108.
5. Мизенс Г.А. Петрография и минералогия нижнепермских песчаников западного склона Среднего Урала. Свердловск, 1980. 58 с.
6. Мизенс Г.А. Анальцит в нижнепермских терригенных отложениях западного склона Среднего Урала // Литология и условия образования докембрийских и палеозойских отложений Урала. Свердловск, 1981. С. 71–78.
7. Мизенс Г.А. Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 228 с.
8. Мизенс Г.А., Маслов А.В. Каличе в составе верхнепалеозойских континентальных отложений юга Урала и их значение для палеогеографических реконструкций // Докл. АН. 2008. Т. 421, № 3. С. 371–374.
9. Носков А.В. Условия осадконакопления верхнепермских (P₂kz) анальцитсодержащих отложений Тимана и прилегающих территорий // Геология и геоэкология Европейской России и сопредельных территорий. СПб., 2004. С. 124–126.
10. Олейник В.В. Анальцит из риштанских и исфаринско-ханабадских слоев (верхний эоцен) Таджикской депрессии // Докл. АН СССР. 1969. Т. 185, № 1. С. 156–158.
11. Чудаев О.В., Распределение глинистых минералов во флишоидных отложениях Восточной Камчатки // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 1. С. 105–115.
12. Юдович Я.Э., Кэтрис М.П. Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 564 с.