

ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ТОНКОЗЕРНИСТЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ КВАРКУШСКО-КАМЕННОГОРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

М. Т. Крупенин, Т. Я. Гуляева, В. Г. Петрищева

Глинистые породы в осадочных толщах являются интегральным показателем состава тонкозернистого материала, выносимого из источников сноса, могут дать информацию по условиям выветривания питающих провинций (климат, тектоника), условиям седиментации в осадочном бассейне, а также последующим преобразованиям в литогенезе. Нами впервые выполнено комплексное петрографическое, рентгенофазовое (дифрактометр ДРОН-3), термическое (дериватограф Perkin Elmer Diamond DTA/TG) изучение глинистых пород разреза сылвицкой серии из обнажений по рекам Межевая Утка, Сылвица, Усьва, призванное дать новую информацию как о составе источников сноса поздневендского бассейна, так и условиях постседиментационных преобразований. Ранее была выполнена петрографическая характеристика глинистых отложений данного разреза [1].

На дифрактометре исследовались исходный, обработанный этиленгликолем и прокаленный при 600°C в течение 1 часа образцы для точной диагностики глинистых минералов. Глинистые минералы представлены мусковитом, гидрослюдой (основные рефлексы 10.0, 4.46, 3.32, 2.56 Å), железистомагнезиальным хлоритом (14.1, 7.1, 4.7, 3.5 Å), монтмориллонитом (рефлексы в области 12–15 Å, смещающиеся при насыщении этиленгликолем до 16–17 Å). Обломочные минералы в исследуемых гли-

нистых сланцах по данным дифрактометрии представлены кварцем (4.26, 3.34, 2.46 Å), микроклином (4.21, 3.70, 3.25 Å), плагиоклазом (4.03, 3.78, 3.20 Å), редко амфиболом (8.4, 3.1, 2.7 Å); часто отмечается примесь гетита (4.18, 2.69, 2.45 Å), пренита (3.48, 3.08, 2.55 Å); редко встречается примесь кальция (3.03, 2.28, 2.09 Å), гематита (2.70, 2.52, 1.70 Å). Небольшая примесь пренита отмечается по данным дифрактометрии в отложениях старопечнинской, перевалокской и верхней части чернокаменной свиты, в том числе, в пробах, имеющих повышенное содержание монтмориллонита. Термические исследования выполнены в идентичных для всех проб условиях: навеска 80–100 мг, скорость нагрева 20 град/мин, температурный интервал 20–1090°C, инертное вещество – оксид алюминия, атмосфера печи – воздух, погрешности: при определении убыли веса ±0.1%, при определении температуры пика на DTA ±3°C. В изученных образцах определено количественное соотношение гидрослюд, мусковита, кварца, хлорита, примеси гетита, состав некоторых из изученных проб проиллюстрирован в табл. 1.

Анализ полученных данных позволяет заключить, что в изученных образцах среди глинистых минералов старопечнинской и перевалокской свит преобладает мусковит политипа 2M₁, а гидрослюда присутствует в подчиненном количестве. Судя по величине потерь веса в области низких темпера-

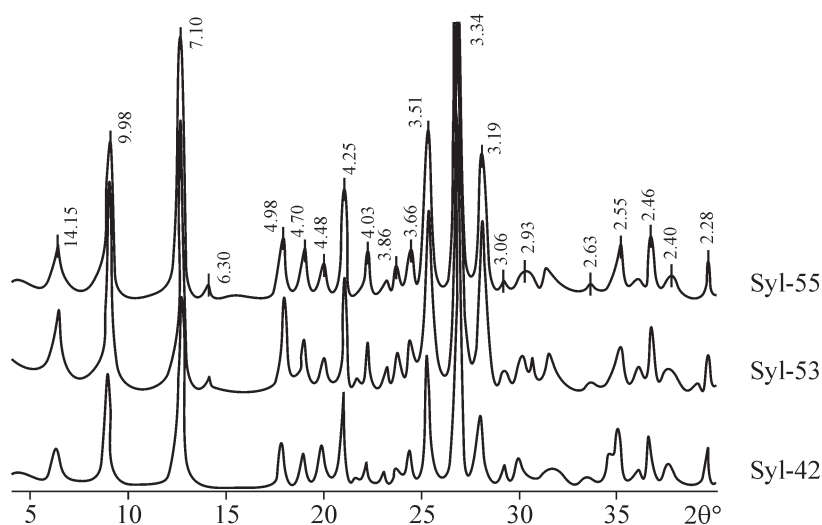


Рис. 1. Дифрактограммы образцов глинистых пород старопечнинской (Syl-42) и перевалокской (Syl-53, Syl-55) свит сылвицкой серии венда.

Таблица 1. Минеральный состав (мас. %) глинистых пород сыльвицкой серии венда по данным рентгенофазового и термического анализов

№ пробы	Свита	разрез	Mi (2M1)	HyMi		Chl	Mmt	Qu	Gt	Fs	Pre	Amf
				%	Потери при 25–230°C							
Syl-42	V ₂ Str	Сыльвица, в 1600 м ниже р. Бобровки	35	5	0.6	15	–	11	2	30 (пл + кпш)	–	–
Syl-55	V ₂ Pr	Сыльвица, в 3 км ниже п. Бутон	45	5	0.5	15	–	9	2	25 (пл + кпш)	–	–
Syl-61	V ₂ Ck	Сыльвица, в 3.5 км ниже п. Бутон	–	30	0.8	15	5	13	2	35 (пл + кпш)	–	–
Us-28	V ₂ Ck	Усьва, ур. Вилуха	–	45	1.5	10	10	7	3	25 (пл + кпш)	–	–
Us-74-6	V ₂ Ck	Усьва, О. Коневый	5	40	2.7	10	20	1	3	21 (пл + кпш)	–	–
Syl-19	V ₂ Ck	Сыльвица, в 4 км ниже п. Бутон	–	35	0.8	15	–	20	–	40 (пл)	–	–
N-Os-1	V ₂ Ck	Чусовая, Н.Ослянка	–	40	0.9	10	5	11	5	24 (пл)	–	5
Sin(-12)	V ₂ Ck	Чусовая, Синий камень	30–35	5–10	1.3	10	10	8	2	30 (пл + кпш)	–	–
Chu-11	V ₂ Ck	–"	–	35	1.6	15	10	8	2	30 (пл + кпш)	–	–
B-6	V ₂ Ck	Сыльвица, в 4 км выше устья	–	30	2.7	5	35	7	7	14 (пл + кпш)	–	–
Us-53	V ₂ Ck	Усьва, Красная гора	–	45	2.0	10	10	5	Gt–Hm 3	27 (пл)	–	–
Us-81-10	V ₂ Ck	Усьва, ск. Мултык	–	45	2.2	10	15	5	3	22 (пл + кпш)	–	–
Us-77-1	V ₂ Ssl	Усьва, 2 км выше ск. Мултык	–	40	1.8	10	10	12	2	25 (пл + кпш)	–	–
Syl-35	V ₂ Ssl	Устье Сыльвицы	–	35	1.1	5	10	22	3	25 (пл + кпш)	–	–

Mi (2M₁) – мусковит, HyMi – гидрослюда, Chl – хлорит, Mmt – монтмориллонит, Qu – кварц, Gt – гетит, Hm – гематит, Fs – полевой шпат (плаггиоклаз и калишпат), Pre – пренит, Ceol – цеолит, Amf амфибол.

тур (20–230°C), количество адсорбционной воды в пробах из этих свит составляет не более 0.4–0.6%, соответственно, доля гидрослюд оценивается до 5%. На дифрактограммах глинистых сланцев из этих свит 10-Å рефлекс характеризуется остротой и высокой интенсивностью (рис. 1). В алевропелитах чернокаменной и усть-сыльвицкой свит преобладает гидрослюда, поэтому потери низкотемпе-

ратурной воды здесь увеличиваются до 0.8–1.7%. Гидрослюда в некоторых пробах находится в ассоциации с тонкочешуйчатым серицитом или мусковитом, что находит отражение в соответствующих эндопиках на 700°C и 900–950°C. Преобладающее присутствие гидрослюд в глинистых породах чернокаменной свиты приводит к уширению 10-Å рефлекса на дифрактограммах (рис. 2). Хло-

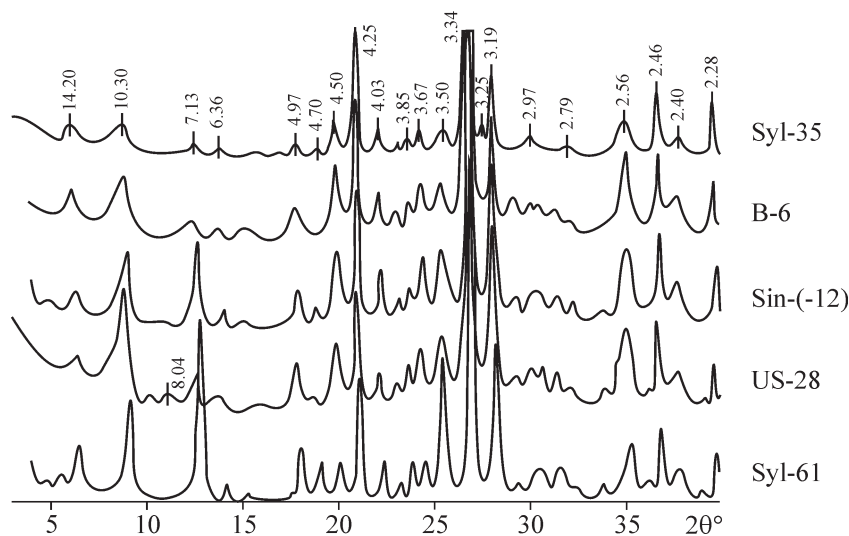


Рис. 2. Дифрактограммы образцов глинистых пород чернокаменной (Syl-61, Us-28, Sin(-12), B-6) и усть-сыльвицкой (Syl-35) свит сыльвицкой серии венда.

рит магнезиально-железистой разновидности во всех свитах сыльвицкой серии присутствует в подчиненном, но устойчивом количестве 10–15%. Повсеместное присутствие в пробах небольшого количества монтмориллонита (кроме старопечнинской свиты) может быть индикатором примеси вулканокластки основного состава в массе терригенного материала. Монтмориллонит характеризуется потерями веса при 25–230°C, как и гидрослюды, с эндоэффектом, связанным с удалением адсорбционной воды. Пробы, содержащие монтмориллонит в количестве 20–35%, имеют повышенные потери веса в этом температурном интервале до 2.2–2.7%. Суммарное количество глинистых минералов (мусковит, гидрослюда, хлорит, монтмориллонит) составляет, как правило, более 50–60%. Из новообразованных минералов нами предполагается пренит. Основные рентгеновские рефлексы пренита совпадают с таковыми для гидрослюды и хлорита, однако, соотношение пиков слоистых алюмосиликатов позволяет для ряда проб сделать предположение о возможности присутствия пренита, поскольку пики 3.48, 3.08, 2.55 на дифрактограммах непропорционально повышаются относительно невысоких базальных 10-ангстремных отражений слюды. Вероятно, присутствие пренита можно связывать с низкотемпературным метаморфизмом, а монтмориллонита – с катагенезом и последующим гипергенезом базитовой пирокластки в составе алевропелитов, тем более, что в отложениях ряда стратиграфических уровней (старопечнинская, перевалокская, нижняя часть чернокаменной свит) нами ранее были обнаружены маломощные прослои вулканических пеплов, обогащенных, как пренитом, так и монтмориллонитом [9, 8].

Наряду с присутствием гидрослюды по разрезу всей сыльвицкой серии, в нижней части разреза присутствует переменное количество мусковита поли типа 2M₁. Он может быть как аутигенным, возникшим в результате термальной трансформации глинистых минералов, так и аллотигенным. Обломочный характер этого типа слюд подтверждается их совместным присутствием в одном разрезе с пробами, не содержащими этот компонент (как, например, на границе перевалокской и чернокаменной свит, или внутри чернокаменной, на границе шурышской и коноваловской подсвит). Кроме того, обломочный характер чешуек мусковита устанавливается при микроскопическом изучении некоторых проб “слюдистых алевролитов” определение по Б.Д. Аблизину [1] и прослоек глинистых сланцев.

Несколько парадоксально выглядит частое присутствие в глинистых породах сыльвицкой серии небольшого (а иногда и значительного, до 35%) количества монтмориллонита, несмотря на то, что породы находятся на стадии преобразования, соответствующей границе глубинного катагенеза – начального метагенеза, где этот минерал должен бы уже

трансформироваться в хлорит-гидрослюдистый агрегат. Возможной причиной может быть пирокластическая природа монтмориллонита, образованного при разложении вулканических пеплов. Согласно исследованиям Д.Д. Котельникова и Н.Н. Зинчука [4, с. 971] “*сметиты (...связанные с раскрытием сталлизацией гиадокластического материала...)* характеризуются меньшей способностью к агрегации” по сравнению со смешаннослойными образованиями, связанными с деградацией триоктаэдрических слюд на ранних стадиях литогенеза. Для последних характерна “структурная память” [12], которая способствует более быстрой “диоктаэдризации” и превращению в иллит и хлорит. Вулканогенный же материал даже на стадии апокатагенеза (граничащего с метагенезом) представлен метали К-бентонитом [5].

Закономерное изменение минерального состава глинистых пород стратотипического разреза сыльвицкой серии позволяет предполагать смену состава питающих провинций, поставляющих тонкодисперсную кластику в бассейн седиментации. Этот вывод возможен, поскольку отложения всех исследуемых свит находятся в примерно одной зоне постдиагенетических преобразований, соответствующих глубинному катагенезу с элементами метагенеза, следовательно, изменения их минерального состава отражают особенности источников сноса. Присутствие небольшого количества пренита, определяемого только дифрактометрическим анализом, является важным индикатором данной зоны литогенеза. Участие вулканомиктового материала и образующегося по нему пренита при сохранении монтмориллонита позволяет определить степень преобразования глинистых пород на уровне начала пренит-пумпеллитовой фазии регионального эпигенеза (в терминах А.Г. Коссовской и В.Д. Шутова, [3]). Эта фазия в классификации А.Г. Коссовской и В.Д. Шутова соответствует стадии раннего метагенеза основных аркозов и граувакк и характеризуется новообразованием альбита, мусковита и кварца, пренит же формируется в результате замещения представителя группы цеолитов – ломонтита. В классификации Н.В. Логвиненко [6] пренит-пумпеллитовая минеральная фазия (ранний метагенез) также сменяет ломонтитовую (поздний катагенез). Для границы катагенеза и метагенеза характерно преобладание в составе глинистого вещества, наряду с цеолитами, гидрослюдисто-хлоритовой ассоциации. Следует отметить, что мусковит поли типа 2M₁ в данной зоне еще отсутствует. По справедливому замечанию О.В. Япаскурта [11], формирование аутигенного мусковита поли типа 2M₁ связано с процессами термальной активизации и появляются в более глубоких зонах метагенеза (по некоторым авторам, – в зоне, соответствующей зеленосланцевому метаморфизму низких ступеней), или в зонах локальной гидротермальной проработки осадочных пород.

Нашими исследованиями минералы группы цеолита в глинистых породах сыльвицкой серии не обнаружены, за исключением небольшой примеси в пробах us-28, (дифракционный рефлекс 8.04 Å) и us-26 (дифракционный рефлекс 7.8 Å), отобранных рядом с прослоем вулканических пеплов (см. рис. 2). В данном случае можно предполагать присутствие небольшой примеси цеолитов типа гейландита, клиноптилолита. Одной из причин отсутствия рефлексов цеолитов на дифрактограммах может быть то, что цеолиты группы ломонтита имеют наиболее значимые рентгеновские рефлексы, как правило, совпадающие с рефлексами слюды, хлорита, плагиоклаза и кварца. Поэтому, определение небольшой примеси цеолитов при наличии значительного количества вышеперечисленных минералов в глинистых отложениях является сложным. К этому следует добавить, что тонкодисперсное или тонкочешуйчатое сложение глинистых сланцев не способствует диагностике аутигенных минералов под микроскопом. Кроме того, необходимо учитывать, что для развития цеолитов требуются специфические условия высокощелочной среды [10], обеспечить которую в условиях литогенеза могут высокие концентрации катионов щелочных и щелочноземельных металлов, свободно мигрирующих в поровом растворе, наиболее распространенными из которых являются калий, натрий, кальций и магний. При недостатке этих элементов широкого развития цеолитов может и не произойти. Поскольку калий в процессе стадийных преобразований поглощается в первую очередь глинистыми минералами, связываясь с кремнекислородными тетраэдрами новообразованных слюдистых минералов, щелочной резерв определяется присутствием катионов магния (частично расходуемого на аутигенез хлорита), натрия и кальция, количество которого зависит от состава вулканокластике [2]. Преобладающий базитовый состав вулканокластике в составе отложений сыльвицкой серии, как следует из исследования песчаников [1], предполагает развитие пренита, как алюмосиликата, содержащего кальций в глинистых породах с камуфлированной пирокластикой. В то же время, в рассматриваемой нами зоне литогенеза, несмотря на появление пренита, еще не произошло заметного развития метаморфических слюд. Слюдистый материал находится в состоянии слабо преобразованных иллитов (гидрослюд поли типа 1M) в ассоциации с магнезиально-железистыми хлоритами.

Таким образом, изучение минерального состава глинистых сланцев сыльвицкой серии показывает, что во время накопления старопечнинской свиты наблюдался значительный привнос в бассейн седиментации обломочного мусковита поли типа 2M₁, та же тенденция сохранялась и во время накопления перевалокской свиты. Однако, с началом накопления глинистых пород чернокаменской свиты ко-

личество обломочного мусковита поли типа 2M₁ достаточно быстро сократилось. При этом постепенно нарастало поступление вулканомиктового материала вверх по разрезу, что подтверждается появлением монтмориллонита в составе глинистых пород. В глинистых сланцах старопечнинской свиты монтмориллонит отсутствует, в перевалокской его примесь появляется в некоторых пробах, в чернокаменской он присутствует постоянно, причем вверх по разрезу количество монтмориллонита увеличивается от 5–10 до 20–35% в некоторых пробах. Указанные изменения минерального состава глинистых пород сыльвицкой серии можно связывать с изменением положения и состава источников сноса обломочного материала. Если в начале цикла преобладали западные источники, среди которых были широко развиты породы кристаллического фундамента, содержавшие значительное количество слюд изверженных и метаморфических пород (обломочного мусковита поли типа 2M₁), то в последующем возникли новые источники, среди которых определяющее значение имели вулканические образования основного и среднего состава. Вероятно, они были расположены на востоке, где в конце венда предполагается образование горной страны с активным вулканизмом (тиманиды). Формирование этого горного сооружения, вероятно, сказалось на развитии вендского осадочного бассейна, который, после этапов зарождения (тиллитовидные конгломераты, сменившиеся глинистыми сланцами морского умеренно глубоководного бассейна в старопечнинское время) и стабилизации (морское мелководье в перевалокское время) испытывал регрессивную направленность развития с образованием осадочной последовательности дельтового типа: от относительно глубоководных дистальных фаций дельтового фронта к циклитам продельты и собственно дельтовым (чернокаменское время) и флювиальным (усть-сыльвицкое время) образованиям [7]. Последовательное обмеление бассейна знаменовало его закрытие в конце венда.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М.* Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 138 с.
2. *Копорулин В.И.* Минералообразование и перераспределение породообразующих элементов при постседиментационных изменениях терригенных компонентов (на примере ряда районов России) // Литосфера. 2006. № 4. С. 95–111.
3. *Коссовская А.Г., Шутлов В.Д.* Проблема эпигенеза // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971 С. 9–34.
4. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Сравнительный анализ эволюции глинистых минералов в условиях гумидного и аридного литогенеза // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 10. С. 965–977.

5. *Котельников Д.Д., Конюхов А.И.* Глинистые минералы осадочных пород. М.: Недра, 1986. 247 с.
6. *Логвиненко Н.В.* Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 94 с.
7. *Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Крупенин М.Т.* Вендский седиментационный бассейн северо-востока и востока Восточно-Европейской платформы: основные черты формирования осадочного выполнения // *Осадочные процессы: седиментогенез, литогенез, рудогенез (эволюция, типизация, диагностика, моделирование)*. Мат-лы 4 Всерос. литолог. совещ. М.: ГЕОС, 2006. С. 129–132.
8. *Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Ронкин Ю.Л. и др.* Пепловые туфы в отложениях сьлицкой серии верхнего венда (Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий, Средний Урал) // *Литосфера*. 2006. № 3. С. 45–70.
9. *Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Гражданкин Д.В. и др.* U-Pb (SHRIMP II) возраст цирконовиз пепловых туфов чернокаменной свиты сьлицкой серии венда (Средний Урал) // *Докл. АН*. 2006. Т. 411. № 3. С. 354–359.
10. *Сендеров Э.Э., Хитаров Н.И.* Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. М.: Наука, 1970. 283 с.
11. *Япаскурт О.В.* Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. М.: ЭСЛАН, 2008. 356 с.
12. *Grim R.E., Bradley W.F.*, Structural implications in diagenesis // *Geol. Rdsch*. 1955. V. 43. P. 469–474.