

DOI: [https://doi.org/10.17353/2070-5379/2\\_2017](https://doi.org/10.17353/2070-5379/2_2017)

УДК 550.42:551.735.1(470.1)

**Рябинкина Н.Н.**

ФАНО Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук (ИГ Коми НЦ УрО РАН), Сыктывкар, Россия, nnyabinkina@gmail.com

**Валяева О.В.**

ФАНО Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук (ИГ Коми НЦ УрО РАН); Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Сыктывкарский государственный университет имени Питирима Сорокина» (ФГБОУ ВО «СГУ им. Питирима Сорокина»), Сыктывкар, Россия, valyaeva@geo.komisc.ru

## **СОСТАВ И ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО АРГИЛЛИТОВ НИЖНЕГО КАРБОНА ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА**

*Основу терригенных разрезов нижнего карбона Печорского бассейна составляют песчано-алевро-глинистые породы, преобразованные до различных стадий катагенеза. Изучение разрезов по обнажениям рек Приполярного и Северного Урала, а также керн скважин, вскрывших отложения в пределах севера Предуралья, выявило сходство и различия как в минеральном составе аргиллитов, так и в связанном с ними органическом веществе, что очень важно для перспективной оценки нефтегазопоисковых работ на территории Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции.*

***Ключевые слова:** терригенные отложения, аргиллиты, органическое вещество, постседиментационные изменения, нефтегазоносные породы, Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция.*

### **Введение**

Тип и количество органического вещества (ОВ) в породах, образование и размещение скоплений углеводородов (УВ) в значительной степени зависят от условий формирования осадочной толщи. Детальный геохимический анализ ОВ из аргиллитов турнейско-визейского терригенного нефтегазоносного комплекса может дать ответ на вопрос о перспективной оценке нефтегазопоисковых работ на территории Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Терригенный нижнекаменноугольный комплекс Печорского седиментационного бассейна (СБ) входит в состав среднедевонско-триасового структурного этажа. Региональные движения на границе девонского и каменноугольного периодов, а затем и в конце турнейского – начале визейского веков вызвали осушение значительной территории бассейна. На протяжении длительного отрезка времени (с позднего силура) Большеземельский палеосвод (ныне Хорейверская впадина) и восточный склон Тиманского кряжа характеризовались приподнятым положением. Сероцветная песчано-глинистая формация (фалаховая по А.И. Елисееву) ранневизейского возраста на большей части территории бассейна отличается незначительными (20-200 м) мощностями [Елисеев, 1978].

Однако, на востоке бассейна, в пределах впадин палеопрогиба, где она представлена толщей переслаивания кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов с подчиненными прослоями сидеритовых конкреций и детритовых известняков, её мощность достигает почти 500 м. В платформенных фациях терригенная толща угленосна, а в бассейновых (шельфовых) – сидеритоносна. Степень преобразования пород нижнего карбона изменяется от протокатагенеза (ПК<sub>2-3</sub>) до средних стадий метакатагенеза (МК<sub>2</sub>), увеличиваясь с запада на восток в сторону Палео-Урала. Современное положение Приполярного и Северного Урала в раннем карбоне соответствовало шельфовой и прибрежной зонам северных приэкваториальных областей палеоконтинента. К началу визейского века на большей части Европейской платформы отмечается осушение территории, мощные вулканические извержения в Пермском Прикамье и на Пай-Хое [Вулканизм переходного этапа..., 2008].

Нижнекаменноугольные аргиллиты являются нефтегазоматеринскими породами (НГМП) для разновозрастных песчаных коллекторов, поэтому от типа ОВ, заключенного в них, будет зависеть и тип УВ, формирующих залежи.

#### **Фактический материал**

В основу работы были положены многолетние исследования минерального состава обломочных пород нижнекаменноугольного терригенного комплекса, их цемента, минерального состава глинистых пород и состава ОВ, заключенного в них, по разрезам скважин севера Предуральского краевого прогиба и по обнажениям рек Приполярного и Северного Урала (рр. Кожим, Подчерем, Кыртаель, Варканьель, Верхняя Сочь) (рис. 1).

В пределах Предуральского краевого прогиба в турнейско-ранневизейское время по данным лито-фациального анализа выделяется зона с развитием морской аккумулятивной равнины с остаточными впадинами на шельфе, к которым могут быть отнесены Кожимская, Восточно-Вуктыльская, Мишпарминская, Верхнесочьинская (скв. 1-Восточно-Вуктыльская, скв. 1, 2-Мишпарминская, скв. 1-Верхняя Сочь) палеовпадины, существовавшие как продолжение Камско-Кинельской системы прогибов вдоль восточного склона Европейской платформы. В них разрезы более мощные (до 500 м) и представлены тонким переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, причем нижние части разрезов более глинистые, тонкослоистые. К большому сожалению в них сложно было выделить палинокомплексы, датировка в лучшем случае была возможна лишь для верхней части разреза. Терригенные отложения датируются бобриковско-радаевским возрастом, а нижележащие терригенно-карбонатные части разрезов – как косьвинские. Подстилаются терригенные разрезы известняками кизеловского возраста.



Рис. 1. Схема расположения разрезов

В минеральной ассоциации терригенного комплекса преобладает кварц (75-90%). Для описания вещественного состава кремневых, глинистых и песчаных пород рассчитан гидролизатный модуль (ГМ), который представляет собой соотношение между гидролизатами и кремнеземом:  $ГМ = (TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$ . По значениям ГМ выделяются три главных типа терригенных осадочных пород, составляющих большую часть стратисферы [Юдович, 2001]:

ГМ < 0,30	Силиты (кремневые и кварцевые породы)
ГМ от 0,30 до 0,55	Сиаллиты и сиферлиты (алевроглинистые породы)
ГМ > 0,55	Гидролизаты

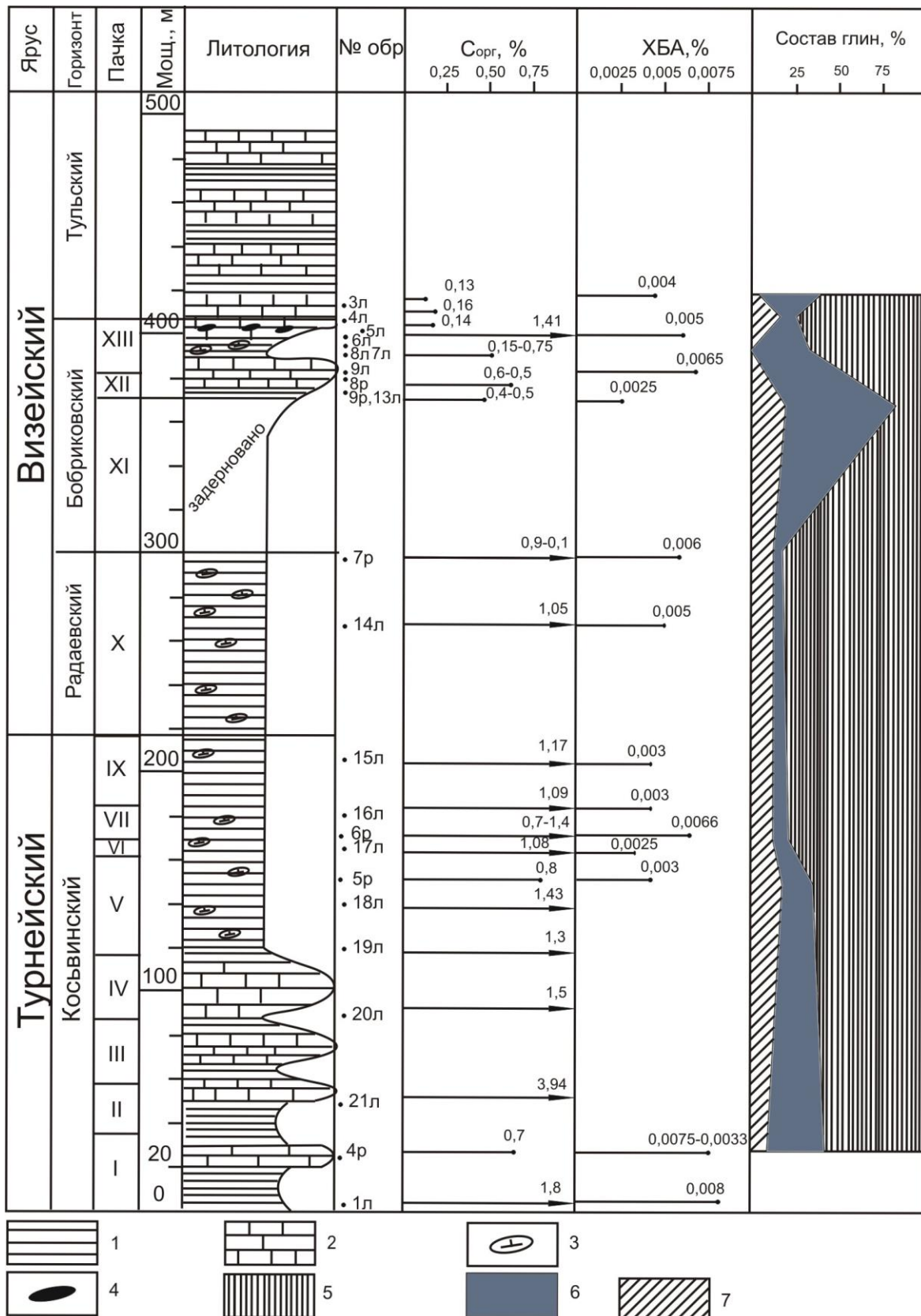
По химическому составу нижнекаменноугольные породы более или менее однообразны, большая часть песчаных и песчано-алевритовых пород отнесена к силитам, где ГМ изменяется от 0,15 до 0,3, а содержание кремнезема увеличивается от 75 до 98%.

В тяжелых фракциях протолочных проб из терригенных пород визейского яруса нижнего карбона присутствует устойчивая ассоциация минералов: гематит, ильменит, лейкоксен, рутил, пирит, циркон, турмалин, амфибол, эпидот, апатит и барит. Присутствие амфибола, эпидота, хромита и ильменита указывает на то, что одним из источников поступления терригенного материала являлись магматические породы основного состава. Определено наличие единичных зерен граната в пробах по рекам Северного Урала (рр. Кыртаэль, Верхняя Сочь) и на Вуктыльской площади, источником которого могли быть метаморфические породы.

Глинистые минералы аргиллитов и цемента песчаников и алевролитов платформенных разрезов представлены преимущественно иллитом и каолинитом [Рябинкина, 2006]. Изучение разрезов нижневизейского комплекса, фрагментарно обнажающихся на востоке Печорского бассейна (восточных) по рекам Приполярного и Северного Урала (рр. Кожим, Подчерем, Кыртаэль, Варканьель, Верхняя Сочь), выявило в глинистой фракции пород наличие пиррофиллита и хлорита, что не характерно для (западных) платформенных терригенных разрезов. Однако, это имеет важное значение для реконструкции условий формирования изучаемой толщи.

**Разрез на р. Кожим** (Приполярный Урал) достаточно детально изучен и является стратотипическим для данной территории ([Чермных, 1976; Рябинкина, 2006] и др.).

Верхнетурнейские отложения характеризуются ритмичным чередованием известково-кремнистых аргиллитов, окремненных известняков (иногда содержат лито- и биокласты), спиккулитов и радиоляритов (рис. 2). Среди органических остатков распространены брахиоподы, остракоды, конодонты, немного фораминифер, радиолярии и спикулы губок. На границе нижнего и верхнего турне и выше до конца обнажения преобладают известковые сланцы, переслаивающиеся с кремнями, заключающие аналогичную фауну. Самые верхние слои турне представлены тонкослоистыми черными сланцами (или известковистыми аргиллитами), содержащими прослой глинистых и кремнистых известняков и кремней. Выше они согласно наращивают разрез турнейских отложений и были выделены в кожимский надгоризонт, мощность которого в стратотипе – 419,1 м. Нижняя часть разреза представлена аргиллитово-кремнистыми отложениями косьвинского горизонта верхнего турне (пачка I-VIII), а верхняя – аргиллито-карбонатными отложениями радаевского (пачка IX-X) и бобриковского (XI-XIII пачки) горизонтов нижнего визе. Разрез, в качестве стратотипического яруса, был предложен В.А. Чермных [Чермных, 1976].



**Рис. 2.** Разрез терригенных нижнекаменноугольных отложений по р. Кожим

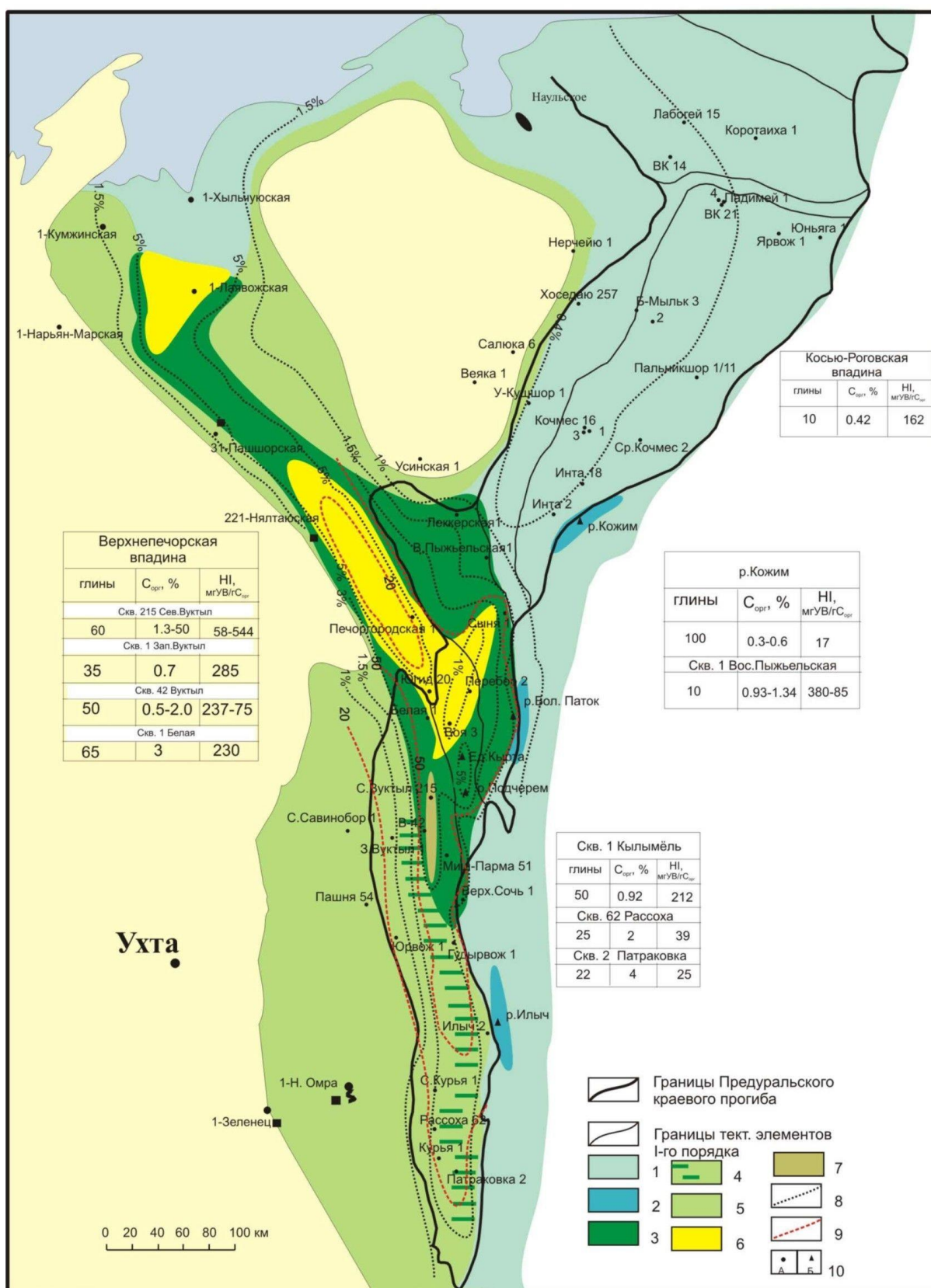
1-2 - породы: 1 - аргиллиты, 2 - известняки, 3 - конкреции сидерита, 4 - кремнистые стяжения, 5-7 - минеральный состав глин: 5 - каолинит, 6 - иллит, 7 - хлорит.

По многочисленным данным геохимических анализов содержание органического углерода (C<sub>орг</sub>, %) в терригенно-карбонатном разрезе верхнего девона – нижнего карбона

р. Кожим встречаются бедные ( $C_{\text{орг}} < 0,5\%$ ), средние ( $C_{\text{орг}} = 0,5-1\%$ ), богатые ( $C_{\text{орг}} = 1-3\%$ ) и очень богатые ( $C_{\text{орг}} > 3\%$ ) НГМП. Отложения верхнего девона характеризуются очень высоким нефтегазоматеринским потенциалом. Содержание  $C_{\text{орг}} > 3\%$  встречается в отдельных пачках углисто-кремнистых аргиллитов фамена, сформировавшихся в депрессионных фациях. Аномально высокие концентрации  $C_{\text{орг}}$  (12-17%) выявлены непосредственно в зоне контакта девона и карбона в черных углеродистых аргиллитах, мощность которых не превышает 0,5 м. Кремнисто-карбонатные отложения, также, как и кремнисто-углеродистые аргиллиты, имеют средние значения  $C_{\text{орг}}$ , не превышающие, как правило, 1% и лишь единичные прослои аргиллитов содержат до 1,4%. Преимущественно карбонатные отложения позднего визе характеризуются низким содержанием органического углерода (не более 0,2%) и могут быть отнесены только к бедным НГМП, характерным для всех мелководно-морских отложений. Южнее Кожимского района выделяется система валлообразных островных сооружений, изредка заливаемых морем, отделяющих палеовпадины. Мощность (турнейско-нижневизейских?) отложений, выполняющих впадины, составляет 480-550 м (скв. 1-Восточный Вуктыл, скв. 1, 2-Мишпарма, скв. 1-Верхняя Сочь) [Рябинкина, 2006], содержание  $C_{\text{орг}}$  в породах колеблется от 0,3% в известняках и до 3% в аргиллитах. Значения водородного индекса (НИ, мг УВ/г  $C_{\text{орг}}$ ) в современных породах составляют 70-250, что в пересчете на исходные данные будет соответственно 280-550 мгУВ/г $C_{\text{орг}}$  (рис. 3). По данным газовой хроматографии (ГХ) в битумоидах из пород толщи заполнения палеовпадин доминируют компоненты, характеризующие водорослевый (II) тип ОВ, что весьма благоприятно для продуцирования жидких УВ [Рябинкина, Валяева, Рябинкин, 2013].

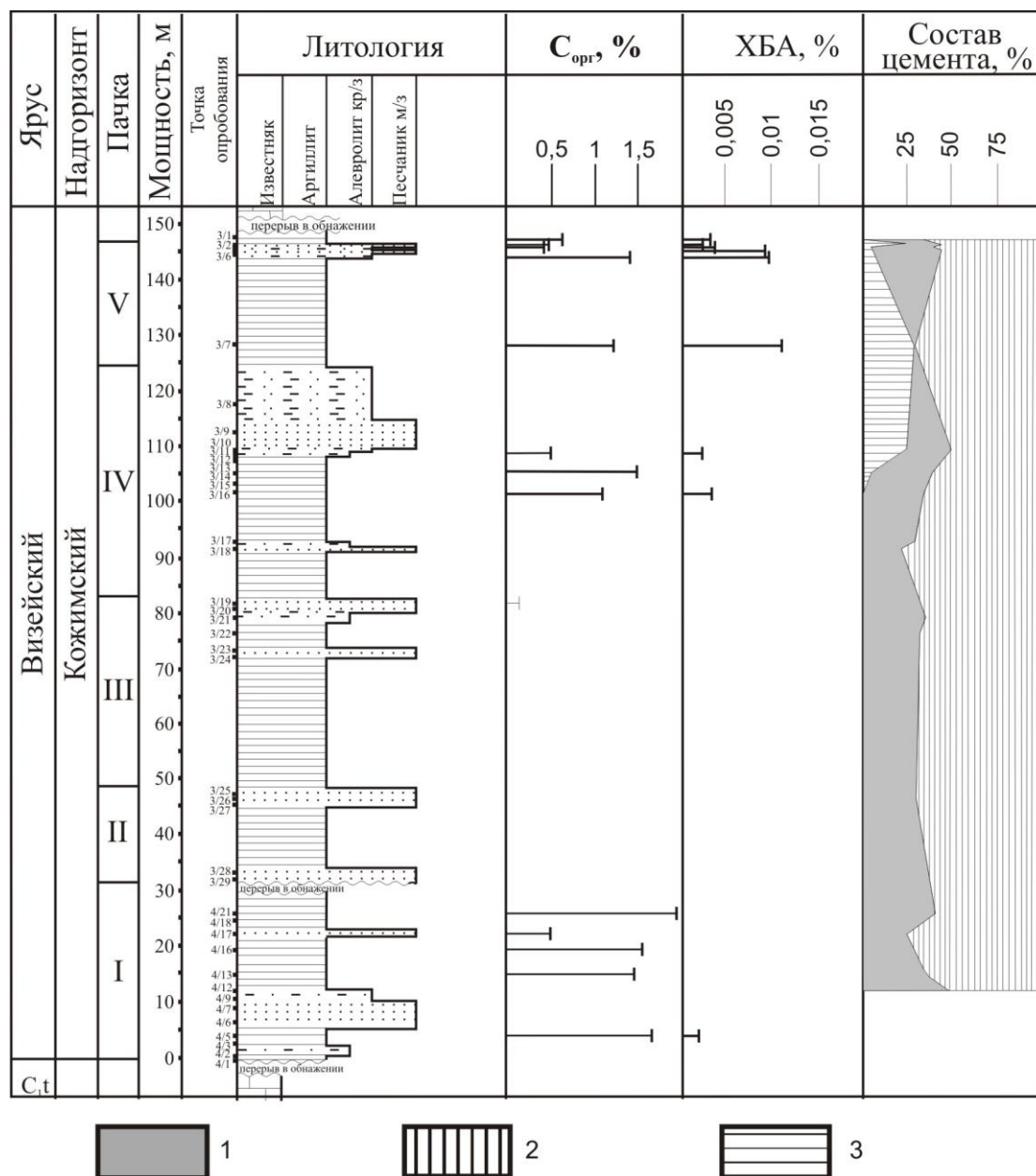
Терригенные отложения нижнего карбона по **р. Подчерем** (Северный Урал) представлены нижневизейской терригенной толщей и изучены в нескольких обнажениях от устья р. Большой Емель до р. Печоры. В самых восточных разрезах (в районе устья р. Малый Коджыдъель) в глинистой фракции пород были обнаружены хлорит и пирофиллит. Отложения подстилаются известняками кизеловского возраста, контакт с которыми не обнажен (рис. 4). Разрез построен из циклически повторяемых 5 пачек (мощностью от 15 до 40 м). В основании каждой пачки обычно залегает мощный песчано-алевролитовый пласт. Отмечается увеличение размерности обломочной фракции к центру пласта: от аргиллитов предыдущей пачки через алевролиты к песчанику и утонение вверх по разрезу до аргиллитов [Рябинкина, Симакова, 2009].





**Рис. 3. Литофациальная схема нижневизейских отложений** (составила Н.Н. Рябинкина)

1-7 - литофациальные зоны: 1 - карбонатные фации мелководного шельфа, 2 - толщи заполнения впадин, 3 - приливно-отливная равнина с угленакоплением; 4-5 - низменная прибрежно-морская равнина: 4 - с лагунными и 5 - болотными фациями; 6 - аллювиально-дельтовая равнина, 7 - баровые острова; 8-9 - линии равных значений: 8 - C<sub>орг</sub>, %, 9 - глины в разрезе, в м; 10 - обозначения: А - скважин, В - обнажений.

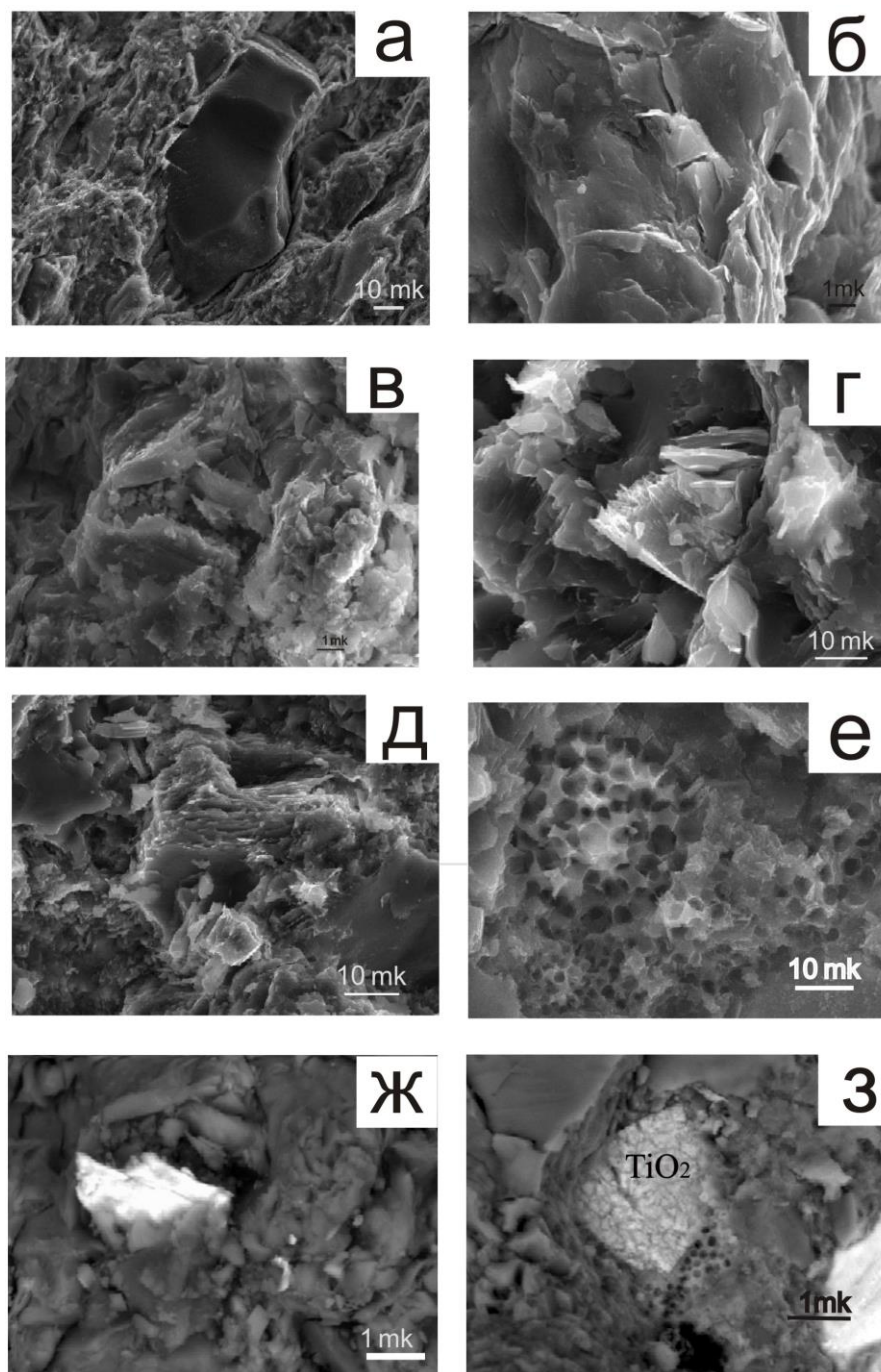


**Рис. 4. Разрез терригенных нижнекаменноугольных отложений по р. Подчерем (устье р. Малый Коджыдзель)**

1 – 3 - глинистые минералы цемента: 1 – иллит, 2 – каолинит, 3 – хлорит.

Основная масса аргиллитов по данным рентгеноструктурного анализа глин представлена каолинитом (50-80%), иллитом (15-29%) и аутигенным хлоритом (5-21%). Вверх по разрезу содержание хлорита и пиррофиллита в породах увеличивается. Глинистую фракцию обогащает ОБ, а также заполняет трещинки в породе. Содержание  $C_{орг}$  на породе составляет до 1,7%. В отдельных прослоях отмечается не только углефицированное ОБ, но и битумное (рис. 5а). В порах, выполненных по стенкам каолинитом, развит и мелкочашуйчатый пиррофиллит (рис. 5б). Мощность всего терригенного разреза в данном обнажении - около 200-250 м.





**Рис. 5. Фотографии минералов в аргиллитах  $C_{1v1}$  (электронный микроскоп)**

*а – битум (обр. РИ-7), б – пиррофиллит (обр. 3/16), в – ярозит в пиррофиллите (обр.3-16), г-е – каолинит (обр. 3/3; РИ-7), ж – самородное железо (обр. 3-16), з – титанит (обр. РИ-1).*

В нижнекаменноугольных аргиллитах по **рр. Кыртаёль и Верхняя Сочь** (Северный Урал) также отмечается явное преобладание каолинита (до 75%) по всему разрезу. Вся терригенная толща отложений обогащена гидролизатными продуктами, что свидетельствует о преобладании континентального сноса, вероятно, вследствие размыва кор выветривания на платформе.

### Характеристика глинистых минералов

Изучение глинистых минералов проводилось методом рентгеноструктурной дифрактометрии (аналитик Ю.С. Симакова). Состав глинистой фракции цемента обломочных пород и аргиллитов всего турнейско-визейского терригенного комплекса характеризуется преобладанием каолинита (75-90%) над иллитом и хлоритом, а также присутствием в восточных разрезах смешанослойных минералов и пиррофиллита. Практически по всему разрезу нижневизейских отложений в устье р. Малый Коджыдъель отмечаются остатки измененной пирокластики – хлорит и смектит. Рефлексы этих минералов на дифрактограммах малоинтенсивны, уширены и сопровождаются диффузными отражениями смешанослойных фаз, что указывает на деградацию исходного материала. Смешанослойные минералы не упорядочены и содержат разбухающие слои. Отражения слюдистой фазы (мусковита) на дифрактограммах асимметричны или имеют «плечо» со стороны малых углов, которое исчезает либо уменьшается после насыщения образца глицерином. Это значит, что, несмотря на свою устойчивость, мусковит также подвергся деградации [Рябинкина, Симакова, 2009].

Кроме основных глинистых минералов (каолинита, иллита) в верхней части описанного разреза по р. Подчерем диагностируются и смешанослойные минералы, в том числе иллит/пиррофиллит и хлорит/пиррофиллит, ниже они практически исчезают также, как и полевые шпаты. Наличие подобных переходных смешанослойных образований может указывать на то, что хлорит, иллит и другие силикаты могли быть прекурсорами (строительным материалом) для каолинита и пиррофиллита. Максимальное количество пиррофиллита приурочено к обломочным породам – кварцевым песчаникам в основании циклов. Следует отметить тесную взаимозависимость содержания кварца, каолинита и пиррофиллита. В отдельных образцах (обр. 3/16 алевролит) присутствует охристо-желтый ярозит  $KFe_3[SO_4]_2(OH)_6$ , гипергенный минерал, образовавшийся при разрушении Fe-содержащих фаз (рис. 5в), но может также встречаться и среди продуктов грязевого вулканизма.

В разрезах нижневизейских пород, не содержащих пиррофиллит (р. Кожим, Приполярный Урал), исходные минеральные фазы глинистой фракции обогащены Sr, Ba, Ti [Геохимия опорных разрезов..., 1979]. Исходными слоистыми силикатами здесь являются в значительной степени измененные хлорит и иллит, присутствующие в относительно небольшом количестве. По ним, в свою очередь, образовались разнообразные неупорядоченные смешанослойные фазы с разбухающими слоями. Дальнейшая переработка глинистых минералов возможно и привела к образованию в них небольшого количества аутигенного каолинита (рис. 5г-е).

По данным электронной микроскопии глинистые минералы характеризуются различными микроструктурами, свидетельствующими о степени измененности минерала. Отмечается даже присутствие самородного железа и пленок оксида титана (рис. 5ж, з).

### **Состав и геохимическая характеристика органического вещества**

Тип и количество ОВ сильно зависят от условий осадконакопления и дальнейшего преобразования пород. Как отмечалось выше, в терригенных разрезах нижнего карбона ОВ сосредоточено в аргиллитах и глинистых алевролитах, а содержание органического углерода ( $C_{орг}$ , %) и остаточного хлороформенного битумоида (ХБА, %) в породе является одной из главных характеристик в органической геохимии (табл. 1). Так, низкие значения (менее 2-3) коэффициента битуминозности  $\beta^{XB}$  ( $ХБА/C_{орг}$ ) изученных пород свидетельствуют о том, что почти все битумоиды носят остаточный характер.

Для определения типа исходного ОВ, условий его накопления и степени преобразованности в геохимии широко используются биомаркеры. К биомаркерам (или биологическим меткам, реликтовым структурам, хемофоссилиям) относятся, в частности, n-алканы и изопреноиды. Нормальные алканы – это одни из стабильных биогенных органических соединений. Они либо наследуются ОВ от исходной биомассы, либо являются продуктами преобразования липидного материала – жирных кислот, эфиров и др. Изопреноиды – изомерные алканы симметричного строения, унаследованные ОВ от живых организмов, являются индикаторами палеогеографических условий СБ.

Распределение n-алканов в углеводородной фракции битумоидов изученных образцов из разреза по р. Кожим в целом достаточно схожи между собой: наблюдается одномодальное распределение n-алканов с преобладание в диапазоне n-C<sub>14</sub>–n-C<sub>18</sub>. Так, относительная концентрация низкомолекулярных алканов состава n-C<sub>13</sub>–n-C<sub>18</sub> изменяется от 43,94 до 70,91% (табл. 2). Высокомолекулярные алканы состава n-C<sub>25</sub>–n-C<sub>30</sub> практически отсутствуют (рис. 6а), за исключением образцов 9р и 20л, в которых их концентрация составляет 5,65% и 4,31% соответственно. Максимум распределения приходится на n-C<sub>16</sub> или n-C<sub>15</sub>, n-C<sub>17</sub>. Ряд исследователей считает, что каждый фашиально-генетический тип ОВ характеризуется специфическим распределением n-алканов. В сапропелевом ОВ максимум содержания n-алканов сдвинут в низкомолекулярную область (n-C<sub>15,17,19</sub>).

Таблица 1

## Геохимическая характеристика пород нижнекаменноугольного комплекса

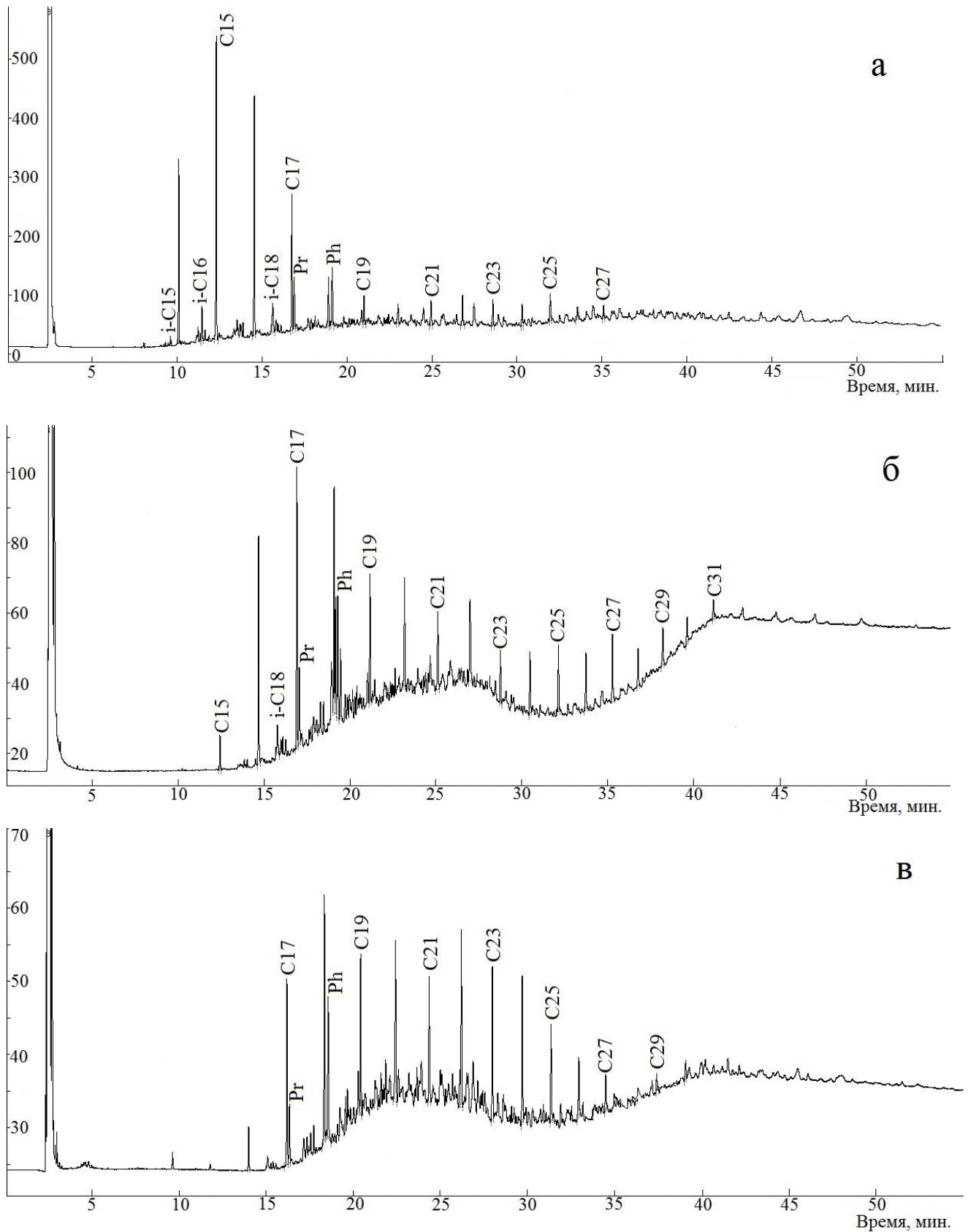
Площадь, река	Номер образца	Литология	C <sub>орг</sub> , %	ХБА, %	β <sup>ХБ</sup>
Кожим	3л	известняк	0,13	0,004	3,08
Кожим	6л	аргиллит	1,41	0,005	0,35
Кожим	7л	известняк	0,15	0,003	0
Кожим	8л	гл. известняк	0,75	0,0042	0,56
Кожим	9л	гл. известняк	0,47	0,0065	1,38
Кожим	11л	аргиллит	0,62		0
Кожим	14л	аргиллит	1,05	0,0049	0,47
Кожим	15л	аргиллит	1,17	0,003	0,26
Кожим	16л	аргиллит	1,09	0,003	0,28
Кожим	17л	аргиллит	1,09	0,003	0,28
Кожим	18л	аргиллит	1,43	0,0046	0,32
Кожим	19л	аргиллит	1,31	0,0015-0,002	0,04-0,15
Кожим	20л	аргиллит	1,51	0,014-0,048	0,9-3,170
Кожим	21л	аргиллит	3,94	0,006-0,004	0,15
Кожим	3р	угл. аргиллит	6,03	0,0086	0,14
Кожим	5р	аргиллит	0,78	0,003	0,38
Кожим	6р	аргиллит	0,75	0,0066	0,88
Кожим	7р	аргиллит	0,85	0,0059	0,69
Кожим	8р	песчан. известк.	0,26		0
Кожим	9р	гл. известняк	0,39	0,0025	0,64
Кожим	7/2	аргиллит	0,96		
Кожим	8р	гл. известняк	0,61		
Кожим	11р	песчан. известк	0,27		
В. Сочь	РИ-3	аргиллит	1,19		
В. Сочь	РИ-4	аргиллит	1,21	0,019	1,57
В. Сочь	РИ-5	аргиллит алевритовый	1,31	0,011	0,84
В. Сочь	РИ-6	аргиллит алевритовый	1,38	0,016	1,16
В. Сочь	РИ-7	аргиллит алевритовый	1,31		
В. Сочь	РИ-8	аргиллит алевритовый	1,3	0,022	1,69
В. Сочь	РИ-9	аргиллит алевритовый	1,28	0,009	0,7
В. Сочь	РИ-10	аргиллит алевритовый	1,41	0,013	0,92
В. Сочь	РИ-14	алевролит глинистый	0,88		
В. Сочь	РИ-15	алевролит глинистый	1,02		
В. Сочь	РИ-16	аргиллит алевритовый	1,6		
Кыртаэль	3	алевролит кр/з	0,55	0,0075	1,36
Кыртаэль	8	алевролит кр/з	0,6		
Кыртаэль	9	алевролит кр/з	0,7		
Кыртаэль	10	алевролит кр/з	0,71	0,012	1,7
Подчерем	4/1	аргиллит		0,002	
Подчерем	4/5	аргиллит	1,65		
Подчерем	4/13	аргиллит	1,48		
Подчерем	4/16	аргиллит	1,55		
Подчерем	4/21	аргиллит	1,5		
Подчерем	3/16	аргиллит	0,96	0,0035	0,36
Подчерем	3/10	алевролит кр/з	0,48	0,002	0,42
Подчерем	3/7	аргиллит	1,08	0,011	1,02
Подчерем	3/6	алевролит кр/з	1,22	0,0055	0,45
Подчерем	3/4	песчаник м/з	0,44	0,009	2,05
Подчерем	3/2	песчаник м/з	0,36	0,002	0,56
Подчерем	3/1	аргиллит	0,6	0,003	0,5

Таблица 2

## Геохимическая характеристика битумоидов из аргиллитов нижнего карбона (по данным газовой хроматографии)

Образец	C <sub>13</sub> -C <sub>18</sub>	C <sub>19</sub> -C <sub>24</sub>	> C <sub>25</sub>	Изоалканы	K <sub>c</sub> C <sub>16</sub>	K <sub>нч</sub> C <sub>17</sub>	K <sub>нч</sub> C <sub>29</sub>	Pr/Ph	Pr/нC <sub>17</sub>	Ph/нC <sub>18</sub>	Ki
р. Кожим											
3л	70,91	13,82	0	15,27	1,70	1,20	-	1,06	0,25	0,57	0,35
9р	43,94	32,53	5,65	17,89	1,00	1,58	-	0,74	0,33	0,58	0,44
7р	64,83	13,80	0,00	21,33	1,44	1,16	-	1,04	0,39	0,67	0,49
6р	66,34	11,26	0,00	22,40	1,43	1,10	-	1,02	0,43	0,78	0,55
5р	54,55	24,22	0,68	20,56	1,16	1,47	-	0,71	0,31	0,55	0,41
20л	66,32	13,04	4,31	16,33	1,10	0,94		0,82	0,43	1,47	0,71
р. Верхняя Сочь											
РИ-14	39,94	31,23	8,17	20,67	1,77	0,86	-	0,57	0,63	1,23	0,93
РИ-8	36,60	26,68	22,04	14,69	1,88	1,03	1,33	0,72	0,43	0,95	0,62
РИ-6	46,12	27,12	11,01	15,74	1,73	1,13	1,94	0,74	0,38	0,83	0,55
РИ-4	39,64	37,88	10,92	11,55	1,62	1,12	1,62	0,81	0,32	0,49	0,40
РИ-2	37,92	30,39	18,25	13,44	1,41	1,27	1,28	0,61	0,31	0,64	0,46
р. Подчерем											
3/10	16,09	51,24	22,87	9,80	0	0,93	0,96	0,30	0,44	0,69	0,61
3/15	30,02	48,67	7,27	14,04	0,35	1,33	0	0,50	0,37	0,55	0,47
3/19	23,13	50,01	14,8	11,99	0,46	1,27	0,51	0,38	0,37	0,72	0,57
4/6	29,57	43,03	15,96	11,42	0,29	1,30	0,47	0,41	0,28	0,5	0,41





**Рис. 6. Хроматограммы насыщенных фракций битумоидов, выделенных из аргиллитов**  
*а – р. Кожим (обр. 20л), б – р. Верхняя Сочь (обр. РИ-2), в – р. Подчерем (обр. 3/15).*

Для определения генетической природы ОБ предложено использовать разнообразные соотношения высоко- и низкомолекулярных *n*-алканов. Так, коэффициент нечетности  $K_{нчC_{17}}$ , рассчитанный по формуле  $K_{нчC_{17}} = 2 \cdot n-C_{17} / (C_{16} + C_{18})$ , составляет 0,94–1,57. Преобладание нечетных гомологов в низкомолекулярной области ( $K_{нчC_{17}} > 1$ ) указывает на заметный вклад фитопланктона в состав исходной органической биомассы [Хант, 1982; Tissot, Welte, 1984]. На участие микробиального материала в составе исходного ОБ указывают значения коэффициента четности  $K_{чC_{16}}$  ( $K_{чC_{16}} = 2 \cdot n-C_{16} / (C_{15} + C_{17})$ ), составляющие 1,0–1,7.

Содержание изопреноидных алканов, среди которых удалось идентифицировать *i*-C<sub>15</sub>, *i*-C<sub>16</sub>, *i*-C<sub>18</sub>, Pr и Ph, достигает 22,4%.

Изопреноиды, унаследованные ОБ от живых организмов, являются индикаторами палеогеографических условий СБ. Наиболее часто для этих целей используют отношение пристана (*i*-C<sub>19</sub>) к фитану (*i*-C<sub>20</sub>). Для исследованных образцов пород значения отношения Pr/Ph изменяется 0,71 до 1,06, что может указывать на то, что накопление исходного ОБ протекало в обстановках от восстановительной до слабо окислительной. Содержание изопреноидов по сравнению с *n*-алканами незначительно: отношение (Pr+Ph)/(*n*-C<sub>17</sub>+*n*-C<sub>18</sub>) (*K<sub>i</sub>*) составляет 0,35–0,71%. Отношения Pr/*n*-C<sub>17</sub> и Ph/C<sub>18</sub> имеют низкие значения.

В целом можно отметить, что ОБ толщ заполнения имеет водорослево-микробиальный состав, снизу вверх по разрезу происходило изменение условий осадконакопления исходного ОБ (ОБ с большей долей микробиальной составляющей накапливалось в слабо окислительных условиях: обр, бр, 7р, 3л) (см. рис. 2).

Для алифатической фракции битумоидов, выделенной из образцов пород разреза по р. Верхняя Сочь, наблюдается несколько другая картина распределения *n*-алканов. Содержание низкомолекулярных алканов состава *n*-C<sub>14</sub>–C<sub>18</sub> варьирует от 37,92 до 46,12%, среднемолекулярных алканов *n*-C<sub>19</sub>–C<sub>24</sub> – от 26,68 до 37,88% и высокомолекулярных алканов нормального строения состава C<sub>25</sub>–C<sub>30</sub> составляет 8,71–22,04%. Здесь отмечается ярко выраженное бимодальное распределение *n*-алканов с максимума при *n*-C<sub>16,17</sub> и *n*-C<sub>22</sub> (рис. 6б). По мнению Ханта, небольшие максимумы распределения на четных – *n*-C<sub>22, 24</sub> связаны с сульфатно-карбонатным осадконакоплением в мелководных прибрежно-морских условиях [Хант, 1982]. На привнос гумусовой составляющей указывают значения коэффициента нечетности высокомолекулярных *n*-алканов ( $2C_{29} / (C_{28} + C_{30})$ ) – 1,28–1,94. Коэффициент нечетности  $K_{нчC_{17}}$  составляет 0,86–1,27, а значения коэффициента четности  $K_{чC_{16}}$  изменяются от 1,41 до 1,88. На долю изоалканов (*i*-C<sub>18</sub>, Pr, Ph) приходится от 11,55 до 20,67%. Значения коэффициента *K<sub>i</sub>* для данных образцов варьирует от 0,40 до 0,93. Во всех изученных образцах фитан преобладает над пристаном (Pr/Ph – 0,57–0,81), что указывает на восстановительные условия осадконакопления.

В углеводородной фракции битумоидов, выделенных из образцов р. Подчерем, на долю низкомолекулярных алканов состава  $n-C_{14}-n-C_{18}$  приходится от 16,09 до 30,02%, высокомолекулярных алканов нормального строения состава  $C_{25}-C_{30}$  – 7,27–22,87%. Концентрации среднемолекулярных алканов состава  $n-C_{19}-n-C_{24}$  высокие – от 43,03 до 51,24%. Для образцов отмечается три максимума распределения  $n$ -алканов: при  $n-C_{18}$ ,  $n-C_{20}$  и  $n-C_{22}$ . Коэффициент нечетности по высокомолекулярным алканам имеет невысокие значения (0,47-0,96). В отличие от образцов рр. Кожим и Верхняя Сочь для данных образцов отмечаются низкие значения  $K_4C_{16}$  – 0,29–0,46.

Седиментация исходного ОВ протекала в восстановительных условиях ( $Pr/Ph$  – 0,3–0,5) мелководно-морских обстановок. Для данных пород не характерно преобладание изоалканов над  $n$ -алканами ( $K_i$  составляет 0,41–0,61), их содержание в углеводородной фракции битумоида доходит до 14,04%.

Таким образом, можно констатировать, что исходное ОВ пород имеет несколько разный состав: в первом случае (р. Кожим) – водорослево-микробный, а во-втором – (рр. Верхняя Сочь, Подчерем) наблюдается еще и привнос гумусового материала. Накопление исходного ОВ протекало в основном в восстановительных условиях.

### Обсуждение результатов

Минеральный состав аргиллитов и глинистого цемента песчаников нижневизейского комплекса на территории практически всего северо-востока Европейской платформы [Рябинкина, 2006] одинаков и состоит преимущественно из иллита и каолинита, отличаются лишь их процентные соотношения, в зависимости от палеогеоморфологических условий формирования. В восточных разрезах Предуралья Краевого прогиба, по рр. Кожим, Подчерем, Верхняя Сочь в минералогической ассоциации глин появляются пиррофиллит и хлорит, достигающий до 30% глинистой массы. Этот факт может быть объяснен появлением нового источника вулканического материала: образованию хлорита и пиррофиллита мог способствовать размыв древних долеритовых интрузий, развитых поблизости, либо проявление разновозрастного вулканизма, так и метаморфическим преобразованием пород. Как отмечалось ранее [Рябинкина, Симакова, 2009], согласно многочисленным исследованиям пиррофиллит является относительно высокотемпературным минералом. Образуется он в вулканогенно-осадочных толщах, как правило, под действием гидротермальных флюидов, связанных с близко расположенными интрузиями, либо при преобразовании пород на уровне поздний диагенез-катагенез. В складчатой зоне Западного Урала, вблизи с рассматриваемыми разрезами по р. Подчерем, девонские и силурийские отложения прорваны дайками диабазов и долеритов, в том числе и позднедевонско-раннекаменноугольного возраста ( $328 \pm 15$  млн. лет), то есть не исключено попадание в

осадок сингенетичного вулканогенного материала. Более древние интрузии находятся восточнее изучаемых разрезов, если они и разрушались, то учитывая общий наклон бассейна на восток, их обломки вряд ли могли накапливаться в данной области.

Что же касается метаморфизма складчатой зоны западного склона Урала, то породы нижнего карбона преобразованы в ней до градации МК<sub>2</sub> [Рябинкина, 2006], что не исключает метаморфический генезис пиррофиллита. Однако, в разрезах скважин Предуралья Краевого прогиба и по другим разрезам р. Подчерем вниз по течению, где состав пород и стадия катагенеза схожие, пиррофиллита в глинистой фракции никогда не было обнаружено, что заставляет считать наиболее вероятным версию о наличии вулканического материала в первичном осадке, преобразованном под действием поствулканических гидротерм.

Приуроченность пиррофиллита к кварцитоподобным песчаникам ставит под сомнение их только осадочное происхождение. Вероятно, здесь велика роль гидротермального поствулканического метосоматоза, о чем говорилось ранее. Песчаники приобрели свой кварцитоподобный облик не столько за счет метаморфизма, а скорее всего за счет дополнительного окварцевания пород под действием гидротерм. При изучении сидеритовых бактериолитов нижнего карбона в Кожимской палеовпадине отмечается проявление газовой флюидности высачиваний [Антошкина, Рябинкина, 2012, 2015]. Такие преобразования и привели к резкому снижению порового пространства в песчаниках и ухудшению их коллекторских качеств [Рябинкина, 2006].

Таким образом, появление в породах нижневизейского комплекса восточной окраины Печорского СБ таких минералов-индикаторов как пиррофиллит, а также железистый хлорит, смектит, каолинит, аутигенный кремнезем, самородное железо склоняет авторов к гипотезе их метасоматического происхождения по вулканогенно-осадочным породам турне-нижнего визе. Наличие же значительного количества ОВ в отложениях вулканогенно-осадочного комплекса могло опосредованно способствовать образованию и стабильности пиррофиллита, контролируя содержание щелочных элементов в породе [Рябинкина, Симакова, 2009].

### **Заключение**

По результатам проведенных исследований установлено, что породы нижневизейского комплекса вдоль восточной окраины Печорского СБ являются вулканогенно-осадочными. Мономинеральный состав комплекса обусловлен многократным переотложением осадка (западный источник сноса), а пирокластик в данной толще имеет «закамуфлированный» характер и является сингенетичной (восточный привнос), что указывает на возможное близкое положение вулканически активной зоны.

Появление пиррофиллита в терригенной толще, вероятно, вызвано преобразованием содержащегося в ней пирокластического материала в результате дополнительного прогрева

пород. Наличие новообразованного кварца, самородного железа и пленок оксида титана подтверждает вулканическое происхождение данной минеральной ассоциации.

Метасоматические постседиментационные преобразования вызвали сокращение пустотного пространства в песчаниках и алевролитах комплекса и привели к резкому ухудшению их коллекторских свойств.

Геохимические исследования ОВ турнейско-визейской терригенной толщи выявили, что битумоиды носят остаточный характер и к настоящему времени практически все «отработали». Основной пик нефтегазообразования в изучаемом терригенном комплексе приходился на позднекаменноугольно-пермское время, возможные газо-нефтяные автохтонные образования могли сохраниться в ловушках одновозрастных и вышележащих коллекторов.

Аналитические исследования произведены в ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН. Авторы статьи выражают признательность за проведенные аналитические работы С.А. Забоевой, Н.А. Приезжевой, Ю.С. Симаковой и В.Н. Филиппову.

*Работа выполнена при частичной поддержке программ фундаментальных исследований УрО РАН «Закономерности размещения и условия формирования скоплений углеводородов в осадочных толщах Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции» (проект № 15-18-5-21) и «Оценка ресурсного потенциала стратегических полезных ископаемых Тимано-Североуральского региона, перспективы развития и освоения на базе новых технологий глубокого обогащения и переработки (проект № 15-11-5-29).*

### Литература

Антошкина А.И., Рябинкина Н.Н. Роль газо-флюидных высачиваний в формировании нижневизейских конкреций на Приполярном Урале // Флюидный режим эндогенных процессов континентальной литосферы. - Иркутск: ИЗК СО РАН, 2015. - С. 29-31.

Антошкина А.И., Рябинкина Н.Н. Сидериты как продукт бактериальной деструкции глинистых осадков (на примере нижнего карбона Приполярного Урала) // Ленинградская школа литологии: материалы Всероссийского литологического совещания. - СПб: СПбГУ, 2012. - С. 78-79.

Вулканизм переходного этапа от позднедевонской островной дуги к раннекаменноугольным рифтам на Южном Урале / Н.В. Правикова, Е.А. Матвеева, Ал.В. Тевелев, А.Б. Веймарн, А.В. Рудакова // Вестник Моск. Ун-та. - 2008. - Сер. 4. Геология. - №6. - С. 8-15.

Геохимия опорных разрезов нижнего карбона и перми на р. Кожым / Я.Э. Юдович, Т.В. Майдль, Г.И. Андреев и др. // Литология и геохимия палеозойских формаций севера



Урала и Пай-Хоя. - Сыктывкар, 1979. - С. 3-36. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР; вып. 28).

*Елисеев А.И.* Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы (поздний девон и карбон). - Л.: Наука, 1978. - 192 с.

*Рябинкина Н.Н.* Условия формирования и перспективы нефтегазоносности визейского терригенного комплекса Печорского бассейна. - Екатеринбург: УрО РАН, 2006. - 104 с.

*Рябинкина Н.Н., Валяева О.В., Рябинкин С.В.* Органическое вещество визейских угленосных отложений севера Предуральяского прогиба // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. - 2013. - №5. - С. 9-11.

*Рябинкина Н.Н., Симакова Ю.С.* Минеральные индикаторы палеовулканизма в терригенных разрезах нижнего карбона на севере Предуральяского прогиба // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Североуральяского региона. - Сыктывкар, 2009. Сб. № 7. - С. 59-70. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. Центра УрО Российской АН. Вып. 124).

*Юдович Я.Э.* Курс геохимии осадочных пород (избранные главы): Учеб. Пособие. - Сыктывкар: Изд-во сыктывкарского ун-та, 2001. - 284 с.

*Хант Дж.* Геохимия и геология нефти и газа. - М.: Мир, 1982. - 704 с.

*Чермных В.А.* Стратиграфия карбона севера Урала. - Л.: Наука, 1976. - 304 с.

*Tissot B.T., Welte D.H.* Petroleum Formation and Occurrences. 2 nd ed. Springer-Verlag, Berlin. 1984. 699 p. DOI: <https://doi.org/10.1007/978-3-642-87813-8>

**Ryabinkina N.N.**

Federal State Institution of Science Institute of Geology, Komi Science Center, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (IG Komi Science Centre), Syktyvkar, Russia, [nnryabinkina@gmail.com](mailto:nnryabinkina@gmail.com)

**Valyaeva O.V.**

Federal State Institution of Science Institute of Geology, Komi Science Center, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (IG Komi Science Centre); Federal State Budget Educational Institution of Higher Education «Syktyvkar State University named after Pitirim Sorokin» (SyktSU), Syktyvkar, Russia, [valyaeva@geo.komisc.ru](mailto:valyaeva@geo.komisc.ru)

## COMPOSITION AND ORGANIC MATTER CHARACTER OF MUDSTONES IN THE LOWER CARBONIFEROUS OF THE PECHORA BASIN

*Lower Carboniferous terrigenous rocks include sandstones and aleurolite-argillaceous rocks transformed to different stages of katagenesis. We studied the sections from the outcrops in the Subpolar and Northern Urals, as well as from the wells of the Pre-Urals Foredeep. We revealed similarities and differences in mineral composition of the argillites and related organic matter, which is a very important observation concerning the prospective evaluation for further petroleum exploration in the Timan-Pechora Province.*

**Keywords:** *organic matter, mudstone, clastic sediments, post-sedimentation change, reservoir properties, Subpolar and Northern Urals, the Timan-Pechora petroleum Province.*

### References

Antoshkina A.I., Ryabinkina N.N. *Rol' gazo-flyuidnykh vysachivaniy v formirovani nizhnevizeyskikh konkrety na Pripolyarnom Urale* [Siderite as a product of bacterial degradation of clayey sediments (on the example of the Lower Carboniferous Polar Urals)]. *Flyuidnyy rezhim endogennykh protsessov kontinental'noy litosfery*. Irkutsk: IZK SO RAN, 2015, p. 29-31.

Antoshkina A.I., Ryabinkina N.N. *Siderity kak produkt bakterial'noy destruktzii glinistykh osadkov (na primere nizhnego karbona Pripolyarnogo Urala)* [The role of gas and fluid seeps in the formation of nodules Visean in the Polar Urals]. *Leningradskaya shkola litologii: materialy Vserossiyskogo litologicheskogo soveshchaniya*. St. Petersburg: SPbGU, 2012, p. 78-79.

Chernykh V.A. *Stratigrafiya karbona severa Urala* [Carboniferous north of the Urals]. Leningrad: Nauka, 1976, 304 p.

Eliseev A.I. *Formatsii zon ogranicheniya severo-vostoka Evropeyskoy platformy (pozdniy devon i karbon)* [Formations limitation zones northeast of the European Platform (Late Devonian and Carboniferous)]. Leningrad: Nauka, 1978. 192 p.

*Geokhimiya opornykh razrezov nizhnego karbona i permi na r. Kozhym* [Geochemistry reference sections of the Lower Carboniferous and Permian at Kozhym River]. Ya.E. Yudovich, T.V. Maydl', G.I. Andreev et al. *Litologiya i geokhimiya paleozoyskikh formatsiy severa Urala i Pay-Khoya*. Syktyvkar, 1979, p. 3-36. (Tr. In-ta geologii Komi fil. AN SSSR; issue 28).

Hunt J. *Geokhimiya i geologiya nefti i gaza* [Geochemistry and geology of oil and gas]. Moscow: Mir, 1982, 704 ps.

Ryabinkina N.N. *Usloviya formirovaniya i perspektivy neftegazonosnosti vizeyskogo terrigenogo kompleksa Pechorskogo basseyna* [Conditions of formation of oil and gas in the Visean terrigenous complex Pechora Basin]. Ekaterinburg: UrO RAN, 2006, 104 p.

Ryabinkina N.N., Simakova Yu.S. *Mineral'nye indikatory paleovulkanizma v terrigenykh razrezakh nizhnego karbona na severe Predural'skogo progiba* [Paleovolcanic mineral indicators in clastic sections of the Lower Carboniferous in the north of the Ural bending]. *Litogenez i geokhimiya osadochnykh formatsiy Timano-Severoural'skogo regiona*. Syktyvkar, 2009. Vol. 7, p. 59-70. (Tr. In-ta geologii Komi nauch. Tsentra UrO Rossiyskoy AN, issue 124).

Ryabinkina N.N., Valyaeva O.V., Ryabinkin S.V. *Organicheskoe veshchestvo vizeyskikh uglennykh otlozheniy severa Predural'skogo progiba* [Organic matter Visean coal-bearing

deposits of the north of the Ural bending]. Vestnik In-ta geologii Komi NTs UrO RAN, 2013, no. 5, p. 9-11.

Tissot B.T., Welte D.H. Petroleum Formation and Occurrences. 2nd ed. Springer-Verlag, Berlin. 1984. 699 p. DOI: <https://doi.org/10.1007/978-3-642-87813-8>

*Vulkanizm perekhodnogo etapa ot pozdnedevonskoy ostrovnoy dugi k rannekamennougol'nym riftam na Yuzhnom Urale* [Volcanism transitional period from the Late Devonian to Early Carboniferous island arc rifts in the Southern Urals]. N.V. Pravikova, E.A. Matveeva, Al.V. Tevelev, A.B. Veymarn, A.V. Rudakova. Vestnik Mosk. Un-ta, 2008, Ser. 4. Geologiya, no. 6, p. 8-15.

Yudovich Ya.E. *Kurs geokhimii osadochnykh porod (izbrannye glavy)* [Lectures on geochemistry of sedimentary rocks]. Syktyvkar: Izd-vo syktyvkarskogo un-ta, 2001, 284 p.

© Рябинкина Н.Н., Валяева О.В., 2017