

Условия осадконакопления, вещественный состав и реконструкция пород питающих провинций отложений визейского яруса Башкирского свода (по результатам изучения керна скважины на юге Пермского края)

А.В. Плюснин¹, А.И. Сулима², Д.А. Староселец¹, Е.М. Томилина², Г.А. Исаева³, И.В. Афонин⁴,
И.С. Федотов³, Е.С. Рабцевич⁵, Д.М. Бобров², М.С. Сергеев³

¹Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия

²Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

³Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ПермНИПИнефть» в г. Перми, Пермь, Россия

⁴Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

⁵Центр коллективного пользования «Аналитический центр геохимии природных систем», Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

Проведены литолого-фациальные, минералогические, петрографические, литогеохимические исследования визейских терригенных отложений в разрезе скважины на Башкирском своде, позволившие уточнить источники вещества и условия седиментации. Терригенные породы радаевского и бобриковского горизонтов характеризуются преимущественно хорошими сортировкой и окатанностью обломочного материала. Сделано предложение о значительном удалении от источника сноса. Терригенные породы этих горизонтов являются осадками первого и второго циклов седиментации. Породы тульского горизонта имеют средние сортировку и окатанность, что указывает на близость источника сноса к бассейну седиментации. Они относятся к первому циклу седиментации. Установлено, что источником обломочного материала для радаевского и тульского горизонтов являлись породы кислого состава. Для бобриковского горизонта установлены кислый и основной источники сноса. Седиментация пород происходила в прибрежно-морских обстановках на пассивной континентальной окраине при поступлении обломочного материала из внутренних частей Восточно-Европейской платформы. Такой снос осуществлялся за счет как перемыва осадочных пород девона и протерозоя, так и разрушения выступов фундамента. Активизация последних произошла в ранневизейское время в период формирования внутриплатформенной складчатости.

Ключевые слова: Башкирский свод, радаевский горизонт, бобриковский горизонт, тульский горизонт, минералогия, петрография, литогеохимия, условия формирования, состав источника сноса, геодинамика

Для цитирования: Плюснин А.В., Сулима А.И., Староселец Д.А., Томилина Е.М., Исаева Г.А., Афонин И.В., Федотов И.С., Рабцевич Е.С., Бобров Д.М., Сергеев М.С. (2024). Условия осадконакопления, вещественный состав и реконструкция пород питающих провинций отложений визейского яруса Башкирского свода (по результатам изучения керна скважины на юге Пермского края). *Георесурсы*, 26(1), с. 52–70. <https://doi.org/10.18599/grs.2024.1.5>

Введение

Визейский ярус со стратиграфическим несогласием залегает на турнейском ярусе, по визейскому ярусу фиксируется рубеж ранне- и позднегерцинского этапов развития Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Общее сжатие Уральской палеоокеанической системы в это время привело к воздыманию центральных районов ВЕП и активизации сноса терригенных осадков на пассивную континентальную окраину.

Терригенные породы визейского яруса востока Восточно-Европейской платформы и Западного склона Урала имеют более чем двухсотлетнюю историю изучения. Они были объектами разработки бурых железняков в Кизеловском руднике и каменного угля в Кизеловском

угольном бассейне, в настоящее время являются резервуарами углеводородного сырья на большей части территории Волго-Уральской нефтегазоносной провинции.

Современные публикации в основном посвящены вопросам нефтегазоносности, литолого-фациального строения и стратиграфии Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (Ракинцева, Удальчикова, 2002; Арефьев и др., 2021; Потапов и др., 2022; Рябинкина, Шадрин, 2023; и др.). При этом не уделялось должного внимания изучению вещественного состава и реконструкции пород питающей провинции. Результаты таких исследований позволили бы расшифровать фундаментальные закономерности развития глобальной по своим масштабам геодинамической системы «древний кратон – палеоокеан» и в дальнейшем могли быть использованы при проведении широких палеогеографических реконструкций.

Таким образом, целью настоящего исследования являются реконструкция условий осадконакопления и определение состава пород – источников сноса терригенных отложений визейского яруса на основе следующих

* Ответственный автор: Алексей Владимирович Плюснин
e-mail: a.v.plyusnin@mail.ru

© 2024 Коллектив авторов

Контент доступен под лицензией Creative Commons Attribution 4.0 License (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>)

анализов: литолого-фациальный, минералогический, петрографический и литогеохимический.

Материал и методы

Объектом исследования стали терригенные отложения визейского яруса нижнего отдела каменноугольной системы Башкирского свода Волго-Уральской антеклизы на юге Пермского края (рис. 1А). В ходе работ была изучена скв. Левинская 601 (скв. 601) в интервале тульского, бобриковского, радаевского и косьвинского горизонтов терригенной части визейского яруса. Вынос керна составил 61 м, что практически соответствует 100%. Основой для анализа послужили результаты геофизического исследования скважин, а именно гамма-каротажа (ГК) и нейтронного гамма-каротажа (НГК). Данный материал позволил провести стратиграфическую увязку керна, при которой мы руководствовались данными литологического описания керна и палинологических исследований, проведенных в опорной скважине Чернушинская 190 (скв. 190), пробуренной на Башкирском своде (Стукова, 2012). Схема корреляции скважин представлена на рис. 1Б.

Косьвинский горизонт (C_1ks) в разрезе скв. 601 выделен в интервале 1587,6–1590,6 м и литологически представлен аргиллитами темно-серыми, микрослоистыми с ходами илоедов, выполненными пиритизированным материалом. С помощью детальной скважинной корреляции по материалам ГИС (Рекомендации к методике построения геологических моделей..., 2014; Методические рекомендации..., 2013) выполнено сопоставление рассматриваемого интервала с интервалом распространения отложений косьвинского горизонта в разрезе скв. 190 (Стукова, 2012), в которой он выделен на глубине 1703,5–1707 м. В скв. 190 стратиграфические границы горизонтов подтверждены палинологическими

исследованиями. Граница косьвинского горизонта с ниже лежащим кизеловским выделена по впервые установленным видам *Simozonotriletes intortus* (Waltz) R.Pot. et Kr., *S. conduplicatus* (Andr.) Isch., *Monilospora culta* Byvsch., *Reticulatisporites magnus* (Kedo) Byvsch., *Triquitrites batillatus* Hugh. et Playf. (Стукова, 2012).

Радаевский горизонт (C_1rd) в разрезе скв. 601 расположен в интервале 1582,5–1587,6 м и представлен переслаиванием аргиллитов и алевролитов. Аргиллиты темно-серые, микрослоистые. Алевролиты серые с включениями зерен мелкой песчаной размерности, глинистые. В породах наблюдаются ходы илоедов, включения углефицированного растительного детрита и гнезд пирита. В разрезе скв. 190 горизонт выделяется в интервале 1691–1703,5 м, в которой граница косьвинского горизонта с радаевским выделена по впервые отмеченным в разрезе видам: *Cincturasporites planus* (Naum.) Oshurk., *Gorgonisporella appendices* (Hacq. et Barss) Oshurk., *Monilospora subcrenata* (Waltz) Byvsch., *Murospora aurita* (Waltz) Playf. (Стукова, 2012).

Бобриковский горизонт (C_1bb) в скв. 601 выделен в интервале 1547,5–1582,5 м и представлен терригенными породами. Песчаники мелкозернистые, характеризующиеся таблитчатой крупной косой, троговой косой, волнистой прерывистой и полого-волнистой слоистостями. Алевролиты нередко глинистые с волнистой, полого-волнистой и комковатой текстурами. Аргиллиты микрослоистые плитчатые. В породах наблюдаются включения углефицированного растительного детрита, пирита и ихнофоссилий. В разрезе скв. 190 горизонт выделен в интервале 1659,8–1691 м, где граница радаевского и бобриковского горизонтов определена на основании значительного пополнения комплекса новыми видами: *Camarozonotriletes triangulatus* (Byvsch.) Oshurk., *Diatomozonotriletes saetosus*

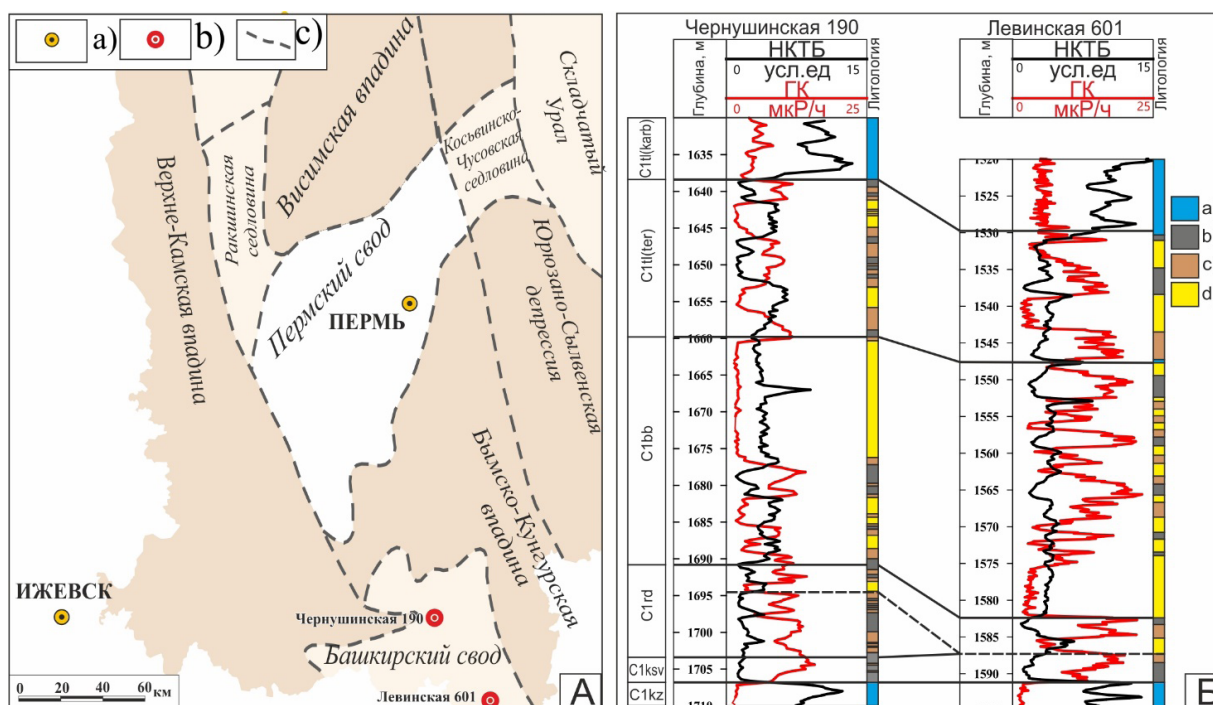


Рис. 1. Местоположение изученной скважины на фрагменте тектонической схемы Пермского края по (Коноплев, 2012) (А) и схема корреляции изученного разреза скв. Левинская 601 и опорного разреза скв. Чернушинская 190 (Б). Условные обозначения к рис. (А): а – города; б – скважины; в – границы тектонических структур. Условные обозначения к рис. (Б): а – карбонатные породы; б – аргиллиты; в – алевролиты; г – песчаники

(Hacq. et Barss) Hugh. et Playf., *Diaphanospora tessellata* (Stapl.) Byvsch., *Auroraspora granulatipunctata* (H., St. et M.) Turnau, *A. limpida* Jushko et Byvsch., *A. rugosiuscula* (Kedo) Byvsch. (Стукова, 2012).

Тульский горизонт (C_1tl) в скв. 601 выделен в интервале 1529,8–1547,5 м, где он представлен переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, в кровле отмечаются известняки. Песчаники от среднезернистых до мелкозернистых с таблитчатой косою, волнистой и линзовидной слоистостями. Алевролиты с прерывистой волнистой слоистостью. Аргиллиты микрослоистые плитчатые. Наблюдаются ихнофоссилии со следами пиритизации, включения частиц угля и углефицированного растительного детрита. В разрезе скв. 190 граница бобриковского и тульского горизонтов установлена на основании впервые определенных видов: *Gorgonisporea danilovae* Stukova, *Granulatisporites piroformis* Loose (Стукова, 2012).

При литолого-фациальном анализе керн и определении ихнофоссилий мы использовали руководства О.С. Черновой (Чернова, 2018) и Х.Г. Рединга (Reading, 1987).

Петрографическое изучение шлифов проведено на поляризационном микроскопе Olympus BX51 (Olympus Optical Co., Япония) в проходящем свете с использованием методов скрещенных николей. Были сделаны также снимки шлифов в проходящем свете и в скрещенных николях при увеличении 50× и 100× (аналитик Е.М. Томила, ПГНИУ).

Исследования минерального состава пород и глинистой фракции проводили с помощью рентгеновского дифрактометра XRD 6000 (Shimadzu, Япония). Общий минеральный состав определяли по дифрактограммам истертых до порошка валовых проб. Глинистую фракцию выделяли седиментационным способом после предварительной обработки 10%-ным раствором уксусной кислоты для удаления карбонатного цемента. Для диагностики основных групп глинистых минералов полученные после осаждения на стекла ориентированные препараты исследовали в воздушно-сухом состоянии после насыщения этиленгликолем, прокаливании при температурах 350 °C и 550 °C и обработки 10%-ным раствором теплой соляной кислоты (Рентгенография..., 1983). Содержания минералов в валовых пробах определяли с помощью метода Ритвелда (Rietveld, 1967, 1969; Young, 1993) в программе Topas 5.0. Соотношения минералов в глинистой фракции рассчитывали по интегральным интенсивностям основных диагностических отражений с использованием корундовых коэффициентов (Bergaya, 2006) (аналитик Г.А. Исаева, ПермНИПИнефть).

Содержания породообразующих оксидов определяли рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре S8 TIGER (Bruker, Германия) (аналитик И.С. Федотов, ПермНИПИнефть) (Thomsen, 2007). Для анализа породообразующих элементов изготавливали стеклообразные диски путем плавления гомогенизированной смеси порошка из прокаленного материала пробы с боратами лития при температуре 1100 °C в платиновых тиглях в печи индукционного плавления. Примесные и микропримесные элементы (с содержанием < 5%) определяли с помощью масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой согласно аттестованной методике определения элементов СТО ТГУ 048-2012 (Хрущева и др., 2019) (аналитик

Е.С. Рабцевич, ТГУ). Пределы обнаружения следовых количеств элементов составляют 0.001 г/т. Анализ проведен на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500cx (Agilent Technologies Inc., США) с использованием внутреннего стандарта (Internal Standard, Inorganic Ventures, США) и внешнего стандарта СГД-2А (ГСО 8670–2005).

История изученности

Визейские терригенные отложения, выходящие на поверхность на западном склоне Среднего Урала, были известны еще первым русским рудознатцам, проводившим свои исследования в XVIII в. вблизи Горного Урала. Интерес к этим отложениям возрос после открытия пластов каменного угля среди красновато-серых песчаников в 1786 г. на р. Полуденный Кизел. Тогда терригенную толщу стали называть угленосной, ее геологическое изучение началось только в XIX в. Историю геологического изучения визейских терригенных отложений Западного Урала можно условно подразделить на пять периодов.

К первому периоду (XVIII в. – конец XIX в.) относится стратификация отложений раннего карбона в Западной Европе с последующим выделением визейского яруса, на территории Урала велись эпизодические маршрутные исследования под руководством Р. Мурчисона (1841–42), Х. Пандера (1862) и др. Первоначально визейская стадия каменноугольной системы была названа так бельгийским геологом Андре Дюмоном в 1832 г. в честь г. Визе. Позднее, в 1882–1883 гг. ранг «визейский ярус» был введен геологом Эдуардом-Франсуа Дюпоном (Dupont).

Второй период (конец XIX в. – 1917 г.) известен более систематическим изучением каменноугольных отложений западного склона Среднего Урала. Начало этому было положено А.П. Карпинским (1880, 1884, 1913), который составил геологическую карту Урала. В 1883 году горный инженер и известный геолог П.И. Кротов в ходе геологических исследований на территории Чердынского и Соликамского уездов Пермской губернии впервые расчленил угленосную толщу Кизеловского месторождения на две части: нижнюю (сланцевую) и верхнюю (песчаниковую). А.А. Краснопольский – старший геолог Геолкома, в период 1882–1892 гг. занимался исследованием отложений каменноугольной системы западного склона Урала. Он (1889) стратифицировал собственно угленосную толщу и разделил ее на три части: верхняя (серые глины с прослойками песчаника и роговика); средняя (кварцевые и глинистые песчаники с прослоями глинистых сланцев и пластами каменного угля); нижняя (глины и глинистые сланцы с прослойками роговика).

Третий период (1917–1945 гг.) характеризуется ростом геологических исследований в связи с развитием угольной промышленности и началом становления с 1929 года нефтяной промышленности. В 1923 г. А.Д. Архангельский, знаменитый русский и советский геолог, в своем фундаментальном труде «Введение в изучение геологии Европейской России. Часть 1» связал генезис угленосных отложений западного склона Урала с прибрежно-морскими условиями их формирования.

Большой вклад в дальнейшее геологическое изучение визейской угленосной толщи внес И.И. Горский (Горский, 1932), проводивший детальную геологическую съемку Кизеловского бассейна, результатом которой стали

детальная геологическая карта бассейна и схема стратиграфического расчленения угленосной толщи на пять свит преимущественно по литологическим признакам. Генезис кизеловских углей И.И. Горский связал с лимническими условиями и заключил, что угли имеют в основном автохтонное происхождение.

С 1929 г. начинаются систематические исследования пермских и каменноугольных отложений Пермского Прикамья с помощью глубокого бурения. Это позволило на различных участках описать также литологию визейских терригенных отложений, их фациальное строение и минералогический состав. С этим периодом (1936–1941 гг.) связаны работы В.Н. Ларионовой, П.А. Софроницкого, Н.П. Герасимова, А.Н. Иванова, П.В. Васильева и др. Наиболее подробную схему расчленения визейской угленосной толщи разработал П.В. Васильев (Васильев, 1937а, 1937б, 1940). Им было выделено девять пачек данной толщи и указано на циклическое строение угленосной толщи Кизеловского бассейна.

Четвертый период (1945 г. – начало 1980 г.). В послевоенный период в Пермском Прикамье продолжились и значительно усилились поисковые работы на нефть и газ с бурением глубоких поисковых и параметрических скважин, что способствовало изучению отложений нижнего карбона не только в пределах западного склона Урала, но и восточной окраины Восточно-Европейской платформы.

В региональном плане в 1951 г. во Всесоюзном нефтяном научно-исследовательском геологоразведочном институте (ВНИГРИ) была разработана первая унифицированная схема стратиграфии карбона Русской платформы и западного склона Урала. В 1952 г. вышел в свет «Атлас литолого-фациальных карт Русской платформы» под редакцией В.Д. Наливкина, где представлена восточная концепция сноса терригенного материала. Г.А. Смирнов выделил типы разрезов для Урала в целом и для его западного склона в частности и впервые составил литолого-фациальные схемы визейского яруса (1957 г.).

Начиная с 1959 г. велось изучение стратиграфии, литологии, фаций и тектоники каменноугольных отложений на территории западного склона Урала и Приуралья литолого-фациальной группой Пермского политехнического института под руководством И.В. Пахомова и О.А. Щербакова. В 1962 г. решением Межведомственного стратиграфического комитета СССР (МСК) была утверждена новая унифицированная стратиграфическая схема каменноугольных отложений Восточно-Европейской платформы, в том числе и визейского яруса, который был представлен четырьмя надгоризонтами (подъярусами) снизу вверх: 1) малиновский; 2) яснополянский; 3) окский; 4) серпуховский. Визейская терригенная толща выделялась в объеме елховского (косьвинского), радаевского, бобриковского горизонтов и нижней части тульского горизонта.

На результатах работ и научных исследований литолого-фациальной группы под руководством И.В. Пахомова и О.А. Щербакова 1959–1980 гг. базируется современное научное представление об условиях залегания, вещественном составе и распространении визейской терригенной толщи. Основопологающим трудом, объединившим все результаты исследований, стала монография «Визейская

угленосная формация западного склона Среднего Урала и Приуралья» (Пахомов, Пахомов, 1980). В составе терригенной толщи авторами выделены аллювиально-дельтовые, болотные, морские и переходные от континентальных к морским фации. Ими представлена схема осадконакопления в пределах всего Западного склона Урала, намечены три основных этапа седиментации и составлены три схематические фациальные карты времени формирования радаевского, бобриковского и тульского горизонтов. Установлено, что источниками сноса являлась размываемая суша к северо-западу от Камского свода.

Пятый период (1980 г. – настоящее время). К 1980 г. ниже-средневизейский нефтегазоносный комплекс становится основным продуктивным горизонтом Пермского Прикамья, поэтому при поисково-разведочном и эксплуатационном бурении интервал проходки визейской терригенной толщи всегда проводился с отбором керна и систематического изучения кернового материала. В этом плане интересна работа В.Н. Коскова и В.И. Пахомова по интерпретации геологических данных «Использование методов ГИС при фациально-циклическом анализе визейской терригенной толщи Пермского Прикамья» для литологического расчленения разреза (Косков, Пахомов, 2000).

В связи с унификацией стратиграфической схемы девонских и каменноугольных отложений Восточно-Европейской платформы (Русской плиты) и Урала в 1989 г. решением МСК визейский ярус был подразделен на нижний и верхний подъярусы (соответственно на кожимский и окский надгоризонты). Кожимский надгоризонт выделен в объеме косьвинского, радаевского и бобриковского горизонтов, окский – в составе тульского, алексинского, михайловского и веневского горизонтов.

Новым направлением исследований в этот период стало картирование сейсморазведкой визейских терригенных врезов, являющихся протоками палеodelьты и служивших каналами вторичной миграции углеводородов (КВМ). Исследования по КВМ в 80–90-е годы XX в. проводились учеными и инженерами ПО «Пермнефтегеофизики» К.С. Шершневым, В.М. Негановым, С.Н. Калабиным, М.С. Зотеевым, А.П. Ильиных и др.

С 1995 г. началось регулярное использование пространственной сейсморазведки (или 3D-сейсморазведки). На площадных участках нефтяных месторождений составлялись сейсмофациальные схемы как всей визейской терригенной толщи, так и косьвинско-радаевского, бобриковского и тульского циклов отложений. При этом выделялись прогнозные сейсмофациальные зоны глинисто-алевролитово-песчаных отложений с повышенным содержанием песчаников (коллекторы), и песчано-алевролитово-глинистых отложений (неколлекторы) с мощностными интервалами и с фиксацией разломов. Данными работами и анализом результатов исследований в период 1995–2010 гг. занимались В.М. Неганов, О.А. Винокурова, Е.В. Пятунина, В.С. Попова, Н.А. Кузнецова, М.А. Климовских, Л.В. Захарова, С.И. Ваксман, А.И. Сулима. В монографии В.М. Неганова «Сейсмогеологическая интерпретация геофизических материалов Среднего Приуралья и перспективы дальнейших исследований на нефть и газ» (Неганов, 2010) отражены многие аспекты строения визейской терригенной толщи. С тех лет и по настоящее время эти исследования продолжаются,

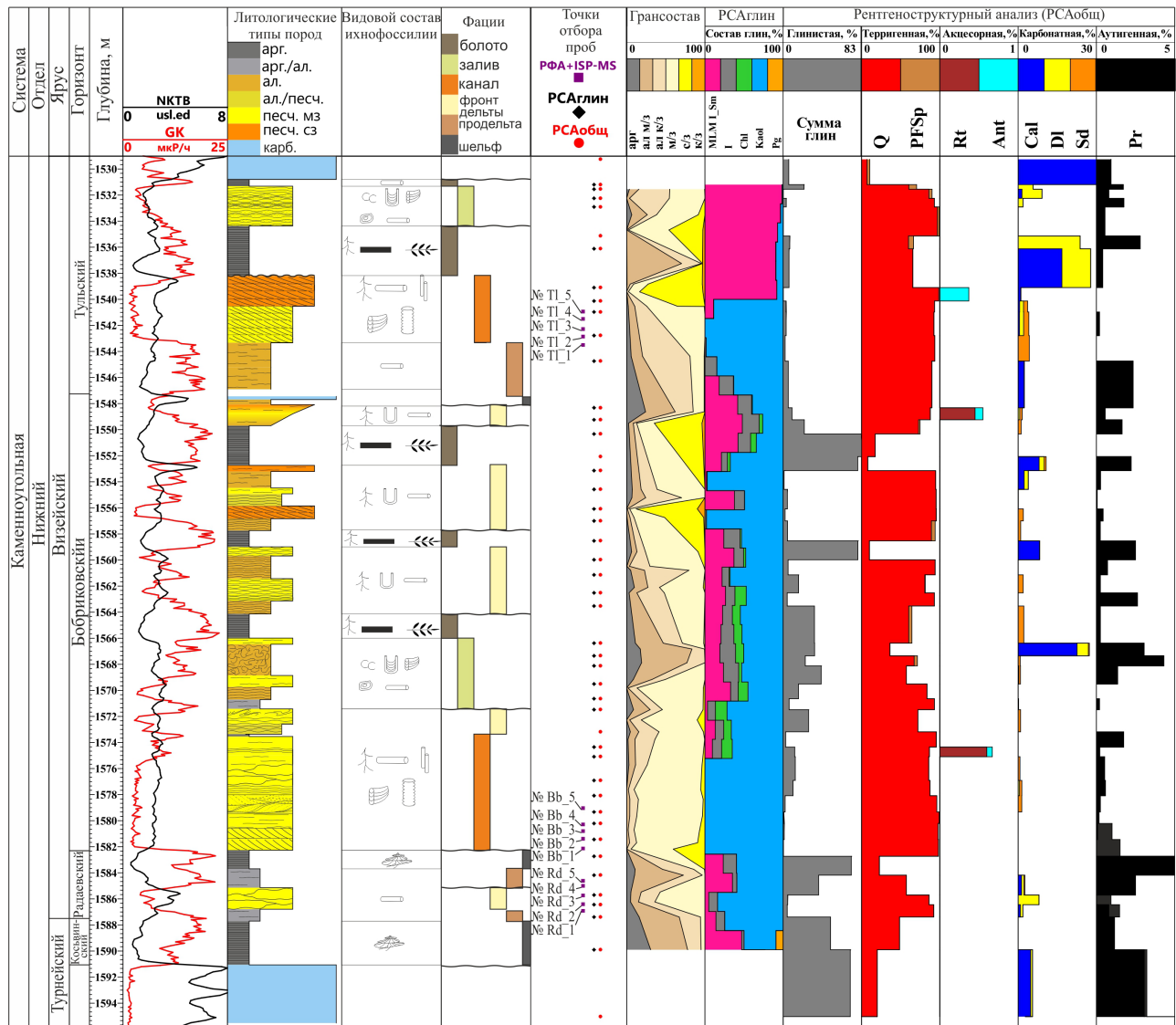
как в ПАО «Пермнефтегеофизика», так и в филиале ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ПермНИПИнефть» в г. Перми.

В настоящее время для большинства нефтяных месторождений с продуктивным визейским нефтегазоносным комплексом выполнены сейсмofациальные исследования.

Литолого-фациальный анализ

В интервале визейского яруса в разрезе скв. 601 выделены фации: шельфа, продельтовый склон, фронт дельты, распределительный дельтовый канал, междрусловый залив, приморские болота (рис. 2, 3).

Отложения шельфа отмечаются в следующих интервалах: 1587,70–1590,60, 1582,1–1583,2 и 1547,1–1547,4 м. Интервалы 1587,70–1590,60 и 1582,1–1583,2 м представлены аргиллитами серыми с глинистой фракцией более 75%. Глины имеют преимущественно каолиновый состав с монтмориллонитовой и иллитовой составляющими, суммарно не превышающими 45%. Отмечено незначительное количество аутигенных минералов (пирита), около 5%. В породе наблюдается ихнотаксон *Zoophycos*. Контакт с ниже- и вышележащими породами резкий.



Условные обозначения:

- 1 - неправильная слоистость; 2 - таблитчатая крупная косая слоистость; 3 - волнистая прерывистая и нечеткая слоистость; 4 - троговая крупная косая слоистость / с хорошо выраженными детритовыми и двойными глинистыми слоями; 5 - тонкая полого-волнистая слоистость; 6 - волнистая слоистость; 7 - текстуры конседиментационных деформаций; 8 - комковатая слоистость; 9 - тонкая неритмичная горизонтальная слоистость в аргиллитах и глинистых алевролитах; 10 - углефицированные остатки корневой системы растений (ризокреции) / в нарушенном оползанием залегании; 11 - *Zoophycos*; 12 - *Planolites*; 13 - *Skolithos*; 14 - *Teichichnus*; 15 - *Ophiomorpha*; 16 - *Asterosoma*; 17 - *Palaeophycus*; 18 - обилие углистого детрита; 19 - отпечатки и углефицированные остатки стеблей наземных растений; 20 - монтмориллонит; 21 - иллит; 22 - хлорит; 23 - каолинит; 24 - галлуазит; 25 - кварц; 26 - калиевый полевой шпат; 27 - рутил; 28 - анатаз; 29 - кальцит; 30 - доломит; 31 - сидерит; 32 - пирит; 33 - номер точки отбора проб

Рис. 2. Геолого-геофизический разрез скв. Левинская 601. Обозначения: 1 – неправильная слоистость; 2 – таблитчатая крупная косая слоистость; 3 – волнистая прерывистая и нечеткая слоистость; 4 – троговая крупная косая слоистость / с хорошо выраженными детритовыми и двойными глинистыми слоями; 5 – тонкая полого-волнистая слоистость; 6 – волнистая слоистость; 7 – текстуры конседиментационных деформаций; 8 – комковатая слоистость; 9 – тонкая неритмичная горизонтальная слоистость в аргиллитах и глинистых алевролитах; 10 – углефицированные остатки корневой системы растений (ризокреции) / в нарушенном оползанием залегании; 11 – *Zoophycos*; 12 – *Planolites*; 13 – *Skolithos*; 14 – *Teichichnus*; 15 – *Ophiomorpha*; 16 – *Asterosoma*; 17 – *Palaeophycus*; 18 – обилие углистого детрита; 19 – отпечатки и углефицированные остатки стеблей наземных растений; 20 – монтмориллонит; 21 – иллит; 22 – хлорит; 23 – каолинит; 24 – галлуазит; 25 – кварц; 26 – калиевый полевой шпат; 27 – рутил; 28 – анатаз; 29 – кальцит; 30 – доломит; 31 – сидерит; 32 – пирит; 33 – номер точки отбора проб

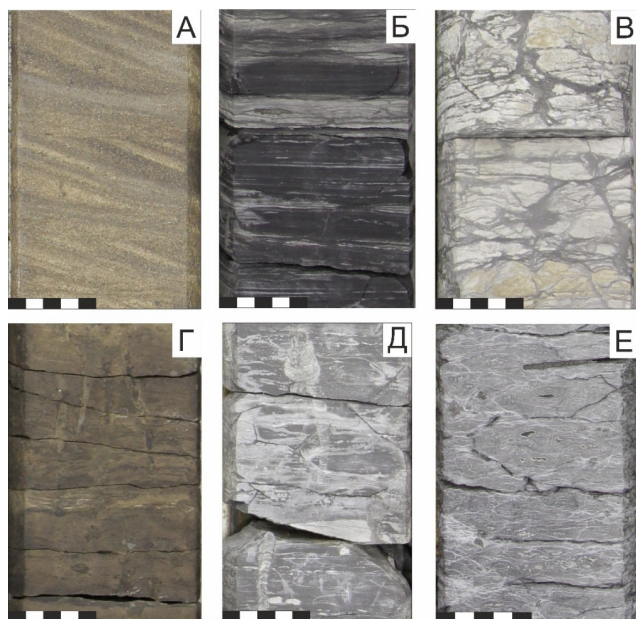


Рис. 3. Фотографии керн основных выделенных фаций. А) Фация распределительного дельтового канала. Песчаники мелкозернистые с таблитчатой косой слоистостью, подчеркнутую углефицированным растительным детритом и глинистым материалом. Б) Фация приморского болота. Аргиллиты микрослоистые, плитчатые со слоями алевролитов. Включения пирита. В) Фация междуровневого залива. Переслаивание песчаников мелкозернистых и алевролитов глинистых с комковатой и прерывисто-волнистой текстурами. Г) Фация фронта дельты. Песчаник мелкозернистый алевролитовый с волнистой слоистостью. Следы жизнедеятельности *Arenicolites*. Д) Фация продельтового склона. Аргиллиты с прослоями песчано-алевритового материала с волнистой прерывистой нечеткой слоистостью. Следы жизнедеятельности *Teichichnus*. Е) Фация шельфа. Аргиллиты серые с микрослоистой текстурой и включениями пирита

В интервале 1547,1–1547,4 м отложения сложены темно-серыми известняками алевролитовыми с включениями зерен песчаника, органогенно-детритовыми, глинистыми. Детрит кальцитизирован и представлен одиночными кораллами, брахиоподами, неопределимыми обломками. Интервал не охарактеризован исследованиями рентгеноструктурного анализа. Контакт с нижележащими породами резкий, с вышележащими постепенный, отчетливый.

Вид кривой ГК с прямыми, реже наклонными зубчатыми кровельной и подошвенной линиями и с прямой боковой линией (Муромцев, 1984).

Отложения продельтового склона выделены в следующих интервалах: 1583,3–1585, 1586,60–1587,5 и 1543,2–1547,1 м.

Интервалы 1583,3–1585 и 1586,60–1587,5 м представлены алевролитами, тонко переслаивающимися с аргиллитами.

Интервал 1543,2–1547,1 м сложен алевролитами с прослоями аргиллитов и песчаников. Глинистая фракция имеет в основном каолиновый состав. Слоистость волнистая прерывистая и нечеткая. Отмечаются ходы *Planolites*, включения углистого растительного детрита и пирита.

Вид кривой ГК с прямыми кровельной и подошвенной линиями и вертикальной зубчатой боковой линией.

Отложения фронта дельты выделены в интервале 1585–1586,60 м. Песчаники коричневатые-серые с незначительным содержанием глин, карбонатизированные (доля карбонатов около 5%) с неправильной слоистостью. Имеются следы *Planolites*, включения пирита и гидроокислов железа. Контакт с породами выше- и нижележащих фаций резкий.

Интервал 1571,50–1573,50 м представлен снизу вверх переходом от алевролита песчаного до песчаника мелкозернистого. Глинистая фракция сложена преимущественно каолинитом с иллитовой, хлоритовой и монтмориллонитовой составляющими, суммарно не превышающими 35%. Наблюдается последовательный переход с волнистой слоистости на текстуры конседиментационных деформаций. Контакт с подстилающими и перекрывающими породами резкий.

Интервал 1559–1564 м представлен последовательным переходом вверх по разрезу от тонкого переслаивания алевролитов и аргиллитов к песчаникам мелкозернистым, затем снова к переслаиванию и далее снова к песчаникам. Последние имеют волнистую слоистость, а переслаивание алевролитов и аргиллитов характеризуется тонкой полого-волнистой слоистостью. По интервалу глинистая составляющая варьирует от 4% до 20% и в основном представлена каолинитом. В основании также присутствуют глины монтмориллонитового, иллитового и хлоритового составов, в то время как в верхней части интервала глины хлоритового состава отсутствуют. Наблюдаются следы биотурбаций *Planolites* и *Arenicolites* и включения углефицированных остатков корней. Контакт с нижележащими породами резкий, с вышележащими постепенный.

Интервал 1552,7–1557,7 м представлен переходом вверх по разрезу от алевролитов с тонкой полого-волнистой слоистостью к песчаникам среднезернистым с таблитчатой крупной косой слоистостью, затем к переслаиванию песчаников и алевролитов с тонкой полого-волнистой слоистостью, переходящих в прослой песчаников мелкозернистых и прослой алевролитов с волнистой прерывистой слоистостью. Заканчивается интервал фации песчаником среднезернистым толщиной в первые десятки сантиметров с волнистой прерывистой слоистостью. Примесь глинистого вещества представлена незначительным объемом. Отмечаются следы *Planolites* и *Arenicolites* и включения углефицированных остатков корней. Контакт с нижележащими породами резкий, с вышележащими постепенный.

Интервал 1547,4–1549,7 м характеризуется переходом от песчаников разномзернистых к алевролитам с глинистой составляющей в 5–10%. Глины представлены преобладающе монтмориллонитом и в меньшей степени каолинитом и иллитом. Текстура волнистая прерывистая нарушенная активной биотурбацией *Planolites* и *Arenicolites*. Контакт с ниже- и вышележащими породами резкий, характеризующийся размывом.

Вид кривой ГК – прямая, подошвенная наклонная – зубчатая, боковая линия – зубчатая.

Отложения распределительного дельтового канала отмечаются в двух интервалах: 1573,5–1582,2 и 1538–1543,2 м. Интервал 1573,5–1582,2 м отложен песчаником мелкозернистым алевролитистым, доля алевроитовой составляющей увеличивается вверх по разрезу с 10% до 25%.

В основании песчаника содержится до 25% среднезернистой песчаной фракции.

Наблюдается последовательный переход от таблитчатой крупной косой слоистости в основании в троговую косую слоистость с хорошо выраженными детритовыми и двойными глинистыми слоями, затем в неправильную, переходящую в волнистую прерывистую и нечеткую слоистость, в полого-волнистую слоистость. Как правило, слоистость подчеркнута углефицированным растительным детритом.

В породе наблюдаются многочисленные включения частиц и прожилков угля размером до 2 см, углефицированные остатки корневой системы растений, прожилки гидроокислов железа и гнезда пирита размером 7×6 мм, в редких случаях 30×15 мм. Отмечены следы жизнедеятельности ихнотаксонов *Planolites*, *Skolithos*, *Teichichnus*, *Ophiomorpha*. В интервале 1574–1575 м выявлено повышенное содержание рутила (0,7%). Контакт с подстилающими и перекрывающими породами резкий.

В интервале 1538–1543,2 м протока представлена песчаном мелкозернистым алевроитовым, переходящим вверх по разрезу в среднезернистый с незначительной долей алевроитовой фракции. Доля глинистой фракции не превышает первые проценты, она представлена каолинитом и монтмориллонитом. Текстура породы таблитчатая с крупной косой слоистостью, нарушенная следами активной биотурбации. Первичная слоистость подчеркнута углефицированным растительным детритом и глинистым материалом. Наблюдаются включения углистого вещества, частиц углей. Отмечены следы жизнедеятельности *Planolites*, *Skolithos*, *Teichichnus*, *Ophiomorpha*. В интервале 1538,5–1539,5 м выявлено повышенное содержание анатаза (0,4%). Контакт с подстилающими породами резкий, верхняя граница характеризуется контактом размыва.

Вид кривой ГК с прямыми кровельной и подошвенной границами, с вертикальной волнистой боковой линией. Появление пиков кривой связано с глинистыми прослоями в верхней части интервала.

Отложения межруслового залива выявлены в двух интервалах: 1566–1571,5 и 1532,7–1534 м. Интервал 1566–1571,5 м представлен переходом вверх по разрезу от тонкого переслаивания алевролитов и аргиллитов с волнистой прерывистой слоистостью к алевролитам с полого-волнистой слоистостью и мелкозернистым песчаникам с волнистой прерывистой слоистостью, далее порода сменяется на алевролиты с комковатой слоистостью и на прослой песчаника с волнистой прерывистой слоистостью. Глинистые фракции занимают в среднем 10–20% и представлены монтмориллонитом, иллитом, хлоритом и каолинитом. Отмечаются следы жизнедеятельности *Palaeophycus*, *Planolites*, *Diplocraterion*, *Teichichnus*, *Asterosoma*. Контакт с нижележащими породами резкий, с вышележащими постепенный.

Интервал 1532,7–1534 м сложен песчаником мелкозернистым алевроитистым с линзовидно-волнистой и тонкой полого-волнистой слоистостью. Отмечаются следы *Planolites*, *Skolithos*, *Teichichnus*, *Ophiomorpha* и включения углистого материала. Контакт с нижележащими породами резкий, с вышележащими постепенный.

Вид кривой ГК с прямой кровельной границей и зубчатой наклонной подошвенной границей. Боковая линия вертикальная волнистая.

Отложения приморского болота наблюдаются в следующих интервалах: 1564–1566, 1557,7–1559, 1549,7–1552,7, 1534–1538 и 1530,7–1532,7 м. Представлены аргиллитами микрослоистыми, плитчатыми. В отдельных случаях отмечаются слои алевролита. Глинистое вещество в интервале 1530,7–1532,7 м почти полностью представлено монтмориллонитом, в то время как в остальных интервалах – монтмориллонитом, иллитом, хлоритом и каолинитом, последний из которых характеризуется наибольшими объемами. Интервал 1530,7–1532,7 м фации болота также характеризуется повышенной карбонатностью, достигающей 28%. Отмечаются включения углефицированных корней растений, линзочки угля и отпечатков и углефицированных остатков стеблей наземных растений. Верхняя граница фаций, как правило, резкая, размытая, нижняя – постепенная.

Вид кривой ГК с наклонной зубчатой кровельной и прямой подошвенной границами и боковой зубчатой линией.

Минеральный состав

Теперь рассмотрим минеральный состав выделенных фаций (рис. 4).

Отложения шельфа косьвинского и радаевского горизонтов, изученные рентгенодифрактометрическим методом, представлены аргиллитами с высоким содержанием глинистых минералов (71,1–72,2%) и подчиненным количеством кварца (20,1–22,8%) (рис. 4). В породах определены пирит (3–5%), кальцит (5%) и доломит (0,7%). Глинистая компонента аргиллитов косьвинского горизонта состоит из иллит-сметита (55%) и палыгорскита (16%) (рис. 5Г), тогда как в породах радаевского горизонта преобладает каолинит (39%), а иллит (14%) и иллит-сметит (19%) содержатся в меньшем количестве. Доля смектитовых слоев в иллит-сметитах составляет 20–25%.

Отложения продельтового склона радаевского горизонта сложены преимущественно глинистыми минералами: их суммарное количество в алевролитах колеблется на уровне 38–50% (рис. 4). Аутигенные минералы представлены пиритом (до 3%) и карбонатами (кальцитом, анкеритом, сидеритом), которые неравномерно распределены в породах. В алевролитах преобладает каолинит (60–69%), а иллит-сметит (25–36%) и иллит (4–5%) содержатся в меньшем количестве, причем смектитовые слои составляют не более 10% иллит-сметита (рис. 5В).

Отложения продельтового склона тульского горизонта представлены алевролитами, состоящими преимущественно из кварца (90%) (рис. 4). Глинистые минералы (каолинит, иллит) составляют порядка 6%. Вторичная минерализация отмечена наличием кальцита и пирита (около 2%).

Отложения фронта дельты, развитые в радаевском и преимущественно в бобриковском горизонте, состоят из кварца (60–95%) и глинистых минералов (1–33%) (рис. 4). В качестве постоянной примеси встречаются сидерит (до 2%) и пирит (до 3%), а калиевые полевые шпаты (до 5%), кальцит (2%), анкерит (2%), рутил (0,5%) и анатаз (0,1%) установлены в единичных образцах.

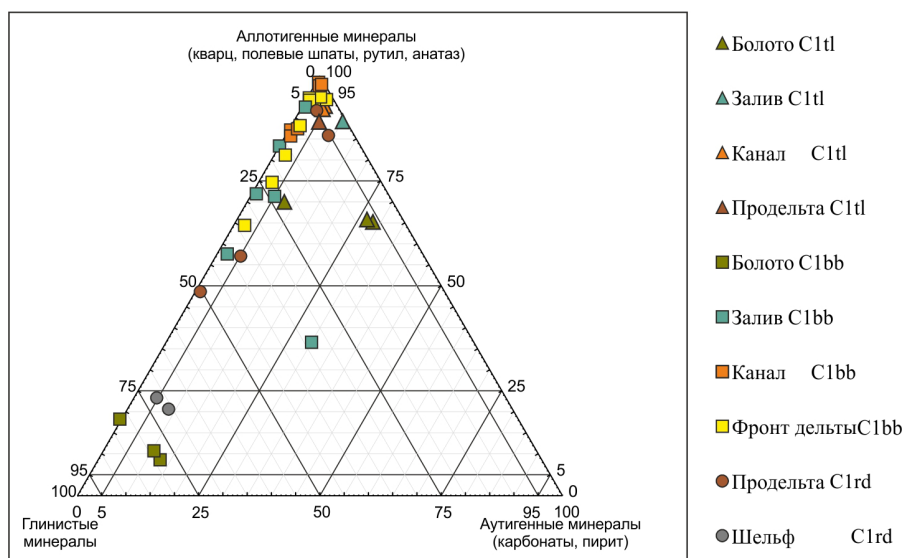


Рис. 4. Тройная диаграмма «аллотигенные минералы – аутигенные минералы – глинистые минералы» для фаций визейских отложений

Глинистая часть песчаников радаевского горизонта представлена каолинитом (81–88%) с подчиненным количеством иллита (13–19%).

Глинистая фракция пород бобриковского горизонта в верхней и нижней частях интервала характеризуется полиминеральным составом, тогда как в средней части в некоторых прослоях с низким содержанием глинистой компоненты определен только каолинит. В целом среди глинистых минералов попеременно преобладают каолинит (24–100%) и иллит-сметтит (до 58%), а иллит (до 27%) и хлорит (до 21%) содержатся в меньшем количестве. Количество набухающих слоев в иллит-сметтитах составляет от 5% до 15%.

Отложения распределительного дельтового канала бобриковского горизонта сложены кварцем (56–99%) с подчиненным количеством глинистых минералов (1–13%) (рис. 4). Аутигенные минералы представлены пиритом (до 2%) и сидеритом (до 1,4%). В одном образце в примесном количестве встречены рутил (0,6%) и анатаз (0,1%). Глинистая фракция пород протоки бобриковского горизонта состоит из каолинита, за исключением одного образца (1574,35 м), где помимо каолинита (65%) определены иллит-сметит (8%), иллит (12%) и хлорит (15%). Хлорит определен по рефлексам с межплоскостным расстоянием $d = 14,20; 7,10; 3,54 \text{ \AA}$ (Котельников, Конюхов, 1986). В отличие от каолинита, при температурной обработке до 550 °С пики хлорита сохраняются с некоторым уменьшением интенсивности.

Отложения распределительного дельтового канала тульского горизонта состоят преимущественно из кварца (93–99 %) (рис. 4). В незначительном количестве в породах содержатся глинистые минералы (до 3%), кальцит (до 1%), анкерит (1,5%), сидерит (до 4%). В единичных образцах установлены пирит (0,2%) и анатаз (0,4%). Глинистая фракция пород протоки тульского горизонта состоит из каолинита, за исключением одного образца (1539,10 м), где она сложена иллит-сметтитом (89%) и каолинитом (11%).

Отложения межруслового залива бобриковского горизонта состоят из кварца (36–93%) и глинистых минералов (6–40%) (рис. 4). Встречен карбонатизированный прослой с повышенными содержаниями кальцита (23%)

и доломита (анкерита) (4%). В незначительном количестве определены калиевые полевые шпаты (4%), сидерит (до 1%) и пирит (до 4%). Глинистые минералы в породах залива бобриковского горизонта характеризуются полиминеральной ассоциацией. Среди них преобладает каолинит (44–73%), а иллит-сметтит (до 39%), иллит (5–26%) и хлорит (1–17%) содержатся в подчиненном количестве.

Отложения межруслового залива тульского горизонта сложены преимущественно кварцем (86–97%) (рис. 4). Второстепенные и примесные минералы представлены анкеритом (до 8%), глинистыми минералами (3%), калиевыми полевыми шпатами (до 4%), кальцитом (1,5%) и пиритом (до 2%). Пелитовая фракция отложений залива тульского горизонта практически полностью состоит из иллита (89–100%). В отдельных прослоях встречены хлорит (11%) и каолинит (5%).

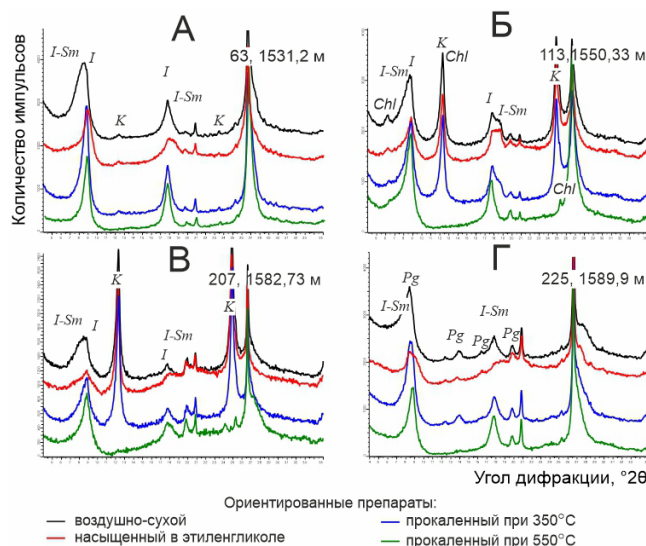


Рис. 5. Дифрактограммы глинистой фракции изученных отложений: А – тульский горизонт, фация приморского болота; Б – бобриковский горизонт, фация приморского болота; В – радаевский горизонт, фация предельтового склона; Г – косьвинский горизонт, фация шельфа. Глинистые минералы: I – иллит, I-Sm – иллит-смектит, К – каолинит, Chl – хлорит, Pg – палыгорскит

Отложения приморского болота бобриковского горизонта представлены аргиллитами и состоят из глинистых минералов (79–83%) и кварца (8–18%) (рис. 4). В породах встречены кальцит (до 8%), анкерит (2%), сидерит (1%) и пирит (до 3%). Глинистые минералы отложений болота бобриковского горизонта состоят из иллит-сметкита (42–48%), каолинита (31–35%), иллита (15–16%) и хлорита (6–7%) (рис. 5Б). Количество сметкитовых слоев в иллит-сметките составляет 15%.

Отложения приморского болота тульского горизонта характеризуются карбонатно-терригенным составом (рис. 4). Преобладающим минералом является кварц (60–66%), а кальцит (до 17%), анкерит (до 24%) и глинистые минералы (6–22%) содержатся в подчиненном количестве. Содержание пирита не превышает 3%. Глинистая компонента отложений болота тульского горизонта представлена иллит-сметкитом (86–98%) с количеством набухающих слоев от 10% до 20%, а также каолинитом (2–14%) (рис. 5А).

Петрографическая характеристика

Минеральный состав терригенных пород *радаевского горизонта*, по классификации Н.В. Логвиненко (Логвиненко, 1974), соответствует полевошпат-кварцевым алевролитам и песчаникам (рис. 6).

Снизу вверх по разрезу степень сортировки меняется от средней до хорошей. Хорошая сортировка преобладает в большинстве образцах. Окатанность обломочного материала меняется от хорошей до средней, что указывает на изменение дальности переноса обломочного материала. Структура псаммитовая, алевритовая, размер зерен изменяется от 0,01 до 0,22 мм, преобладают зерна 0,05–0,1 мм. Среди обломков различаются полуокатанные (60–80%) и неокатанные (10–35%), отмечаются окатанные обломки (5–10%) (рис. 7А, 7Б). Для пород характерно бесцементное контактное или регенерационное кварцевое соединение зерен с формированием конформных контактов (рис. 7В, 7Г). В некоторых образцах выделяется пленочно-поровый тип цементации, минеральный состав цемента: седиментогенный, глинистый, преимущественно гидрослюдистый. Неравномерно по шлифу в отдельных породах развивается каолинит, плохо раскристаллизованный, с редкой примесью гидрослюды. По периметру

и на контакте зерен имеются редкие крустификационные пленки, где обломочные зерна обрастают листочками гидрослюды. Неравномерно также наблюдается поровый цемент карбонатного состава. Карбонатная составляющая цемента представлена кальцитом, неравномерно распределена в межзерновом пространстве, реже представлена в виде пойкилитовых зерен (рис. 7Д).

Средний минеральный состав пород *радаевского горизонта*: кварц (~82%), полевые шпаты (~5%), слюда (~9%) и обломки пород различного генезиса (~4%). Обломки пород представлены кварцитами, микросланцами, глинистыми и кремневыми породами. Присутствуют обломки слюд (мусковит). В породах установлены минералы, характерные для магматических пород кислого состава: циркон, турмалин, сфен, лейкоксен, а также единичные окатанные зерна амфибола (основной состав) (рис. 8).

Минеральный состав терригенных пород *бобриковского горизонта*, по классификации Н.В. Логвиненко, соответствует кварцевым песчаникам (рис. 6). Снизу вверх по разрезу степень сортировки меняется от средней до хорошей. Хорошая сортировка преобладает в большинстве образцах. Окатанность обломочного материала практически не изменяется, преобладающая часть – это полуокатанные обломки (рис. 7Е). Структура псаммитовая, алевритовая, размер зерен варьирует от 0,04 до 0,25 мм, преобладают зерна 0,1–0,18 мм. Среди обломков пород преобладают полуокатанные (80–90%), встречаются также неокатанные (10–15%), редко окатанные обломки (5%). В породах преобладает цементация вдавливания с конформной микроструктурой. Это бесцементное контактное соединение зерен кварца и обломков различного генезиса, а так же регенерационное кварцевое соединение зерен (рис. 7Ж, 7З). В редких случаях в порах развивается каолинит разной степени раскристаллизованности с редкой примесью гидрослюды (рис. 7К). Средний минеральный состав пород *бобриковского горизонта*: кварц (~97%), полевые шпаты (~2%) и единичные обломки кварцитов (~1%). В породах диагностированы минералы, характерные для магматических пород кислого и основного составов: циркон (рис. 7И), турмалин, лейкоксен, амфиболы и пироксены (рис. 8).

Фигуративные точки изученных пород *тульского горизонта* на классификационной диаграмме Н.В. Логвиненко



Рис. 6. Классификационная диаграмма для терригенных пород визейского яруса по (Логвиненко, 1974)

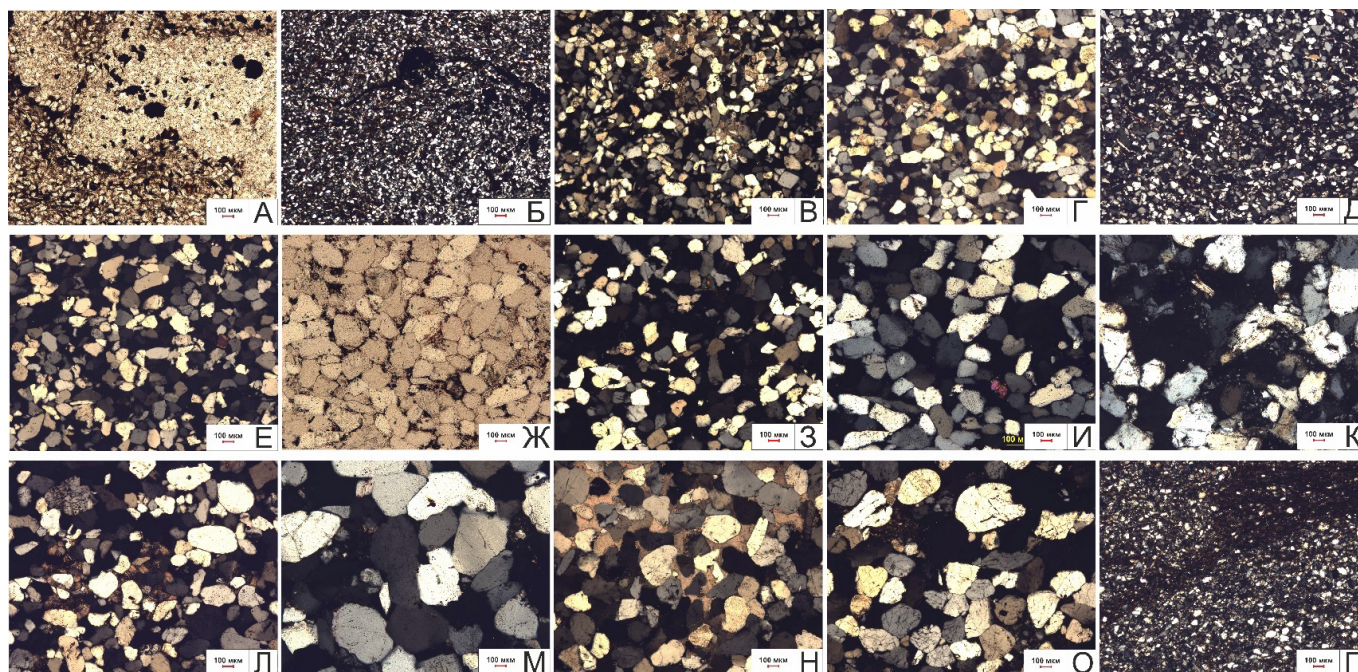


Рис. 7. Микрофотографии ишифов терригенных пород радаевского (А–Д), бобриковского (Е–К) и тульского (Л–П) горизонтов. А – алеврит разномзернистый кварцевый, биотурбированный (фрагмент ишифа без анализатора); Б – алеврит разномзернистый кварцевый (фрагмент ишифа с анализатором); В – песчаник алевритистый мелкозернистый с поровым карбонатным цементом; Г – песчаник алевритистый мелкозернистый, бесцементное контактное и регенерационное кварцевое соединение зерен; единичные зерна циркона; Д – алеврит разномзернистый, образование конформной структуры, укрупнение чешуек гидрослюдистого цемента; Е – песчаник алевритистый мелкозернистый кварцевый; Ж – песчаник алевритистый мелкозернистый кварцевый, структура вдавливания и образование конформных структур за счет регенерации кварца и уплотнения обломков; единичное зерно пироксена (фрагмент ишифа без анализатора); З – тот же фрагмент ишифа с анализатором; И – песчаник алевритистый мелкозернистый, бесцементное контактное соединение зерен характеризуется конформной структурой, единичное зерно циркона; К – песчаник алевритистый мелкозернистый, в порах развивается каолинит разной степени раскристаллизованности; Л – сидерит в межзерновом пространстве в виде овальных стяжений; М – регенерационное кварцевое соединение зерен с формированием конформных контактов в песчанике; Н – поровый карбонатный цемент; О – пора сверху заполнена пластичным глинистым микросланцем, пора внизу каолинитом; П – алеврит мелкозернистый кварцевый слюдястый с пленочно-поровым глинистым цементом, слабобиотурбированный. Длина масштабной линейки 100 мкм

расположились в поле значений полевошпат-кварцевых песчаников и алевритов (рис. 6). Снизу вверх по разрезу степень сортировка изменяется от средней до плохой, преобладает средняя сортировка. Структура псаммитовая, алевритовая, размер зерен варьирует от 0,01 до 0,22 мм, преобладают зерна 0,1–0,18 мм. Среди обломков различаются полуокатанные (70–85%), окатанные (5–20%) и неокатанные (10%). Для пород характерен пленочно-поровый глинистый, каолинит-гидрослюдистого состава цемент. А так же бесцементное контактное или регенерационное кварцевое соединение зерен (рис. 7М) с формированием конформных контактов. В порах развивается каолинит, чаще всего плохо раскристаллизованный. По периметру и на контакте зерен встречаются редкие крустификационные пленки, где обломочные зерна обрастают листочками гидрослюды, хлорита. Иногда поры заполнены пластичными глинистыми микросланцами (преимущественно гидрослюдистого состава) (рис. 7О). В некоторых образцах также встречается поровый карбонатный цемент. Карбонатная составляющая цемента представлена кальцитом и сидеритом. Кальцит образует пойкилитовые кристаллы (рис. 7Н), сидерит находится в межзерновом пространстве в виде изометричных зерен или овальных стяжений (рис. 7Л). Средний минеральный состав пород тульского горизонта: кварц (~81%), полевые шпаты (~7%), слюда (~3%) и обломки пород различного

генезиса (~9%). Последние представлены кварцитами, микросланцами, глинистыми и кремневыми породами. В породах обнаружены минералы, характерные для магматических пород кислого состава: циркон, турмалин, сфен и лейкоксен.

Петрогенные оксиды

Содержания петрогенных оксидов и рассчитанные значения основных химических индексов CIA (Nesbitt, Young, 1982; Юдович, Кетрис, 1980) и ICV (Cox, Lowe, 1995) приведены в табл. 1.

Радаевский горизонт. Содержания оксидов в алевритах варьируют в пределах (мас. %): SiO_2 – 78,3–86,5; TiO_2 – 0,3–0,7; Al_2O_3 – 1,9–5,3; Fe_2O_3 – 1,3–3,4; MgO – 0,2–2,3; CaO – 0,1–4,9; Na_2O – 0,2–0,4; K_2O – 0,1–0,3 (табл. 1). На классификационной диаграмме Ф. Петтиджона (Pettijohn et al., 1972) фигуративные точки состава алевритов радаевского горизонта располагаются в поле субаркоз (рис. 9А). Содержания оксидов в песчаниках варьируют в пределах (мас. %): SiO_2 – 89,3–90,9; TiO_2 – 0,5–0,6; Al_2O_3 – 2,3–3,8; Fe_2O_3 – 0,3–0,9; MgO – 0,3–0,5; CaO – 0,2–0,9; Na_2O – 0,4; K_2O – 0,2–0,3 (табл. 1). На диаграмме Петтиджона фигуративные точки состава песчаников радаевского горизонта располагаются в поле сублитаренитов (рис. 9А).

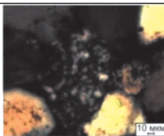
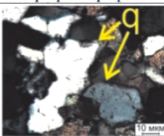
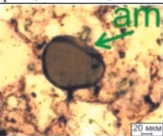
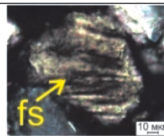
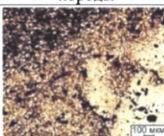
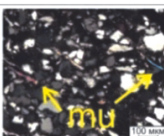
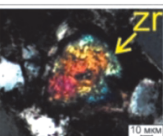
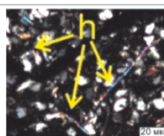
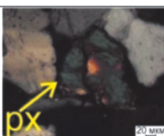
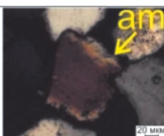
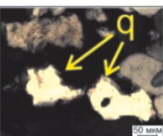
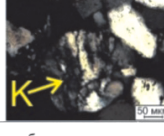
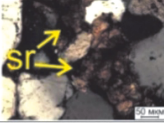
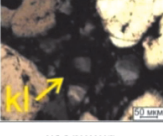
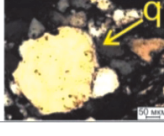
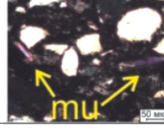
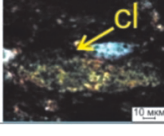
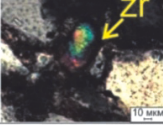
Горизонт	Порода	Микрофотографии шлифов (николи х)			
Радаевский	Олигомиктовые (полевошпат-кварцевые) песчаники				
		обломок кремневой породы	регенерация кварца	обломок амфибола	пелитизация ПШ
	Олигомиктовые (полевошпат-кварцевые) алевролиты				
		биотурбация	мусковит	обломок циркона	укрупненные чешуйки гидрослюда
Бобриковский	Кварцевые песчаники				
		обломок пироксена	обломок амфибола	регенерация кварца	пелитизация ПШ
Тульский	Олигомиктовые (полевошпат-кварцевые) песчаники				
		обломок кварцита	сидерит	каолинит	песчаник алевролитовый
	Олигомиктовые (полевошпат-кварцевые) алевролиты				
		мусковит	хлорит	обломок циркона	сидерит (алевролит песчаный)

Рис. 8. Фототаблица микрофотографий шлифов терригенных пород радаевского, бобриковского, тульского горизонтов. Обозначения: q – кварц; am – амфибол; fs – полевошпат; mu – мусковит; zr – циркон; h – гидрослюда; px – пироксен; K – кварцит; sr – сидерит; kl – каолинит; cl – хлорит

На диаграмме (рис. 9Б) видно, что песчаники имеют значения CIA и ICV в диапазоне 17–48 и 1,22–4,90 соответственно и что они расположены в поле незрелых слабыветрелых пород. Для алевролитов значения CIA и ICV варьируют в диапазоне 75–88 и 0,68–0,91 соответственно, фигуративные точки алевролитов концентрируются в поле зрелых интенсивно выветрелых пород.

Бобриковский горизонт. Содержания оксидов в песчаниках варьируют в пределах (мас. %): SiO_2 – 92,2–96,3; TiO_2 – 0,1–0,3; Al_2O_3 – 0,8–1,5; Fe_2O_3 – до 0,4; MgO – 0,1–0,2; CaO – 0,1–2,5; Na_2O – 0,2–0,5; K_2O – до 0,2 (табл. 1). На диаграмме Петтиджона фигуративные точки состава песчаников бобриковского горизонта находятся в поле сублитаренитов (рис. 9А). На диаграмме (рис. 9Б) видно, что для песчаников значения CIA и ICV лежат в диапазоне 14–63 и 0,78–4,24 соответственно и фигуративные точки сконцентрированы в поле зрелых и незрелых слабыветрелых пород.

Тульский горизонт. Содержания оксидов в песчаниках и единичном образце алевролита варьируют в пределах (мас. %): SiO_2 – 83,9–93,6; TiO_2 – до 0,1; Al_2O_3 – 1,0–1,9; Fe_2O_3 – 0,8–6,1; MgO – 0,2–0,8; CaO – 0,3–1,2; Na_2O – 0,2–0,4; K_2O – до 0,1 (табл. 1). На диаграмме Петтиджона фигуративные точки состава терригенных пород тульского горизонта концентрируются в поле сублитаренитов (рис. 9А). На диаграмме (рис. 9Б) видно, что песчаники и алевролиты имеют значения CIA и ICV в диапазоне 36–57 и 1,18–7,24 соответственно и что они расположены в поле незрелых слабыветрелых пород.

Редкоземельные элементы

Содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) в изученных образцах радаевского, бобриковского и тульского горизонтов представлены в табл. 1. Для наглядного представления особенностей распределения этих элементов проведено их нормирование на хондрит (Boynnton, 1984).

Для пород *радаевского горизонта* характерны фракционированные спектры распределения РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 5,94–12,00$) и обогащение легкими лантаноидами ($(\text{La}/\text{Sm})_n = 1,09–4,29$) относительно тяжелых ($(\text{Ga}/\text{Yb})_n = 1,42–3,62$). На спектрах фиксируется ярко выраженная отрицательная европиевая аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,01–0,55$) (рис. 9Д).

Терригенные породы *бобриковского горизонта* характеризуются фракционированными спектрами распределения РЗЭ ($((\text{La}/\text{Yb}))_n = 7,21–20,23$), они обогащены легкими лантаноидами ($(\text{La}/\text{Sm})_n = 1,60–8,82$) относительно тяжелых ($(\text{Ga}/\text{Yb})_n = 1,01–5,55$). Отмечается наличие как отрицательной, так и положительной европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,01–1,16$) (рис. 9Г).

Для песчаников и алевролитов *тульского горизонта* типичны фракционированные спектры распределения РЗЭ ($((\text{La}/\text{Yb}))_n = 6,9–24,58$) и обогащение легкими лантаноидами ($(\text{La}/\text{Sm})_n = 1,23–4,69$) относительно тяжелых ($((\text{Ga}/\text{Yb}))_n = 1,78–3,72$). Кроме того, наблюдается слабывыраженная отрицательная европиевая аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,55–0,76$) (рис. 9В).

Лабораторный №	Tl_5	Tl_4	Tl_3	Tl_2	Tl_1	Bb_5	Bb_4	Bb_3	Bb_2	Bb_1
Глубина, м	1538,45	1539,33	1540,88	1541,91	1542,58	1576,56	1577,07	1578,41	1579,64	1580,15
Литология	Песчаник	Песчаник	Песчаник	Песчаник	Алевролит	Песчаник	Песчаник	Песчаник	Песчаник	Песчаник
Компонент (мас. %)	Тульский горизонт					Бобриковский горизонт				
SiO ₂	85,73	92,99	84,33	93,64	83,85	93,87	95,94	95,09	96,27	92,18
TiO ₂	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,25	0,12	0,13	0,10	0,07
Al ₂ O ₃	1,06	1,00	1,85	1,56	1,80	1,51	1,00	0,99	0,76	0,76
Fe ₂ O ₃	6,09	1,91	5,24	0,80	5,52	0,25	0,04	0,07	0,07	0,35
MnO	0,11	0,13	0,13	0,13	0,18	0,12	0,14	0,13	0,11	0,07
MgO	0,39	0,23	0,82	0,26	0,64	0,14	0,15	0,14	0,14	0,14
CaO	0,61	0,31	0,85	0,39	1,16	0,10	0,11	0,11	0,11	2,46
Na ₂ O	0,36	0,24	0,39	0,23	0,35	0,40	0,32	0,46	0,30	0,21
K ₂ O	0,13	0,10	0,14	0,11	0,13	0,05	0,10	0,16	0,05	0,01
P ₂ O ₅	0,21	0,05	0,06	0,05	0,30	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
потери при прокаливании	3,91	1,70	4,87	1,37	4,65	2,13	0,81	1,51	0,84	2,28
Сумма	98,67	98,71	98,73	98,59	98,63	98,84	98,75	98,80	98,78	98,57
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	81,11	92,71	45,61	59,87	46,61	62,21	96,42	95,66	126,34	121,29
K ₂ O/Na ₂ O	0,36	0,42	0,35	0,48	0,36	0,12	0,32	0,34	0,16	0,05
CIA	36,48	48,67	44,19	56,52	39,02	63,10	54,38	47,11	50,21	13,59
ICV	7,24	2,84	4,06	1,18	4,36	0,78	0,84	1,06	1,02	4,26
ppm										
La	14,22	5,67	7,70	6,78	7,88	7,21	4,60	4,82	4,50	5,24
Ce	31,47	10,57	14,45	12,50	16,62	12,40	8,25	9,04	8,44	11,91
Pr	4,06	1,27	1,78	1,44	2,38	1,49	0,92	1,00	0,89	1,91
Nd	15,90	4,77	6,76	5,28	11,47	5,46	3,30	3,61	3,12	10,71
Sm	2,24	0,95	1,43	0,91	4,02	1,01	0,55	0,60	0,51	3,27
Eu	0,32	0,15	0,26	0,15	0,94	0,35	0,09	0,09	0,04	0,01
Gd	1,32	0,72	1,15	0,67	3,55	0,84	0,43	0,45	0,38	2,74
Tb	0,18	0,11	0,17	0,09	0,51	0,13	0,07	0,07	0,06	0,33
Dy	0,80	0,49	0,79	0,41	2,13	0,63	0,34	0,34	0,28	1,27
Ho	0,13	0,10	0,16	0,08	0,39	0,13	0,07	0,07	0,05	0,22
Er	0,41	0,26	0,42	0,21	0,88	0,37	0,19	0,19	0,15	0,51
Tm	0,04	0,03	0,05	0,02	0,09	0,04	0,02	0,02	0,02	0,05
Yb	0,39	0,29	0,52	0,23	0,77	0,41	0,20	0,20	0,15	0,49
Lu	0,04	0,03	0,06	0,03	0,09	0,05	0,03	0,03	0,02	0,06
Eu/Eu*	0,57	0,55	0,62	0,59	0,76	1,16	0,57	0,53	0,28	0,01
(La/Yb) _n	24,58	13,18	9,98	19,87	6,9	11,86	15,51	16,25	20,23	7,21
(La/Sm) _n	3,99	53,75	3,39	74,69	1,23	4,49	5,26	5,05	5,55	1,01
(Gd/Yb) _n	2,73	2,00	1,78	2,35	3,72	1,65	1,73	1,82	2,04	4,51

Табл. 1. Петрохимический состав и содержания редкоземельных элементов в терригенных породах визейского яруса. Примечания: $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \cdot 100$; $ICV = (TiO_2 + Fe_2O_3 + MnO + MgO + CaO + K_2O + Na_2O) / Al_2O_3$; $Eu/Eu^* = 1/2 \cdot ((Eu)n) / [(Sm)n \cdot (Gd)n]$; $(La/Yb)_n$, $(La/Sm)_n$, $(Ga/Yb)_n$ – отношения, нормированные по хондриту (Boynnton, 1984)

Лабораторный №	Rd_5	Rd_4	Rd_3	Rd_2	Rd_1
Глубина, м	1581,93	1582,57	1583,90	1584,21	1585,35
Литология	Алевролит	Алевролит	Песчаник	Песчаник	Алевролит
Компонент (мас, %)	Радаевский горизонт				
SiO ₂	86,49	78,34	90,92	89,32	84,58
TiO ₂	0,74	0,34	0,48	0,56	0,59
Al ₂ O ₃	4,75	1,87	2,28	3,78	5,25
Fe ₂ O ₃	1,76	1,31	0,34	0,93	3,44
MnO	0,16	0,13	0,12	0,12	0,08
MgO	0,24	2,27	0,47	0,25	0,20
CaO	0,21	4,91	0,87	0,23	0,10
Na ₂ O	0,37	0,21	0,42	0,35	0,15
K ₂ O	0,34	0,10	0,19	0,28	0,28
P ₂ O ₅	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04
потери при прокаливании	3,60	8,04	2,44	2,80	4,08
Сумма	98,71	97,55	98,58	98,65	98,78
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	18,22	42,01	39,86	23,62	16,11
K ₂ O/Na ₂ O	0,90	0,46	0,45	0,80	1,82
CIA	77,63	16,60	47,88	74,69	87,72
ICV	0,77	4,90	1,22	0,68	0,91
ppm					
La	28,90	18,58	18,97	23,67	21,73
Ce	53,44	41,02	36,50	44,68	42,06
Pr	6,61	6,47	4,81	5,59	5,27
Nd	24,60	33,71	20,13	20,95	20,06
Sm	4,24	10,74	4,46	3,70	3,83
Eu	0,12	0,02	0,74	0,50	0,20
Gd	3,39	9,46	3,81	2,97	3,22
Tb	0,53	1,29	0,57	0,45	0,51
Dy	2,55	5,38	2,58	2,17	2,52
Ho	0,56	0,98	0,53	0,44	0,55
Er	1,54	2,20	1,37	1,24	1,54
Tm	0,20	0,25	0,16	0,16	0,20
Yb	1,77	2,11	1,45	1,33	1,83
Lu	0,23	0,125	0,19	0,18	0,24
Eu/Eu*	0,10	0,01	0,55	0,46	0,17
(La/Yb) <i>n</i>	11,01	5,94	8,82	12,00	8,01
(La/Sm) <i>n</i>	4,29	1,09	2,68	4,02	3,57
(Gd/Yb) <i>n</i>	1,55	3,62	2,12	1,8	1,42

Табл. 1. Продолжение

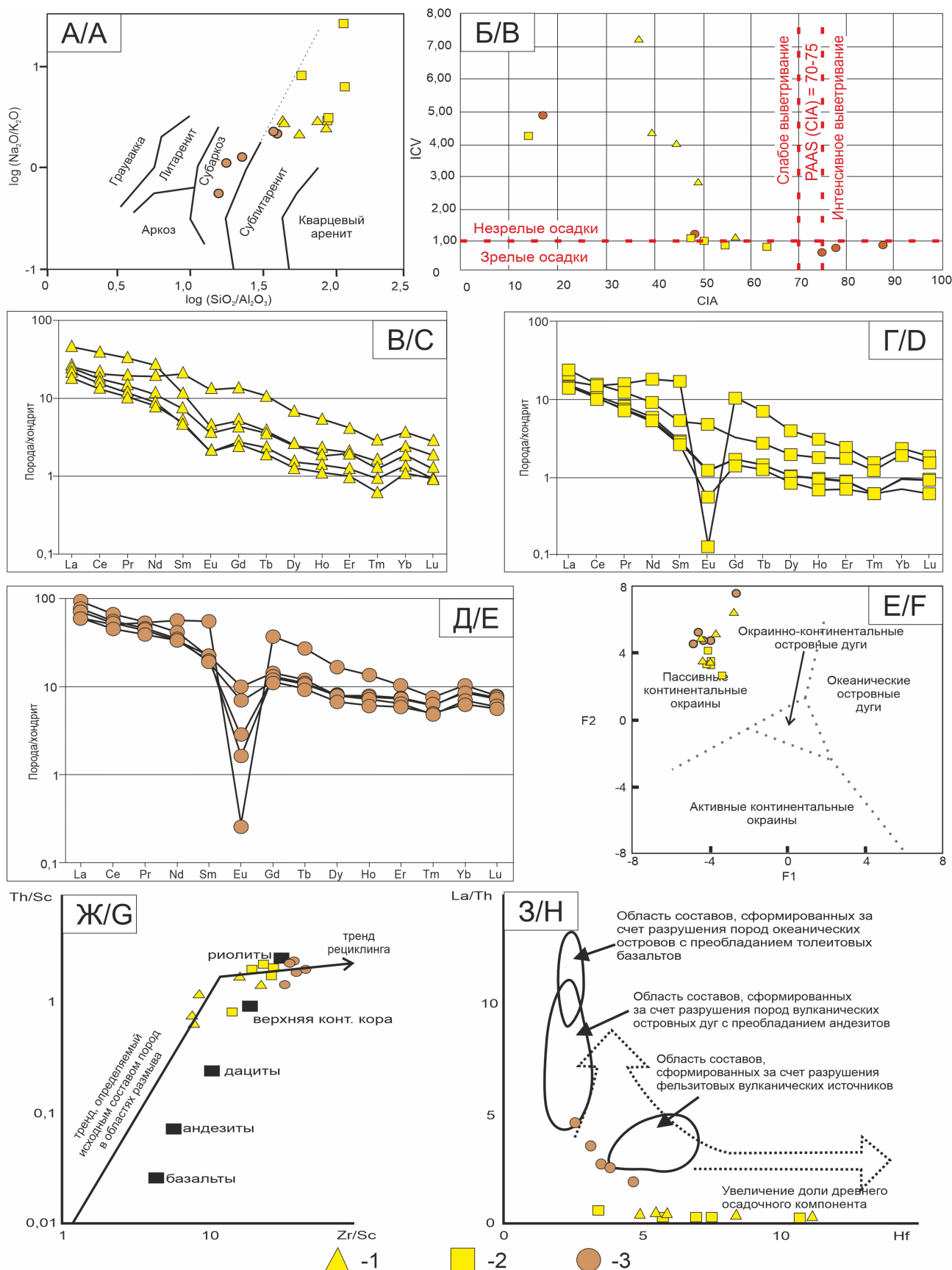


Рис. 9. Положение фигуративных точек на диаграммах Ф. Петтиджона (Pettijohn et al., 1972) (А/А); диаграмма CIA (индекс химического выветривания) (Nesbitt, Young, 1982) / ICV (индекс зрелости осадков) (Cox, Lowe, 1995) (Б/В); спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту (Boynnton, 1984) (В/С, Г/Д, Д/Е); палеогеодинамическая дискриминационная диаграмма F1 – F2 М. Бхатиа (Bhatia, 1983) (Е/Ф); дискриминационные диаграммы для определения состава источника сноса: (Ж/Г) – диаграмма Zr/Sc–Th/Sc (Cullers, 2002) и (З/Н) – диаграмма Hf–La/Th (Floyd, Leveridge, 1987). Терригенные породы визейского яруса: (1) – тульский горизонт; (2) – бобриковский горизонт; (3) – радаевский горизонт

Обсуждение результатов

Генетическая типизация терригенных пород визейского яруса, проведенная с использованием системы индексов CIA/ICV (Nesbitt, Young, 1982; McLennan et al., 1993; Cox, Lowe, 1995; Fedo et al., 1995), позволила аттестовать алевролиты и песчаники радаевского и песчаники бобриковского горизонта как осадки первого и второго цикла седиментации, т.е. как породы, образованные за счет разрушения первично-магматических, метаморфических и осадочных пород. При этом песчаники радаевского горизонта характеризуются низкой степенью выветривания, а алевролиты – высокой. Для песчаников бобриковского горизонта характерна низкая степень выветривания. Фигуративные точки состава терригенных пород тульского горизонта находятся в поле осадков первого цикла седиментации, слабовыветрелых пород.

В результате исследований изученные породы разделили на три естественные группы.

К первой группе относятся породы радаевского горизонта, которые характеризуются хорошей степенью сортировки и окатанности. Эти породы преимущественно полевошпат-кварцевые состава со средним содержанием слюды (~9%) и обломков пород различного генезиса (~4%). Анализ обломочной части и аксессуарных минералов показал, что в области источника разрушались преимущественно магматические и метаморфические породы кислого состава. Состав глинистой фракции пород радаевского горизонта (каолинит, иллит, иллит-сметтит) указывают на петрофонд кислого состава. Для этой группы пород фиксируется наличие отрицательной европиевой аномалии. Таким образом, характер распределения спектров РЗЭ подтверждает сделанные выводы по результатам петрографических и минералогических исследований о кислом составе пород в области источника сноса.

Ко второй группе относятся породы бобриковского горизонта, которые характеризуются хорошей степенью сортировки и окатанности. Эти породы преимущественно кварцевые состава с единичными обломками кварцитов (~1%). Анализ обломочной части и минералов тяжелой фракции показал, что в области источника разрушались магматические и метаморфические породы кислого и основного составов. Появление хлорита в отложениях бобриковского горизонта свидетельствует о наличии фемических минералов в исходных продуктах разрушения, что позволяет предположить влияние источников сноса основного состава. Для этой группы пород фиксируется как наличие, так и отсутствие отрицательной европиевой аномалии. Подтверждается кислый и основной состав пород в области источника сноса.

К третьей группе относятся породы тульского горизонта, которые характеризуются средней степенью сортировки и окатанности. Эти породы преимущественно полевошпат-кварцевые состава со средним содержанием слюды (~3%) и обломков пород различного генезиса (~9%). Анализ обломочной части и минералов тяжелой фракции показал, что в области источника разрушались магматические и метаморфические породы кислого состава. В породах горизонта хлорит развит локально, вероятно, в результате переотложения ранее сформированных осадков, тогда как доминирующие снизу вверх в глинистой фракции каолинит, а затем иллит-сметтит являются

производными преимущественно кислого петрофонда. Для этой группы пород фиксируется наличие отрицательной европиевой аномалии. В области источника сноса располагались преимущественно породы кислого состава.

Присущие в терригенных породах визейского яруса значения отношений Zr/Sc и Th/Sc указывают, в соответствии с представлениями (McLennan et al., 1993), на то, что в их составе доминирует материал первого цикла седиментации, источником которого были магматические породы преимущественно кислого состава. При этом фигуративные точки состава пород радаевского горизонта тяготеют к тренду рециклинга, что подтверждает ранее сделанные выводы (рис. 9Ж).

На диаграмме $Hf-La/Th$ (рис. 9З) фигуративные точки образцов тульского и бобриковского горизонтов находятся в области нарастания древней осадочной составляющей, а радаевского горизонта располагаются вблизи полей преимущественно с кислым составом. Породы бобриковского и тульского горизонтов имеют отчетливо более высокие концентрации Hf по сравнению с образцами из радаевского. Существенный рост содержаний Hf при относительно небольшой величине La/Th предполагает, что в размыв были вовлечены более древние осадочные образования (в этом случае в осадочных породах происходит накопление циркона – основного носителя Hf).

Полученный вывод не противоречит имеющимся представлениям о происхождении терригенных пород визейского яруса. В настоящее время основным источником сноса терригенного материала визейской угленосной формации считаются терригенные породы девона и протерозоя, развитые в западной части Пермского края и в районе Камского свода, а также породы выступов фундамента, сложенного гранитами и гранито-гнейсами (Еремеев, 1972).

Согласно современным представлениям, в раннем карбоне, на рубеже раннегерцинского и позднегерцинского этапов, которым соответствует региональная поверхность несогласия на границе козьвинского и радаевского горизонтов раннего визе, происходит принципиальная перестройка палеогеографии и палеотектоники. В это время происходило сводообразное воздымание центральных районов ВЕП, проявление общелитосферной складчатости, а также инверсия многочисленных рифтогенных структур, что свидетельствует о компрессионных геодинамических внутриплитных обстановках. По продолжительности она захватила радаевское и бобриковское время (обзор в работе (400 миллионов лет..., 2005)).

Накопление пород происходило в обстановках пассивной континентальной окраины, что подтверждается расположением фигуративных точек на палеогеодинамической диаграмме М. Бхатиа (Bhatia, 1983) (рис. 9Е).

Рассматриваемый стратиграфический интервал приурочен к тракту низкого стояния уровня моря визейско-башкирского суперсеквенса. В ранневизейское время фиксируется региональный локальный минимум относительного уровня моря, сопряженный с прибрежно-морскими и прибрежно-континентальными обстановками осадконакопления. В поздневизейское время (во второй половине тульского века) отмечается трансгрессия моря (Сулима и др., 2021).

Заключение

Таким образом, на основе вышесказанного можно сделать следующие выводы.

1. Разрез радаевского горизонта в пределах изучаемого участка представлен фациями шельфа, продельтового склона и фронта дельты. Контакт бобриковского и радаевского горизонтов резкий, эрозийный. Для радаевского горизонта характерно чередование трансгрессивно-регрессивных циклов отложений фронта дельты, распределительного дельтового канала и приморских болот с общим трендом снизу вверх на сокращение доли песчаного материала в виду трансгрессии. В подошве тульского горизонта фиксируются карбонатные отложения, свидетельствующие о максимальной трансгрессии. Терригенная часть тульского горизонта имеет регрессивно-трансгрессивное строение. Наблюдается смена терригенных дельтовых на карбонатные мелководно-морские отложения.

2. Терригенные породы радаевского горизонта являются осадками первого и второго циклов седиментации, образованными преимущественно за счет первично-магматических (кислого состава), метаморфических и осадочных пород. Песчаники бобриковского горизонта – это осадки первого и второго циклов седиментации, образованные также преимущественно за счет первично-магматических (кислого и основного состава), метаморфических и осадочных пород. Алевролиты и песчаники тульского горизонтов являются преимущественно осадками первого цикла седиментации, образованными за счет разрушения первично-магматических (кислого состава) и метаморфических пород, при этом не исключается поступление материала за счет размыва более древних осадочных образований.

3. Считаем, что породы радаевского и бобриковского горизонтов расположены в удалении от места размыва, а тульского, наоборот, вблизи к источнику сноса.

4. Полученные вещественные характеристики терригенных пород визейского яруса с учетом опубликованных данных о литолого-фациальных особенностях этих пород позволили предположить, что седиментация пород происходила на пассивной континентальной окраине при поступлении обломочного материала за счет как размыва ранее накопленных терригенных пород девона и протерозоя, которые были в экспозиции восточнее от основного места осадконакопления, так и разрушения выступов фундамента, активизация которых произошла в ранневизейское время при проявлении общелитосферной складчатости.

Литература

- 400 миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы. (2005). М.: Геокарт, ГЕОС, 388 с.
- Арефьев Ю.М., Андреева Е.Е., Баранова А.Г., Ионов Г.М. (2021). О некоторых особенностях строения турнейских залежей на поднятиях с визейскими врезами. *Экспозиция Нефть Газ*, (3), с. 10–13. <https://doi.org/10.24412/2076-6785-2021-3-10-13>
- Васильев П.В. (1937а). О ритмичности колебательных движений и цикличности в отложении осадков угленосной толщи Кизеловского каменноугольного района. *Разведка недр*, (23), с. 8–22.
- Васильев П.В. (1937б). Типы размывов пластов углей и отложений угленосной толщи в период ее формирования в Кизеловском каменноугольном районе. *Разведка недр*, (24), с. 14–17.
- Васильев П.В. (1940). Кизеловский каменноугольный район. *Геология угольных месторождений СССР*. М.: Гостоптехиздат, Вып. 4, с. 24–58.

- Горский И.И. (1932). Геологический очерк Кизеловского района. *Угленосные отложения западного склона Урала: Сб. М.-Л.*: Гос. науч.-тех. геол.-развед. изд-во, с. 1–85.
- Еремеев В.В. (1972). Палеогеография и минералообразование нижекарбонных угленосных отложений среднего Урала. М.: Наука, 224 с. (Труды. ГИН АН СССР, вып. 240)
- Косков В.Н., Пахомов В.И. (2000). Использование методов ГИС при фациально-циклическом анализе визейской терригенной толщи Пермского Прикамья. *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*, (5), с. 45–50.
- Котельников Д.Д., Конохов А.И. (1986). Глинистые минералы осадочных пород. М.: Недра, 247 с.
- Логвиненко Н.В. (1974). Петрография осадочных пород (с основами методики исследования). М.: Высш. шк., 416 с.
- Методические рекомендации к корреляции разрезов скважин. (2013). Под ред. И.С. Гутмана. М.: Недра, 112 с.
- Муромцев В.С. (1984). Электрометрическая геология песчаных тел – литологических ловушек нефти и газа. Л.: Недра, 260 с.
- Неганов В.М. (2010). Сейсмогеологическая интерпретация геофизических материалов Среднего Приуралья и перспективы дальнейших исследований на нефть и газ. Пермь: Перм. гос. ун-т, 247 с.
- Пахомов В.И., Пахомов И.В. (1980). Визейская угленосная формация западного склона Среднего Урала и Приуралья. М.: Недра, 152 с.
- Потапов Д.В., Азанова Н.О., Подосенов А.Е., Ладейщиков С.В. (2022). Построение детальной литолого-фациальной трехмерной модели на основе комплексирования геолого-геофизических данных на примере бобриковских отложений Батырбайского месторождения Пермского края. *Нефтепромысловое дело*, (11), с. 5–14. [https://doi.org/10.33285/0207-2351-2022-11\(647\)-5-14](https://doi.org/10.33285/0207-2351-2022-11(647)-5-14)
- Ракинцев И.А., Удальчикова Н.В. (2002). Уточнение геологической модели месторождения на основе литолого-фациального анализа (на примере терригенных отложений визейского яруса Кыласовского месторождения). *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*, (8), с. 23–27.
- Рентгенография основных типов породообразующих минералов (слоистые и каркасные силикаты) (1983). Под ред. В.А. Франк-Каменецкого. Л.: Недра, 359 с.
- Рекомендации к методике построения геологических моделей при подсчете запасов углеводородного сырья (2014). М.: ФБУ «ГКЗ», 100 с.
- Рябинкина Н.Н., Шадрин А.Н. (2023). Условия формирования терригенных отложений нижнего карбона южной части гряды Чернышева. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 18(1), с. 103–117.
- Стукова Т.В. (2012). Палинологическая характеристика турнейско-визейских терригенных отложений Пермского Прикамья. *Lethaea rossica. Российский палеоботанический журнал*, 6, с. 32–45.
- Сулима А.И., Плюсин А.В., Плешков Л.Д., Трубин Я.С., Тимофеев В.Д. (2021). Строение и этапы развития осадочного бассейна северо-востока Восточно-Европейской платформы в протерозое и палеозое на основе многолетних наблюдений геологических разрезов и исследований глубоких скважин. *Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов*, 332(11), с. 141–160. <https://doi.org/10.18799/24131830/2021/11/2928>
- Хрущева М.О., Тишин П.А., Чернышов А.И. (2019). Геохимическая характеристика рассолов и современных эвапоритов урочища Талое Озеро (Республика Хакасия). *Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле*, 30, с. 130–140. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2019.30.130>
- Чернова О.С. (2018). Научные основы построения геостатических моделей и геометризации юрско-меловых природных резервуаров Западной Сибири на базе петрофизических и седиментологических исследований керн: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Томск, 522 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000). Основы литохимии. СПб.: Наука, 479 с.
- Bergaya F., Theng B.K.G., Lagaly G. (Eds.) (2006). Handbook of Clay Science. Developments in Clay Science, Vol. 1, Elsevier, 1224 p. [https://doi.org/10.1016/S1572-4352\(05\)01001-9](https://doi.org/10.1016/S1572-4352(05)01001-9)
- Bhatia M.R. (1983). Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *The Journal of Geology*, 91(6), pp. 611–627. <https://doi.org/10.1086/628815>
- Boynton W.V. (1984). Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Henderson P. (ed.) Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, pp. 63–114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Cox R., Lowe D.R.A. (1995). Conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover. *Journal of Sedimentary*

Research. Section A, *Sedimentary Petrology and Processes*, 65(1), pp. 1–12. <https://doi.org/10.1306/D4268009-2B26-11D7-8648000102C1865D>

Cullers R.L. (2002). Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chemical Geology*, 191(4), pp. 305–327. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00133-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00133-X)

Fedo C., Nesbitt H.W., Young G.M. (1995). Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance, *Geology*, 23(10), pp. 921–924. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0921:UT EOPM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0921:UT EOPM>2.3.CO;2)

Floyd P.A., Leveridge B.E. (1987). Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society*, 144, pp. 531–542. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.4.0531>

McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. (1993). Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. *Johnson M.J., Basu A. (Eds.) Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. pp. 21–40. <https://doi.org/10.1130/SPE284-p21>

Nesbitt H.W., Young G.M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, pp. 715–717. <https://doi.org/10.1038/299715a0>

Pettijohn F.I., Potter P.E., Siever R. (1972). *Sand and sandstone*. Berlin, Heidelberg, New York: Springer, 634 p. <https://doi.org/10.1007/978-1-4615-9974-6>

Reading H.G. (1987). *Sedimentary environments and facies*. Oxford; Boston: Blackwell, 626 p.

Rietveld H.M. (1967). Line profiles of neutron powder-diffraction peaks for structure refinement. *Acta Crystallographica*, 22(1), pp. 151–152. <https://doi.org/10.1107/S0365110X67000234>

Rietveld H.M. (1969). A profile refinement method for nuclear and magnetic structures. *Journal of Applied Crystallography*, 2, pp. 65–71. <https://doi.org/10.1107/S0021889869006558>

Thomsen V. (2007). Basic fundamental parameters in X-ray fluorescence *Spectroscopy*, 22(5), pp. 46–50.

Young R.A. (ed.). (1993). *The Rietveld Method*. Oxford: Oxford Univ. Press, 308 p. <https://doi.org/10.1093/oso/9780198555773.001.0001>

Сведения об авторах

Алексей Владимирович Плюснин – канд. геол.-минерал. наук, зав. старший научный сотрудник, Тюменский государственный университет

Россия, 625003, Тюмень, ул. Володарского, д. 6
e-mail: a.v.plyusnin@mail.ru

Александр Иванович Сулима – соискатель кафедры региональной и нефтегазовой геологии, Пермский государственный национальный исследовательский университет

Россия, 614000, Пермь, ул. Букирева, д. 15
e-mail: super.sulima2013@yandex.ru

Дмитрий Андреевич Староселец – аспирант, Тюменский государственный университет

Россия, 625003, Тюмень, ул. Володарского, д. 6
e-mail: d_star1997@mail.ru

Елена Михайловна Томила – старший преподаватель кафедры минералогии и петрографии, Пермский государственный национальный исследовательский университет
Россия, 614990, Пермь, ул. Букирева, д. 15
e-mail: tomilinaelena.psu@yandex.ru

Галина Андреевна Исаева – начальник отдела минералогических исследований, Управления комплексных исследований керна (г. Кунгур) ЦИКиПФ, Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ПермНИПИнефть» в г. Перми
Россия, 614000, Пермь, ул. Пермская, д. 3А
e-mail: Galina.Isaeva@pnn.lukoil.com

Игорь Викторович Афонин – канд. геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник научно-исследовательской лаборатории структурной петрологии и минерогенеза, Национальный исследовательский Томский государственный университет
Россия, 634050, Томск, пр. Ленина, д. 36
e-mail: heaven05@list.ru

Иван Сергеевич Федотов – инженер I категории, отдел минералогических исследований, Управления комплексных исследований керна (г. Кунгур) ЦИКиПФ, Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ПермНИПИнефть» в г. Перми

Россия, 614000, Пермь, ул. Пермская, д. 3А
e-mail: Ivan.Fedotov@pnn.lukoil.com

Евгения Сергеевна Рабцевич – канд. хим. наук, инженер-исследователь испытательного центра «Томский региональный центр коллективного пользования», Национальный исследовательский Томский государственный университет

Россия, 634050, Томск, пр. Ленина, д. 36
e-mail: evgenia882-a@mail.ru

Дмитрий Михайлович Бобров – студент 2 курса магистратуры, Пермский государственный национальный исследовательский университет

Россия, 614990, Пермь, ул. Букирева, д. 15
e-mail: dima.nerenberg@yandex.ru

Михаил Сергеевич Сергеев – начальник отдела приемки, систематизации, первичной обработки и хранения керна, Управления комплексных исследований керна (г. Кунгур) ЦИКиПФ, Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ПермНИПИнефть» в г. Перми

Россия, 614000, Пермь, ул. Пермская, д. 3А
e-mail: Mikhail.Sergeev@pnn.lukoil.com

Статья поступила в редакцию 28.07.2023;

Принята к публикации 12.02.2024;

Опубликована 30.03.2024

Sedimentation Conditions, Material Composition, and Reconstruction of the Rock Composition of the Feeding Provinces of the Visean Terrigenous Stage of the Bashkir Dome (Based on the Results of the Study of the Borehole Core in the South of the Perm Territory)

A.V. Plyusnin^{1*}, A.I. Sulima², D.A. Staroselets¹, E.M. Tomilina², G.A. Isaeva³, I.V. Afonin⁴, I.S. Fedotov³, E.S. Rabtsevich⁵, D.M. Bobrov², M.S. Sergeev³

¹State University of Tyumen, Tyumen, Russian Federation

²Perm State National Research University, Perm, Russian Federation

³Branch of OOO LUKOIL-Engineering PermNIPIneft in Perm, Perm, Russian Federation

⁴National Research Tomsk State University, Tomsk, Russian Federation

⁵Center for Collective Use "Analytical Center for Geochemistry of Natural Systems" of the Tomsk State University, Tomsk, Russian Federation

*Corresponding author: Alexey V. Plyusnin, e-mail: a.v.plyusnin@mail.ru

Abstract. The lithologic-facial, mineralogical, petrographic, and lithogeochemical studies of Visean terrigenous sediments in the borehole section at the Bashkirian arch were carried out to clarify the sources of matter and sedimentation conditions. Terrigenous rocks of the Radayevsky and Bobrikovsky horizons are characterized by predominantly good sorting and pelletization of clastic material. A significant distance from the source of drifting is assumed. Terrigenous rocks of these horizons are sediments of the first and second sedimentation cycles. The rocks of the Tula horizon are characterized by average sorting and pelletization, which indicates the proximity of the drift source to the sedimentation basin. They are rocks of the first sedimentation cycle. The source of clastic material for the Radayevsky and Tula horizons was found to be rocks of acidic composition. For the beaver horizon, the acidic and the main source of drift was established. It is assumed that sedimentation of rocks occurred in coastal-marine conditions on the passive continental margin, with the inflow of clastic material from the inner parts of the East European Platform, due to overwashing of the early accumulated terrigenous rocks of the Devonian and Proterozoic, as well as destruction of the basement ledges, which were activated in the Early Visean time during the manifestation of folding. The presence of basic rocks in the Bobrikovsky horizon may indicate that the material came from the orogen.

Keywords: Bashkirian arch, Radayevsky, Tula, Bobrikovsky, mineralogy, petrogeochemistry, formation conditions, drift source composition, geodynamics

Recommended citation: Plyusnin A.V., Sulima A.I., Staroselets D.A., Tomilina E.M., Isaeva G.A., Afonin I.V., Fedotov I.S., Rabtsevich E.S., Bobrov D.M., Sergeev M.S. (2024). Sedimentation Conditions, Material Composition, and Reconstruction of the Rock Composition of the Feeding Provinces of the Visean Terrigenous Stage of the Bashkir Dome (Based on the Results of the Study of the Borehole Core in the South of the Perm Territory). *Georesursy = Georesources*, 26(1), pp. 52–70. <https://doi.org/10.18599/grs.2024.1.5>

References

400 million years of geological history of southern Eastern Europe (2005). Is. 1. Moscow: Geokart, 388 p. (In Russ.)

Arefiev Yu.M., Andreeva E.E., Baranova A.G., Ionov G.M. (2021). On some features of the structure of Tournaisian deposits on uplifts with Visean incisions. *Ekspozitsiya Neft' Gaz*, 3(82), pp. 10–13. (In Russ.)

Bergaya F., Theng B.K.G., Lagaly G. (Eds.) (2006). Handbook of Clay Science. Developments in Clay Science, Vol. 1, Elsevier, 1224 p. [https://doi.org/10.1016/S1572-4352\(05\)01001-9](https://doi.org/10.1016/S1572-4352(05)01001-9)

Bhatia M.R. (1983). Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *The Journal of Geology*, 91(6), pp. 611–627. <https://doi.org/10.1086/628815>

Boynton W.V. (1984). Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Henderson P. (ed.) Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, pp. 63–114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>

Chernova O.S. (2018). Scientific foundations for building geostatic models and geometrization of Jurassic-Cretaceous natural reservoirs in Western Siberia based on petrophysical and sedimentological core studies. Dr. geol.-mineral. sci. diss. Tomsk, 522 p. (In Russ.)

Cox R., Lowe D.R.A. (1995). Conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover. *Journal of Sedimentary Research. Section A, Sedimentary Petrology and Processes*, 65(1), pp. 1–12. <https://doi.org/10.1306/D4268009-2B26-11D7-8648000102C1865D>

Cullers R.L. (2002). Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chemical Geology*, 191(4), pp. 305–327. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00133-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00133-X)

Eremeev V.V. (1972). Paleogeography and mineral formation of the Lower Carboniferous coal-bearing deposits of the Middle Urals. Moscow: Nauka, 223 p. (In Russ.)

Fedo C., Nesbitt H.W., Young G.M. (1995). Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23(10), pp. 921–924. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2)

Floyd P.A., Leveridge B.E. (1987). Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society*, 144, pp. 531–542. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.4.0531>

Gorsky I.I. (1932). Geological sketch of the Kizelovsky region. Coal-bearing deposits of the western slope of the Urals. Perm, 26 p. (In Russ.)

Guidelines for the correlation of well sections (2013). Ed. I.S. Gutman. Moscow: Nedra, 112 p. (In Russ.)

Khrushcheva M.O., Tishin P.A., Chernyshov A.I. (2019). Geochemical characteristics of brines and modern evaporites of the Taloe Ozero tract (Republic of Khakassia). *Izvestiya Irkutskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya Nauki o Zemle = News of the Irkutsk State University. Earth Sciences Series*, 30, pp. 130–140. (In Russ.) <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2019.30.130>

Koskov V.N., Pakhomov V.I. (2000). The use of logging methods in the facies-cyclic analysis of the Visean terrigenous sequence of the Perm Kama region. *Geologiya, geofizika i razrabotka neftyanykh i gazovykh mestorozhdeniy = Geology, geophysics and development of oil and gas fields*, 5, pp. 45–50. (In Russ.)

Kotelnikov D.D., Konyukhov A.I. (1986). Clay minerals of sedimentary rocks. Moscow: Nedra, 247 p. (In Russ.)

- Logvinenko N.V. (1974). Petrography of sedimentary rocks (with the basics of research methodology. Moscow: Vyssh. shk., 400 p. (In Russ.)
- McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. (1993). Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. *Johnsson M.J., Basu A. (Eds.) Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. pp. 21–40. <https://doi.org/10.1130/SPE284-p21>
- Muromtsev V.S. (1984). Electrometric geology of sand bodies – lithological traps for oil and gas. Leningrad: Nedra, 260 p. (In Russ.)
- Neganov V.M. (2010). Seismogeological interpretation of geophysical materials of the Middle Urals and prospects for further research on oil and gas. Perm: PGU, 247 p. (In Russ.)
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, pp. 715–717. <https://doi.org/10.1038/299715a0>
- Pakhomov V.I., Pakhomov I.V. (1980). Visean coal-bearing formation of the western slope of the Middle Urals and Cis-Urals. Moscow: Nedra, 152 p. (In Russ.)
- Pettijohn F.I., Potter P.E., Siever R. (1972). Sand and sandstone. Berlin, Heidelberg, New York: Springer, 634 p. <https://doi.org/10.1007/978-1-4615-9974-6>
- Potapov D.V., Azanova N.O., Podosenov A.E., Ladeyshchikov S.V. (2022). Construction of a detailed lithofacies 3D model based on the integration of geological and geophysical data on the example of the Bobrikov deposits of the Batyrbayskoye field in the Perm region. *Neftepromyslovoye delo*, 11(647), pp. 5–14. (In Russ.)
- Rakintseva I.A., Udalchikova N.V. (2002). Refinement of the geological model of the field based on lithofacies analysis (on the example of terrigenous deposits of the Visean stage of the Kylasovskoye field). *Geologiya, geofizika i razrabotka neftyanykh i gazovykh mestorozhdeniy = Geology, geophysics and development of oil and gas fields*, 8, pp. 23–27. (In Russ.)
- Reading H.G. (1987). Sedimentary environments and facies. Oxford; Boston: Blackwell, 626 p.
- Recommendations for the methodology for constructing geological models when calculating hydrocarbon reserves (2014). Moscow: FBU “GKZ”. (In Russ.)
- Rietveld H.M. (1967). Line profiles of neutron powder-diffraction peaks for structure refinement. *Acta Crystallographica*, 22(1), pp. 151–152. <https://doi.org/10.1107/S0365110X67000234>
- Rietveld H.M. (1969). A profile refinement method for nuclear and magnetic structures. *Journal of Applied Crystallography*, 2, pp. 65–71. <https://doi.org/10.1107/S0021889869006558>
- Ryabinkina N.N., Shadrin A.N. (2023). Conditions for the formation of Lower Carboniferous terrigenous deposits in the southern part of the Chernyshev Ridge. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, 18(1), pp. 103–117. (In Russ.)
- Stukova T.V. (2012). Palynological characteristics of the Tournaisian-Visean terrigenous deposits of the Perm Kama region. *Lethaea rossica. Rossiyskiy paleobotanicheskiy zhurnal = Lethaea rossica. The Russian Journal of Palaeobotany*, 6, pp. 32–45. (In Russ.)
- Sulima A.I., Plyusnin A.V., Pleshkov L.D., Trubin Ya.S., Timofeev V.D. (2021). Structure and stages of development of the sedimentary basin of the northeast of the East European Platform in the Proterozoic and Paleozoic based on long-term observations of geological sections and studies of deep wells. *Izvestiya Tomskogo politehnicheskogo universiteta. Inzhiniring georesurov = Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Engineering of georesources*, 332(11), pp. 141–160. (In Russ.) <https://doi.org/10.18799/24131830/2021/11/2928>
- Thomsen V. (2007). Basic fundamental parameters in X-ray fluorescence Spectroscopy, 22(5), pp. 46–50.
- Vasiliev P.V. (1937a). Types of erosion of coal seams and deposits of coal-bearing strata during its formation in the Kizelovsky coal region. *Razvedka nedr*, 24. (In Russ.)
- Vasiliev P.V. (1937b). On the rhythm of oscillatory movements and cyclicity in the deposition of sediments of the coal-bearing strata of the Kizelovsky Carboniferous region. *Razvedka nedr*, 23. (In Russ.)
- Vasiliev P.V. (1940). Kizelovsky coal district. In: Geology of coal deposits of the USSR. Moscow: Gostoptekhizdat, 4. (In Russ.)
- X-ray diffraction of the main types of rock-forming minerals (layered and framework silicates) (1983). Ed. V.A. Frank-Kamenetsky. Leningrad: Nedra, 359 p. (In Russ.)
- Young R.A. (ed.). (1993). The Rietveld Method. Oxford: Oxford Univ. Press, 308 p. <https://doi.org/10.1093/oso/9780198555773.001.0001>
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000). Fundamentals of lithochemistry. St. Petersburg: Nauka, 272 p. (In Russ.)

About the Authors

Aleksey V. Plusnin – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Head Senior Researcher, Tyumen State University
6, Volodarskogo st. 6, Tyumen, 625003, Russian Federation
e-mail: a.v.plyusnin@mail.ru

Alexander I. Sulima – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Department of Regional and Oil and Gas Geology, Perm State National Research University
15, Bukirev st., Perm, 614000, Russian Federation
e-mail: super.sulima2013@yandex.ru

Dmitry A. Staroselets – Postgraduate student, Tyumen State University
6, Volodarskogo st. 6, Tyumen, 625003, Russian Federation
e-mail: d_star1997@mail.ru

Elena M. Tomilina – Senior Lecturer, Department of Mineralogy and Petrography, Perm State National Research University
15, Bukirev st., Perm, 614000, Russian Federation
e-mail: tomilinaelena.psu@yandex.ru

Galina A. Isaeva – Head of the Mineralogical Research Division, Department of Complex Core Research (Kungur), Branch of OOO LUKOIL-Engineering PermNIPIneft in Perm
3A, Permskaya st., Perm, 614000, Russian Federation
e-mail: Galina.Isaeva@pnn.lukoil.com

Igor V. Afonin – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Research Laboratory of Structural Petrology and Minerageny, National Research Tomsk State University
36, Lenin Ave., Tomsk, 634050, Tomsk, Russian Federation
e-mail: heaven05@list.ru

Ivan S. Fedotov – Engineer, Mineralogical Research Division, Department of Complex Core Research (Kungur), Branch of OOO LUKOIL-Engineering PermNIPIneft in Perm
3A, Permskaya st., Perm, 614000, Russian Federation
e-mail: Ivan.Fedotov@pnn.lukoil.com

Evgenia S. Rabtsevich – Cand. Sci. (Chemistry), Research Engineer, Center for Collective Use “Analytical Center for Geochemistry of Natural Systems” of the Tomsk State University
36, Lenin Ave., Tomsk, 634050, Russian Federation
e-mail: evgenia882-a@mail.ru

Dmitry M. Bobrov – Graduate student, Perm State National Research University
15, Bukirev st., Perm, 614990, Russian Federation
e-mail: dima.nerenberg@yandex.ru

Mikhail S. Sergeev – Head of the Department of Acceptance, Systematization, Primary Processing and Storage of Core of the Department of Integrated Core Research (Kungur), Branch of OOO LUKOIL-Engineering PermNIPIneft in Perm
3A, Permskaya st., Perm, 614000, Russian Federation
e-mail: Mikhail.Sergeev@pnn.lukoil.com

Manuscript received 28 July 2023;

Accepted 12 February 2024; Published 30 March 2024