

УДК 550.84:553.982(470.13)

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ НИЖНЕТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА СЕВЕРЕ ВАРАНДЕЙ-АДЗЬВИНСКОЙ СТРУКТУРНОЙ ЗОНЫ (ПЕЧОРСКИЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ БАССЕЙН)

© 2023 г. Н. Н. Тимонина^а, *, М. С. Нечаев^а, И. Л. Ульныров^а

^аИнститут геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН,
ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, 167982 Россия

*e-mail: timoninanata@gmail.com

Поступила в редакцию 06.07.2022 г.

После доработки 22.08.2022 г.

Принята к публикации 02.11.2022 г.

Представлены новые данные о минеральном составе терригенных отложений нижнего триаса севера Печорского нефтегазоносного бассейна. Актуальность исследования обусловлена тем, что терригенные природные резервуары, приуроченные к данной части разреза, имеют неоднородное строение как по площади, так и по разрезу. Целью статьи являлось выявление особенностей формирования и распределения минералов, заполняющих пустотное пространство коллекторов. В результате изучения методами оптической микроскопии, рентгенофазового анализа, электронной микроскопии выявлены различные постседиментационные преобразования песчаных тел-коллекторов. Показано, что наиболее широкое распространение получили регенерация кварца, трансформация минералов группы слюд, формирование кальцита различных генераций, образование аутигенных глинистых минералов. Диагенетические изменения в терригенных породах играют существенную роль в формировании их коллекторских свойств. Большое количество кальцита в цементе песчаников приводит к значительному снижению фильтрационно-емкостных показателей. Поровый цемент хлорит-сметкитового состава в мелкозернистых песчаниках также приводит к снижению качества коллекторов. Крустификационный цемент хлоритового состава, цемент заполнения пор каолинового состава способствуют формированию коллекторов с более высокими показателями.

Ключевые слова: нефтегазоносный бассейн, диагенез, природные резервуары, песчаники, аллювиальные отложения, поровое пространство.

DOI: 10.31857/S0024497X22700045, **EDN:** IJLIWA

Триасовые отложения Печорского бассейна представляют большой интерес в отношении промышленной нефтегазоносности, доказанной открытием залежей на Варандейском, Торавейском, Лабаганском месторождениях вала Сорокина; на Кумжинском, Коровинском – в Денисовской впадине. Породы, являющиеся коллекторами нефти и газа, отличаются крайне неоднородным строением, что обуславливает необходимость их детального изучения. Как показано в ряде работ российских и зарубежных авторов, качество коллекторов в основном зависит от условий осадконакопления и степени постседиментационных преобразований, оказывающих значительное влияние на пористость и проницаемость [Алексеев и др., 2009; Вакуленко и др., 2017; Ежова, 2007; Жемчугова, 2014; Жемчугова, Маслова, 2022; Морозов, Шмырина, 2013; Юсеф, Морозов, 2017;

Cao et al., 2017; Henares et al., 2016; Al-Kahtany, Al Gahtani, 2015; Morad et al., 2010; Tang et al., 1994; Wang et al., 2017; Yang et al., 2017; Zhang et al., 2022; Zhu et al., 2018]. Большой вклад в развитие идеи стадийного анализа литогенеза внесли такие ученые как Л.Б. Рухин [1969], В.Д. Шутов [1972], Н.М. Страхов [1983], В.Н. Шванов [1987], Н.В. Логвиненко [1987], А.Г. Коссовская [1990], О.В. Япаскерт [2008, 2013], Ю.О. Гаврилов [2010], В.Н. Холодов [2010], В.Г. Кузнецов [2016] и др.

Оценке нефтегазоносности, фациально-палеогеографическим реконструкциям триасовых отложений посвящено довольно большое число геологических исследований [Киричкова, 2013; Мораховская, 2000; Калантар, Танасова, 1988; Удовиченко, 1986; Чалышев, Варюхина, 1960 и др.]. По данным С.А. Данилевского с соавторами [2003], породы претерпели незначительные постседи-

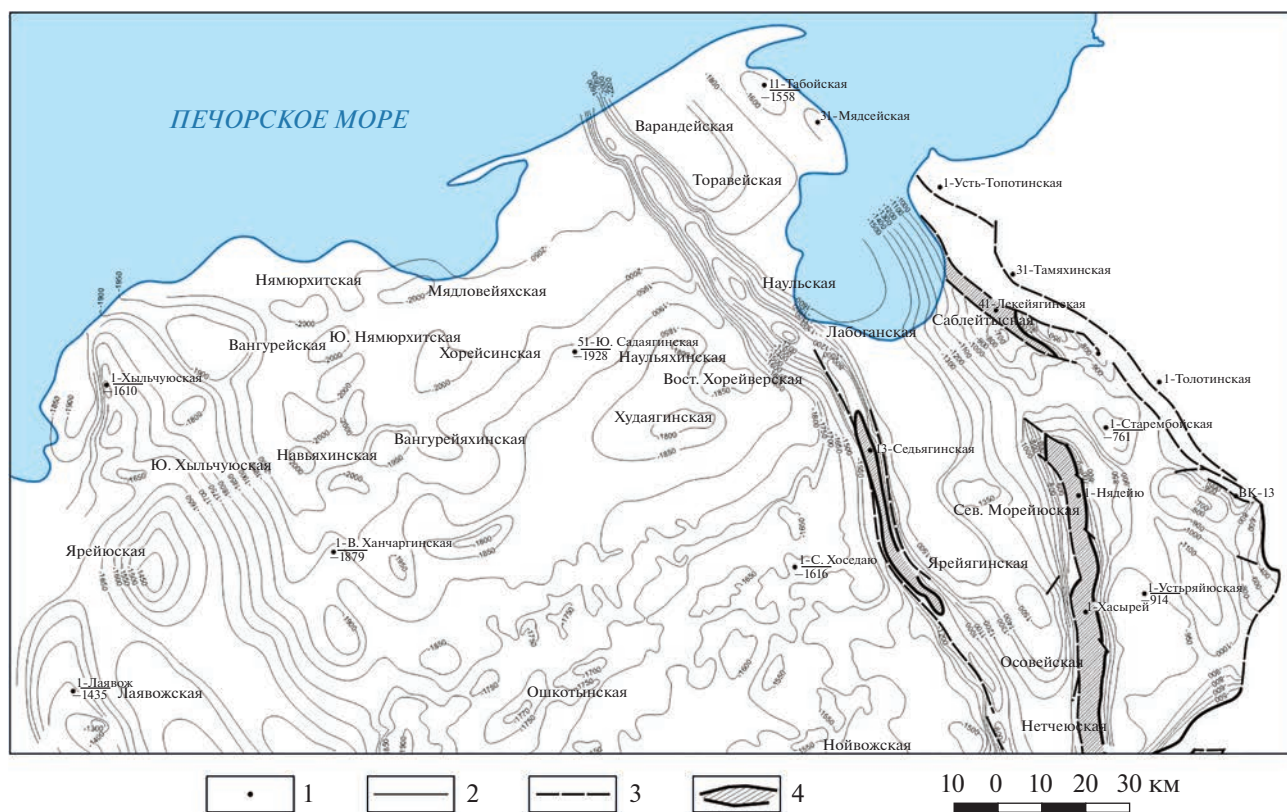


Рис. 1. Структурная карта подошвы триасовых отложений севера Печорского нефтегазоносного бассейна (по [Природные ..., 2011]).

1 — местоположение скважин, 2 — изогипсы подошвы триасовых отложений, 3 — основные разрывные нарушения, 4 — площади отсутствия триасовых отложений.

ментационные преобразования, соответствующие градации позднего протокатагенеза—раннего мезокатагенеза ($ПК_3$ — $МК_1$), согласно шкале грааций катагенеза осадочных образований, разработанной С.Г. Неручевым, Н.Б. Вассоевичем, Н.В. Лопатыным [Неручев и др., 1976]. В более приподнятых районах, таких как Колвинский мегавал и Шапкино-Юрьяхинский вал, триасовые отложения попадают в зону протокатагенеза. В наиболее погруженных участках (Хорейверская впадина) они частично попадают в зону, соответствующую градации $МК_1$ [Данилевский, Складорова, 1986].

В статье представлены результаты изучения постседиментационных преобразований пород чаркабужской свиты нижнего триаса, условий формирования и характера распределения минералов, заполняющих пустотное пространство пород-коллекторов. Использовался керн глубоких скважин, вскрывших эти отложения в пределах различных тектонических структур (Шапкино-Юрьяхинский вал, Колвинский мегавал, вал Сорокина). В качестве ключевого участка мы выбрали вал Сорокина, характеризующийся присут-

ствием залежей тяжелой и высоковязкой нефти и сложной структурой ловушек.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Район исследований расположен на севере Печорского нефтегазоносного бассейна (рис. 1). Триасовые отложения имеют региональное распространение, с несогласием залегают на палеозойских породах; они предстали переслаиванием пластов алевролитов, глин, песчаников и конгломератов с максимальной мощностью (до 3.6 км), приуроченной к центральным частям Коротаихинской впадины [Природные ..., 2001; Структура ..., 1982; Тимонин, 1998].

Триасовые отложения подразделяются на нижний, средний и верхний отделы. В основании выделяется чаркабужская свита, мощность которой варьирует от первых метров на юго-западе до 380 м в центральной части Колвинского мегавала. Свита представлена переслаиванием красно-бурых глин, зеленовато-серых алевролитов и серых песчаников с прослоями конгломератов и гравелитов. Мощность песчаников варьирует от 5 до

40 м, толщина глинистых прослоев изменяется от 10 до 50 м.

Конгломераты и гравелиты, залегающие в основании чаркабожской свиты, образуют прослой мощностью 0.2–0.5 м. Конгломераты мелко-среднегалечные, слабо отсортированы, с примесью гравийного материала. Гальки глин и аргиллитов обычно окатанные, округлой и овальной формы, иногда плоские, слабо сдавленные и изогнутые.

Гальки кварца и кремней слабо окатанные, часто сохраняют первичную обломочную форму. Конгломераты подразделяются на внеформационные (сложенные галькой магматических, метаморфических и осадочных пород) и внутриформационные (сложенные обломками коричневых и серых аргиллитов и глин). Цемент представлен песчано-гравийно-карбонатным материалом, заполняющим поровое пространство. В составе галечного материала выделяются кварц, кварциты, кварцитопесчаники, аркозовые песчаники и алевролиты, кремнистые породы, кислые эффузивы, аргиллиты, известняки.

Гравелиты полимиктовые от мелко- до грубо-зернистых (1–3 мм), реже встречаются и более крупные обломки; гравийные зерна — полуокатанные. В составе гравийного материала преобладают осадочные породы: известняки, песчаники, алевролиты, глины; присутствует гравий кремнистых пород и кварца.

Песчаники рассматриваемой части разреза окрашены, главным образом, в различные оттенки серого цвета: от светло-серых до зеленовато-серых, встречаются также отдельные линзы и прослои песчаников розовато-серого цвета. Песчаникам свойственно разнообразие гранулометрического состава от мелко- до крупно- и грубо-зернистого. Они характеризуются широким спектром текстур; встречаются массивная, горизонтальнослоистая, крупная однонаправленная косослоистая текстуры и слоистость ряби. Слоистость обусловлена чередованием слоев разного гранулометрического состава, часто она подчеркнута скоплениями рудных минералов, чешуйками биотита и т.д.

Алевролиты окрашены в разные оттенки серого цвета, от зеленовато-серого до голубовато-серого; широкое распространение получили тонкослоистые текстуры и микротекстуры, среди них преобладают горизонтальнослоистая и линзовидно-слоистая, встречаются породы с нарушенной слоистостью и текстурами взмучивания.

Глины и аргиллиты, широко представленные в составе чаркабожской свиты, окрашены в различные оттенки коричневого цвета, от красноватых до темно-шоколадных. Текстуры аргиллитов представлены горизонтальной слоистостью, прерывистой слоистостью, часто встречаются нару-

шенные, комковатые текстуры. Основными породообразующими минералами являются минералы группы смектита, гидрослюда, каолинит. В описываемых *глинах и аргиллитах* встречаются карбонатные линзы и включения, выполненные крупнокристаллическим кальцитом. Встречаются также остатки корневой системы растений, заполненные белым кальцитом (рис. 2).

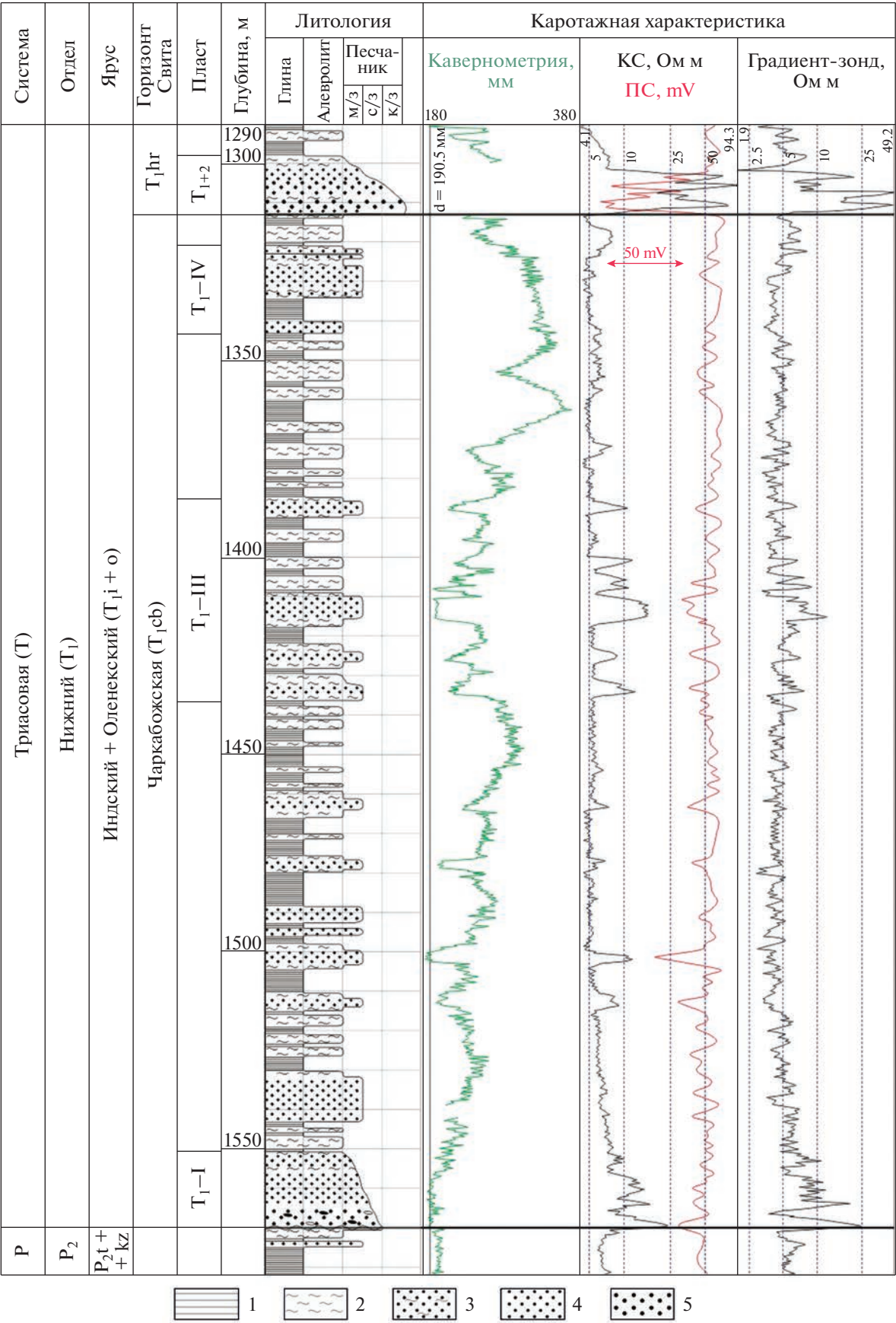
Для триасовых отложений характерны латеральные и вертикальные вариации размерности зерен, геометрии и пропорций русловых и пойменных отложений, типичные для аллювиальных образований. В работах ряда исследователей высказаны предположения о том, что формирование триасовых отложений происходило в континентальных условиях, в пределах речной и озерной равнины [Калантар, Танасова, 1988; Мораховская, 2000; Природные ..., 2001].

Основой для геологического моделирования служат представления о том, что особенности строения, морфология и коллекторские свойства природных резервуаров обусловлены как седиментогенезом, так и степенью интенсивности вторичных преобразований. В связи с этим, проблемам, связанным с выяснением условий формирования природных резервуаров и реконструкцией обстановок древнего осадконакопления, посвящены работы многих исследователей [Буш, 1977; Жемчугова и др., 2015; Жемчугова, Бербенев, 2016; Кузнецов, 2016; Литогеохимия ..., 2015; Allen, 1982; Collinson, 1996; El-Ghali et al., 2006; Hammer et al., 2010; He et al., 2014; Owen, 2017; Selley, 1978].

МЕТОДЫ

Работа базируется на результатах геолого-геофизических исследований более чем 20 скважин, пробуренных на ряде перспективных площадей и месторождений вала Сорокина, расположенного в пределах Варандей-Адзвинской структурной зоны. Геофизические методы исследования скважин включали методы самопроизвольной поляризации, радиоактивного каротажа, кажущихся сопротивлений, позволившие выявить особенности распределения гранулометрической неоднородности пластов, осуществить литологическое расчленение разреза, корреляцию пластов, выделение коллекторов и флюидоупоров.

Проведено детальное литолого-минералогическое изучение триасовых отложений чаркабожской свиты с помощью различных методов, включающих поляризационную микроскопию, сканирующую электронную микроскопию (СЭМ), рентгеноструктурный, микронзондовый, минералогический анализ. Общий химический состав образцов определяли классическим химическим методом в Институте геологии ФИЦ КНЦ УрО РАН.



Фазовый состав глинистой фракции был определен по дифрактограммам ориентированных образцов, прошедших стандартные диагностические обработки: насыщение глицерином, обработку 1N HCl на водяной бане. Съемка проводилась на рентгеновском дифрактометре Shimadzu XRD-6000, CuK α -излучение, Ni-фильтр, 30 кВ, 20 мА. Минеральный состав оценивали по присутствию рефлексов индивидуальных минералов на дифрактограммах. Количественную оценку процентного содержания глинистых минералов в составе ассоциации проводили с помощью Sybilla (Shevron©). Для моделирования дифракционных профилей использовались дифрактограммы ориентированных образцов как воздушно-сухих, так и насыщенных этиленгликолем.

Микронзондовые исследования образцов проводили на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA3 LMN с энергодисперсионной приставкой X-MAX 50 mm Oxford Instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ, диаметре зонда 180 нм и области возбуждения до 5 мкм.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Обломки пород, слагающие песчаники, отличаются большим разнообразием, в связи с чем их типизация представляет определенные трудности при петрографическом описании. При выделении типов пород в первую очередь учитывался характер микроструктуры как наиболее устойчивый признак, определялся минералогический состав пород и парагенетические минеральные ассоциации. В ходе работы были диагностированы базальты, туфопелиты и туфы триасового возраста; кислые породы, представленные микрогранитами и эффузивами; сланцы, глинистые и алевроитовые породы, а также хлориты и хлоритизированные породы. Кроме того, среди обломков было установлено присутствие полевых шпатов (20–25%) и кварца (5–10%). Отмечается обогащение полевошпатовыми обломками мелкозернистых песчаников и алевролитов по сравнению с более крупнозернистыми отложениями. Полевые шпаты претерпели разную степень изменения в результате пелитизации, серицитизации, каолинизации, выщелачивания, причем, калиевые полевые шпаты чаще пелитизированы, а плагиоклазы серицитизированы. Окатанность обломков колеблется в значительных пределах: наиболее окатанные глины и аргиллиты, в меньшей степени — зерна кварца и полевых шпатов.

В песчаниках выявлено несколько разновидностей обломочного кварца, причем, наибольшее распространение получили чистые зерна, почти без включений, которые часто характеризуются изометричной формой; их источником могли служить кислые вулканы. Встречаются также обломки кварца с высоким содержанием газово-жидких включений, расположенных в виде линейно ориентированных полос; в обломках кварца встречаются игольчатые образования рутила, чешуйки слюды, источником таких зерен могли служить метаморфические породы; кроме того, были выявлены обломки жильного кварца.

Среди акцессорных минералов наиболее широко представлены эпидот, магнетит, лейкоксен, ильменит. Первый встречается в петрографических шлифах в виде неправильных изометричных зерен желтовато-зеленого цвета с яркой аномальной интерференционной окраской. Источником его могли служить метаморфические породы, выведенные на поверхность в результате активизации тектонических движений. Повышенное содержание эпидота наблюдается в мелкозернистых песчаниках с горизонтально-слоистой текстурой, что также обусловлено особенностями среды осадконакопления: более спокойной гидродинамической обстановкой. В ассоциации с эпидотом встречается магнетит в виде зерен неправильной формы, подчеркивающих текстуру песчаников.

Титановые минералы, представленные анатазом и лейкоксом, приурочены к межзерновому пространству и часто образуют прерывистые каймы на обломках пород. Установлено, что по мере возрастания степени динамической сортировки осадков, в них увеличивается содержание железотитанового шлиха, а также отношение “полевые шпаты/слюды” — за счет отмывки из песков легких слюд [Мигдисов, 1960].

Химический состав нижнетриасовых отложений приведен в табл. 1. По классификации Ф.Дж. Петтиджона [Петтиджон и др., 1976], эти породы локализованы в поле граувакк. Песчаники относятся к полимиктовым (содержание SiO₂ 62–78%) и вулканомиктовым (содержание SiO₂ 54–64%), в соответствии с петрохимической классификацией А.Г. Коссовской и М.И. Тучковой [1988]. К первым относятся средне- и крупнозернистые образования, ко вторым — их преимущественно мелкозернистые разновидности. Крупнозернистые отложения локализуются у верхней границы поля полимиктовых песчаников, что связано с повышенным содержанием SiO₂, поскольку они

Рис. 2. Литологическая колонка для отложений нижнего триаса вала Сорокина.

1 — аргиллиты и глины, 2 — алевролиты, 3 — переслаивание алевролитов и мелкозернистых песчаников, 4 — средне- и крупнозернистые песчаники, 5 — гравелиты; T₁cb — чаркабожская свита нижнего триаса, T₁h — харалейская свита нижнего триаса; P₂ — верхняя пермь, P₂t + kz — татарский и казанский ярусы верхней перми.

Таблица 1. Содержание порообразующих компонентов в образцах песчаников нижнего триаса, мас. %

Компоненты	Номера образцов/глубина, м								
	109-34	109-47	109-79	109-88	109-95	109-102	109-104	109-108	109-114
	1380 м	1390 м	1522 м	1523 м	1529 м	1531 м	1533 м	1534 м	1536 м
SiO ₂	57.39	52.58	60.09	63.76	69.03	66.05	66.8	67.47	68.19
TiO ₂	0.85	1.01	0.95	1.07	0.5	0.66	0.79	0.68	0.73
Al ₂ O ₃	15.26	17.94	16.49	14.43	10.55	13.88	13.67	13.25	11.46
Fe ₂ O ₃	5.27	11.06	10.41	6.2	5.35	6.3	5.35	5.31	5.44
FeO	2.57	2.6	1.84	2.42	4.37	4.73	3.47	4	3.93
MnO	0.25	0.16	0.071	0.073	0.14	0.11	0.088	0.099	0.11
MgO	4.06	4.07	2.23	2.15	1.85	2.36	2.04	2.12	2.3
CaO	3.16	1.27	0.52	2.07	3.62	1.45	1.77	1.63	2.75
Na ₂ O	2.07	1.13	0.82	1.58	1.82	1.9	2.08	1.95	1.54
K ₂ O	1.43	1.82	1.96	1.29	1.17	1.24	1.22	1.24	1.26
П.п.п.	10.34	9.87	7.3	6.74	6.13	6.08	5.3	6.13	5.95
P ₂ O ₅	0.17	0.14	0.11	0.21	0.14	0.16	0.17	0.16	0.16
Сумма	100.25	101.05	100.95	99.57	100.30	100.19	99.28	100.04	99.89
H ₂ O	4.18	3.59	1.96	1.97	1.32	1.59	1.23	1.89	1.18
CO ₂	1.56	0.1	0.02	0.85	2.96	1.06	0.95	1.12	1.99
НМ	0.42	0.62	0.50	0.38	0.30	0.39	0.35	0.35	0.32
АМ	0.27	0.34	0.27	0.23	0.15	0.21	0.20	0.20	0.17
FM	0.21	0.34	0.24	0.17	0.17	0.20	0.16	0.17	0.17
ТМ	0.06	0.06	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06
Na ₂ O/Al ₂ O ₃	0.14	0.06	0.05	0.11	0.17	0.14	0.15	0.15	0.13
Al ₂ O ₃ /Na ₂ O	7.37	15.88	20.11	9.13	5.8	7.3	6.57	6.79	7.44
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0.09	0.1	0.12	0.09	0.11	0.09	0.09	0.09	0.11
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	17.95	17.76	17.36	13.49	21.1	21.03	17.3	19.49	15.7

содержат большое количество обломков кремнистых пород, фельзитов, устойчивых к химическому разрушению. Содержание SiO₂ уменьшается снизу вверх по разрезу, что обусловлено снижением числа обломков кремнистых пород и фельзитов.

В изученных отложениях достаточно широко представлены аутигенные минералы, такие как кварц, кальцит, сидерит, титаномagnetит, пирит, лейкоксен, каолинит, смектит, смешаннослойные глинистые минералы, иллит, хлорит.

Выявлена трансформация минералов группы слюд, главным образом биотита, которая проявляется в виде приобретения минералом иного облика с сохранением структуры кристаллической решетки. Встречаются неизмененные чешуйки биотита, интенсивно плеохроизирующие от темно-коричневого до бледно-зеленого, и зеленовато-коричневые чешуйки гидробиотита (рис. 3а). Листочки биотита гидратируются, и зерна приоб-

ретают веерообразные (см. рис. 3б), гармошко-видные, червеобразные формы. Такие изменения сопровождаются частичным или полным обесцвечиванием пластинок, значительным ослаблением или утратой плеохроизма. В возникающем гидробиотите обычно остаются лишь реликты исходного минерала в виде волокон или тонких пластинок, часть биотита преобразуется в гидрослюду. Гидратация иногда сопровождается выделением тонких иголок рутила. Вдоль трещин пинакоидальной спайности возникают пленочные скопления или комочки гидроксидов железа (см. рис. 3в).

Наряду с гидратацией происходило замещение пластинок биотита дисперсными чешуйками глинистого вещества. Гидратация биотита порождала интенсивный вынос щелочей, что способствовало активизации коррозии и частичного растворения обломочных зерен кварца и полевых шпатов. По мере возрастания степени катагене-

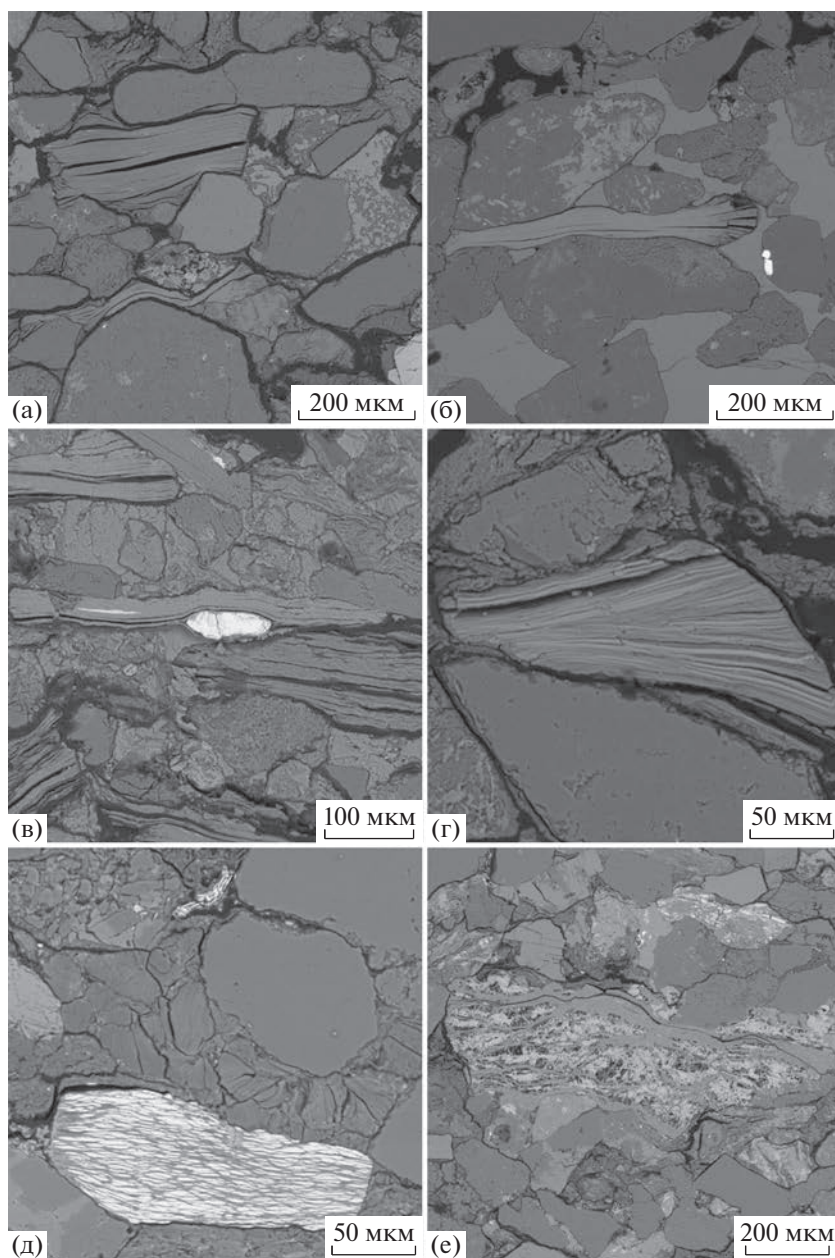


Рис. 3. Микрофотографии биотита из нижнетриасовых песчаников чаркабужской свиты (СЭМ).

а – неизменные чешуйки биотита, глубина 1348 м; б – гидратированная чешуйка биотита, глубина 1460 м; в – новообразованный пирит между чешуйками биотита, глубина 1348 м; г – замещение пластинок биотита дисперсными чешуйками хлорита, глубина 1348 м; д – замещение биотита гидроокислами Fe, глубина 1515 м; е – замещение биотита сидеритом, глубина 1529 м.

тических преобразований, усиливались процессы хлоритизации и гидрослюдизации биотитов (см. рис. 3г, д). При разрушении биотита из его кристаллической решетки выносились катионы железа и титана [Япаскурт, 2008]. На месте биотита остаются реликты в виде темных скоплений полупрозрачного рудного (железисто-титанистого) тонкодисперсного вещества, иногда с кристалликами сидерита, с анатазом или рутилом (см. рис. 3е).

Аутигенный кварц представлен микрокристаллическими пирамидальными идиоморфными кристаллами размеры варьируют от 5 до 20 мкм. Они встречаются на поверхности обломков, в межзерновом пространстве, часто в ассоциации с каолинитом (рис. 4а, б). В некоторых образцах кварц образует поликристаллические сростки, закупоривая поровое пространство (см. рис. 4в). Регенерация кварца может проявляться в виде частичного восстановления кристаллогра-

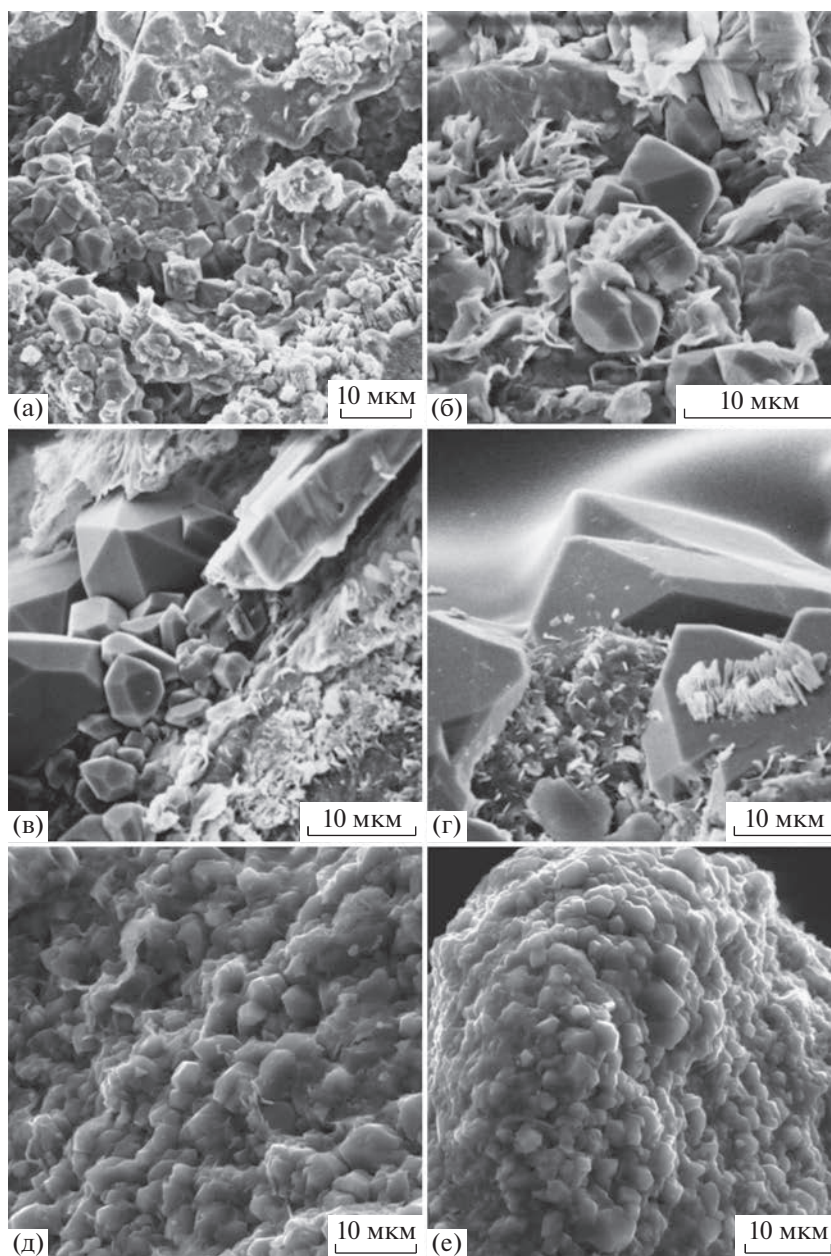


Рис. 4. Микрофотографии зерен кварца из нижнетриасовых песчаников чаркабожской свиты (СЭМ).

а — сростки аутигенных кристаллов кварца в поровом пространстве, глубина 1450 м; б — аутигенные кристаллы кварца в ассоциации с глинистыми минералами в поровом пространстве, глубина 1550 м; в, г — аутигенные кристаллы кварца в ассоциации со столбиками каолинита, глубина 1550 м; д, е — обрастание кристаллами кварца терригенных обломков, глубина 1470 м.

фических граней (см. рис. 4г). Встречаются образцы, в которых зерна обломочного кварца обрастают аутигенным кварцем (см. рис. 4д, е).

Источником кремнезема для их образования могли служить преобразованные биотиты и смектиты. Помимо кремнезема, при трансформации глинистого вещества могли частично выноситься кальций, магний и железо, служившие материалом для образования аутигенного кальцита и сидерита.

Среди минералов цемента песчаников широкое развитие получил кальцит, и в меньшей степени сидерит, анкерит, доломит. Кальцит разных генераций отличается по степени кристалличности, взаимоотношениям с обломочной частью и степени преобразования обломочных компонентов, содержащихся в кальцитовом цементе (рис. 5а, б).

С помощью микрозондового анализа было выявлено несколько разновидностей кальцита с

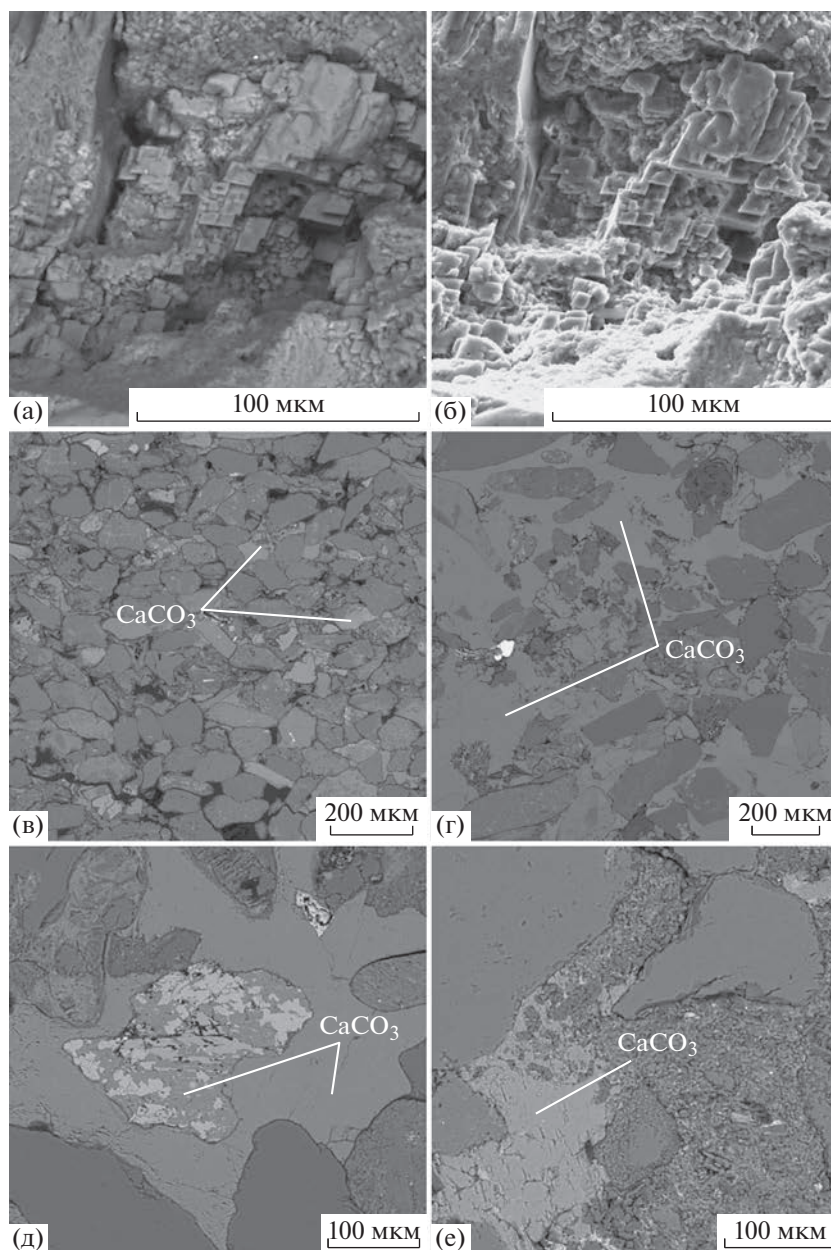


Рис. 5. Микрофотографии кальцита из нижнетриасовых песчаников чаркабужской свиты (СЭМ).

а, б — кальцит в поровом пространстве, глубина 1522 м (б — во вторичных электронах); в — кальцит порового типа, глубина 1410 м; г — базальный пойкилитовый цемент, глубина 1562 м; д — кальцит корродирует обломок породы, глубина 1492 м; е — кальцит и каолинит в поровом пространстве, глубина 1492 м.

разным содержанием оксидов Mn и Fe; доля первого компонента в них может достигать 7.6%, тогда как содержание оксидов Fe редко превышает 1.4%. Принято считать, что кальцит песчаников с размерностью кристаллов менее 0.01 мм (скрытокристаллический), является синседиментационным (первая генерация). Агрегаты скрытокристаллического кальцита разобшают и частично корродируют терригенные обломки, блокируя их от дальнейшей трансформации. Необходимые для образования кальцита компоненты могли быть

привнесены подземными водами, насыщенными бикарбонатом. В дальнейшем, скрытокристаллический кальцит перекристаллизовался с укрупнением кристаллов и сохранился только в виде реликтовых сгустково-пятнистых выделений.

Развитие раннего диагенетического безжелезистого кальцита контролировалось химическим составом поровых вод и явилось результатом взаимодействия с этими водами обломков вулканических пород и полевых шпатов. В некоторых песчаниках кальцитовый цемент образовался

Таблица 2. Содержание глинистых минералов в составе цемента песчаников триаса (оценено в результате количественного рентгендифракционного анализа с помощью программы Sybilla (Shevron©))

№ п/п	№ обр.	Глубина отбора, м	Содержание глинистых минералов, %				
			сметит	смешаннослойный иллит/сметит	иллит	каолинит	хлорит
1	106-4	997	16	7	30	24	23
2	106-6	1002	11	11	42	22	14
3	106-9	1130	34	20	11	32	3
4	106-10	1168	60	5	13	15	7
5	106-17	1170	61	—	9	23	7
6	106-23	1302	63	8	6	15	8
7	106-25	1304	50	14	9	16	11
8	106-26	1305	45	—	10	35	10
9	106-31	1304.5	38	5	5	38	14
10	108-30	1386	41	—	6	45	8
11	108-45	1327	60	—	10	22	8
12	108-50	1329	25	—	15	44	16
13	108-84	1554	20	—	7	70	3
14	109-5	1184	22	—	6	57	15
15	109-21	1325	31	—	6	57	6
16	109-21-н	1325	54	7	16	13	9
17	109-34	1380	52	7	17	11	13
18	109-88	1523	50	—	5	35	11
19	109-89	1526	23	—	10	57	10
20	109-90	1527	0	19.8	15.4	53	11.7
21	109-102	1531	30	—	8	49	13
22	109-104	1533	27	—	9	58	6
23	109-108	1534	33	—	9	50	8
24	109-116	1537	10.2	—	16	60.2	13.6

Примечание. Прочерк — минерал не обнаружен.

после смектита, что свидетельствует о том, что гидратация происходила на очень ранней стадии.

Кальцит второй генерации представлен агрегатами с мелкокристаллической структурой, образующими поровый и базально-поровый цемент. По размерам эти агрегаты сопоставимы с обломками пород и межзерновыми порами (см. рис. 5в).

Пойкилитовый кальцит в различной степени окристаллизованный, отнесен к третьей генерации; он разъедает фрагменты пород, частично или полностью замещает их, образует цемент порово-базального, местами базального типа. (см. рис. 5г, д).

Проведенные исследования показали, что для пород с содержанием карбонатного цемента более 20% пористость варьирует от 1 до 10%, проницаемость — редко превышает $0.05 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. Пласты песчаников с карбонатным цементом

наиболее достоверно идентифицируются по комплексу методов скважинной электрометрии. По данным метода кажущихся сопротивлений, удельное электрическое сопротивление в интервалах вторичных карбонатов максимально [Муромцев, 1984; Мельник, 2013]. Это позволяет уверенно определять прослои с карбонатным цементом в терригенных разрезах по данным каротажа.

Каолинит, смектит, иллит, хлорит являются наиболее распространенными глинистыми минералами цемента нижнетриасовых песчаников (табл. 2).

Содержание каолинита варьирует от 10 до 60% от общего объема глинистого цемента, по результатам рентгеноструктурного анализа (см. табл. 2). На микрофотографиях (рис. 6а, б) можно наблюдать, как он заполняет поровое пространство. Распределение каолинита неравномерное как по разрезу, так и по площади, а его содержание в це-

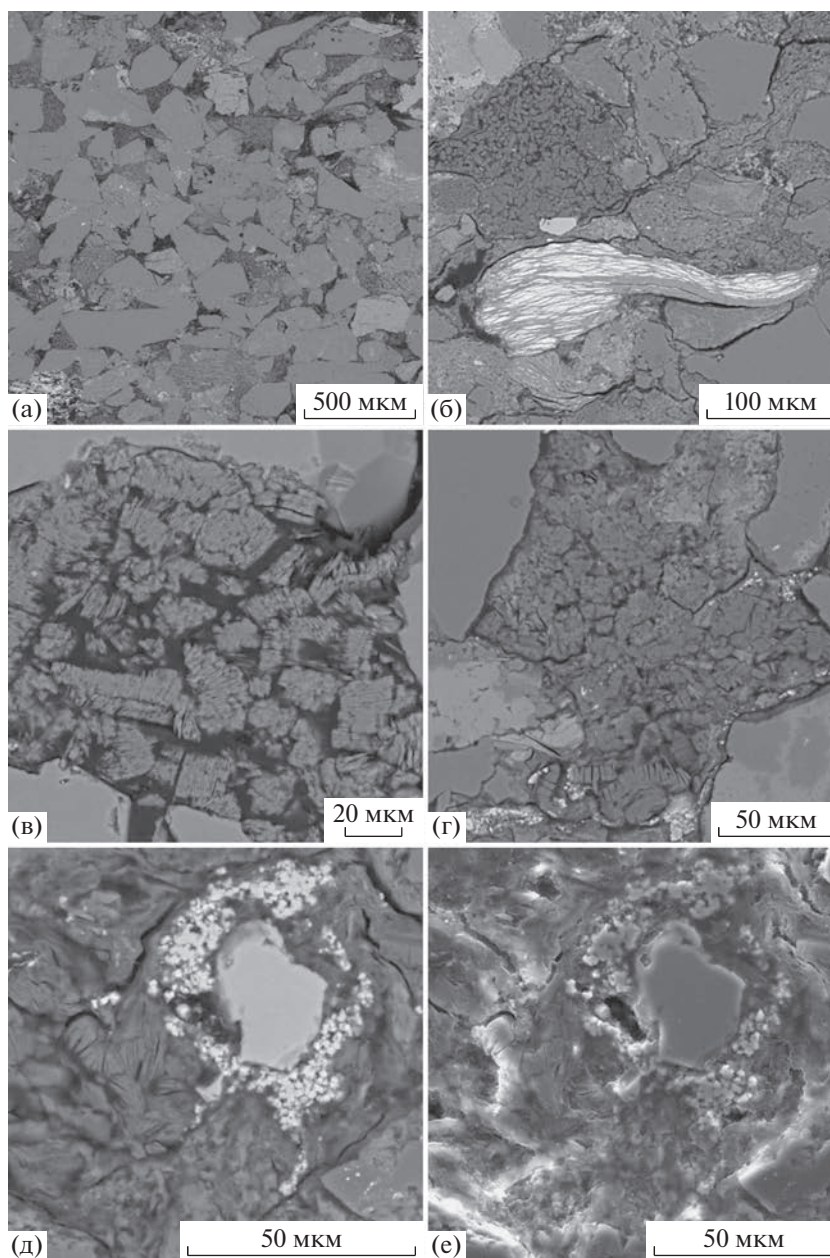


Рис. 6. Микрофотографии аутигенного каолинита из нижнетриасовых песчаников чаркабожской свиты (СЭМ). а — каолинит в поровом пространстве, глубина 1600 м; б — каолинит и чешуйки преобразованного биотита, глубина 1515 м; в — веерообразный каолинит, глубина 1400 м; г — каолинит заполняет поровое пространство, глубина 1522 м; д, е — каолинит и ильменит в поровом пространстве, глубина 1446 м (е — во вторичных электронах).

лом сокращается от крупнозернистых к мелкозернистым осадкам. Выделяется два типа каолинита: каолинит первого типа представлен крупнокристаллическими агрегатами (см. рис. 6в, г), получившими развитие в крупно- и среднезернистых песчаниках. На дифрактограммах рефлексы, соответствующие каолиниту первого типа, характеризуются высокой интенсивностью и симметричной формой. На СЭМ-изображениях можно выделить регенерированные зерна кварца и корродированные фрагменты полевого шпата

вместе с агрегатами каолинита. Признаки растворения полевых шпатов и их каолинитизации, а также регенерацию зерен обломочного кварца (см. рис. 4г) можно наблюдать в шлифах с помощью поляризационного микроскопа.

В изученных отложениях встречается также каолинит в виде псевдогексагональных пластинок и их обломков с нечеткими линиями ограничения, который отнесен нами к каолиниту второго типа. В результате исследований с помощью

сканирующего электронного микроскопа было выявлено большое количество крупных частиц каолинита небольшой толщины с неровными краями (см. рис. 6г). Дифрактограммы этих образцов отличаются от каолинита первого типа размытостью пиков (они имеют довольно широкое основание, иногда имеют пилообразную форму). Этот тип минерала можно отнести к каолиниту низкой степени упорядоченности [Хлыбов, 1989].

Агрегаты хорошо окристаллизованного каолинита заполняют поровое пространство или периферийные участки пор (см. рис. 6г). Обломочный каолинит мог переноситься водными потоками во взвешенном состоянии, т.к. это один из наиболее устойчивых глинистых минералов [Клубова, 1973], при этом его источником могла служить кора выветривания пермских песчаников. Процесс выветривания сопровождался разрушением хлорита, полевого шпата и гидратацией биотита, выносом из коры выветривания кремниевой кислоты, железа и алюминия, эти элементы, перешедшие в коллоидное состояние, стали источниками образования аутигенного каолинита [Клубова, 1973] (см. рис. 6д, е).

Хлорит встречается в виде крустификационных каемок, волокнистых и сферолитовых выделений в порах, а также полностью хлоритизированных обломков пород. Под микроскопом крустификационный хлорит представлен бледно-зеленой каймой толщиной 3–12 мкм, обрастающей обломочные зерна. Электронно-микроскопические исследования показали, что кайма состоит из мелких псевдогексагональных чешуек, беспорядочно расположенных под разными углами к поверхности зерен (рис. 7а, б). На электронно-микроскопических снимках часто можно видеть, как чешуйки хлорита инкрустируют стенки пор (см. рис. 7г). Источником вещества для образования хлорита могли служить биотит и вулканокластический материал [Дриц, Коссовская, 1990; Крупская и др., 2006; Котельников и др., 2010; Кокшина, 2012].

Минералы группы смектита под микроскопом представлены слабо оформленной тонкодисперсной массой, имеющей однородный облик (см. рис. 7г). В целом, вверх по разрезу содержание минералов группы смектита в цементе песчаных пород увеличивается. Так, в песчаниках первого (базального) пласта чаркабожской свиты его относительное содержание не превышает 50–60% от состава глинистой фракции, тогда как в верхней части разреза его количество возрастает до 70–80%.

В соответствии с классификацией В.А. Дрица и А.Г. Коссовской [1990], диоктаэдрические смектиты относятся к группе Al–Fe-смектитов. В красноцветных глинах и аргиллитах отмечается существенное замещение Al в октаэдрах на катионы Fe

в кристаллохимической структуре смектитов. Эти минералы характеризуются преимущественно смешанным составом поглощенного комплекса, хотя встречаются чисто натриевый и кальциевый [Хлыбов, 1989]. Натриевый смектит содержит в межслоевых промежутках один молекулярный слой воды, кальциевый — два таких слоя. Благодаря особенностям своей структуры эти минералы обладают наибольшей емкостью поглощения, что объясняет их способность к катионному обмену. В зависимости от концентрации катионов кальция и натрия, могут формироваться неупорядоченные чередования пакетов смектита, содержащего в обменном комплексе натрия или кальция [Клубова, 1973; Дриц, Коссовская, 1990]. При насыщении водой или органическим наполнителем, вследствие высокой поглощающей способности, эти глинистые минералы могут значительно разбухать, препятствуя фильтрации углеводородов через коллектор [Клубова, 1973]. Диоктаэдрический смектит образовался в результате преобразования плагиоклазов, полевых шпатов или кислых изверженных пород [Дриц, Коссовская, 1990; Япаскерт, 2008]. При преобразовании базальтов и метабазитов формировались триоктаэдрические разности [Дриц, Коссовская, 1990; McKinley et al., 2003]. В раннетриасовое время на изучаемой территории существовал аридный климат [Мораховская, 2000; Твердохлебов, 2001], т.е. имели место наиболее благоприятные условия для формирования и сохранения этих минералов, благодаря минимальному поступлению воды, препятствующему выносу катионов (Ca, Mg, Na, K и пр.) [Клубова, 1973; Morad et al., 2000]. Для аккумуляции смектита лучше всего подходили флювиальные, озерные и эоловые условия осадконакопления, при этом данный минерал тяготеет к более спокойной гидродинамической обстановке [Ерофеев, Цеховский, 1983].

В ходе постседиментационных преобразований песчаников смектит переходит в иллит, хлорит или смешаннослойные образования. По мнению некоторых исследователей [Дриц, Коссовская, 1990; Япаскерт, 2008; Morad et al., 2000], этот переход происходит на глубине порядка 1500 м и более.

В песчаных отложениях триаса встречается аутигенный пирит в виде редких выделений неправильной формы, скоплений кубических кристаллов, а также фрамбоидов. Пирит формируется на обломках вулканических пород, среди минералов цемента, его присутствие часто связано с наличием битума в поровом пространстве.

Степень преобразования пород можно охарактеризовать на основании признаков уплотнения терригенных образований. В изученных отложениях преобладают точечные и линейные контакты между зернами. Реже встречаются конформные

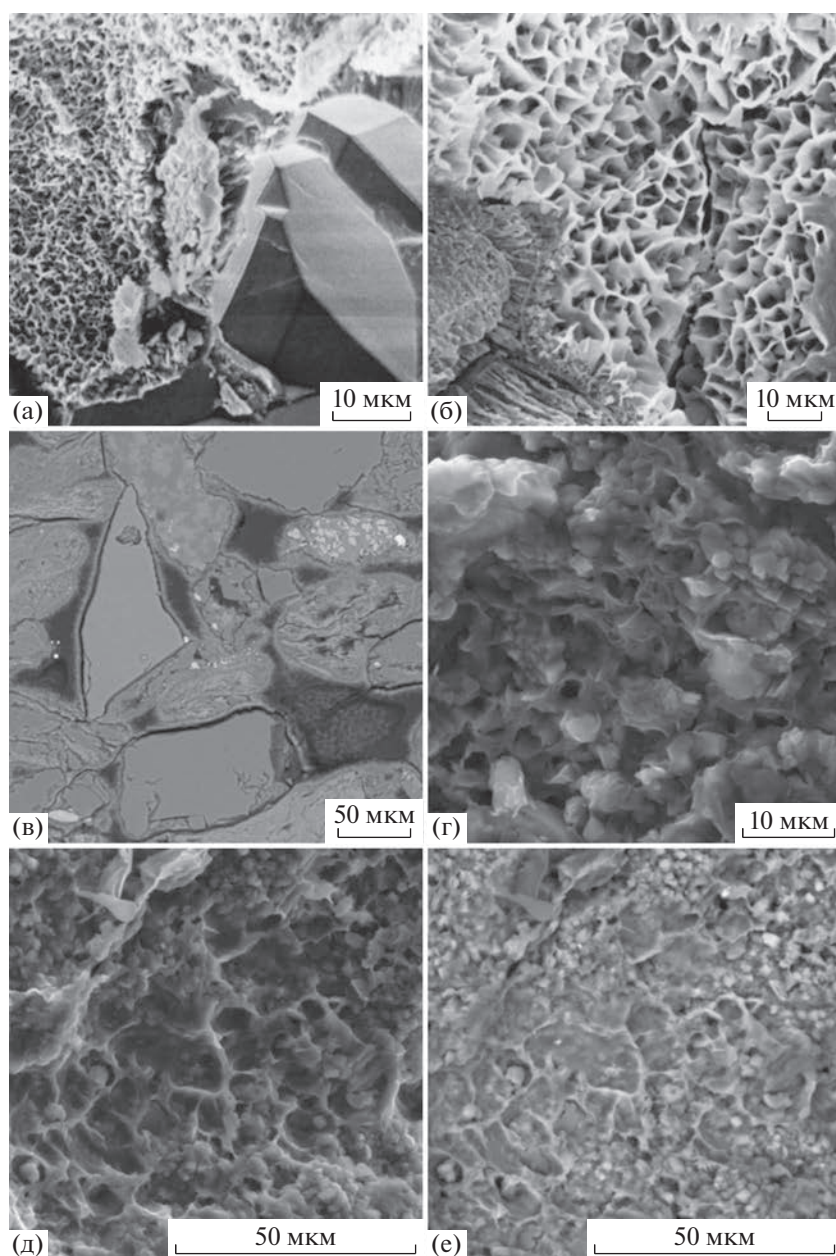


Рис. 7. Микрофотографии глинистых минералов цемента из нижнетриасовых песчаников чаркабожской свиты (СЭМ).

а — хлорит с кристаллами новообразованного кварца глубина 1450 м; б — детализация хлоритовой каймы на терригенных обломках, глубина 1450 м; в — хлоритовая кайма на обломках темноцветных минералов обломках вулканогенных пород, глубина 1459 м; г — смешаннослойный иллит-сметит, глубина 1332 м; д, е — смешаннослойный иллит-сметит, глубина 1470 м (е — во вторичных электронах).

контакты, возникающие в результате деформации наименее компетентных, мягких обломочных компонентов, таких как биотит и обломки осадочных пород (глин и алевролитов). Среда осадконакопления влияет на характер преобразований осадка через состав поровых вод, размеры зерен и другие факторы. На ранней стадии преобразования осадка происходит его уплотнение, дегидратация, растворение и разложение неустой-

чивых компонентов, минеральные новообразования, кристаллизация и перекристаллизация [Логвиненко, Орлова, 1987; Япаскурт, 2008]. На этой стадии происходило образование кальцита, хлорита, каолинита, минералов группы смектита в изучаемых отложениях. На стадии раннего катагенеза под влиянием подземных вод, поровых растворов, при соответствующих термобарических условиях, происходило уплотнение пород,

коррозия и растворение обломочных зерен, регенерация, образование новых минералов из растворов, перекристаллизация аутигенных минералов [Япаскурт, 2008]. Среди аутигенных минералов, образовавшихся в описываемых отложениях на стадии раннего катагенеза, можно выделить кальцит, каолинит, кварц, сидерит. Широкое распространение получил кальцит, формирующий разнокристаллический, часто пойкилитовый цемент порово-базального типа. В изученных песчаниках довольно часто встречается хорошо окристаллизованный каолинит с высокой степенью структурной упорядоченности, образовавшийся в пористых проницаемых прослоях песчаных пород в результате катагенетических преобразований [Крупская, 2006; Кокшина, 2012].

Как показано предыдущими исследованиями, крупно- и среднезернистые песчаники нижнего триаса, характеризующиеся невысоким содержанием цемента преимущественно каолинитового или хлоритового состава, могут быть отнесены к высокеемким коллекторам [Тимонина, 2017]. Мелко- и среднезернистые песчаники с поровым цементом хлорит-смектитового состава или поровым каолинитом относятся к коллекторам более низкого качества (III–IV класса, по [Ханин, 1976]). Мелкозернистые песчаники и алевролиты, отличающиеся высоким содержанием минералов группы смектита в составе цемента, представляют собой низкеемкие коллекторы V–VI класса. Крупнозернистый кальцит, развитый в межзерновом пространстве песчаников, делает их практически непроницаемыми.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате изучения состава породообразующей части и цементирующего вещества песчаников чаркабожской свиты установлено, что влияние различных постседиментационных процессов на коллекторские свойства пород проявляется в растворении обломков пород и карбонатного цемента с последующим перераспределением продуктов выщелачивания; образовании аутигенного и перекристаллизации аллотигенного каолинита; регенерации кварца и образовании глинистого пленочного цемента, препятствующих уплотнению и деформации обломков.

Хлорит в виде каевок вокруг терригенных обломков, смектит, заполняющий пустотное пространство, а также безжелезистый кальцит формировались на ранней стадии диагенеза. По мере увеличения глубины залегания широкое развитие получили процессы альбитизации обломочных плагиоклазов, иллитизации, замещения обломочных зерен и полевых шпатов, растворения неустойчивых обломков пород, а также образование каолинита в порах и рост крупнозернистого кальцита.

Ухудшение коллекторских свойств песчаников обусловлено развитием карбонатного цемента, а также заполнением порового пространства глинистыми минералами. В то же время, вторичная пористость, образовавшаяся за счет растворения неустойчивых минералов и обломков пород, способствовала улучшению емкостных характеристик. В ряде случаев сохранялся большой объем первичной пористости за счет образования глинистых минералов, заполняющих пустотное пространство или обволакивающих обломки, что препятствовало дальнейшему уплотнению песчаника.

Таким образом, условия среды осадконакопления определяли гранулометрический состав и окатанность фрагментов, степень их сортировки и, соответственно, конфигурацию и размеры первичных межзерновых пор. Постседиментационные преобразования привели к изменению первичного пустотного пространства. Процессы уплотнения, цементации и регенерации способствовали его уменьшению, а растворение — увеличению за счет расширения межзерновых, образования внутризерновых микропор перекристаллизованного глинистого цемента.

Следует отметить, что неоднородность состава и типа цемента требует индивидуального подхода, взвешенного выбора технологий при определении методики разработки месторождений и тщательного подбора комплекса методов, направленных на повышение нефтеотдачи для разных участков месторождения.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую признательность рецензентам за ценные советы и конструктивные замечания, позволившие значительно улучшить работу.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российской академии наук в рамках выполнения государственного задания “Геолого-геохимические закономерности формирования и размещения углеводородных систем, научные основы формирования ресурсной базы углеводородов Тимано-Печорской нефтегазоносной провинция”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев В.П., Федоров Ю.Н., Савенко В.А. Строение и корреляция отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2009. 227 с.
- Буш Д.А. Стратиграфические ловушки в песчаниках. М.: Мир, 1977. 214 с.
- Вакуленко Л.Г., Аксенова Г.П., Ян П.А. Минералы группы каолинита в нижнеюрских отложениях Западной

- Сибири // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2017. Международная научная конференция “Недропользование. Горное дело. Направления и технология поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология”. Новосибирск: Интерэкспо ГЕО-Сибирь, 2017. Т. 1. С. 52–56.
- Гаврилов Ю.О. Диагенетическая миграция сульфидов в отложениях различных обстановок седиментации // Литология и полез. ископаемые. 2010. № 2. С. 133–150.
- Граувакки / Под ред. В.Д. Шутова. М.: Наука, 1972. 345 с.
- Данилевский С.А., Склярова З.П., Трифачев Ю.М. Геофлюидалные системы Тимано-Печорской провинции. Ухта: Тимано-Печорский научно-исследовательский центр, 2003. 298 с.
- Данилевский С.А., Склярова З.П. Катагенетическая зональность и размещение залежей углеводородов в Тимано-Печорской провинции // Закономерности размещения зон нефтенакпления в Тимано-Печорской провинции // Сборник научных трудов. Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 23–32.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешаннослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 446)
- Ежова А.В. Строение и генезис пустотного пространства в коллекторах нефтегазоносной толщи юго-востока Западно-Сибирской плиты (Томская область) // Литосфера. 2007. № 4. С. 115–122.
- Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г. Парагенетические ассоциации континентальных отложений (семейство аридных парагенезов. Эволюционная периодичность). М.: Наука, 1983. 192 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 373)
- Жемчугова В.А., Маслова Е.Е. Фациальный контроль пространственного распределения коллекторов во вторичных доломитах северо-востока Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна // Литология и полез. ископаемые. 2022. № 1. С. 28–47.
- Жемчугова В.А., Бербенев М.О. Седиментационный контроль нефтегазоносности меловых отложений Русско-Часельского мегабала (Западно-Сибирский нефтегазоносный бассейн) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2016. № 1. С. 63–70.
- Жемчугова В.А., Мятчин О.А., Трунова М.И. Седиментационный контроль нефтегазоносности среднедевонских отложений южного погружения Бузулукской впадины // Труды РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина. 2015. № 3(280). С. 5–18.
- Жемчугова В.А. Практическое применение резервуарной седиментологии при моделировании углеводородных систем. М.: РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2014. 344 с.
- Калантар И.З., Танасова С.Д. Фациальные критерии при стратификации континентальных отложений триаса // Стратиграфия и литология нефтегазоносных отложений Тимано-Печорской провинции / Отв. ред. В.И. Богацкий. Л.: ВНИГРИ, 1988. С. 127–134.
- Киричкова А.И. Стратотипические и опорные разрезы нижнего триаса Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции: литология, фациальные особенности // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2013. Т. 8. № 4. http://www.ngtp.ru/rub/2/45_2013.pdf
- Клубова Т.Т. Глинистые минералы и их роль в генезисе, миграции и аккумуляции нефти. М.: Недра, 1973. 256 с.
- Кокшина Л.В. Глинистые минералы в цементе палеозойских граувакк: Магнитогорская мегазона (Южный Урал) и Боровская зона (Юго-Запад Западной Сибири) // Литосфера. 2012. № 2. С. 33–42.
- Коссовская А.Г., Тучкова М.И. К проблеме минералогопетрохимической классификации и генезиса песчаных пород // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 2. С. 8–24.
- Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Накопление и преобразование глинистых минералов в осадочном чехле земной коры. Аридный литогенез // Известия вузов. Геология и разведка. 2010. № 4. С. 15–24.
- Крупская В.В., Калмыков Г.А., Хотылев О.В., Ревва М.Ю. Влияние процессов образования аутигенных глинистых минералов терригенных пород на их коллекторские свойства (на примере Вартовского свода) // Литология и полез. ископаемые. 2006. № 3. С. 250–257.
- Кузнецов В.Г. Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. М.: Научный мир, 2016. 212 с.
- Литогеохимия терригенных ассоциаций южных впадин Предуралья прогиба / А.В. Маслов, Г.А. Миценс, Л.В. Бадида. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. 308 с.
- Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 237 с.
- Мельник И.А. Выявление вторично преобразованных терригенных коллекторов на основе статистической интерпретации материалов ГИС // Геофизика. 2013. № 4. С. 29–35.
- Мигдисов А.А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах // Геохимия. 1960. № 2. С. 149–163.
- Мораховская Е.Д. Триас Тимано-Уральского региона (опорные разрезы, стратиграфия, корреляция) // Биохронология и корреляция фанерозоя нефтегазоносных бассейнов России. СПб.: ВНИГРИ, 2000. Вып. 1. 80 с.
- Морозов В.П., Шмырина В.А. Влияние вторичных изменений пород-коллекторов на фильтрационно-емкостные свойства продуктивных пластов БС¹¹ и ЮС¹ Кустового месторождения // Ученые записки Казанского университета. 2013. № 155(1). С. 95–98.
- Муромцев В.С. Электрометрическая геология песчаных тел — литологических ловушек нефти и газа. Л.: Недра, 1984. 260 с.
- Неручев С.Г., Вассоевич Н.Б., Лопатин Н.В. О шкале катагенеза в связи с нефтеобразованием // Тр. XXV сессии Международного геол. конгресса // Докл. советских геологов: Горючие ископаемые. М.: Наука, 1976. С. 47–62.
- Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.
- Природные резервуары нефтегазоносных комплексов Тимано-Печорской провинции / Е.Л. Теплов, З.В. Ларионова, И.Ю. Беда и др. СПб.: ООО “Реноме”, ГУП РК ТП НИЦ, 2001. 286 с.
- Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.: Недра, 1969. 703 с.
- Страхов Н.М. Избранные труды. Общие проблемы геологии, литологии и геохимии. М.: Наука. 1983. 640 с.

- Структура платформенного чехла Европейского Севера СССР / Под ред. В.А. Дедеева. Л.: Наука, 1982. 200 с.
- Твердохлебов В.П. Предгорные конусы выноса и эоловые отложения как индикаторы аридности климата на востоке европейской части России в начале триаса // Известия вузов. Геология и разведка. 2001. № 1. С 53–57.
- Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УРО РАН, 1998. 238 с.
- Тимонина Н.Н., Мочалова И.Л. Литологические особенности продуктивных отложений нижнего триаса Шапкина-Юрьянского вала (Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2017. Т. 12. № 3. https://doi.org/10.17353/2070-5379/28_2017
- Удовиченко Л.А. Структурно-вещественные комплексы и перспективы нефтегазоносности нижнего триаса Тимано-Печорской провинции // Закономерности размещения зон нефтегазоаккумуляции в Тимано-Печорской провинции / Гл. ред. В.И. Богацкий. Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 66–73.
- Ханин А.А. Петрофизика нефтяных и газовых пластов. М.: Недра, 1976. 259 с.
- Хлыбов В.В. Глинистые минералы триасовых отложений северо-востока европейской части СССР. Л.: Наука, 1989. 104 с.
- Холодов В.Н. О типах литогенеза и их современной интерпретации // Литология и полез. ископаемые. 2010. № 6. С. 580–593.
- Чалышев В.И. Варюхина Л.М. Стратиграфия и спорово-пыльцевые комплексы верхнепермских и триасовых отложений Печорского Урала и гряды Чернышева // Геология и полезные ископаемые Северного Урала и Тимана / Отв. ред. Н.Н. Кузькокова и др. Сыктывкар, 1960. С. 49–58.
- Шванов В.Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л.: Наука, 1987. 269 с.
- Юсеф И.М., Морозов В.П. Характеристика песчаников газонефтяных резервуаров верхнего триаса Сирии с использованием лабораторных методов анализа // Георесурсы. 2017. Т. 19. № 4. Ч. 2. С 356–363.
- Янакурт О.В., Шиханов С.Е. Стадийность процессов минералогенеза терригенных отложений от начала триаса до квартала в связи с эволюцией геодинамических режимов формирования Колтогорско-Уренгойской системы прогибов (Западно-Сибирская плита) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2013. № 6. С. 3–12.
- Янакурт О.В. Стадиальный анализ осадочного процесса // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 4. С. 364–376.
- Al-Kahtany Khalid, Al Gahtani Fahad. Distribution of diagenetic alteration in fluvial channel and floodplain deposits in the Triassic Narrabeen group, Southern Sydney Basin, Australia // J. Geol. Soc. India. 2015. V. 85. P. 591–603.
- Allen J.R.L. Sedimentary structures. V. 2. Amsterdam: Elsevier, 1982. № 593. 663 p.
- Cao B., Lo X., Zhang L. et al. Diagenetic evolution of deep sandstones and multiple-stage oil entrapment: a case study from the Lower Jurassic Sangonghe Formation in the Fukang Sag, Central Junggar Basin (NW China) // Journal of Petroleum Science and Engineering. 2017. V. 152. № 3. P. 136–155.
- Collinson J.D. Alluvial sediments. In: Sedimentary environments and facies / Ed. H.G. Reading. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1996. P. 37–82.
- El-Ghali M.A.K., Mansurbeg H., Morad S. et al. Distribution of diagenetic alterations in fluvial and paralic deposits within sequence stratigraphic framework: evidence from the Petrohan Terrigenous Group and the Svidol Formation, Lower Triassic, NW Bulgaria // Sediment. Geol. 2006. V. 190. P. 299–321.
- Hammer E., Mork M.B.E., Naess A. Facies controls on the distribution of diagenesis and compaction in fluvial-deltaic deposits // Marine Petrol. Geol. 2010. № 27. P. 1727–1751.
- He M., Jin Z., Li T.D., Guo X.J. et al. Stratigraphic Framework and Microfacies of the Triassic Lower Karamay Formation in Districts I, III, NW Junggar, China // J. Earth Sci. 2014. № 25(60). P. 2003–2017.
- Henares S., Caracciolo I., Fernandez J.J. et al. Diagenetic constraints on heterogeneous reservoir quality assessment, a Triassic outcrop analog of meandering fluvial reservoirs // AAPG Bull. 2016. V. 100. № 9. P. 1377–1398.
- McKinley J.M., Worden R.H., Ruffel A.H. Smectite in sandstones: a review of the controls on occurrence and behavior during diagenesis // Clay Mineral Cements in sandstones // Special Publication Number 34 of the International Association of Sedimentologists / Eds R.H. Worden, S. Morad. Blackwell Publishing, 2003. P. 109–128.
- Morad S., Ketzer J.M., De Ross L.F. Spatial and temporal distribution of diagenetic alteration in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins // Sedimentology. 2000. № 47. P. 95–120.
- Morad S., Ketzer J.M., De Ross L.F. The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy // AAPG Bull. 2010. V. 94. P. 1267–1309.
- Owen A., Ebighaus A., Hartley A.J. et al. Multi-scale classification of fluvial architecture: an example from the Paleocene-Eocene Bighorn Basin, Wyoming // Sedimentology. 2017. № 64. P. 1572–1596.
- Selley R.S. Ancient sedimentary environments. London: Chapman and Hall, 1978. 294 p.
- Tang Zh., Parnell J., Ruffel A.H. Deposition and diagenesis of the lacustrine-fluvial Cangfangan Group (uppermost Permian to Lower Triassic), southern Junggar Basin, NW China: a contribution from sequence stratigraphy // J. Paleolimnol. 1994. № 11. P. 67–90.
- Wang G.W., Chang X.C., Yin W. et al. Impact of diagenesis on reservoir quality and heterogeneity of the Upper Triassic Chang 8 tight oil sandstones in the Zhenjing area, Ordos Basin, China // Marine Petrol. Geol. 2017. № 83. P. 84–96.
- Yang L., Xu T., Liu K. et al. Fluid-rock interactions during continuous diagenesis of sandstone reservoirs and their effects on reservoir porosity // Sedimentology. 2017. № 64. P. 1303–1321.
- Zhang Y., Tian J., Zhang X. et al. Diagenesis evolution and pore types in tight sandstone of Shanxi Formation reservoir in Hangjinqi area, Ordos Basin, Northern China // Energies. 2022. № 15. P. 470.
- Zhu H., Liu G., Zhong D. et al. Diagenetic controls on reservoir quality of tight sandstone: a case study of the Upper Triassic Yanchang formation Chang 7 sandstones, Ordos Basin, China // Earth Sci. Res. J. 2018. № 22(2). P. 129–138.

Postsedimentary Transformations in the Lower Triassic Deposits in the North of Varandey-Adzva Zone (Pechora Oil and Gas-Bearing Basin)

N. N. Timonina^{1, *}, M. S. Nechaev¹, I. L. Ulnyrov¹

¹*Institute of Geology of Komi Science Centre of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences,
Pervomayskaya str., 54, Syktyvkar, 167982 Russia*

**e-mail: timoninanata@gmail.com*

New data on the mineral composition of Lower Triassic terrigenous deposits in the north of the Pechora oil and gas bearing basin are presented. The relevance of the study is due to the fact that terrigenous natural reservoirs confined to this part of the section have a heterogeneous structure both in area and in section. The purpose of the article was to identify the features of the formation and distribution of minerals that fill the void space of reservoirs. As a result of studying by the methods of optical microscopy, X-ray phase analysis, electron microscopy, signs of mineralogenesis processes, post-sedimentary transformations of sandy reservoirs were revealed. It is shown that the most widespread are quartz regeneration, transformation of minerals of the mica group, formation of calcite of various generations, formation of authigenic clay minerals, etc. Diagenetic changes in terrigenous rocks play a significant role in the formation of reservoir properties and lead to heterogeneity of reservoirs. It is shown that a large amount of calcite in sandstone cement leads to a significant decrease in porosity and permeability parameters. Pore cement of chlorite-smectite composition in fine-grained sandstones also leads to a decrease in the quality of reservoirs. Coarse and medium-grained sandstones with a low content of cement, predominantly of kaolinite or chlorite composition, are characterized by higher reservoir properties. Crustification cement of chlorite composition, pore-filling cement of kaolinite composition contribute to the formation of reservoirs with higher rates.

Keywords: Oil and Gas-Bearing Basin, diagenesis, reservoir, sandstones, alluvial deposits, pore space.