

УДК 551.83

## ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ ФУНДАМЕНТА ПОДНЯТИЯ АЛЬФА-МЕНДЕЛЕЕВА В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ

© 2022 г. С. Г. Сколотнев<sup>а, \*</sup>, С. И. Фрейман<sup>б</sup>, А. И. Хисамутдинова<sup>а</sup>,  
Б. В. Ермолаев<sup>а</sup>, О. И. Окина<sup>а</sup>, Т. С. Сколотнева<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

<sup>б</sup>АО “Геослужба ГИН РАН”, ул. Баррикадная, 8, стр. 5А, Москва, 123242 Россия

\*e-mail: sg\_skol@mail.ru

Поступила в редакцию 01.04.2021 г.

После доработки 17.05.2021 г.

Принята к публикации 27.10.2021 г.

В статье рассматриваются и обсуждаются результаты петрографического, петро-геохимического и изотопного изучения осадочных пород, полученных из коренных обнажений поднятия Альфа-Менделеева в Северном Ледовитом океане с помощью манипуляторов научно-исследовательской подводной лодки МО РФ в ходе двух экспедиций в 2014 и 2016 гг. В разрезе фундамента поднятия выделены три толщи. Нижняя ( $O_3-S_2$ ) толща сложена чистыми доломитами и доломитами с терригенной и биокластовой примесью, известняками с терригенной и биокластовой примесью и кварцито-песчаниками. Осадки накапливались в прибрежных и мелководных шельфовых обстановках тропического моря, связанных с карбонатными платформами, соседствующими с участками речного стока. В составе средней толщи ( $D_2-D_3$ ) принимают участие известняки с терригенной и биокластовой примесью, а также кварц-полевошпатовые песчаники, накапливавшиеся в прибрежных и мелководных обстановках тропического моря. Верхняя толща ( $K_1$ ) представлена известковистыми, глинистыми и известково-глинистыми песчаниками, формирование которых происходило в мелководных морских условиях. Степень зрелости обломочного материала, образующего песчаники трех толщ, уменьшается от практически мономиктовых кварцевых аренитов и сублитаренитов нижней толщи к субаркозам средней толщи и субаркозам, аркозам, литаренитам и ваккам верхней толщи. Накопление всех толщ происходило во внутрикратонных осадочных бассейнах, последовательно закладывавшихся на пассивных окраинах микроконтинента Менделеевий и суперконтинентов Лавруссия и Лавразия.

**Ключевые слова:** доломиты, известняки, песчаники, осадконакопление, палеозой, ранний мел, поднятие Альфа-Менделеева, Северный Ледовитый океан.

**DOI:** 10.31857/S0024497X22020082

Подводное поднятие Альфа-Менделеева в Северном Ледовитом океане (СЛО) располагается в той части акватории, которая находится под постоянным ледовым покровом, в связи с этим это поднятие слабо изучено и его происхождение является предметом продолжающихся дискуссий. Одним из путей уточнения его геологического строения является изучение пород из фундамента поднятия. Такие породы были получены при драгировании дна с ледоколов; особенно большой их объем был поднят в ходе российской экспедиции “Арктика-2012”, нацеленной на решение задачи расширения внешней границы континентального шельфа РФ в Арктике [Кабаньков и др., 2004; Морозов и др., 2013]. Среди драгированных пород идентифицированы доломиты, известняки, песчаники, метаморфические и магматические породы. В карбонатных породах были встречены

остатки фауны возрастом от силура до поздней перми [Kossovaya et al., 2018]. В тоже время среди геологов существует осторожное отношение к драгированному каменному материалу, поскольку в Арктике происходит перенос пород льдами и айсбергами с суши в акваторию. В экспедиции “Арктика-2012” принимала участие научно-исследовательская подводная лодка (НИПЛ) ВМФ МО России, придонные наблюдения с которой показали, что на тех склонах поднятия Альфа-Менделеева, где по сейсмическим данным на поверхность дна выведен акустический фундамент, имеются выходы коренных пород [Гусев и др., 2014]. На основании этих наблюдений Геологическим институтом РАН, АО “Геослужба ГИН РАН” и ВМФ МО России в 2014 и 2016 гг. в этом районе были спланированы и проведены две экспедиции, в ходе которых манипуляторами НИПЛ бы-

ли отобраны коренные породы [Сколотнев и др., 2017а, 2017б]. По результатам палеонтологических исследований среди полученных осадочных пород были выделены их ниже-, среднепалеозойские и нижнемеловые разности [Skolotnev et al., 2019]. В настоящей статье изложены результаты микроскопического, литолого-петрографического и петрогеохимического изучения осадочных пород, собранных в экспедициях 2014 и 2016 гг., и на их основе обсуждаются условия осадконакопления в районе поднятия Альфа-Менделеева на разных этапах геологического развития этой площади.

### ГЕОЛОГИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

Северный Ледовитый океан состоит из Евразийского и Амеразийского бассейнов, разделенных хребтом Ломоносова (рис. 1). Евразийский океанический бассейн сформировался при спрединге дна, ось которого приурочена к рифтовой долине хребта Гаккеля [Глебовский и др. 2006]. В Амеразийском бассейне поднятие Альфа-Менделеева отделяет Канадскую котловину, расположенную на востоке, от западных котловин Макарова и Подводников. В котловинах Амеразийского бассейна мощность осадочного чехла достигает 6 км, а на поднятии Альфа-Менделеева составляет 0.3–1.8 км [Арктический ..., 2017]. Канадская котловина, раскрывшаяся в мезозойское время в результате позднеюрского рифтинга и последующего раннемелового спрединга, имеет утоненную континентальную кору на периферии и океаническую кору в осевой части [Grantz et al., 2011 и др.]. О природе других структур Амеразийского бассейна нет единой точки зрения. В частности, по поводу поднятия Альфа-Менделеева в ряде работ [Lawver et al., 2002; Grantz et al., 2011 и др.] развивается точка зрения о том, что оно является вулканическим поднятием на мезозойской океанической коре. Другие авторы [Scotese, 2011; Кашубин и др., 2013 и др.] считают, что фундамент поднятия Альфа-Менделеева сложен осадочными породами, сформировавшимися в эпиконтинентальных бассейнах, при участии вулканических пород. Палеонтологическое изучение осадочных пород, полученных с помощью НИПЛ, позволило определить их палеозойский возраст, что однозначно подтвердило наличие континентальной коры на этом поднятии [Skolotnev et al., 2019], поскольку, как было сказано выше, океаническая кора в Амеразийском бассейне появилась не ранее раннего мела.

### МЕТОДЫ И МАТЕРИАЛЫ

Пробоотбор донно-каменного материала проводился манипуляторами НИПЛ в глубоковод-

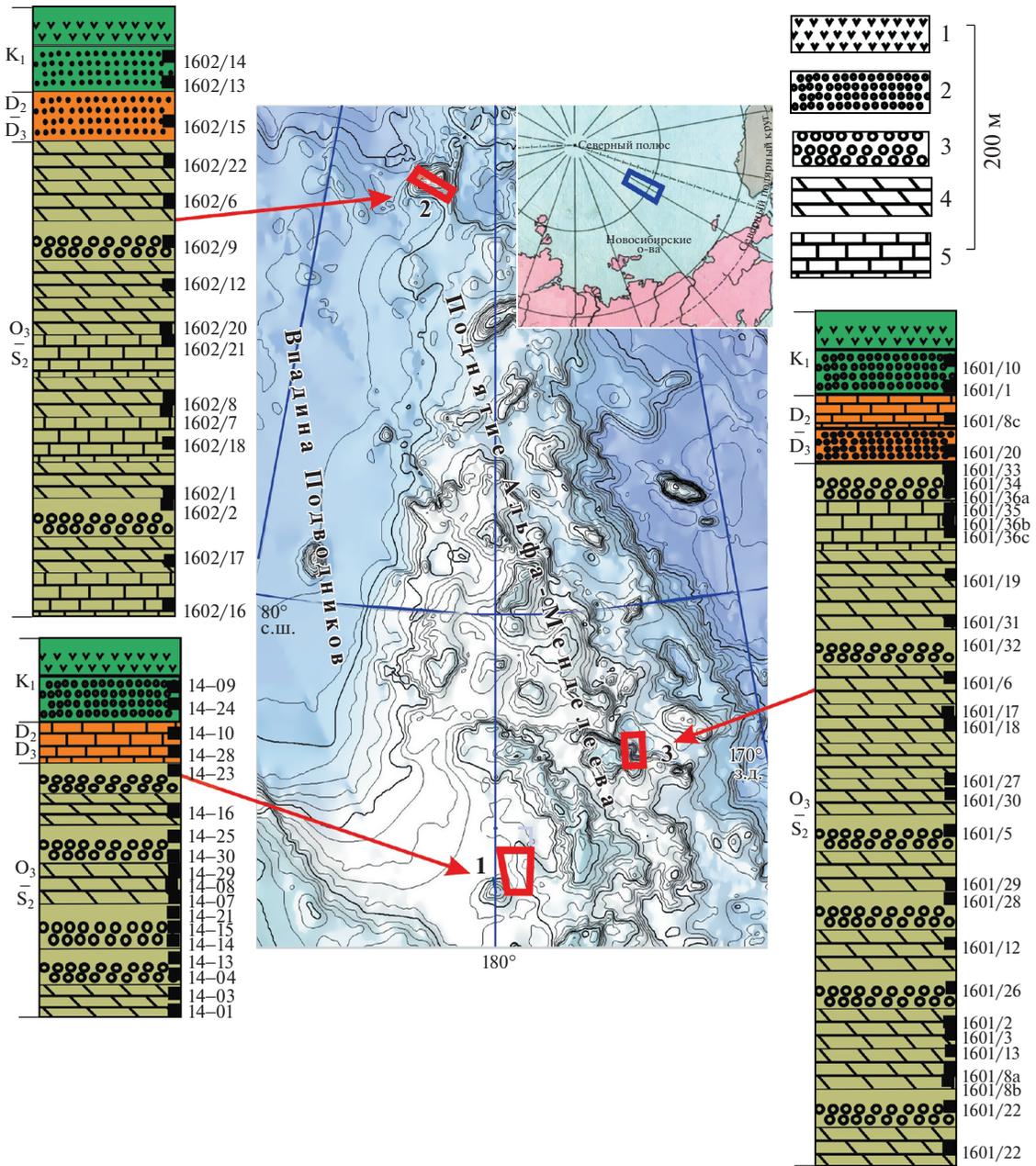
ных условиях и сопровождался видеорегистрацией. Более подробно методика работ описана в работе [Сколотнев и др., 2017а]. На трех полигонах получен 91 образец (66 обр. — осадочные породы, 25 обр. — магматические породы). Координаты полигонов: 1 (юго-запад поднятия Менделеева) — 78°09′–78°15′ с.ш. и 178°58′–179°20′ з.д.; 2 (г. Трукшина в приполюсной части хребта Альфа) — 83°06′–82°58′ с.ш. и 178°38′–176°38′ в.д.; 3 (примерный центр поднятия Менделеева) — 79°05′–78°56′ с.ш. и 175°14′–174°11′ з.д.; положение отобранных образцов осадочных пород показано на сводных стратиграфических колонках каждого полигона (см. рис. 1).

На основании микроскопического изучения пород была проведена их типизация. Для диагностики тонкодисперсных минералов применялся рентгенофазовый анализ (дифрактометр D-08 фирмы “Brucker”, Германия). Тяжелые минералы выделялись из породы и изучались с использованием тяжелых и иммерсионных жидкостей. Валовой химический состав пород и концентрации элементов-примесей определялись методом рентген-флуоресцентного анализа (РФА) на спектрометре “S4 PIONIER” фирмы “Brucker”, концентрации редкоземельных элементов в доломитах — методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) с использованием масс-спектрометра “Element2”.

Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах измерялся на масс-спектрометре Delta V Advantage и установке Gas-Bench-II. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  в промилле относительно стандарта PDB, значения  $\delta^{18}\text{O}$  — в промилле относительно стандарта SMOW. Для сверочных работ использовались стандарты KH-2, IAEA C-O-1, NBS-19. Точность определения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  находится в пределах  $\pm 0.2\text{‰}$  и  $\pm 0.1\text{‰}$  соответственно. Измерения отношений изотопов стронция проводились на масс-спектрометре MAT-260 с точностью  $\pm 0.00008$ .

### ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ПОРОД

Среди осадочных пород установлены доломиты (33 обр.), известняки (9 обр.) и песчаники (24 обр.). При микроскопическом изучении каждой группы пород, по составу породообразующих компонентов были выделены основные петротипы, характеризующие три толщи пород разного возраста; возраст толщ определялся палеонтологическими методами на основании изучения видового и родового состава акритарх, спор, пыльцы, сколекодонт, диноцист, конодонт, криноидей, фораминифер и брахиопод, выделенных в основном из карбонатных пород, но также и из нижнемеловых песчаников [Skolotnev et al., 2019]. Нижняя толща — верхнеордовикско-силурий-



**Рис. 1.** Положение полигонов детальных работ (обведены четырехугольниками), выполненных НИПЛ в 2014 г. (Полигон 1) и 2016 г. (Полигоны 2 (г. Трукшина) и 3) на поднятии Альфа-Менделеева. На врезке показано географическое положение района (синий четырехугольник). На сводных стратиграфических колонках полигонов показано положение образцов (черный квадрат). Красные стрелки показывают, к какому полигону относится стратиграфическая колонка.

1 – туфы и лавы, 2 – песчаники, 3 – кварцитопесчаники, 4 – доломиты, 5 – известняки. Вертикальная линия 200 м – вертикальный масштаб для стратиграфических колонок.

ская, видимой мощностью 200–600 м, сложена переслаивающимися доломитами, известняками и кварцитопесчаниками; средняя – средне-верхнедевонская (поздний живет–фамен), мощностью не более 100 м, представлена известняками и песчаниками; верхняя – нижнемеловая (баррем–апт), мощностью до 100 м, образована песчаника-

ми, туфами и вулканитами основного и среднего состава (см. рис. 1).

*Нижняя толща (O<sub>3</sub>–S<sub>2</sub>)*

Нижняя толща представлена доломитами, известняками и песчаниками.

**Рис. 2.** Микрофотографии доломитов.

а – чистый доломит (1601/3), б – обособление крупнокристаллического доломита (1601/27), в – полосчатый доломит (1601/22), г – обломок косослоистого алевролита в доломите (1601/12), д – доломит с биокластами, внизу – фрагмент криноидеи (1602/12), е – фрагменты организмов неясной систематики (1602/20), ж – доломитизированный грейнстоун, в центре – фрагмент сколекодонты и ооид (1601/31), з – доломит с биокластами (в центре – раковина остракоды) и терригенной примесью (1601/19); а – николи скрещены, б–з – николи параллельны.

Доломиты подразделяются на 4 петротипа: доломиты чистые, доломиты с биокластами, доломиты с терригенной примесью и доломиты с биокластами и терригенной примесью.

Среди *чистых доломитов* по текстурным особенностям выделяются массивные и полосчатые разновидности.

Массивные доломиты (14-01, 03, 07, 14, 15, 16, 21, 1601/2, 3, 8а, 8б, 13, 18, 30, 1602/6, 22) сложены равномернозернистым агрегатом гипидиоморфных мутных кристаллов (0.01–0.05 мм) доломита (рис. 2а). В некоторых образцах встречаются участки (диаметром 3–5 мм), сложенные более крупнокристаллическим (0.08–0.7 мм) доломитом, сформировавшимся при заполнении пор, например, в образце 14-21 они занимают до 10% площади шлифа (см. рис. 2б). Следует сразу отметить, что в доломитах других петротипов основная масса породы имеет такое же строение, как и в массивных доломитах.

В качестве примеси в образце 1601/8б присутствует около 1% органического вещества (ОВ) в виде тонких (до 0.5 мм) линзовидных (длиной до 2 мм) слоев. Примесь рудных минералов<sup>1</sup> отмечена в образцах 1601/2 и 1601/8б.

В полосчатых доломитах (14-20, 1601/22, 7, 8) наблюдаются субпараллельные извилистые линзовидные прослои мощностью 0.2–1 мм, сложенные более крупными (0.02–0.1 мм) кристаллическими зернами доломита по сравнению с основной массой (см. рис. 2в). Нередко прослои содержат обособления ОВ и зерна рудных минералов (до 2–3%) размером 0.01–0.07 мм. По структуре и составу полосчатых доломитов можно предполагать, что они образовались при замещении водорослевых известняков.

*Доломиты с терригенной примесью* (1601/6, 12, 29; 1602/17) содержат 5–35% обломочных зерен тонкопесчаной и алевритовой размерности (0.01–0.1 мм), представленных преимущественно кварцем, реже полевыми шпатами и слюдой. Эти доломиты характеризуются тонкослойной текстурой. Чередующиеся слои (1–10 мм) отличаются разной концентрацией обломочных зерен, с которыми ассоциируют рудные минералы и прожилки ОВ.

<sup>1</sup> Здесь и далее к ним отнесены темные непрозрачные не идентифицированные минеральные обособления. В соответствии с химическим составом пород они могут быть представлены Fe- и Fe–Ti-оксидами или Fe-сульфидами.

Образец 1601/12 – наиболее грубослоистый, в нем наблюдается три слоя (4–6 см). Средний слой – чистый доломит, а два ограничивающих его слоя – доломиты с терригенной примесью. Наряду с типичными обломочными зернами в них присутствуют также литокласты (0.25–10 мм) алевролитов, сложенных в основном зернами кварца (0.006–0.01 мм), при этом в крупных литокластах наблюдается косослоистая текстура (см. рис. 2г).

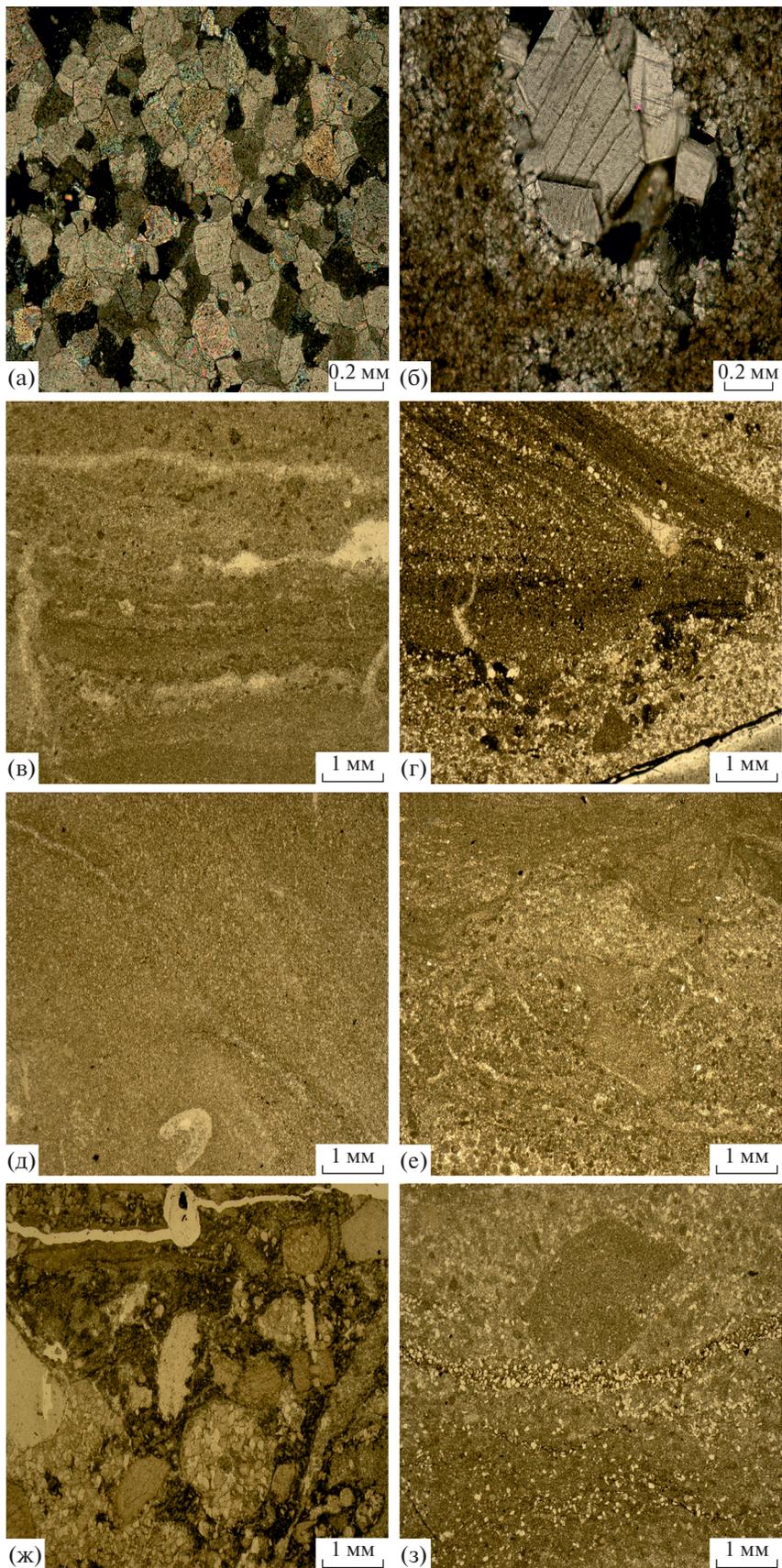
*Доломиты с биокластами* (14-08, 29, 1601/27, 31, 1602/12, 20) характеризуются присутствием обломков скелетов и раковин различных морских организмов, рассеянных в микрокристаллической основной доломитовой массе. Основные типы биокластов – членики криноидеи (см. рис. 2д), обломки сколекодонтов (см. рис. 2ж), раковины остракод, а также биогенные фрагменты неясной систематики (см. рис. 2е). Биогенные остатки замещены доломитом. Размеры биокластов 0.2–1 мм, их количество в основном около 10% (мадстоуны). Текстура доломитов с биокластами неяснослоистая. В них различаются тонкие (1–10 мм) слои с неотчетливыми границами (см. рис. 2е) и разной концентрацией биокластов; в некоторых слоях содержание биокластов достигает 20% (вакстоуны). Наибольшее количество обломочных карбонатных зерен (около 70%) отмечено в образце 1601/31 (см. рис. 2ж), который можно отнести к грейнстоуну; в этом образце также присутствуют ооиды, сложенные агрегатами зерен доломита.

*Доломиты с биокластами и терригенной примесью* (1601/17, 19, 1602/1) содержат биокласты (до 10%) и терригенные зерна (до 3%); и те, и другие аналогичны описанным выше (см. рис. 2з). Обломочные зерна распределены в породе равномерно или образуют отдельные прослои мощностью до 1 мм. В образце 1602/1 присутствует слой мощностью около 1 см с наиболее высоким содержанием терригенных зерен (10%).

Известняки подразделяются на 4 петротипа: оолитовые, с биокластами, с терригенной примесью, с биокластами и терригенной примесью.

*Оолитовые известняки* представлены в образце 1601/36б. Оолиты в породе распределены неравномерно, в изученном шлифе наблюдалось два оолитовых слоя.

В одном из них оолиты составляют 40–50%, характеризуются средним диаметром 0.4 мм и двухслойным концентрически-зональным строе-



нием. Тонкий внешний слой представлен агрегатом тонкозернистого кальцита, центральная часть — заметно более крупными кристаллами кальцита (до 0.05 мм). Оолиты сцементированы агрегатом кристаллического кальцита со средним размером зерен 0.1 мм. Во втором слое оолитов больше (50–60%), они крупнее (0.5–0.7 мм) и характеризуются многослойным концентрически-зональным строением (рис. 3а). Согласно результатам рентгенофазового анализа, оолиты сложены кальцитом, доломитом и кутнагоритом (Mn–Ca карбонатом). Ядра оолитов представлены зернами кварца (0.02–0.05 мм), обломками криноидей и сгустками микритового материала.

*Известняки с терригенной примесью* представлены в образце 1602/16. Содержание терригенных обломков алевритовой размерности (0.02–0.05 мм) достигает 25–30%. Обломки представлены не окатанными зернами кварца, значительно реже — зернами полевых шпатов, чешуйками слюды. Встречаются единичные биокласты удлиненной и округлой формы. При растворении этого образца выделены остатки сколекодонтов, брахиопод, мшанок, спикулы губок. В известняке данного типа равномерно рассеян рудный минерал, а также наблюдаются прожилки ОВ мощностью до 0.2 мм, ориентированные по напластованию. Основная масса породы сложена микроспаритом и частично доломитизирована. Текстура известняка слоистая: слои мощностью 2–15 мм различаются концентрацией и размером обломков.

*Известняки с биокластами* (обр. 1602/21) характеризуются слоистой текстурой, обусловленной неравномерным (от 5 до 20%) распределением биогенных остатков: брахиопод, криноидей, остракод, сколекодонтов, а также обломков неясной систематики размером 0.2–1.5 мм (см. рис. 3б). Соответственно, структура в разных слоях меняется от мадстоунов до вакстоунов. При растворении образца в нем были обнаружены остатки мшанок, спикулы губок и конодонты. Микроспаритовая основная масса кальцитового состава частично замещена доломитом, присутствующим в виде единичных идиоморфных кристаллов (0.04–0.06 мм) или их агрегатов.

*Известняки с биокластами и терригенной примесью* (1601/35, 36с, 1602/18) по структуре относятся к вакстоунам, основная масса в них сложена микроспаритом, в разной степени доломити-

зированной. Биокласты (15–25%) (см. рис. 3в, г) и терригенная примесь (10–20%) аналогичны установленным в известняках, рассмотренных выше.

Текстура пород тонкослоистая и массивная. В образце 1601/36с наблюдаются два слоя видимой мощностью 6 см. Один из них имеет массивную текстуру, другой — тонкослоистую; последний образован чередованием субпараллельных тонких (2–3 мм) волнистых слойков, в разной степени обогащенных лито- и биокластами.

Во всех изученных образцах известняков данного типа наблюдаются изометричные и удлиненные обособления ОВ (размером до 0.02 мм), наиболее высокое их содержание установлено в образцах 1601/35, и 1601/36с. Также присутствуют частично окисленные рудные минералы.

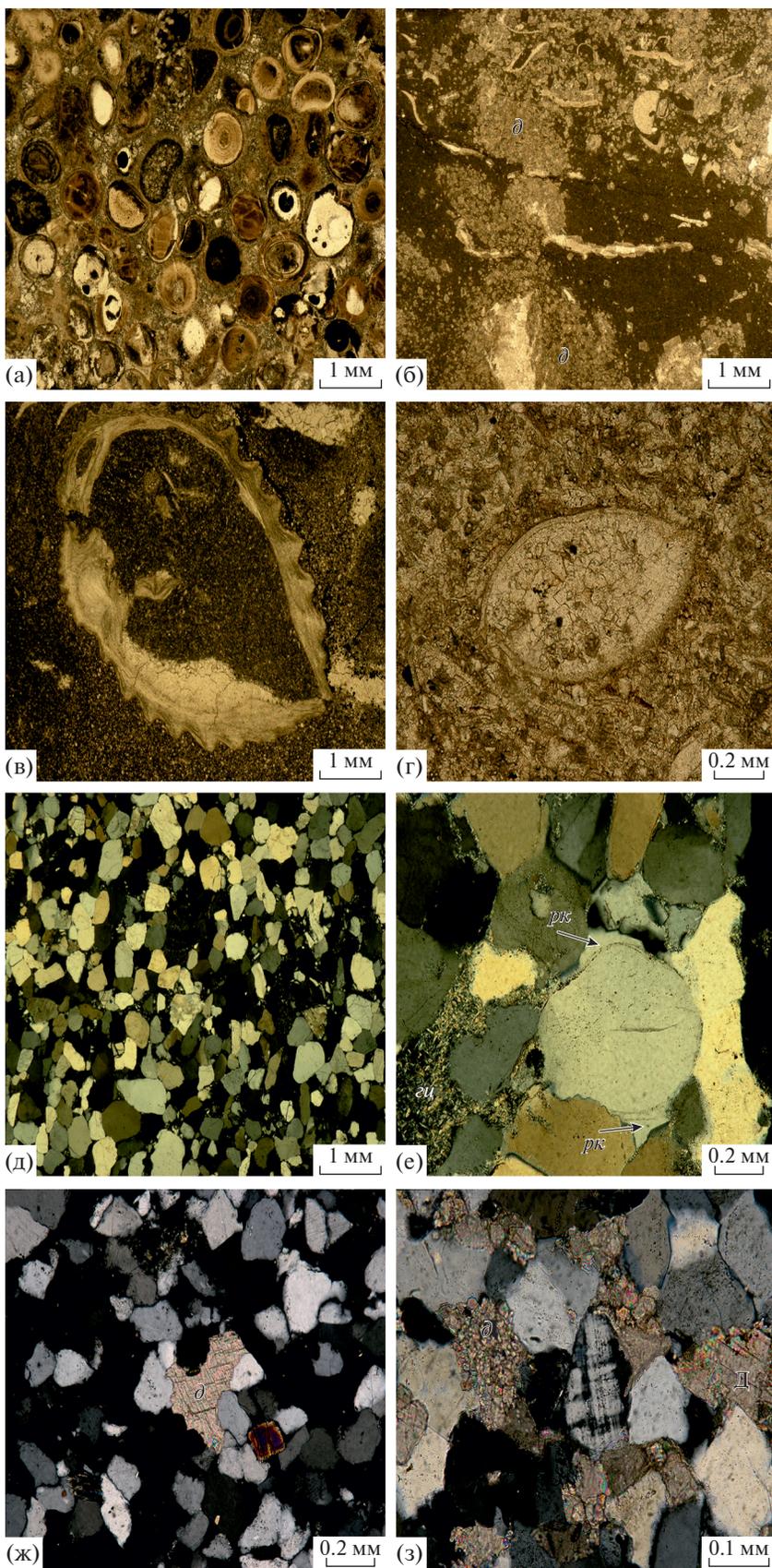
*Песчаники* подразделяются на 2 петротипа — кварцитопесчаники и полевошпатовые кварцитопесчаники.

*Кварцитопесчаники* состоят преимущественно из кварца (>90%), а также калиевого полевого шпата (КПШ), плагиоклаза, слюды, литокластов кварцита (см. рис. 3д, е).

В образцах 14-23, 1601/9, 1601/28, 1601/32 отмечается повышенное содержание КПШ; в образцах 1601/28, 1601/36а — плагиоклаза; в образце 1601/23 — слюд (мусковита и флогопита). Пластинки слюд распределены в породе равномерно, но иногда образуют скопления в отдельных прослоях мощностью около 1 мм. Кварцитопесчаники, представленные в образце 1601/28, отличаются несколько более высоким содержанием минералов тяжелой фракции: турмалина, циркона, рутила. В образцах 1601/23 и 1602/2 встречаются зерна гидрогетита с ореолом аморфных тонкодисперсных гидроксидов железа вокруг них. В изученных образцах выявлены тонкозернистые (1601/28), мелкозернистые (14-13, 14-23, 14-25, 1601/32, 1601/23, 1601/26) и среднезернистые (1601/9, 1601/36а, 1602/2) кварцитопесчаники, в основном хорошо отсортированные. Первичная форма зерен нарушена в результате постседиментационных изменений на уровне катагенетической стадии начального бластеза (см. рис. 3е). Зерна сближены с образованием конформных контактов, встречаются микростилолитовые швы и случаи инкорпорации зерен. Кварц характеризуется неоднородным пятни-

Рис. 3. Микрофотографии известняков и обломочных пород нижней толщи.

а — оолитовый известняк (1601/36б), б — известняк с биокластами (1602/21) частично доломитизированный, в — известняк с биокластами и с терригенной примесью, с раковиной брахиоподы (1601/35), г — известняк с биокластами и с терригенной примесью, с раковиной остракоды (1601/36с), д — кварцитопесчаник (1601/36а), е — регенерационный кварцевый (в центре, здесь же виден микростилолитовый шов) и каолинитово-гидроглинистый (в левом нижнем углу) цементы в кварцитопесчанике (14-23), ж — доломитовый цемент порового типа в кварцитопесчанике (1601/28), з — полевошпатовый кварцитопесчаник, в центре — зерно КПШ, виден доломитовый цемент (1601/33); а, б, в, г — николи параллельны, д, е, ж, з — николи скрещены. Буквенные обозначения: *рк* — регенерационный кварц, *гц* — глинистый цемент, *д* — доломит.



стым погасанием. В некоторых случаях пылевидные включения в кварце воспроизводят первичные очертания зерен, которые при этом обнаруживают хорошую окатанность.

Тип цемента в кварцитопесчаниках различный. В том случае, если его объем не превышает 2%, он имеет пленочно-регенерационный характер (см. рис. 3е), при этом регенерационные каймы представлены кварцем, а межзерновые пленки по данным рентгенофазового анализа – каолинитом и гидрослюдой. В ряде образцов встречен поровый цемент, представленный каолинитом, гидрослюдой и хлоритом, его количество может достигать 5%. В образце 14-13 в цементе широко и неравномерно развиты гидроксиды железа, которые концентрируются в виде отдельных округлых участков диаметром до 2 см, в результате чего порода приобретает пеструю красновато-белую окраску. В образцах 1601/26, 28, 32 развит доломитовый цемент (2–5%) в виде мелкозернистых агрегатов или единичных монокристаллов (см. рис. 3ж). Максимальное содержание (до 50%) доломитового цемента обнаружено в некоторых участках кварцитопесчаника 1601/26. В центре этих участков (диаметром до 1 см) развит только доломит, к периферии его количество постепенно сокращается. В образце 1601/26 доломит также встречается в виде клиновидных прослоев мощностью 0.5–1 мм, в которых его количество достигает 50–70%.

Полевошпатовые кварцитопесчаники по размерности зерен и степени их окатанности, характеру постседиментационных изменений, минеральному составу цемента и тяжелой фракции близки к кварцитопесчаникам, однако в них заметно возрастает доля КПШ (до 7–9%) (см. рис. 3з), а также плагиоклазов, слюды и гетита (все вместе – до 4–5%), а в некоторых образцах наблюдается повышенное содержание ОВ (2–3%) и минералов тяжелой фракции. ОВ располагается между зернами кварца в виде обособлений (в среднем около 0.3 мм) причудливой формы. В образце 1601/33 цемент, помимо глинистых минералов, представлен также кальцитом и доломитом. В образце 14-30 в цементе широко развиты гидроксиды железа, неравномерное их распределение придает ему пеструю окраску. По размеру зерен выделяются следующие разновидности полевошпатовых кварцитопесчаников: тонкозернистые (0.1 мм) – обр. 1601/33, 34, 1602/09; мелкозернистые (0.15–0.25 мм) – обр. 14-04; и среднезернистые (0.3–0.4 мм) – обр. 14-30, 1601/5.

В полевошпатовых кварцитопесчаниках чередуются слои мощностью 1–4 мм разной окраски в зависимости от содержания в них ОВ или рудного минерала.

### *Средняя толщина ( $D_2-D_3$ )*

В средней толще встречены известняки и песчаники. Среди известняков выделены известняки с терригенной примесью и известняки с биокластами и терригенной примесью.

*Известняки с терригенной примесью* (14-10, 14-28) содержат до 20% умеренно окатанных и неокатанных зерен (0.05–0.3 мм) кварца, имеются единичные зерна КПШ. Встречаются крупные (до 1–2 мм) окатанные обломки кварцитопесчаников (рис. 4а) и доломитов (см. рис. 4б). Терригенные зерна и литокласты погружены в микроспаритовую основную массу. Присутствуют сгустки микритового материала, содержащие скопления фораминифер (см. рис. 4в). Возраст фораминифер четвертичный, и, вероятно, они вместе с микритовым материалом проникли в породу по многочисленным порам и каналам диаметром от долей мм до первых см, характерных для этих известняков.

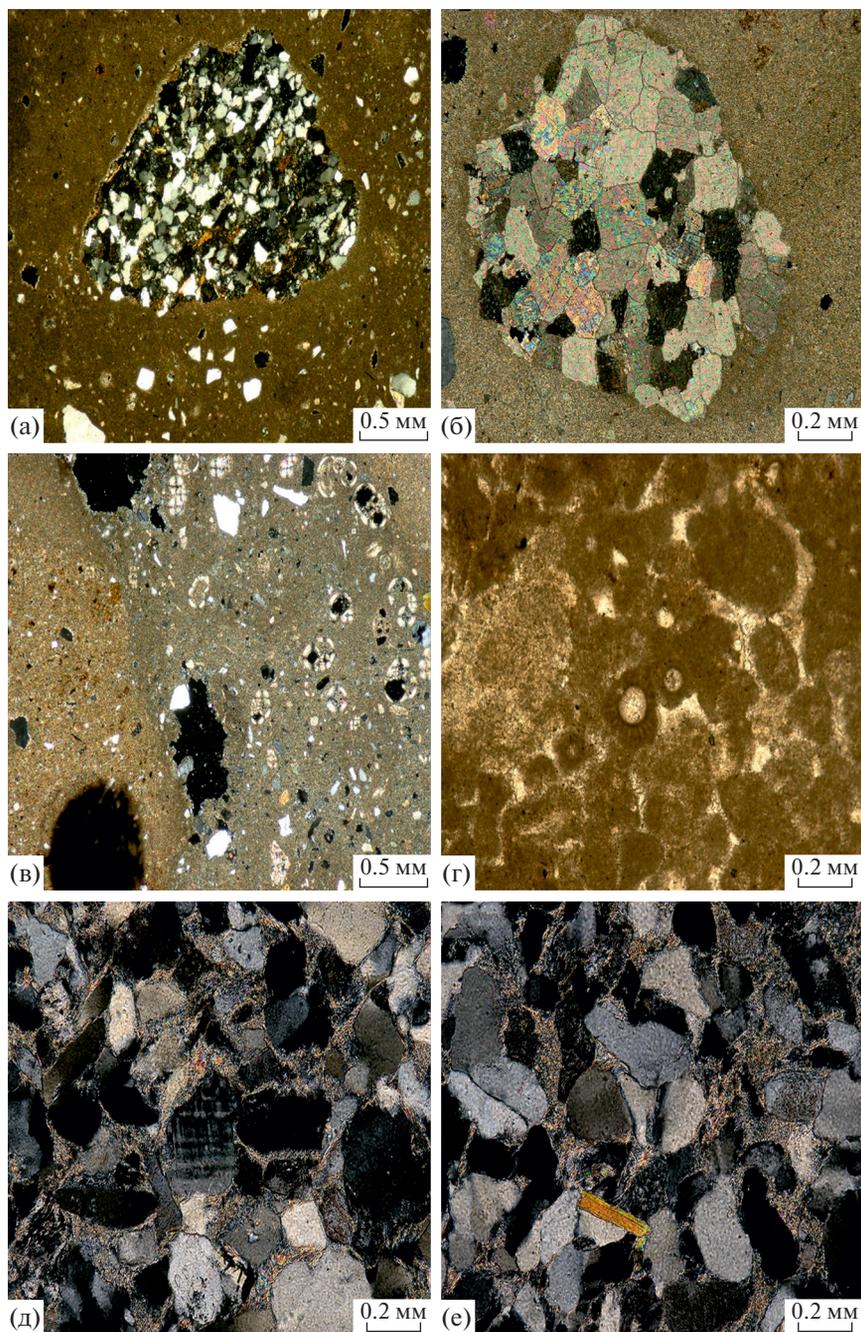
*Известняки с биокластами* представлены в обр. 1601/08с, в котором содержится около 30% раковин фораминифер, 20–25% пелоидов и до 10% неокатанных зерен кварца размерностью около 0.1 мм (см. рис. 4г). Все перечисленные компоненты погружены в микритовую массу.

*Песчаники* – кварц-полевошпатовые (1601/20, 1602/15) (см. рис. 4д), состоят из кварца (до 45%), КПШ (до 30%), слюды (мусковита, флогопита) (1–2%), плагиоклаза (до 1%), ильменита (до 1%), ОВ (1–2%), минералов тяжелой фракции (турмалин, циркон, рутил, лейкоксен). Песчаные зерна слабо окатанные и не окатанные, умеренно сортированные, размерностью в среднем 0.15–0.2 мм, пластинки слюды достигают 0.2–0.4 мм (см. рис. 4д). ОВ проникает между зернами в виде извилистых линзочек шириной до 0.1 мм и длиной до 0.6 мм. Цемент песчаников (около 15%) гидрослюдистый, порового и пленочного типа; на отдельных участках он насыщен гидроксидами железа.

### *Верхняя толщина ( $K_1$ )*

Осадочные породы этой толщи представлены песчаниками, которые близки по составу обломков, но отличаются по количеству и минеральному составу цемента. По составу цемента выделены известковистые, глинистые и известково-глинистые песчаники.

В *известковистых песчаниках* (14-24, 1602/13, 14) терригенная и карбонатная составляющие представлены примерно в равных долях (см. рис. 4е). Обломки не окатанные, преимущественно представлены зернами кварца, а также КПШ (до 7%), плагиоклаза (3–4%), ильменита (2–4%), слюды (1–2%) и литокластами доломитов и кварцитов. Среди минералов тяжелой фракции отмечены



**Рис. 4.** Микрофотографии пород средней и верхней толщ.

а – известняк с терригенной примесью, виден крупный обломок кварцитопесчаника (14-10); б – окатанный обломок доломита в известняке (14-28); в – обособление ила со скоплением раковин четвертичных фораминифер в известняке (14-10); г – известняк с раковинами позднедевонских фораминифер и терригенной примесью (1601/08с); д – кварц-полевошпатовый песчаник (1601/20); е – известковистый песчаник (14-24); а, б, в, д, е – николи скрещены, г – николи параллельны.

гранат, циркон, эпидот, лейкоксен, рутил, турмалин, апатит, клинопироксен, амфибол.

Цемент песчаников базального типа, по составу преимущественно кальцитовый (средний размер кристаллов около 0.03 мм), но также при-

сутствуют смектиты и хлориты. Глинистые минералы идентифицированы на основании рентгенофазового анализа. В образцах 14-24 и 1602/14 с глинистыми минералами ассоциируют гидроксиды железа (до 3–4%). В этих образцах, в отдельных слоях мощностью до 5 мм, в цементе встречаются

выделения ОВ причудливой формы размером 0.5–1 мм. В образце 1602/13 содержание ОВ достигает 5% и равномерное его распределение придает породе черный цвет. В образцах 14-24 и 1602/14 кальцитовый цемент (размер кристаллов около 0.06 мм) распределен в породе в виде пятен (диаметром до 1 см) и линзовидных прослоев.

Все изученные образцы известковистых песчаников характеризуются обломочной тонкозернистой (0.05–0.08 мм) структурой.

Образцы 14-24 и 1602/13 имеют слоистую текстуру. Слойки мощностью 1–1.5 см различаются по насыщенности обломочным материалом, концентрации ОВ и окраске. Каждый слой, в свою очередь, неоднородный и имеет тонкослоистое строение, обусловленное чередованием слоев (0.2–0.5 мм) различной окраски, среди которых наиболее светлые – сложены кальцитом.

Образец 1602/14 характеризуется брекчиевой текстурой и сложен угловатыми обломками (0.5–5 см) со слоистой текстурой, рассмотренной выше.

*Глинистые песчаники* (1601/1, 1601/10) по структурным особенностям (окатанность, сортировка), а также по составу обломков и других компонентов (ОВ, рудные минералы), взаимоотношениям между ними, близки к породам предыдущего петротипа. Они отличаются более крупной размерностью зерен (в среднем 0.1–0.15 мм, чешуйки слюды – до 0.15–0.3 мм); меньшим количеством КПШ и плагиоклаза; более низким содержанием цемента (15–25%). Цемент глинистый, порового и базального типов, по составу в соответствии с рентгенофазовым анализом он хлорит-каолинитовый. В цементе неравномерно распределены гидроксиды железа.

В целом эти породы неслоистые, с отдельными волнисто-линзовидными прослоями мощностью до 0.5 мм, обогащенными глинистым материалом.

*Известково-глинистые песчаники* (14-09) по своим параметрам занимают промежуточное положение между породами двух предыдущих петротипов. Следует отметить повышенную концентрацию в них литокластов кварцита (до 10%).

Цемент песчаников базального и порового типов (30–35%), неравномерно распределен в породе; кальцитовая и глинистая составляющие представлены примерно в равной мере, с глинистым материалом ассоциируют гидроксиды железа.

В соответствии со средним размером зерен (0.07 мм), песчаники тонкозернистые. Текстура песчаников слоистая: слои мощностью в первые см различаются по соотношению обломочной составляющей и цемента.

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

### *Валовой состав пород и концентрации элементов-примесей*

Выделенные петротипы пород заметно различаются по содержанию основных петrogenных оксидов и элементов-примесей (табл. 1).

В обломочных породах наиболее значительные вариации испытывают концентрации  $\text{SiO}_2$ . Кварцитопесчаники нижней толщи характеризуются наиболее высоким содержанием  $\text{SiO}_2$  и вследствие этого пониженным содержанием других оксидов и изученных микроэлементов. Некоторые образцы этого петротипа по ряду параметров выделяются среди прочих. Образцы с несколько повышенным количеством КПШ (14-23, 1601/9, 28, 32) характеризуются более высокими концентрациями  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{K}_2\text{O}$ ; с относительно высоким содержанием слюды (14-13 и 1601/23) – повышенными концентрациями  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$  и потерями при прокаливании (п.п.п.); плагиоклаза (1601/28 и 1601/36а) – повышенными концентрациями  $\text{Na}_2\text{O}$ ; рудного минерала (14-13, 1601/23) –  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , минералов тяжелой фракции (14-13, 14-25, 1601/23, 1601/28, 1602/2) –  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Sr}$  и  $\text{Zr}$ . Образец 1601/26 кварцитопесчаников с доломитовым цементом выделяется высокими значениями  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  и п.п.п. Образец 14-13, характеризующийся присутствием большого количества гидроксидов железа, показал высокие значения  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и п.п.п.

На дискриминантных диаграммах Ф. Петтиджона [Pettijohn, 1973] и М. Херрона [Herron, 1988] (рис. 5) большинство изученных кварцитопесчаников относится к кварц-аренитам, а более слюдистые и калиево-шпатовые различия – к сублитаренитам. На диаграмме М. Херрона наиболее железистый образец 14-13 располагается в поле железистых песчаников, что связано, как показывают микроскопические наблюдения, с привнесением в породу на более поздних стадиях ее формирования гидроксидов железа. Образец 1602/2 на диаграмме Ф. Петтиджона попадает в поле пород, обедненных натрием, что, вероятно, свидетельствует о том, что часть зерен КПШ сформировалась при замещении плагиоклаза.

Полевешпатовые кварцитопесчаники отличаются от кварцитопесчаников меньшими концентрациями  $\text{SiO}_2$  и более высокими –  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Rb}$ , а также в целом они характеризуются более высокими концентрациями  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Zr}$ , указывая на более значимую долю в породах таких минералов, как КПШ, гетит, плагиоклаз, апатит, рутил, сфен и циркон. В образце

**Таблица 1.** Содержание породообразующих оксидов (%) и элементов-примесей (г/т) в исследованных образцах

Образец	П	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
Нижняя толща (O <sub>3</sub> -S <sub>2</sub> )													
14-03	1	2.26	0.02	0.55	0.37	21.20	0.01	29.30	0.09	0.07	0.03	46.00	99.89
14-21		3.27	0.03	0.76	0.38	20.50	0.01	29.51	0.10	0.11	0.03	45.24	99.93
1601/13		0.98	0.01	0.43	0.11	20.65	0.01	31.27	0.08	0.09	0.02	46.36	100.00
1602/08	2	1.05	0.01	0.52	0.89	21.25	0.09	31.19	0.06	0.01	0.02	44.93	100.01
1601/12	3	32.96	0.16	6.02	0.58	12.43	0.03	19.02	0.16	2.77	0.03	25.82	99.99
1602/17		26.60	0.23	6.49	1.27	13.09	0.02	19.32	0.72	1.65	0.04	30.56	99.99
14-08	4	1.39	<0.01	0.17	0.40	21.60	0.05	29.10	0.03	0.01	0.06	46.75	99.55
14-29		1.39	<0.01	0.09	0.36	21.71	0.01	29.10	0.04	0.01	0.03	46.99	99.70
1601/31		0.25	0.00	0.10	0.06	21.42	0.01	32.32	0.07	0.01	0.02	45.74	100.00
1602/12		1.72	0.02	0.71	0.23	20.83	0.01	30.83	0.08	0.20	0.02	45.37	100.00
1601/17	5	6.35	0.03	0.62	0.20	20.17	0.01	29.53	0.06	0.22	0.02	42.80	100.00
1602/01		2.83	0.04	1.15	0.34	20.58	0.01	29.82	0.09	0.34	0.02	44.80	100.00
1602/21	6	1.39	0.01	0.22	0.14	7.43	0.01	47.46	0.04	0.10	0.02	43.18	100.00
1602/16	7	9.01	0.11	1.84	2.41	2.33	0.01	55.06	0.21	0.45	0.07	28.50	100.00
1601/35	8	11.77	0.18	2.58	2.57	2.85	0.02	42.82	0.37	0.82	0.03	35.99	100.00
1601/36с		10.91	0.08	1.07	1.01	2.07	0.02	46.32	0.23	0.41	0.05	37.84	100.00
1602/18		10.80	0.14	2.62	1.75	6.87	0.02	39.18	0.21	0.86	0.03	37.53	100.00
14-23	9	96.70	0.08	1.71	0.38	0.13	0.01	0.06	0.15	0.61	0.03	0.28	100.09
14-13		92.67	0.10	2.43	2.90	0.37	0.01	0.27	0.08	0.44	0.01	1.93	99.18
14-25		97.51	0.08	0.67	0.67	0.17	0.01	0.23	0.08	0.14	<0.01	0.84	99.33
1601/09		95.80	0.03	2.22	0.32	0.09	0.04	0.08	0.13	0.64	0.04	0.54	99.95
1601/26		93.60	0.01	0.15	0.07	0.76	0.03	1.75	0.12	0.08	0.03	3.25	99.89
1601/28		93.30	0.40	2.83	0.76	0.18	0.04	0.44	0.25	0.66	0.04	1.06	99.94
1601/32		96.80	0.04	1.40	0.21	0.13	0.00	0.34	0.14	0.37	0.03	0.58	100.02
1601/36a		98.30	0.04	0.82	0.13	0.07	0.01	0.07	0.19	0.10	0.03	0.20	99.99
1601/23		94.58	0.19	1.26	1.51	0.29	0.01	0.20	0.12	0.28	<0.01	2.41	99.02
1602/02		96.62	0.04	1.44	1.04	0.20	0.01	0.11	0.03	0.63	<0.01	0.86	99.59
14-04	10	88.10	0.27	4.89	3.02	0.62	0.01	0.32	0.22	0.55	0.08	1.75	99.83
14-30		88.68	0.33	5.53	1.93	0.62	0.01	0.12	0.03	1.63	0.04	1.18	99.51
1601/05		91.70	0.31	4.51	0.92	0.19	0.01	0.15	0.45	0.91	0.08	0.74	99.98
1601/33		77.70	0.11	4.21	0.44	0.89	0.00	6.52	0.22	2.32	0.04	7.36	99.82
1601/34		89.00	0.46	4.81	2.32	0.38	0.01	0.23	0.22	1.07	0.06	1.30	99.88
1602/09		90.20	0.27	5.36	0.75	0.24	0.02	0.13	0.20	1.45	0.03	1.22	99.93
Средняя толща (D <sub>2</sub> -D <sub>3</sub> )													
14-28	11	16.77	0.18	3.00	1.81	4.53	0.06	38.30	0.42	0.91	0.14	33.90	100.00
1601/08с		4.97	0.03	0.47	0.39	0.65	0.01	52.95	0.08	0.17	0.02	40.26	100.00
1601/20	12	83.30	0.20	8.02	1.27	0.89	0.01	0.10	0.17	4.72	0.06	1.06	99.81
1602/15		87.40	0.28	5.20	0.60	0.09	0.11	0.19	0.27	4.99	0.04	0.38	99.55
Верхняя толща (K <sub>1</sub> )													
14-24	13	32.99	0.45	7.82	5.98	1.96	0.06	1.09	0.18	32.99	0.45	43.40	99.09
1602/13		34.72	0.31	4.37	2.03	2.38	0.02	30.71	0.95	1.45	0.06	23.01	100.00
1602/14		42.90	0.40	8.44	4.31	1.30	0.12	20.90	1.11	2.01	0.15	17.99	99.59
1601/01	14	80.60	0.61	8.40	3.54	0.88	0.06	0.90	0.34	1.67	0.21	2.37	99.56
1601/10		72.40	0.46	5.34	10.70	1.99	0.37	1.71	0.31	0.99	0.19	5.36	99.83
14-09	15	63.70	0.41	7.87	7.67	2.33	0.50	6.90	0.64	1.21	0.15	7.79	99.14

Таблица 1. Окончание

Образец	П	As	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Pb	Rb	S	Sc	Sr	Th	V	Zn	Zr
Нижняя толща (O <sub>3</sub> –S <sub>2</sub> )																
14-03		<5	н.о.	н.о.	8	5	<5	н.о.	6	н.о.	<10	60	<2	<5	4	14
14-21	1	<5	н.о.	н.о.	12	6	<5	н.о.	8	н.о.	<10	91	<2	<5	4	17
1601/13		<2	<50	<2	9	4	9	2	2	100	4	69	<2	3	5	<2
1602/08	2	6	<50	20	7	20	13	34	<1	400	4	75	3	5	148	<2
1601/12		3	650	<2	16	5	11	9	51	100	7	112	10	13	7	265
1602/17	3	10	262	<2	24	12	17	6	36	400	10	72	7	35	20	98
14-08		<5	н.о.	н.о.	9	5	<5	н.о.	<5	н.о.	<10	40	<2	<5	7	11
14-29		<5	н.о.	н.о.	17	6	<5	н.о.	<5	н.о.	<10	36	<2	<5	<2	11
1601/31	4	4	<50	<2	12	4	9	1	<1	100	4	34	4	<2	7	<2
1602/12		<2	<50	<2	6	5	9	2	4	100	4	43	<2	6	7	<2
1601/17		6	<50	<2	6	4	8	4	3	200	5	75	3	<2	9	<2
1602/01	5	<2	58	<2	9	5	10	3	5	100	5	54	<2	5	10	<2
1602/21	6	<2	<50	<2	9	3	6	2	2	200	<2	138	<2	<2	7	<2
1602/16	7	<2	80	<2	22	3	12	5	15	600	2	409	5	25	35	18
1601/35		<2	172	5	26	4	11	5	25	400	5	475	2	24	22	46
1601/36с	8	<2	120	<2	14	4	9	3	10	500	4	529	<2	8	6	41
1602/18		<2	88	5	28	5	13	6	17	400	6	160	<2	18	18	69
14-23		<2	<20	4	12	5	<2	<2	13	н.о.	<2	5	<2	7	6	74
14-13		7	197	<5	617	25	28	24	8	314	<5	31	<2	27	55	86
14-25		<5	51	<5	453	12	14	5	<5	<100	<5	34	<2	8	<5	68
1601/09		<2	<20	3	12	14	4	<2	21	н.о.	<2	4	<2	5	7	71
1601/26		<2	<20	3	12	19	<2	<2	7	н.о.	<2	7	<2	5	5	22
1601/28	9	4	49	4	11	14	<2	8	22	н.о.	3	32	8	3	10	870
1601/32		<2	<20	4	12	7	<2	<2	13	н.о.	<2	4	<2	5	6	61
1601/36а		<2	<20	3	12	16	<2	<2	8	н.о.	<2	6	<2	<2	7	37
1601/23		<5	68	<5	615	9	21	3	8	114	<5	34	3	11	172	227
1602/02		<5	107	<5	590	7	21	4	17	<100	<5	22	<2	9	<5	61
14-04		9	79	13	54	23	29	<2	25	н.о.	6	26	3	43	33	150
14-30		<5	222	<5	306	7	12	3	45	<100	7	18	14	25	<5	238
1601/05		4	120	6	12	14	6	4	25	н.о.	<2	15	6	16	14	610
1601/33	10	<2	140	4	11	3	<2	5	43	н.о.	6	41	<2	<2	5	150
1601/34		<2	210	10	11	18	6	9	38	н.о.	4	30	9	20	22	590
1602/09		<2	28	4	12	13	<2	4	44	н.о.	3	12	<2	10	7	270
Средняя толща (D <sub>2</sub> –D <sub>3</sub> )																
14-28		18	н.о.	н.о.	34	15	21	н.о.	26	н.о.	14	261	<2	40	33	65
1601/08с	11	<2	<50	5	14	2	9	4	4	400	<2	305	3	9	4	11
1601/20		<2	490	4	11	9	10	7	120	н.о.	<2	26	8	13	9	240
1602/15	12	<2	740	<2	11	9	17	17	68	н.о.	<2	88	13	<2	7	650
Верхняя толща (K <sub>1</sub> )																
14-24		25	282	9.7	139	17.5	33	12	43.9	267.2	20.6	365	4.7	105	29.3	254
1602/13	13	<2	187	<3	25	5	10	7	46	100	13	130	4	22	6	289
1602/14		15	530	19	44	22	23	15	51	н.о.	21	530	5	57	48	190
1601/01		5	200	11	49	23	19	14	45	н.о.	11	52	6	35	57	430
1601/10	14	65	270	43	55	53	140	7	40	н.о.	23	64	9	210	59	480
14-09	15	39	370	30	50	30	68	220	37	н.о.	30	180	4	120	1300	120

Примечание. П – петротипы: 1–5 – доломиты: 1 – чистые массивные, 2 – полосчатые, 3 – с терригенной примесью, 4 – с биокластами, 5 – биокластами и терригенной примесью; 6–10 – известняки нижней толщи: 6 – с биокластами, 7 – с терригенной примесью, 8 – с биокластами и терригенной примесью, 9 – кварцитопесчаники, 10 – полевошпатовые кварцитопесчаники; 11 – известняки средней толщи с терригенной примесью, 12 – кварц-полевошпатовые песчаники средней толщи; 13–15 – песчаники верхней толщи: 13 – известковистые, 14 – глинистые, 15 – известково-глинистые; п.п.п. – потери при прокаливании; н.о. – здесь и далее означает, что компонент не определяется.

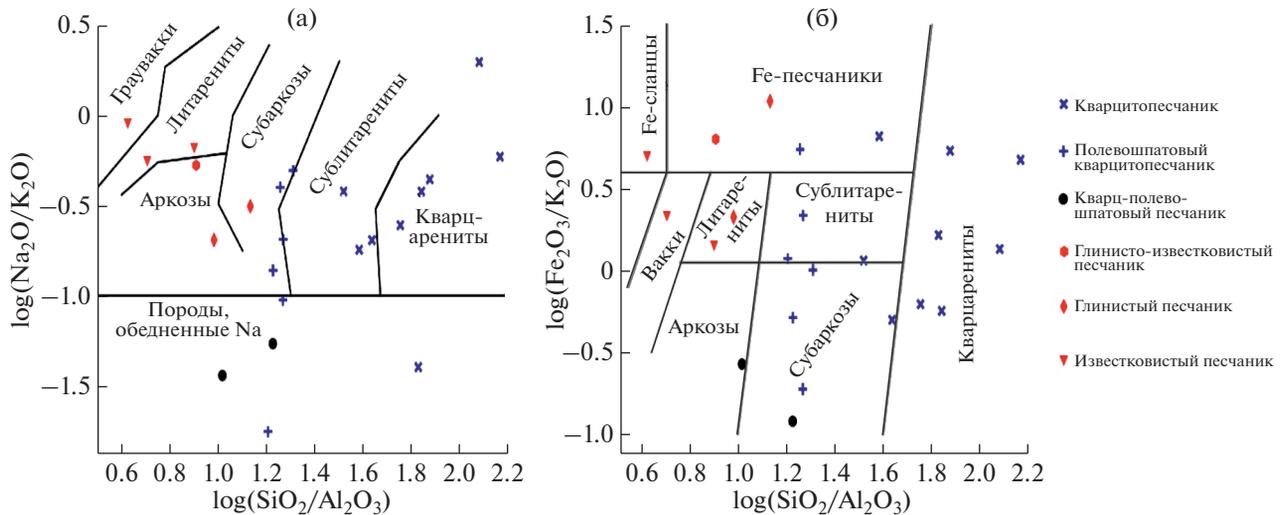


Рис. 5. Классификационные диаграммы для изученных образцов песчаников (а – по [Pettijohn, 1973], б – по [Herron, 1988]).  
Условные обозначения см. справа.

14-30, в котором широко развиты гидроксиды железа, отмечаются наиболее высокие концентрации  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и п.п.п. На диаграмме М. Херрона этот образец попадает в поле железистых песчаников. Очевидно, что такое его положение связано, как и в случае с образцом 14-13, с вторичными изменениями породы. В образце 1601/33, в котором присутствует карбонатный цемент, отмечены очень высокие концентрации  $\text{CaO}$  и значение п.п.п.

На классификационных диаграммах фигуративные точки полевошпатовых кварцитопесчаников формируют поле, пограничное между sublitharenity и subarkozy. Образец 14-04 с минимальными концентрациями  $\text{Na}_2\text{O}$  на диаграмме Ф. Петтиджона попадает в поле пород, обедненных натрием.

Кварц-полевошпатовые песчаники средней толщи по многим петрогеохимическим параметрам сходны с полевошпатовыми кварцитопесчаниками нижней толщи и отличаются от них заметно более высокими концентрациями  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Ba и Rb. Образец 1602/15 из-за повышенного количества зерен циркона имеет высокие концентрации Zr. На диаграмме М. Херрона кварц-полевошпатовые песчаники располагаются в поле subarkozy, а на диаграмме Ф. Петтиджона – в поле пород, обедненных  $\text{Na}_2\text{O}$ .

Среди пород верхней толщи глинистые песчаники наиболее корректно отражают состав обломочной матрицы, они по концентрации  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , Ba и Rb близки полевошпатовым

кварцитопесчаникам. Вместе с тем они отличаются от них более высокими концентрациями  $\text{CaO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ , свидетельствуя о большей роли в данных породах плагиоклаза, причем основного плагиоклаза, поскольку концентрации  $\text{CaO}$  в них выше, чем  $\text{Na}_2\text{O}$ . Отличие проявляется и в более высоком содержании  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  в глинистых песчаниках верхней толщи, что указывает на более существенную роль ильменитов в их минеральном составе. В образце 1601/10 с повышенным содержанием гидроксидов железа отмечены очень высокие значения  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и п.п.п., вследствие этого на диаграмме М. Херрона он попадает в поле железистых песчаников. Также для глинистых песчаников характерны повышенные концентрации MgO, Co, Cr, Ni, V, Cu, Zn, связанные с глинистыми минералами и ильменитом. В породах данного типа отмечены наиболее высокие концентрации  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Y и Zr, что отражает повышенное содержание в породах апатита и циркона. На диаграмме Ф. Петтиджона глинистые песчаники попадают в поле аркозов и субаркозов, а на диаграмме М. Херрона – в поле литаренитов.

Известковистые песчаники верхней толщи характеризуются наиболее высокими значениями  $\text{CaO}$  и п.п.п., соответственно концентрации элементов, связанных с обломочной матрицей, в этих породах уменьшаются в 1.5–3 раза. В то же время концентрации  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , MgO,  $\text{TiO}_2$ , Ba, Rb, Co, Cr, Ni, V, Cu, Zn в целом сопоставимы с установленными в глинистых песчаниках, а концентрации  $\text{Na}_2\text{O}$  – более высокие. Взятые вместе, эти две характеристики указывают на

**Таблица 2.** Содержание редкоземельных элементов (г/т) в доломитах

Образец	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1601/08a	2.57	5.69	0.51	1.72	0.32	0.07	0.31	0.05	0.24	0.05	0.15	0.02	0.14	0.02
1601/13	0.49	0.90	0.10	0.34	0.07	н.о.	0.07	н.о.	0.05	н.о.	0.03	н.о.	н.о.	н.о.
1601/18	1.21	1.46	0.21	0.76	0.14	0.03	0.17	0.03	0.17	0.04	0.13	н.о.	0.12	0.02
1601/27	0.82	1.52	0.17	0.55	0.09	н.о.	0.09	н.о.	0.06	н.о.	0.03	н.о.	н.о.	н.о.
1601/30	0.41	0.80	0.10	0.31	0.06	н.о.	0.06	н.о.	0.05	н.о.	0.03	н.о.	н.о.	н.о.
1601/31	0.25	0.32	0.04	0.14	н.о.	н.о.	0.03	н.о.	0.03	н.о.	0.02	н.о.	н.о.	н.о.
1602/8	0.75	1.55	0.21	0.89	0.28	0.05	0.39	0.06	0.31	0.06	0.14	0.02	0.12	0.02
PAAS	38.20	79.60	8.83	33.90	5.55	1.08	4.66	0.77	4.68	0.99	2.85	0.41	2.82	0.43

Примечание. PAAS (Post Archean Australian Shale) – стандартный образец по [Pourmand et al., 2012].

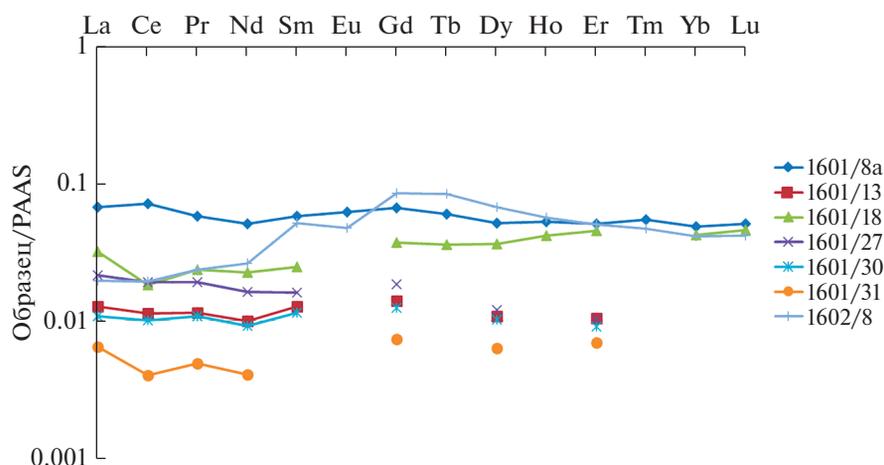
более высокую долю полевых шпатов, слюд, глинистых минералов и ильменитов в их минеральном составе по сравнению с глинистыми песчаниками. На классификационных диаграммах известковистые песчаники попадают в поля литаренитов и вакков.

Известково-глинистые песчаники (образец 14-09) по концентрации большинства изученных элементов занимают промежуточное положение между глинистыми и известковистыми песчаниками. По положению на классификационных диаграммах (см. рис. 5), этот образец может быть отнесен к литаренитам.

Таким образом, вариации химического состава обломочных пород определяются, главным образом, изменениями минерального состава обломочных компонентов и в меньшей мере привно-

сом карбонатного материала, формировавшегося в бассейне седиментации за счет частичного растворения известковых раковин палеоорганизмов, и постседиментационными изменениями, среди которых геохимически наиболее значимыми являлись привнос гидроксидов железа и калишпатизация плагиоклазов.

Среди карбонатных пород, чистые доломиты и доломиты с биокластами по всем изученным петро-геохимическим параметрам наиболее близки друг другу. Эти породы характеризуются максимальными концентрациями MgO, умеренно высокими – CaO и минимальными значениями других петрогенных оксидов и микроэлементов. Среди них только полосчатый доломит (образец 1602/8) выделяется повышенными концентрациями Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, а также сидерофильных и халь-



**Рис. 6.** Распределение РЗЭ в доломитах. Нормировано по стандарту PAAS (Post Archean Australian Shale [Pourmand et al., 2012]).

кофильных элементов (Co, Ni, Cu, Zn) в связи с присутствием в нем гидроксидов железа и марганца, а также сульфидов.

Доломиты с биокластами и терригенной примесью по концентрациям MgO и CaO близки к породам предыдущей группы, но характеризуются уже довольно значимыми величинами SiO<sub>2</sub>. В доломитах с терригенной примесью роль SiO<sub>2</sub> более существенна, и пропорционально ей возрастают содержания TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O и снижаются содержания MgO и CaO.

В 7 образцах доломитов определены содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) (табл. 2). Изученные породы характеризуются низким содержанием РЗЭ (суммарное содержание не превышает 11.8 г/т). Спектры РЗЭ имеют близкий характер без видимых аномалий Eu или Ce (рис. 6). Такая форма спектров свидетельствует о формировании доломитов в условиях раннего диагенеза при воздействии на известковистые илы приповерхностных вод, без влияния гидротермальных растворов [Zhang et al., 2014].

Известняк с биокластами из нижней толщи 1602/21 по большинству измеренных параметров близок к чистым доломитам и доломитам с биокластами. Отличие состоит в существенно более высоких концентрациях CaO, сравнительно высокие концентрации MgO в нем связаны с частичной доломитизацией породы.

В нижней толще известняки с терригенной примесью, в том числе, и с биокластами химически близки. Эти породы характеризуются сравнительно высокими концентрациями SiO<sub>2</sub>, с которыми коррелируются повышенные содержания TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, Sc, V, Sr, Ni, Cr, Zr, Rb, Ba, близкие к уровню содержания этих элементов в доломитах с терригенной примесью. Образцы 1601/36с и 1602/16, в которых много гидроксидов железа, показали максимальные концентрации Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> среди всех изученных карбонатных пород. Судя по тому, что в этих образцах также отмечаются повышенные концентрации серы и цинка, часть рудных минералов в них представлена сульфидами. Для образцов этой группы характерны очень высокие концентрации Sr.

Биокластовый (фораминиферовый) известняк с терригенной примесью 1601/8с из средней толщи характеризуется высокими концентрациями CaO и наименьшими – MgO. Присутствие в нем терригенного материала отражается в повышенной концентрации SiO<sub>2</sub>; все остальные компоненты, за исключением Sr, имеют более низкие концентрации, чем у других карбонатных пород с терригенной примесью. Концентрация Sr очень

**Таблица 3.** Изотопный состав углерода, кислорода и стронция в изученных карбонатных породах

Образец	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
14-01	-1.2	26	-3.99	н.о.
14-16	-0.8	24.8	-5.19	н.о.
14-29	0.8	26.5	-3.49	0.70825
14-03	-2.8	26.3	-3.69	н.о.
14-21	-4.8	28.8	-1.19	н.о.
14-28	2.7	36	6.01	н.о.
14-08	1.7	23.1	-6.89	0.70755
14-14	5.2	24.9	-5.09	0.70738
14-15	-4	26	-3.99	0.70892
1601/08a	-1.3	24.7	-5.29	н.о.
1601/08с	-1.2	23.5	-6.49	0.70800
1601/12	-1.5	25.8	-4.19	н.о.
1601/13	-0.2	26.5	-3.49	н.о.
1601/17	-1.3	24.7	-5.29	н.о.
1601/18	-2.6	25.8	-4.19	н.о.
1601/27	-0.8	27.3	-2.69	н.о.
1601/30	-1.3	27.7	-2.29	н.о.
1601/31	0.8	26.3	-3.69	н.о.
1601/35	-0.3	24.8	-5.19	0.70889
1601/36с	1.9	28.2	-1.79	0.70873
1602/01	0.3	26.3	-3.69	н.о.
1602/08	-0.8	27.3	-2.69	н.о.
1602/12	1	26.7	-3.29	н.о.
1602/13	4.7	24.5	-5.49	н.о.
1602/16	2.1	28.1	-1.89	0.70879
1602/17	-7.2	27.5	-2.49	н.о.
1602/18	2.3	27.6	-2.39	н.о.
1602/21	-1.3	25.9	-4.09	н.о.

Примечание.  $\delta^{13}\text{C}$  – отклонение соотношения  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  от стандартного образца PDB в промилле;  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  – измеренное отклонение соотношения  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  от стандартного образца SMOW в промилле;  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  – вычисленное отклонение соотношения  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  от стандартного образца SMOW в промилле. Расчет производился по формуле:  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} - 30.92/1.03092$ .

высокая. Как уже говорилось, близкие концентрации Sr также отмечены в биокластовых известняках нижней толщи. Общим для всех этих образцов является большое количество не доломитизированных раковин фораминифер и других представителей фауны, в которых, очевидно, и накапливается Sr.

Известняки с терригенной примесью средней толщи по валовому составу и по концентрации микроэлементов близки к аналогичным известнякам с терригенной примесью из нижней толщи, но в них из-за обломков доломита сравнительно большие концентрации MgO.

Таким образом, вариации вещественного состава карбонатных пород определяются, главным образом, степенью доломитизации известкового материала, и в меньшей мере количеством примеси терригенного обломочного материала. В химическом составе некоторых образцов отразились такие процессы, как накопление Sr в раковинах некоторых палеоорганизмов, образование сульфидов в осадках и их последующее окисление, формирование гидроксидов Fe.

#### *Изотопная характеристика карбонатных пород*

В 28 образцах карбонатных пород были определены значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  (табл. 3). В основном изученные породы характеризуются высокими значениями  $\delta^{13}\text{C}$ , свойственными морским карбонатам [Фор, 1989], но они низкие ( $-7.2\%$ ) в образце 1602/17, что, по-видимому, связано с наличием в нем большего количества частиц органического вещества. Изотопные составы кислорода в большинстве изученных доломитов и известняков нижней толщи совпадают со значениями  $\delta^{18}\text{O}$  в неизмененных карбонатах ордовик-силурийского возраста [Veizer et al., 1999]. Известняк средней толщи 14-28 характеризуется очень высоким значением  $\delta^{18}\text{O}$  ( $6.01\%$ ), не свойственным морским карбонатам, но характерным для продуктов отложения из гидротермальных вод [Фор, 1989].

Изотопные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (см. табл. 3) в большинстве изученных карбонатных пород нижней толщи лежат вблизи или находятся внутри диапазона значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в силурийских морских карбонатах [McArthur et al., 2012], но два образца доломитов показали более низкие значения ( $0.70738-0.70755$ ). Они отличаются от других доломитов более высокими концентрациями  $\text{P}_2\text{O}_5$  ( $0.06\%$  против  $0.03\%$  (см. табл. 1)) из-за присутствия в них конодонтов, что, возможно, и привело к понижению значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  [Saltzman et al., 2014]. В верхнедевонском известняке 1601/8с из средней толщи значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  находится в пределах фран-фаменского диапазона отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  [McArthur et al., 2012].

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### *Условия осадконакопления*

Нижняя толща ( $\text{O}_3-\text{S}_2$ ). Ряд петрографических особенностей позволяет утверждать, что изученные породы нижней толщи образуют единую парагенетическую ассоциацию пород. Эти особенности следующие: присутствие кварцитопесчаников как с доломитовым, так и кальцитовым цементом (см. рис. 3ж); доломитов и известняков — с примесью обломочного материала такого же, как в кварцитопесчаниках, наличие частично доломитизированных известняков (см. рис. 3б); сходство состава биокластов в доломитах и известняках (см. рис. 2е, з, 3б, г).

Присутствие в составе единой последовательности карбонатных и обломочных пород свидетельствует о том, что в осадочном бассейне независимо действовали два основных механизма осадконакопления: привнос терригенного обломочного материала с последующим распределением его вдоль береговой линии и переносом в направлении открытого моря морскими течениями и волнениями, а также внутривосстановление накопление карбонатных илов.

Карбонатные породы, судя по их составу и структуре, представляют микрофации, окаймляющие карбонатную платформу [Flügel, 2004]. Чистые доломиты (см. рис. 2а) сформировались при замещении тонких известковых илов, которые накапливались в спокойных условиях лагуны, отгороженной от открытого моря вдольбереговыми подводными и надводными поднятиями: косами, барами, валами. Известковые илы по своей природе являлись органогенно-детритовыми. Полосчатые доломиты, в соответствии с их строением (см. рис. 2в), возникали в случае, когда в илах накапливались отмершие водоросли [Sibley, Gregg, 1987], что способствовало также обогащению их ОВ и осаждению сульфидов. Поступление в лагуну небольших порций терригенного материала алевритовой размерности обусловило появление доломитов с терригенной примесью. В доломитах также встречаются в виде крупных обломков (до 2–3 см) алевриты с косою слоистостью (см. рис. 2г), что указывает на близкое соседство участков с повышенной гидродинамической активностью и терригенной седиментацией (например, косы или бары) и участков карбонатного осадконакопления. При штормах происходило разрушение частично литифицированных пород одних фаций и их переотложение в других фациальных условиях. Доломиты с биокластами, структурно относящиеся к вак- и пакстоунам (см. рис. 2д, е, з), формировались за счет илов,

накапливавшихся вблизи или на склоне подводного вдольберегового поднятия, обращенном к лагуне. Обломки и целые раковины бентосных организмов, населявших такое поднятие: криноидей, сколекодонтов, остракод, мшанок, гастропод, брахиопод, под действием волн разрушались и попадали в известковистый ил краевых частей лагуны.

Оолитовые известняки и доломитизированные грейнстоуны (см. рис. 2ж, 3а) формировались при высокой динамической активности морской среды, скорее всего, на доступной воздействию волн поверхности подводного поднятия, отгораживавшего лагуну. Биокластовые известняки и подобные известняки с терригенной примесью, со структурой вак-пакстоунов (см. рис. 3б, в, г) близки структурно и по набору скелетных остатков палеоорганизмов к аналогичным доломитам, таким образом, очевидно, что они формировались за счет илов, накапливавшихся в близких мелководных условиях. В тоже время в них больше остатков организмов, характерных для открытого моря (конодонтов, спикул губок), и они слабо- или недоломитизированы, а, следовательно, скорее, их предшественники-илы формировались на склоне вдольберегового поднятия, обращенного в сторону открытого моря. В обогащенном терригенным материалом карбонатных породах наблюдается слоистость нескольких порядков, обусловленная вариациями содержания обломочного материала, что отражает разнопорядковую цикличность поступления в бассейн терригенного материала. Слои имеют пологие волнистые границы, указывая на умеренную гидродинамику среды осадконакопления, которую можно ожидать вблизи подножия поднятия.

Поставка терригенного материала в бассейн осадконакопления в основном осуществлялась реками, о чем свидетельствуют хорошая окатанность и сортировка зерен (см. рис. 3д, е), а также мономиктовый состав пород. Массивная и параллельно-слоистая текстура, мелкозернистая структура пород указывают на формирование обломочных отложений в области открытого мелководно-морского шельфа. Обломочный материал распространялся благодаря морским течениям, при этом, по-видимому, по мере удаления от берега формировались все более мелкозернистые илы.

В пограничных участках между обстановками накопления известковых илов и терригенных осадков сформировались обломочные породы с карбонатным цементом, вероятно, в результате периодического взмучивания илов.

Все охарактеризованные выше карбонатные и терригенные породы переслаиваются в одном разрезе, что может означать, что в ходе их образования либо земная кора испытывала колебательные движения, в результате которых береговая линия мигрировала, сменяя фациальные условия образования осадков, либо поступление терригенного материала в бассейн носило пульсационный характер.

Средняя толща (D<sub>2</sub>-D<sub>3</sub>). Петрографическое разнообразие пород этой толщи невелико: известняки и песчаники, тем не менее, как и в случае с нижней толщей свидетельствует о двух процессах, в ходе которых накапливался осадочный материал. Два разных петротипа известняков этой толщи формировались в разных фациальных обстановках. Биокластовый пакстоун с фораминиферами (см. рис. 4г) (1601/8с) характеризует условия открытого моря в шельфовой области. В известняках с терригенной примесью (14-10, 28) микроспаритовая структура основной массы является, по-видимому, результатом перекристаллизации карбонатных илов, которые, учитывая хаотичное распространение в них не окатанных и не отсортированных по размеру обломочных зерен, формировались вблизи береговой линии. В эти илы попадали продукты разрушения береговых клифов, сложенных породами нижней толщи: доломитами и кварцитопесчаниками (см. рис. 4а, б).

Песчаники по структурно-текстурным характеристикам близки кварцитопесчаникам нижней толщи и, по-видимому, фациальные условия их образования также близки им.

В экспедиции “Арктика-2012” на поднятии Альфа-Менделеева драгированы каменноугольные и пермские известняки [Kossovaya et al., 2018] и триасовые(?) песчаники [Тучкова и др., 2019], в то же время возраст последних определялся по детритным цирконам, что не всегда бывает верно. Породы этих возрастов, которые могли бы быть отнесены к средней толще, не были встречены нами при опробовании с НИПЛ, по-видимому, они развиты в синеклизах, где надстраивают вверх по разрезу средне-верхнедевонские породы. В соответствии с работой [Kossovaya et al., 2018], верхнепалеозойские известняки представляют разные фациальные обстановки, характеризующие лагунные и мелководные шельфовые условия.

Верхняя толща (K<sub>1</sub>). В большинстве песчаников верхней толщи широко развит известковый материал, выступающий в качестве цемента. Известковый цемент имеет микроспаритовую

структуру, свидетельствуя о его перекристаллизации и невозможности однозначно сказать о его первичной природе. Скорее всего, этот цемент возник при перекристаллизации органо-детритовых известковых илов и соответственно сами песчаники, очевидно, являются морскими образованиями. В пользу этого допущения говорит и обнаружение в большом количестве в одном из известковистых песчаников (1602/14) диноцистов морских динофлагеллят [Skolotnev et al., 2019]. Песчаники ассоциируют в разрезе с разновозрастными мелководными вулканитами [Сколотнев и др., 20176], и, следовательно, осадки, при литификации которых они образовались, скорее всего, также накапливались в мелководных условиях. В песчаниках присутствуют продукты разрушения этих вулканитов: плагиоклазы основного состава, клинопироксены, амфиболы, смектиты. Однако в соответствии с преобладающим кварц-полевошпатовым составом песчаников, очевидно, что основная часть терригенного материала поступила в бассейн в результате речного стока. Тонкозернистая структура и параллельно-слоистая текстура пород показывают, что они сформировались в спокойной гидродинамической обстановке, за пределами зоны волнового влияния. В то же время брекчиевая текстура образца 1602/14 свидетельствует о том, что осадки могли находиться в зоне штормового воздействия.

Наших собственных данных недостаточно, чтобы судить о климате раннемеловой эпохи в районе поднятия Альфа-Менделеева. Имеющиеся по этому поводу литературные данные по островам Канадского архипелага [Galloway et al., 2013 и др.] указывают на то, что баррем-аптское время в высоких широтах было переходным от жаркого аридного к более холодному гумидному климату.

#### *Постседиментационные преобразования отложений*

Специальных исследований, посвященных постседиментационным процессам, в настоящей работе не проводилось. Тем не менее, следует отметить те факты, которые явно указывают на них при петрографических и петро-геохимических исследованиях.

**Процессы доломитизации.** Структура доломитов (см. рис. 2а) свидетельствует о том, что эти породы сформировались в результате перекристаллизации известковых отложений [Sibley, Gregg, 1987]. Спектры РЗЭ исследованных доломитов (см. рис. 6) указывают, что доломитизация проис-

ходила в приповерхностных условиях на диагенетической стадии при низких температурах под воздействием поровых растворов, наследовавших морскую воду [Zhang et al., 2014]. В доломитах имеются гнезда и прожилки, выполненные более крупными кристаллами (см. рис. 2б), которые сформировались позднее при частичном растворении и рекристаллизации доломита.

#### Перекристаллизация известкового материала.

В большинстве известняков и в известковистых песчаниках кальцит имеет спаритовую и микро-спаритовую структуру, свидетельствуя о перекристаллизации известковых отложений. В известковистых песчаниках верхней толщи происходило также и перераспределение кальцита, который наряду с послонным обогащением, образует пятна разного размера, что придает породе “шлирово-слоистую” текстуру.

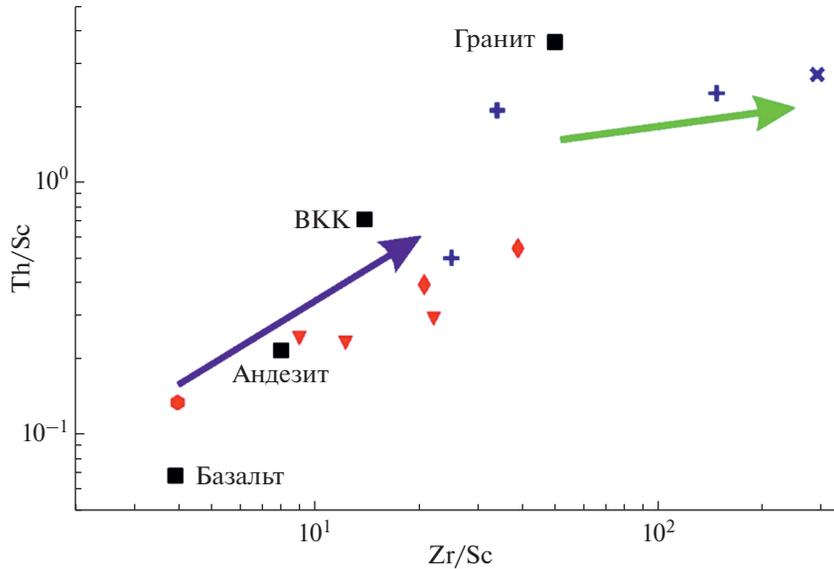
#### Окисление железосодержащих минералов.

Некоторые обломочные породы всех трех исследованных толщ, а также карбонатные породы нижней толщи характеризуются красноватыми и коричневатými оттенками окраски. Рудные железосодержащие минералы в этих породах частично окислены, превращены в гетит, вокруг которого наблюдается красноватый ареал аморфных гидроксидов железа. Помимо этого, в некоторых обломочных породах нижней и верхней толщ гидроксиды железа широко, но неравномерно распространены в цементе, придавая породам пятнистую окраску. Эти породы выделяются повышенной концентрацией железа. Очевидно, имело место перераспределение гидроксидов железа, возникавших при окислении железосодержащих минералов, внутри осадочной толщи.

**Гидротермальные изменения (?).** Поверхность образцов из средней толщи, сложенных известняками с терригенной примесью (14-10, 28), кавернозная, а сами породы пронизаны каналами и порами различных размеров. Данные известняки также отличаются высокими значениями  $\delta^{18}\text{O}$  (см. табл. 3) типичными для образований, связанных с гидротермальными растворами вулканических областей [Фор, 1989]. Эти наблюдения позволяют предположить, что известняки подверглись воздействию гидротермальных растворов, когда в этой области происходил активный раннемеловой вулканизм.

#### Начальный бластез пород нижней толщи.

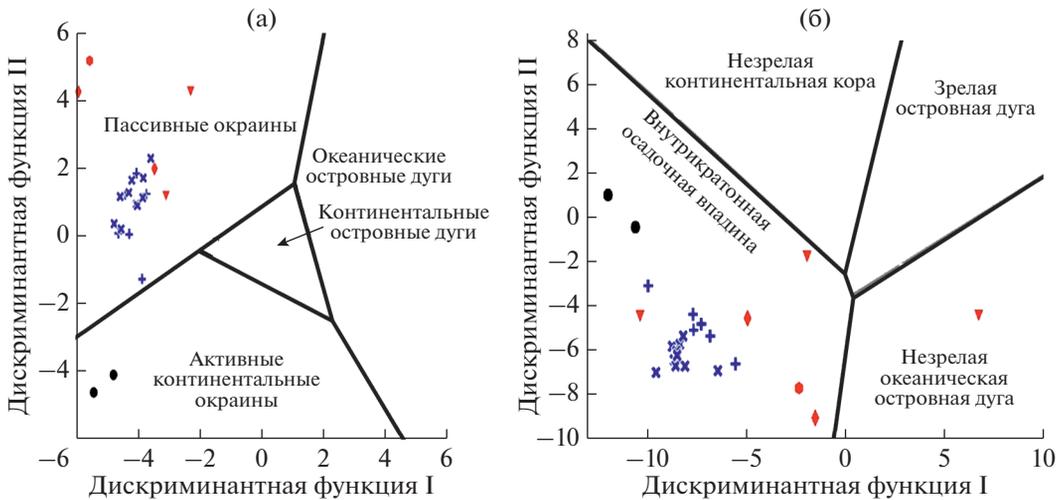
Микроскопическое изучение показывает, что кварцитопесчаники испытали катагенетические преобразования, приведшие к начальной стадии рекристаллизационного бластеза кварца. Подоб-



**Рис. 7.** Диаграмма Zr/Sc–Th/Sc для определения состава пород-источников сноса осадочного материала [McLennan et al., 2001].

Стрелка фиолетового цвета указывает направление изменения элементного состава осадков в зависимости от состава разрушаемых пород, стрелка зеленого цвета – в зависимости от зрелости разрушаемых осадочных пород. ВКК – состав верхней континентальной коры по [Rudnick, Gao, 2003].

Условные обозначения см. рис. 5.



**Рис. 8.** Положение фигуративных точек составов песчаников на дискриминантных диаграммах (а – по [Bhatia, 1983], б – по [Roser, Korsch, 1988]).

Условные обозначения см. рис. 5.

ные зерна часто имеют мозаичное погасание, конформные границы с признаками инкорпорации (см. рис. 3е); вследствие частичного растворения зерен вдоль границ взаимопроникновения образуются микростилолитовые швы; часто зерна кварца обрастают регенерационной каймой. Такие изменения возможны, если породы погружаются на значительную глубину или испытыва-

ют сильный стресс в результате тектонических напряжений, когда достигаются соответствующие давление и температура [Симанович, 1978]. Породы нижней толщи претерпели тектонические деформации, о чем свидетельствует их наклонное залегание, поэтому, основной причиной наблюдаемых рекристаллизации и бластеза, скорее всего, являлся тектонический стресс.

*Особенности вещественного состава  
осадочных пород*

Проведенный анализ показывает, что минеральный состав и петро-геохимические особенности пород трех изученных толщ прежде всего контролировались основными механизмами осадкообразования: накоплением биогенных карбонатных илов и привнесом терригенного материала, но также и постседиментационными изменениями (доломитизация известковых отложений, окисление первичных железосодержащих минералов и развитие гидроксидов железа, гидротермальное воздействие (?)).

Минеральный и химический состав обломочных пород отражает степень зрелости обломочного материала, которая различна для пород разных толщ. Кварцитопесчаники нижней толщи — практически мономиктовые, что свидетельствует о высокой зрелости этих пород. На классификационных диаграммах Ф. Петтиджона и М. Херрона (см. рис. 5) они попадают в поле кварц-аренитов и сублитаренитов. Очевидно, что поставщиком обломочного материала кварцитопесчаников являлись преимущественно ранее сформировавшиеся кварцевые песчаники. Обломочный материал полевошпатовых песчаников более разнообразный, наряду с продуктами размыва кварцевых пород в их составе участвуют продукты разрушения гранитоидов: КПШ и слюды. На диаграмме Th/Sc—Zr/Sc (рис. 7), которая соотносит обломочный материал с источниками сноса [McLennan, 2001], фигуративные точки пород этого петротипа располагаются вблизи поля гранитов. Еще более высока роль продуктов размыва гранитоидов в составе кварц-полевошпатовых песчаников средней толщи, которые относятся к субаркозам (см. рис. 5). Песчаники верхней толщи наиболее разнообразны по минеральному составу и сложны по химическому составу, они относятся к субаркозам, аркозам, литаренитам и ваккам (см. рис. 5). Преобладание кварца, присутствие КПШ, слюд, граната указывает на существенную роль в их составе продуктов размыва кислых магматических и метаморфических пород, но присутствие основных плагиоклазов, клинопироксенов, амфиболов, смектита, хлорита, относительно большого количества ильменита свидетельствует о том, что имеются также продукты размыва основных и средних магматических пород. На диаграмме Th/Sc—Zr/Sc (см. рис. 7) точки состава пород верхней толщи образуют протяженное поле между составами базальтов и верхней континентальной коры. В качестве материнских магматических пород для меловых песчаников, вероятно, можно рассматривать и вулканические породы

провинции HALIP [Estrada et al., 2016], с которыми изученные песчаники ассоциируют в разрезе, а также более южные островодужные образования, возникшие при закрытии Южно-Анжуйского океана [Соколов и др., 2015].

Для выяснения геодинамических обстановок осадконакопления по данным о химическом составе обломочных пород использовались диаграммы, предложенные в работах [Bhatia, 1983] и [Roser, Korsch, 1988]. В соответствии с положением фигуративных точек (рис. 8а), песчаники всех трех изученных толщ формировались во внутриконтинентальных осадочных бассейнах. В тоже время на диаграмме [Bhatia, 1983] (см. рис. 8а) некоторые песчаники средней толщи попадают в поле активной окраины, что, вероятно, обусловлено тем обстоятельством, что это натрий-деплементированные породы, скорее всего, изменившие свой состав в результате калиевого метасоматоза.

*Сравнение изученных пород с одновозрастными  
отложениями суши*

Судить о палеотектонических, палеоклиматических и палеогеографических условиях образования пород трех толщ можно в том числе, и на основании их сравнения с одновозрастными толщами близлежащей суши Арктического региона.

Нижняя толща (O<sub>3</sub>—S<sub>2</sub>). Отложения одновозрастные нижней толще очень широко распространены вокруг Северного Ледовитого океана: от Таймыра до Чукотки на российской стороне, а также на Аляске, островах Канадского архипелага (формация Франклин, моноклираль Принца Альберта, острова Бэнкс и Виктория) [Dumoulin et al., 2002 и др.], при этом они составляют один из интервалов в целом непрерывного разреза за рядом исключений в некоторых структурах от кембрия до среднего девона. Среди них в самом общем плане выделяются мелководные шельфовые, более глубоководные фации континентального склона и трога. Мелководные образования сложены преимущественно карбонатными породами: известняками и доломитами, характеризующими тропическую карбонатную платформу и ее окаймление. Карбонатные отложения нижней толщи (O<sub>3</sub>—S<sub>2</sub>) поднятия Альфа-Менделеева литологически близки этим мелководным карбонатным отложениям. Биота этого возраста, найденная на поднятии Альфа-Менделеева, имеет широкое географическое распространение во всем арктическом регионе [Skolotnev et al., 2019; Kossovaya et al., 2018] и характеризует тропические условия. Таким образом, в раннем и среднем палеозое осадконакопление в пределах боль-

шинства структур, образующих Арктический регион, включая поднятие Альфа-Менделеева, происходило в одной тепловодной климатической зоне в условиях, характерных для пассивных континентальных окраин.

Наиболее близок разрез нижней толщи разрезу карбонатной толщи верхнесилурийско-нижнедевонского возраста о. Врангеля, которая сложена чередующимися пачками (мощностью 10–50 м) известняков, доломитов и песчаников [Kos'ko et al., 1993].

Несмотря на сходство палеогеодинамических и палеоклиматических обстановок формирования, отложения нижнего и среднего палеозоя слагали, как показывают тектонические реконструкции, разные континенты и микроконтиненты. Карбонатные отложения севера Сибирской платформы принадлежали шельфу Сибирского палеоконтинента, а такие же отложения на островах Канадского архипелага – шельфу палеоконтинента Лаврентия [Lawver et al., 2002; Scotese, 2011]. На пространстве от Таймыра до Аляски для этого времени в ряде работ выделяется Новосибирский микроконтинент [Dumoulin et al., 2002 и др.], в то же время другие исследователи [Cocks, Torsvik, 2011; Верниковский и др., 2013] не включают в него о. Врангеля, Чукотку и Аляску. Учитывая близкие литологические и биотические характеристики пород, в работе [Kossovaya et al., 2018] поднятие Альфа-Менделеева вместе с о. Врангеля, Чукоткой и Полярной Аляской объединяется в единый микроконтинент Арктида, существование которого в Арктическом регионе предполагалось в ряде работ [Metelkin et al., 2015 и др.], в других работах [Embry, 1992 и др.] он называется также Крокерленд. Однако западнее о. Врангеля на островах Генриетта и Жаннетта (поднятие Де Лонга) развиты раннепалеозойские островодужные вулканиты [Соболев и др., 2014], а восточнее, на Чукотском поднятии обнаружены метаморфические породы силурийского возраста [Brumley et al., 2011], указывающие на существование там каледонского орогена. Данные факты исключают сонахождение этих структур в ранне-среднепалеозойское время в пределах единого микроконтинента. Учитывая, что поднятие Альфа-Менделеева на западе также граничит с каледонским орогеном, которым является хребет Ломоносова [Рекант и др., 2018], а от формации Франклин отделяется каледонским орогеном террейна Пири [Trettin et al., 1991], то, скорее всего, в раннем–среднем палеозое поднятие Альфа-Менделеева представляло собой самостоятельный микроконтинент, который может быть назван как Менделеевий. В этом контексте Арктида

является ансамблем Восточно-Арктических ранне-среднепалеозойских микроконтинентов, в который входит и Менделеевий.

Средняя толща (D<sub>2</sub>–D<sub>3</sub>). Во время образования средней толщи (средний–поздний девон) в районе будущего Арктического региона происходили сложные тектонические процессы, связанные с закрытием палеоокеана Япетус; коллизией палеоконтинентов Лаврентия, Балтика и ряда микроконтинентов [Lawver et al., 2002; Scotese, 2011]; возникновением каледонских орогенов; межгорных и фронтальных, а позднее – посторогеновых рифтовых впадин, крупнейшей из которых является Свердрупская впадина [Trettin et al., 1991]. Это обусловило большое разнообразие осадочных отложений, накапливавшихся в наземных и в морских как в мелководных впадинах, так и в более глубоководных обстановках в условиях теплого климата: карбонаты, эвапориты, терригенные породы. Остров Котельный (Новосибирские острова) в позднем девоне был ареной дифференцированных движений. Северо-восток острова (в современных координатах) являлся сушей, а на юго-западе и близко расположенном о. Бельковский развивался глубоководный трог рифтовой природы [Кос'ко и др., 2013]. Присутствие в средне-верхнедевонских известняках поднятия Альфа-Менделеева обломков доломитов и кварцитопесчаников из нижележащей толщи свидетельствует о близком расположении суши и указывает на то, что это поднятие также претерпело дифференцированные движения наведенные одной из фаз каледонской орогении [Dallmeyer et al., 1994], возможно, в начале среднего девона. Поднятые участки суши разделялись впадинами, в которых происходило мелководноморское осадконакопление. Фаменский фораминиферовый комплекс известняка 1601/8с примерно совпадает по времени с образованием известняков с мелководной тропической фауной на о. Врангеля [Kos'ko et al., 1993]. Следовательно, в это время микроконтинент Менделеевий вместе с о. Врангеля уже вошли в состав суперконтинента Лавруссия, возникшего после закрытия палеоокеана Япетус [Lawver et al., 2002].

Как уже говорилось выше, верхняя граница средней толщи, возможно, более молодая, позднепермская. Описанные в работе [Kossovaya et al., 2018] драгированные позднепалеозойские известняки по фаунистическим остаткам и литологическим особенностям близки известнякам Чукотки, о. Врангеля и Аляски, где в течение позднего палеозоя на шельфе суперконтинента Лавруссия происходило карбонатное осадконакопление в тепловодных морских условиях.

Верхняя толща ( $K_1$ ). Формированию этой толщи в пределах поднятия Альфа-Менделеева предшествовал длительный перерыв в осадконакоплении (с раннего карбона (поздней перми?)), что, очевидно, было связано с преобладающими в этом регионе движениями литосферы вверх, вызванными коллизией палеоконтинентов Лавруссии и Сибири с образованием суперконтинента Лавразия [Lawver et al., 2002; Scotese, 2011]. В поздней юре, с началом образования Канадского океанического бассейна [Grantz et al., 2011] началась деструкция Лавразии, в результате которой Американо-Азиатский бассейн с юры [Арктический ..., 2017] или раннего мела [Miller, Verzhbitsky, 2009; Nikishin et al., 2014], оказался ареной процессов растяжения. На этой территории осадконакопление происходило во впадинах рифтовой природы, часть из которых наследовала более ранние позднепалеозойские впадины: Свердрупскую (формация Изахсен) [Tullius et al., 2014], северного склона Аляски (формации Торок и Нанушук) [Houseknecht et al., 2019], а другая часть возникла в пределах современных шельфов морей Лаптева и Восточносибирского, а также котловин Подводников и Макарова [Nikishin et al., 2014; Арктический ..., 2017]. Отложения раннемелового возраста представлены наземными, мелководно-морскими и более глубоководными терригенными и терригенно-карбонатными образованиями. Наземные отложения описаны в формациях Изахсен [Tullius et al., 2014], Нанушук [Houseknecht et al., 2019], на Новосибирских островах (о. Котельный и о. Бенетта) [Косько и др., 2013], мелководные морские – в формации Изахсен [Tullius et al., 2014], а глубоководные – в формации Торок [Houseknecht et al., 2019]. В то же время на о. Врангеля нижнемеловые отложения не обнаружены [Kos'ko et al., 1993]. Морские баррем-аптские отложения формации Изахсен [Tullius et al., 2014] в существенной мере сложены тонкозернистыми песчаниками, состоящими из кварца, а также полевых шпатов и слюды; их цемент кальцитовый с примесью глинистых минералов. Как можно видеть из описания, эти породы очень близки к нижнемеловым известково-глинистым песчаникам поднятия Альфа-Менделеева. Таким образом, нижнемеловые отложения поднятия Альфа-Менделеева сформировались в мелководно-морских условиях во впадине, скорее всего, рифтовой природы, которая возникла при процессах растяжения, охвативших территорию будущего поднятия. Эта впадина имела связь со структурами Сибирской Арктики, на что указывает состав спор, пыльцы и диноцист в палиноспектре песчаника 1602/14. Данный палино-

спектр сравним с таковыми, характерными для севера Сибири [Skolotnev et al., 2019].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное петрографическое, петро-геохимическое и изотопное изучение пород трех толщ, ранее выделенных в разрезе фундамента поднятия Альфа-Менделеева: нижней ( $O_3-S_2$ ), средней ( $D_2-D_3$ ) и верхней ( $K_1$ ), приводит к следующим выводам.

1. Нижняя толща сложена переслаивающимися карбонатными и обломочными породами, среди которых выделено несколько петротипов: доломиты чистые, доломиты с биокластами и их разности с терригенной примесью, известняки оолитовые, с биокластами и их разности с терригенной примесью, кварцитопесчаники и полевошпатовые кварцитопесчаники. Осадконакопление происходило в прибрежных, в том числе лагунных, и мелководных шельфовых обстановках тропического моря, окаймляющих карбонатные платформы, которые соседствовали с участками речного стока.

2. Среди пород, участвующих в строении средней толщи, выделены известняки с терригенной примесью и их разности с биокластами, а также кварц-полевошпатовые песчаники. В накоплении карбонатных осадков, происходившем в прибрежных и мелководных обстановках тропического моря, участвовали продукты разрушения нижней толщи.

3. Верхняя толща сложена известковистыми, глинистыми и известково-глинистыми песчаниками. Осадконакопление происходило в мелководных морских обстановках, с участием продуктов разрушения разновозрастных вулканитов [Сколотнев и др., 2017б], с которыми ассоциируют эти песчаники.

4. Степень зрелости обломочного материала, образующего песчаники трех толщ, уменьшается от практически мономиктовых кварцевых аренигов и сублитаренигов нижней толщи к субаркозам средней толщи и к субаркозам, аркозам, литаренитам и ваккам верхней толщи, отражая разный характер источников сноса, соответственно, от преимущественно кварцевых песчаников – к гранитоидам, и далее – к комплексу гранитоидов, метаморфических пород и магматических пород среднего и основного состава.

5. В ходе формирования изученных пород происходили следующие постседиментационные процессы: диагенетическая доломитизация известковых осадков, перекристаллизация микри-

тового известкового материала, окисление железосодержащих рудных минералов и перераспределение гидрооксидов железа во всех трех толщах, начальный рекристаллизационный бластез в кварцевых песчаниках нижней толщи, гидротермальное преобразование (?) известняков с терригенной примесью из средней толщи.

6. Накопление всех толщ происходило во внутрикратонных осадочных бассейнах. Нижняя толща формировалась на пассивной континентальной окраине, скорее всего, самостоятельного микроконтинента, который предлагается назвать Менделеевием. Отложения средней толщи накапливались в одной из впадин, возникших на пассивной окраине образовавшегося в это время в результате дифференцированных тектонических движений суперконтинента Лавруссия. Образование верхней толщи происходило во впадине, скорее всего, рифтовой природы, заложившейся в ходе начавшейся деструкции суперконтинента Лавразия.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность экипажу НИПЛ МО РФ за мастерство и упорство, проявленное при отборе пород, а также сотрудникам Геологического института М.И. Буйкайте и О.Л. Петрову за проведенные изотопные измерения.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания Геологического института РАН № 0135–2019–0050 при финансовой поддержке АО “Геослужба ГИН РАН” и гранта РФФИ № 18-05-70061.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арктический бассейн (геология и морфология) / Ред. В.Д. Каминский. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2017. 291 с.
- Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В. и др. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1083–1107.
- Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Минаков А.Н. и др. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геостратиграфического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. 2006. № 4. С. 21–42.
- Гусев Е.А., Лукашенко Р.В., Попко А.О. и др. Новые данные о строении склонов подводных гор поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Докл. РАН. 2014. Т. 455. № 2. С. 184–188.
- Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Иванов В.Н. и др. О геотектонической природе системы Центрально-Арктических морфоструктур и геологическое значение донных осадков в ее определении // Геотектоника. 2004. № 6. С. 33–48.
- Кацубин С.Н., Павленкова Н.И., Петров О.В. и др. Типы земной коры Циркумполярной Арктики // Региональная геология и металлогения. 2013. № 55. С. 5–20.
- Косыко М.К., Соболев Н.Н., Кораго Е.А. и др. Геология Новосибирских островов основа интерпретации геофизических данных по Восточно-Арктическому шельфу России // Нефтегазовая геология. 2013. Т. 8. № 2. С. 1–36.
- Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П. и др. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34–55.
- Рекант П.В., Кабаньков В.Я., Андреева И.А. и др. Геологическое опробование коренных пород хребта Ломоносова как ключ к пониманию геологической природы и тектонической эволюции // Региональная геология. 2018. № 75. С. 29–45.
- Симанович И.М. Кварц песчаных пород // Труды ГИН АН СССР. Т. 314. М.: Наука, 1978. 155 с.
- Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Корнийчук А.В. Новые данные о геологическом строении юго-западной части поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Докл. РАН. 2017а. Т. 476. № 2. С. 190–196.
- Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Толмачева Т.Ю. и др. Геологический разрез фундамента поднятия Альфа-Менделеева в Северном Ледовитом океане по данным глубоководных исследований // Материалы XXII Международной научной конференции по морской геологии. М.: ИО РАН, 2017б. Т. II. С. 110–114.
- Соболев Н.Н., Метелкин Д.В., Верниковский В.А. и др. Первые данные о геологии острова Жаннетта (архипелаг Де Лонга, Новосибирские острова) // Докл. РАН. 2014. Т. 459. № 2. С. 1504–1509.
- Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В. и др. Тектоника Южно-Ануйской сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
- Тучкова М.И., Шокальский С.П., Соколов С.Д. и др. Триасовые песчаники поднятия Менделеева, Чукотки и острова Врангеля – отложения единого осадочного бассейна в раннем мезозое // Материалы LI Тектонического совещания: “Проблемы тектоники континентов и океанов”. М.: ГЕОС, 2019. Т. 2. С. 316–318.
- Фор Г. Методы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91(6). P. 611–627.
- Brumley K., Miller E.L., Mayer L.A. et al. Petrography and U–Pb geochronology of Caledonian age orthogneisses dredged from the Chukchi Borderland, Arctic Ocean // Abstract #T51K-07 AGU Fall Meeting, 2011. San Francisco.

- Cocks L.R.M., Torsvik T.H.* The Palaeozoic geography of Laurentia and western Laurussia: A stable craton with mobile margins // *Earth Sci. Rev.* 2011. V. 106. P. 1–51.
- Dallmeyer R.D., Strachan R.A., Henriksen N.*  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral age record in NE Greenland: implications for tectonic evolution of the North Atlantic Caledonides // *J. Geol. Soc. Lond.* 1994. V. 15. P. 615–628.
- Dumoulin J.A., Harris A.G., Gagiev M. et al.* Lithostratigraphic, conodont, and other faunal links between lower Paleozoic strata in northern and central Alaska and north-eastern Russia / Ed. E.L. Miller // *Tectonic Evolution of the Bering Shelf–Chukchi Sea–Arctic Margin and Adjacent Landmasses* // *GSA Spec. Pap.* 2002. V. 360. P. 291–312.
- Embry A.F.* Crockerland – the northwest source area for the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Islands / *Arctic Geology and Petroleum Potential* / Eds T.O. Vorren et al. // *NPF Special publication № 2.* 1992. P. 205–216.
- Estrada S., Damaske D., F Henjes-Kunst F. et al.* Multistage Cretaceous magmatism in the northern coastal region of Ellesmere Island and its relation to the formation of Alpha Ridge – evidence from aeromagnetic, geochemical and geochronological data // *Norwegian Journ. Geol.* 2016. V. 96. № 2. P. 1–32.
- Flügel E.* *Microfacies of Carbonate Rocks Analysis, Interpretation and Application.* Berlin: Springer-Verlag, 2004. 976 p.
- Galloway J.M., Sweet A.R., Swindles G.T. et al.* Middle Jurassic to Lower Cretaceous paleoclimate of Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago inferred from the palynostratigraphy // *Mar. Pet. Geol.* 2013. V. 44. P. 240–255.
- Grantz A., Hart P.E., Childers V.A.* Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean // *Arctic Petroleum Geology* / Ed. A.M. Spencer et al. // *Geol. Soc. Mem. London.* 2011. V. 35. P. 771–799.
- Herron M.M.* Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or LOG data // *J. Sediment. Petrol.* 1988. V. 58. № 5. P. 820–829.
- Houseknecht D.W.* Petroleum systems framework of significant new oil discoveries in a giant Cretaceous (Aptian–Cenomanian) clinothem in Arctic Alaska // *AAPG Bull.* 2019. V. 103. № 3. P. 619–652.
- Kos'ko M.K., Cecile M.P., Harrison J.C. et al.* Geology of Wrangel Island, between Chukchi and Siberian Seas, Northeastern Russia. Ottawa: Canada Geological survey, 1993. 102 p. (Bulletin № 461).
- Kossovaya O.L., Tolmacheva T.Yu., Petrov O.V. et al.* Palaeozoic carbonates and fossils of the Mendeleev Rise (Eastern Arctic): study of sea bottom dredged material // *J. Geodyn.* 2018. V. 120. P. 23–44.
- Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M.* Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 2002. V. 360. P. 333–358.
- McArthur J.M., Howarth R.J., Shields G.A.* Strontium isotope stratigraphy / Ed. F.M. Gradstein // *The Geologic Time Scale.* Boston, USA: Elsevier. 2012. V. 7. P. 127–144.
- McLennan S.M.* Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust // *Geochem. Geophys. Geosystems.* 2001. V. 2. № 4. P. 1–30.
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Y.* Arctida between Rodinia and Pangea // *Precam. Res.* 2015. V. 259. P. 114–129.
- Miller E.L., Verzhbitsky V.E.* Structural studies near Pevek, Russia: implications for formation of the East Siberian Shelf and Makarov Basin of the Arctic Ocean // *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.* 2009. V. 4. P. 223–241.
- Nikishin A.M., Malyshev N.A., Petrov E.I.* Geological structure and history of the Arctic ocean // *EAGE Publ. Moscow: CJSC GEOSURVEY GIN,* 2014. 88 p.
- Pettijohn F.J.* *Sand and sandstone.* N. Y.: Harper & Row, 1973. 618 p.
- Pourmand A., Dauphas N., Ireland T.J.* A novel extraction chromatography and MC-ICP-MS technique for rapid analysis of REE, Sc and Y: Revising CI-chondrite and Post-Archean Australian Shale (PAAS) abundances // *Chem. Geol.* 2012. V. 291. P. 38–54.
- Roser B.P., Korsch R.J.* Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // *Chem. Geol.* 1988. V. 67. № 1–2. P. 119–139.
- Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the continental crust // *The Crust.* 2003. V. 3. P. 1–64.
- Saltzman M.R., Edwards C.T., Leslie S.A. et al.* Calibration of a conodont apatite-based Ordovician  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  curve to biostratigraphy and geochronology: Implications for stratigraphic resolution // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2014. V. 126. P. 1551–1568.
- Scotese Ch.R.* Paleogeographic Reconstructions of the Circum-Arctic Region since the Late Jurassic // *Paleogeographic and Paleoclimatic Atlas. PALEOMAP Project* // Arlington, TX. 2011. Search and Discovery Article #30192.
- Sibley D.F., Gregg J.M.* Classification of dolomite rock textures // *J. Sediment. Res.* 1987. V. 57(6). P. 967–975.
- Skolotnev S., Aleksandrova G., Isakova T. et al.* Fossils from seabed bedrocks: Implications for the nature of the acoustic basement of the Mendeleev Rise (Arctic Ocean) // *Mar. Geol.* 2019. V. 407. P. 148–163.
- Trettin H.P., Mayr U., Long G.D.F. et al.* Cambrian to Early Devonian basin development, sedimentation, and volcanism, Arctic Islands / Ed. H.P. Trettin // *Geology of the Inuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland* // *Geol. Surv. Canada.* 1991. P. 163–238.
- Tullius D.N., Leier A.L., Galloway J.M. et al.* Sedimentology and stratigraphy of the Lower Cretaceous Isachsen Formation: Ellef Ringnes Island, Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago // *Mar. Pet. Geol.* 2014. V. 57. P. 135–151.
- Veizer J., Ala D., Azmy K. et al.*  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater // *Chem. Geol.* 1999. V. 161. P. 59–88.
- Zhang W., Guan P., Jian X. et al.* In situ geochemistry of Lower Paleozoic dolomites in the northwestern Tarim basin: Implications for the nature, origin, and evolution of diagenetic fluids // *Geochem. Geophys. Geosystems.* 2014. V. 15(7). P. 2744–2764.

## Sedimentary Rocks from the Alpha-Mendeleev Rise's Basement in the Arctic Ocean

S. G. Skolotnev<sup>1, \*</sup>, S. I. Freiman<sup>2</sup>, A. I. Khisamutdinova<sup>1</sup>,  
B. V. Ermolaev<sup>1</sup>, O. I. Okina<sup>1</sup>, T. S. Skolotneva<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

<sup>2</sup>AO "GEOSURVEY Geological Institute RAS", Barrikadnaya str., 8, bld. 5A, Moscow, 123242 Russia

\*e-mail: sg\_skol@mail.ru

The results of petrographic, petro-geochemical and isotopic studies of sedimentary rocks obtained from the bedrock outcrops of the Alpha-Mendeleev Rise in the Arctic Ocean using manipulators of the research submarine of the Russian Ministry of Defense during two expeditions conducted in 2014 and 2016 are considered and discussed in the article. Three suites are identified in the section of the foundation of this Rise. The lower suite (O<sub>3</sub>–S<sub>2</sub>) is composed of pure and bioclastic dolomites and limestones and those with terrigenous admixture, and proper and feldspar quartzite sandstones. They were formed in coastal and shallow shelf environments of the tropical sea, which are associated with carbonate platforms adjacent to river flow areas. Bioclastic limestones with terrigenous admixture and quartz-feldspar sandstones, which originated in coastal and shallow environments of the tropical sea, participate in the composition of the middle suite (D<sub>2</sub>–D<sub>3</sub>). The upper suite (K<sub>1</sub>) is represented by calcareous, clayey, and calcareous-clayey sandstones, which were formed in shallow marine conditions. The degree of maturity of the clastic material forming the sandstones of the three suites decreases from almost monomictic quartz arenites and sublitharenites of the lower suite to subarkoses of the middle suite and to subarkoses, arkoses, litharenites and wackes of the upper suite. The accumulation of all sediments occurred in intercratonic sedimentary basins, which were successively arose on the passive margins of the Mendeleevian microcontinent and the Laurussia and Laurasia supercontinents.

*Keywords:* dolomites, limestones, sandstones, sedimentation, Paleozoic, Early Cretaceous, Alpha-Mendeleev Rise, Arctic Ocean.