

УДК 551

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АЛЕВРИТОВО-ПЕЛИТОВЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ДОННЫХ ОСАДКОВ ЮГО-ЗАПАДА КАРСКОГО МОРЯ

© 2025 г. А. В. Маслов^{а,*}, Д. П. Стародымова^{б,**}, И. А. Мигдисова^б,
Н. В. Козина^б, Е. А. Новичкова^б, Т. Н. Алексеева^б, В. П. Шевченко^б

^аГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^бИнститут океанологии им. П. П. Шириова РАН, Нахимовский просп., 36, Москва, 117997 Россия

*e-mail: amas2004@mail.ru

**e-mail: d.smokie@gmail.com

Поступила в редакцию 25.05.2024 г.

После доработки 21.08.2024 г.

Принята к публикации 22.08.2024 г.

Рассмотрены литогеохимические характеристики пелитовых и алевроитово-пелитовых илов юго-западной части Карского моря (Байдарацкая губа, Пухучанская впадина, Западно-Карская ступень и Новоземельская впадина), отобранных в 89-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” (сентябрь 2022 г.). Установлено, что в составе илов присутствует существенная доля литогенного компонента. Это хорошо согласуется с локализацией точек состава илов на различных дискриминантных диаграммах вблизи референтных точек палеозойских граувакк и РААС. Источниками такого компонента могли быть как тонкая взвесь Оби, так и осадочные породы и рыхлые образования Ямала, Вайгача, Югорского п-ова и Новой Земли. Несмотря на присутствие в верхнем слое донных осадков юго-запада Карского моря заметного количества фрагментов основных магматических пород Новой Земли, которые должны обуславливать достаточно ощутимый вклад продуктов их эрозии в состав илов, параметры нормированных на хондрит спектров распределения редкоземельных элементов в илах не согласуются с таким предположением.

Ключевые слова: Карское море, алевроитово-пелитовые и пелитовые илы, литогеохимия, источники тонкой алюмосиликокластики

DOI: 10.31857/S0024497X25010029, EDN: CITZDI

Карское море в настоящее время — одно из наиболее хорошо изученных, в том числе с точки зрения литологии и геохимии поверхностных донных осадков, морей Российской Арктики. В результате исследований последних 30 лет определены концентрации Fe, Mn и тяжелых металлов и установлены процессы их накопления в донных отложениях. Показано, что распределение тяжелых металлов в поверхностных донных осадках тесно связано с особенностями осаждения вещества на геохимических барьерах. Установлено, что важное значение для Карского моря имеет геохимическая специфика марино-гляциальных, терригенно-эстуарных, мелководно-морских и фоновых осадков [Гурвич и др., 1994; Левитан и др., 1998, 1999, 2004, 2007; Schoster, Stein, 1999; Гурвич, 2002; Stein et al., 2002]. Сравнение донных отложений эстуариев Оби и Енисея выявило их

различие в химическом и минеральном составе, несмотря на общность процессов осадконакопления в арктической зоне [Асадулин и др., 2013, 2015]. Установлены источники и пути транспортировки стойких органических соединений, тяжелых металлов, искусственных радионуклидов и нефти. Обоснован вывод о том, что транспортировка химических элементов в море осуществляется в коллоидной форме на значительные расстояния линзами пресных речных вод, не перемешивающихся с морскими водами, а их агентами переноса их выступают глинистые минералы, гидроксиды железа и органика [Асадулин и др., 2015; Асадулин, Мирошников, 2016]. Для районов Карского моря к западу от п-ова Ямал показана существенная роль продуктов абразии в формировании донных осадков [Асадулин, Мирошников, 2016]. Для центральной и западной

частей моря определено содержание растворенного и взвешенного органического углерода ($C_{орг}$), а также $C_{орг}$ донных осадков [Беляев и др., 2010, 2015; Розанов, 2015a]. Установлено, что распределение органического вещества (ОВ) в донных осадках тесно связано с их гранулометрическим составом и структурой течений. Существенное внимание уделено биогеохимии тяжелых металлов и металлоидов [Галимов и др., 2006; Демина и др., 2010].

Ряд работ посвящен также изучению минерального состава почв и донных осадков заливов Новой Земли [Усачева и др., 2016]. Исследована радиационно-геохимическая устойчивость донных осадков в эстуариях Оби и Енисея и на прилегающей морской акватории [Мирошников и др., 2020]. Проанализирована редокс-система донных отложений запада Карского моря [Розанов, 2015b]. На основе статистической обработки данных о валовом химическом составе поверхностных донных осадков выполнена их литолого-геохимическая типизация и реконструированы основные механизмы накопления. Анализ “современных” скоростей седиментации, рассчитанных по данным радиоизотопного анализа природного ^{210}Pb и техногенного ^{137}Cs , показал тесную взаимосвязь их с фациально-генетическими типами донных отложений [Русakov и др., 2017a, 2017b, 2018, 2019].

Вышеназванные результаты получены в многочисленных российских морских экспедициях ИО РАН, ИГЕМ РАН, ГЕОХИ РАН, ГИН РАН, МГУ, в том числе совместно с исследователями из

других стран. Данная работа основана на результатах, полученных в рамках обработки материала экспедиции 89-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш”, который состоялся в первой половине сентября 2022 г. [Кравчишина и др., 2023].

В настоящей работе исследованы литогеохимические особенности пелитовых и алевроитово-пелитовых илов нескольких районов юго-запада Карского моря: Байдарацкой губы (станция 7431), Пухучанской впадины (ст. 7440, 7459–7462), Западно-Карской ступени (ст. 7441, 7443, 7444, 7447, 7449, 7455 и 7458) и Новоземельской впадины (ст. 7451 и 7453). Топонимика Карского моря взята из статьи [Мирошников и др., 2021]. Расположение перечисленных станций показано на рис. 1, а координаты и глубины приведены в табл. 1. Основная цель наших исследований – получение общей характеристики химического состава илов и реконструкция на этой основе возможных источников тонкой алюмосиликокластики для поверхностных донных осадков юго-западной части Карского моря. Методологические основы исследования соответствуют современным мировым стандартам и хорошо отработаны при изучении поверхностных донных осадков Белого, Баренцева и Каспийского морей [Маслов и др., 2014a, 2014b, 2019, 2022a, 2022b].

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основные черты рельефа дна Карского моря сформировались в позднем плейстоцене

Таблица 1. Районы, координаты и глубины станций на юго-западе Карского моря, на которых в 89 рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” отобраны пробы пелитовых и алевроитово-пелитовых илов

Станция	Глубина, м	Широта	Долгота	Район отбора проб
7431	34	69°43.477′	65°32.093′	Байдарацкая губа
7440	99	71°57.466′	67°26.037′	Пухучанская впадина
7459	59	72°57.589′	67°38.077′	
7460	107	72°34.96′	67°22.678′	
7461	44	72°10.325′	67°48.866′	
7462	50	71°50.787′	67°11.833′	
7441	105	72°22.026′	65°32.119′	Западно-Карская ступень
7443	177	72°21.955′	63°38.453′	
7444	228	72°25.796′	63°30.996′	
7447	98	72°34.666′	61°52.957′	
7449	99	72°41.682′	60°0.352′	
7458	65	73°4.159′	66°19.486′	
7451	352	72°48.698′	57°59.418′	Новоземельская впадина
7453	166	73°28.621′	61°0.71′	

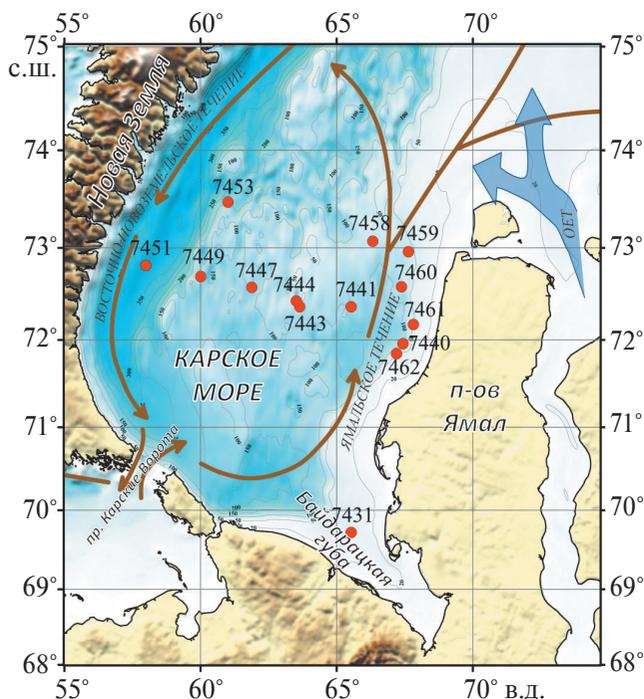


Рис. 1. Положение станций в юго-западной части Карского моря, на которых в 89-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” отобраны пробы алевритово-пелитовых и пелитовых илов. Поверхностные течения по данным [Добровольский, Залогин, 1982; Русаков и др., 2018], ОЕТ – Обь-Енисейское течение.

и голоцене [Мусатов, Соколов, 1992; Левитан и др., 2007; Бирюков и др., 2008; Мирошников и др., 2021; и др.]. Большое влияние на него оказали процессы ледникового морфолитогеоза, благодаря которому рельеф дна юго-западной части Карского шельфа определяется как ледниковый и водно-ледниковый. К востоку от Новой Земли расположена Новоземельская впадина, обладающая крутыми и неровными склонами и относительно выровненным дном. Максимальная глубина ее – 540 м. На севере впадина отделена порогом Брусилова от трога Святой Анны, а на юго-западе – небольшой перемычкой от Югорской котловины. Северо-восточнее последней расположена Пухучанская впадина. К восточному борту Новоземельской впадины примыкает Западно-Карская ступень, где глубины варьируют от 60 до 240 м. Между Западно-Карской ступенью и п-овом Ямал расположена юго-восточная часть Ямало-Гыданской отмели с глубинами 20–60 м.

Стоковые течения и приток водных масс из других морей формируют на юго-западе Карского моря круговорот вод против часовой стрелки [Добровольский, Залогин, 1982; Русаков и др.,

2018]. Он образуется западной ветвью Обь-Енисейского течения (ОЕТ) и водами Баренцева моря, поступающими через проливы Карские Ворота и Югорский Шар (см. рис. 1). Западная ветвь ОЕТ у северо-восточного побережья Новой Земли разделяется на две ветви; одна движется на северо-восток, другая (Новоземельское течение) на юг. У Карских Ворот от Новоземельского течения в Баренцево море уходит течение Литке, а основной поток сливается с водами, поступающими из Баренцева моря, и следует вдоль Ямала (Ямальское течение) до встречи с западной ветвью ОЕТ. Скорости течений варьируют и могут достигать 70–90 см/с [McClimans et al., 2000]. Осадочные волны в центральной части Новоземельской впадины рассматриваются как результат придонных течений, связанных со склоновыми течениями, формирующимися за счет каскадинга. Вдоль склонов впадины предполагается существование и придонных контурных течений [Баранов и др., 2021], вносящих, наряду с поверхностными, свой вклад в перенос вод и транспортировку осадочного материала в Карском море.

Распределение тонкой алюмосиликокластики контролируется поверхностными течениями, процессами придонной циркуляции [Русаков и др., 2018 и ссылки там; Лукманов и др., 2020], а также крупными речными плюмами [Osadchiev et al., 2019, 2023 и др.]. Вместе с Новоземельским течением в юго-западную часть Карского моря поступает, по всей видимости, некоторая доля тонкой взвеси Оби, а с Ямальским – пелитовый материал из Баренцева моря. По представлениям авторов работы [Асадулин, Мирошников, 2016], поверхностные донные осадки юго-запада Карского моря по своему микроэлементному составу соответствуют “обскому геохимическому типу”, либо характеризуются одновременно и обскими и енисейскими признаками, при преобладании все же первых. На близкую связь геохимических характеристик поверхностных донных осадков Новоземельской впадины и обской “иловой банки” указывают и авторы публикации [Лукманов и др., 2020]. Поступление материала в Новоземельскую впадину происходит из нескольких источников. В первую очередь – это активные абразионные процессы у берегов Новой Земли, во вторую – поступление тонкой взвеси с пресными водами с востока, обуславливающие заметное сходство по составу осадков с обским стоком, и, в-третьих, тонкая взвесь из Баренцева моря [Асадулин и др., 2013; Розанов, 2015а, 2015б; Русаков и др., 2018].

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Поверхностные (0–2 см) не затронутые или слабо затронутые процессами диагенеза донные осадки в районах исследований отобраны с помощью дночерпателя “Океан-50”. Литологическое описание осадков выполнено на борту НИС “Академик Мстислав Келдыш” по методике А.П. Лисицына и В.П. Петелина [1956], их цвет установлен с помощью таблиц [Munsell..., 2012]. Гранулометрический и химический состав проб определен в Лаборатории физико-геологических исследований им. А.П. Лисицына (ИО РАН, г. Москва) водно-механическим методом [Петелин, 1961] и методами рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). Гранулометрическая классификация осадков принята в соответствии с работой [Безруков, Лисицын, 1960]: гравий (10–1 мм), песок (1–0.1 мм), алеврит (0.1–0.01 мм) и пелит (<0.01 мм).

Общая характеристика исследованных осадков

В Байдарацкой губе поверхностные донные осадки представлены окисленным алевритово-пелитовым илом насыщенного темно-серо-коричневого цвета (2.5Y/3/2) с редкими железомарганцевыми включениями по трубкам полихет. Количество пелитового ила в осадках ст. 7431 составляет ~64%.

В Пухучанской впадине распространены окисленные пелитовые и алевритово-пелитовые (ст. 7461) илы темно-коричневого (10YR/3/3), темно-желтовато-коричневого (10YR/3/4) или темно-оливково-коричневого цвета (2.5Y/3/3) с единичными включениями раковин двусторчатых моллюсков или их обломков и значительным количеством полихет и их трубок. В осадках присутствуют единичные железомарганцевые включения (по трубкам полихет и как обрастания по обломкам пород). Количество пелитового ила в осадках варьирует от 69 до 95%.

На станциях 7443 и 7444 в пределах Западно-Карской ступени распространены окисленные пелитовые илы насыщенного темно-коричневого цвета (7.5YR/2.5/2 и 10YR/2/2). Помимо исключительно тонкозернистых осадков присутствуют также окисленные песчанистые пелитовые илы насыщенного темно-коричневого (7.5YR/2.5/3) и темного оливково-серого цвета (5YR/3/2). На ст. 7441 на поверхности осадка отмечены шаровидные железомарганцевые конкреции (1–2 см в диаметре), а в осадке присутствуют Fe-Mn-микроне конкреции песчаной и алевритовой размерности.

На станциях 7447 и 7458 обнаружены окисленные алевритисто-песчаные пелитовые илы насыщенного темно-коричневого цвета (7.5YR/2/5/2 и 10YR/3/3) часто с большим количеством полихет и их трубок. В осадках присутствует большое количество Fe-Mn конкреций разнообразной формы; их размер изменяется от 4.5 до 12.5 см в диаметре. Доля пелитовой фракции в осадках этого района варьирует от 56 до 95%.

На станциях 7451 и 7453 в Новоземельской впадине присутствуют окисленные песчанистые пелитовые илы насыщенного темно-коричневого цвета (7.5YR/2.5/2) и такой же окраски алевритистые пелитовые илы. Доля пелитовой фракции в илах указанных станций составляет ~94 и 84% соответственно.

Гранулометрический состав ряда проб донных осадков разных районов юго-запада Карского моря показан на рис. 2.

Методы исследования

Определение содержания основных породообразующих компонентов выполнено методом РФА на приборе Спектроскан МАХ-GVM (НПО КОРТЭК, Россия) [Demina et al., 2019]. Воспроизводимость измеренных содержаний составляла от 2 до 10%. Правильность анализа контролировалась с помощью стандартных образцов (СДО-1, СДО-3).

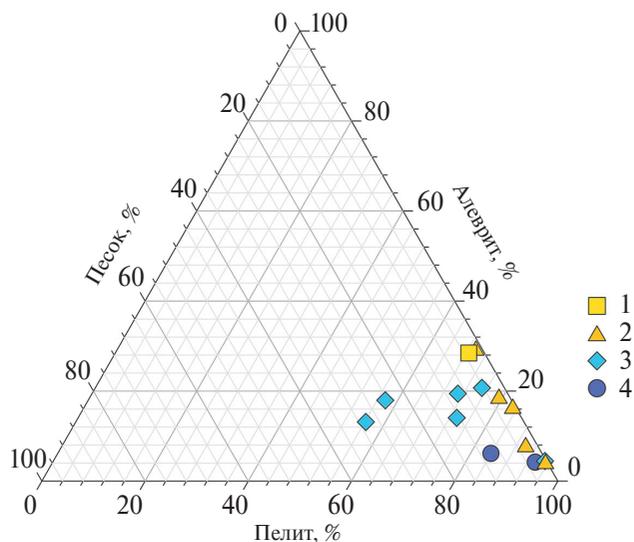


Рис. 2. Гранулометрический состав проб илов из разных районов юго-западной части Карского моря. 1 – Байдарацкая губа; 2 – Пухучанская впадина; 3 – Западно-Карская ступень; 4 – Новоземельская впадина. Гранулометрические фракции: песок – 1–0.1 мм, алеврит – 0.1–0.01 мм, пелит – <0.01 мм.

Содержание редких и рассеянных элементов установлено методом ICP-MS на приборе Agilent 7500a (Agilent Technologies, США). Разложение образцов осуществлялось методом спекания с гидрокарбонатом натрия с последующим растворением смесью концентрированных кислот [Бычкова и др., 2019]. Калибровка прибора выполнена с помощью серии многоэлементных стандартов с концентрациями от 0.1 до 10 мкг/г. Для контроля дрейфа прибора применялся внутренний стандарт (In), одинаковые аликвоты которого были добавлены в образцы и калибровочные стандарты непосредственно перед измерением. Для контроля качества анализа использованы стандартные образцы (NIST-2976, СДО-1, СДО-3) и процедурный бланк. При пересчете концентраций на исходную навеску сигнал от последнего вычитали из сигнала образцов. Точность определения оценена при повторных измерениях (от

3 до 5) и составила для большинства элементов 7%. Измеренные содержания элементов в стандартных образцах составили от 90 до 115% от их паспортных значений.

Содержание общего и органического углерода измерено методом инфракрасной спектроскопии с помощью анализатора углерода METAVAK CS-30 (НПО ЭКСАН, Россия). Относительное среднеквадратичное отклонение при измерении углерода в имеющемся диапазоне концентраций составляло 3–10%. Калибровка осуществлялась по стандартным образцам СДО-2 и СДО-3. Расчет концентрации (%) CaCO_3 производился по формуле $(C_{\text{общ}} - C_{\text{орг}}) \cdot 8.3$, исходя из стехиометрических коэффициентов.

Содержание основных породообразующих оксидов и редких и рассеянных элементов в исследованных пробах приведено в табл. 2.

Таблица 2. Содержание основных породообразующих оксидов и редких и рассеянных элементов в алевритово-пелитовых и пелитовых илах разных районов юго-запада Карского моря

Компонент	Бай-да-рацкая губа	Пухучанская впадина					Западно-Карская ступень							Новоземельская впадина	
	Станция														
	7431	7440	7460	7461	7462	7459	7441	7443	7444	7447	7449	7455	7458	7451	7453
SiO ₂ , мас. %	70.63	61.22	58.42	68.25	66.77	55.77	38.47	53.85	46.54	67.09	58.61	61.58	76.83	53.94	52.75
TiO ₂	0.82	0.93	1.00	0.78	0.83	0.88	0.85	0.80	0.85	0.59	0.71	0.67	0.53	0.73	0.90
Al ₂ O ₃	12.45	14.30	15.14	11.76	12.10	16.70	26.09	15.61	16.23	12.72	14.10	14.02	9.65	20.16	18.92
Fe ₂ O ₃ *	4.90	9.34	9.11	4.21	5.36	8.93	5.26	7.75	9.13	4.70	7.28	6.10	3.43	7.20	8.26
MnO	0.10	0.49	0.96	0.12	0.13	0.45	15.28	2.57	3.30	1.43	1.64	2.16	0.26	2.70	3.46
MgO	1.77	2.53	2.91	1.87	2.01	2.65	1.93	2.65	2.89	1.65	2.42	1.97	1.08	2.89	2.80
CaO	1.14	1.13	1.02	1.20	1.43	0.97	1.16	1.21	1.14	1.06	1.20	1.22	0.88	1.03	1.30
Na ₂ O	3.69	3.93	6.49	6.50	6.25	5.55	5.14	7.38	11.88	5.10	6.50	6.19	3.52	5.83	3.58
K ₂ O	2.48	2.50	2.42	2.30	2.28	2.20	1.79	2.20	2.04	2.12	2.27	2.22	2.07	2.49	2.53
P ₂ O ₅	0.16	0.60	0.37	0.23	0.20	0.35	0.24	0.39	0.36	0.19	0.39	0.29	0.10	0.32	0.35
C _{орг}	0.932	1.511	0.329	1.388	0.820	0.897	0.998	1.315	1.614	0.708	1.078	0.976	0.712	1.342	1.606
Li, мкг/г	24.02	34.43	39.74	22.40	27.44	36.45	84.22	34.42	27.79	31.46	36.21	29.14	12.69	45.11	37.92
Be	1.42	1.54	1.63	1.08	1.35	1.64	1.39	1.36	1.29	1.52	1.66	1.38	1.14	1.94	1.74
V	125.18	189.76	158.21	93.31	108.10	153.41	224.85	186.94	244.84	126.83	156.71	187.05	115.10	199.86	231.88
Cr	94.96	106.08	86.38	96.37	74.33	88.42	73.49	75.51	90.15	53.24	66.20	83.06	75.76	91.00	98.24
Co	13.10	19.58	21.01	11.80	13.53	18.36	28.48	25.95	29.50	21.76	31.37	29.70	12.93	22.68	27.75
Ni	27.39	37.05	37.58	72.23	26.51	35.62	61.99	40.76	50.27	46.55	41.66	47.82	22.45	52.22	51.45
Cu	6.30	8.38	0.98	13.81	12.03	39.96	24.71	1.24	20.30	7.31	8.16	18.40	12.96	17.72	17.92
Zn	45.43	68.42	78.07	41.03	60.13	63.54	108.87	69.49	69.81	50.06	61.30	60.77	39.85	73.12	88.65
As	27.69	143.45	58.65	29.50	30.10	61.61	55.03	66.07	74.56	35.79	53.80	61.99	23.60	48.49	61.07
Rb	61.50	77.00	83.54	60.99	64.06	79.53	66.38	73.38	76.10	64.12	72.10	63.80	51.41	81.70	87.10

Таблица 2. Окончание

Компонент	Бай-да-рацкая губа	Пухучанская впадина					Западно-Карская ступень						Новоземельская впадина			
	Станция															
	7431	7440	7460	7461	7462	7459	7441	7443	7444	7447	7449	7455	7458	7451	7453	
Sr	166.95	172.09	144.55	174.12	157.38	157.12	238.12	173.22	194.28	170.75	166.52	196.13	151.30	175.77	175.73	
Y	21.63	22.15	21.58	18.83	20.47	20.77	18.12	20.85	21.01	17.40	17.67	18.43	16.02	19.10	20.14	
Zr	199.94	133.05	174.73	195.48	193.43	164.34	100.90	61.75	260.99	92.32	93.67	150.68	153.08	187.51	154.97	
Nb	11.82	11.54	10.03	9.73	9.52	9.78	7.95	9.14	10.12	8.51	8.37	8.60	8.00	9.55	10.81	
Mo	1.00	10.02	8.67	7.47	1.78	5.75	233.48	29.89	62.33	21.42	21.56	35.19	4.83	63.29	51.05	
Sb	0.40	1.15	2.60	0.86	0.72	2.51	7.88	2.64	2.79	1.26	1.26	2.75	0.81	2.03	1.88	
Cs	1.25	2.68	3.95	1.71	2.52	3.53	3.23	3.62	3.68	2.74	3.27	1.94	0.75	3.05	3.75	
Ba	393.93	342.48	292.06	377.18	320.49	312.02	429.33	324.72	317.31	336.53	317.59	411.92	410.05	366.45	330.23	
La	27.49	28.61	27.10	22.85	23.59	26.16	23.82	25.59	27.65	23.23	24.00	24.93	22.61	27.29	29.26	
Ce	59.15	60.01	55.56	47.53	48.22	54.70	50.73	51.30	56.78	48.07	49.66	52.24	46.04	57.31	62.54	
Pr	7.07	7.10	6.95	5.84	6.21	6.58	6.01	6.63	6.74	6.15	6.20	6.13	5.70	6.87	7.29	
Nd	25.85	26.31	25.63	22.89	24.31	25.27	23.67	25.63	26.37	23.16	23.27	23.72	21.72	24.77	29.27	
Sm	6.15	5.96	5.36	4.56	4.78	5.47	4.92	5.04	5.26	5.04	5.20	5.07	4.07	4.75	5.29	
Eu	1.25	1.34	1.07	1.13	1.09	1.25	1.17	1.11	1.37	1.11	1.10	1.05	1.11	1.14	1.13	
Gd	4.69	5.07	4.82	4.20	4.05	4.80	4.62	4.73	4.90	4.57	4.56	4.73	3.65	5.20	5.64	
Tb	0.71	0.71	0.79	0.66	0.67	0.76	0.71	0.66	0.75	0.65	0.60	0.62	0.57	0.66	0.78	
Dy	4.06	4.15	4.20	3.67	4.07	3.97	4.17	4.31	3.54	3.17	3.49	3.40	3.65	3.73	4.53	
Ho	0.75	0.86	0.87	0.86	0.85	0.97	0.80	0.98	0.86	0.71	0.73	0.69	0.71	0.73	0.82	
Er	2.44	2.73	2.34	1.94	2.34	2.26	2.18	2.48	2.35	1.93	2.10	1.99	1.79	2.03	2.52	
Tm	0.39	0.40	0.39	0.38	0.32	0.35	0.29	0.35	0.39	0.31	0.32	0.35	0.24	0.37	0.33	
Yb	2.37	2.49	2.25	2.24	2.34	2.51	1.80	2.13	2.19	1.97	2.16	2.03	1.42	1.65	1.99	
Lu	0.35	0.33	0.38	0.35	0.40	0.33	0.30	0.38	0.38	0.29	0.29	0.34	0.28	0.32	0.33	
Hf	5.68	3.68	5.74	5.84	5.17	5.58	2.44	1.32	7.25	2.74	2.74	3.89	4.29	5.64	4.79	
Pb	13.20	16.11	15.27	12.54	12.71	16.96	15.12	16.27	17.01	13.31	14.23	14.91	14.07	16.33	17.92	
Th	7.93	8.56	8.78	6.62	7.05	8.17	6.36	7.55	7.96	6.98	7.02	6.75	6.23	8.50	8.68	
U	2.04	2.27	2.14	1.83	1.73	1.94	2.46	2.46	2.76	1.92	2.10	1.99	1.51	2.56	3.06	

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Основные породообразующие оксиды и $C_{орг}$

Определение содержания в осадках основных породообразующих оксидов проведено без предварительной отмычки от NaCl, поэтому они, вероятно, несколько занижены. Из рассмотрения исключены далее также аналитические данные для проб, отобранных на станциях 7441 и 7444, т.к. они отражают локальные характеристики осадков (существенная доля Fe-Mn конкреций и др.).

Среднее содержание SiO_2 в оставшихся 13 пробах составляет 61.98 ± 7.43 мас. % (минимум, ст. 7453, — 52.75, максимум,

ст. 7458 — 76.83 мас. %). Минимальное содержание оксида алюминия составляет 9.65 (ст. 7458), максимальное, ст. 7451, — 20.16 мас. % (среднее — 14.43 ± 2.92 мас. %). С учетом того, что по представлениям авторов работы [Юдович и др., 2020], глинистые породы характеризуются содержанием SiO_2 и Al_2O_3 соответственно <65–67 и >15 мас. %, илы анализируемой нами выборки весьма близки к таковым. Содержание TiO_2 варьирует от 0.53 до 1.00 мас. % (среднее — 0.78 ± 0.13 мас. %). Среднее содержание $Fe_2O_3^*$ (общее железо в виде Fe_2O_3) составляет 6.66 ± 2.00 мас. %, максимальное не превышает 9.34 мас. % (ст. 7440). Содержание MnO во многих пробах заметно повышенное (например,

ст. 7441—15.28, ст. 7444—3.30 мас. %), т.к. контролируется присутствием в илах Fe-Mn-конкреций. Среднее содержание оксидов магния и кальция равно 2.25 ± 0.56 и 1.14 ± 0.14 мас. %. Минимальное и максимальное содержание K_2O составляет соответственно 2.07 и 2.53 мас. %. Среднее содержание оксида фосфора — 0.30 мас. % (минимум — 0.10, максимум — 0.60).

Положение фигуративных точек илов исследованной нами выборки на диаграмме $K/Al-Mg/Al$ [Turgeon, Brumsack, 2006] дает основание считать, что в их составе присутствуют в основном иллит и, возможно, каолинит при подчиненной доле хлорита (рис. 3).

По данным [Юдович, Кетрис, 2000], в петрогенных (первого цикла/“first cycle”) осадках или породах, как правило, сохраняются свойственные исходным магматическим породам корреляции между петрохимическими модулями. Например, между титановым ($TM = TiO_2/Al_2O_3$) и железным ($ЖМ = (Fe_2O_3^* + MnO)/(TiO_2 + Al_2O_3)$) модулями наблюдается положительная корреляция, а между модулями общей щелочности ($HKM = (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$) и гидролизатным ($ГМ = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3^* + MnO)/SiO_2$) — отрицательная. В нашей выборке ТМ и ЖМ имеют коэффициент корреляции 0.361, а НКМ и ГМ связаны статистически значимой отрицательной корреляцией ($r = -0.638$). Еще один индикатор природы тонкой алюмосиликокластики в глинистых породах — K_2O/Al_2O_3 . Если глинистые породы или осадки сложены в основном перетолженным материалом, то они обладают значениями $K_2O/Al_2O_3 < 0.3$ [Cox, Lowe, 1995; Cox et al., 1995]. Напротив, для глин первого цикла $K_2O/Al_2O_3 > 0.4$. Илы нашей выборки имеют значения K_2O/Al_2O_3 от 0.12 до 0.21. Вместе с данными

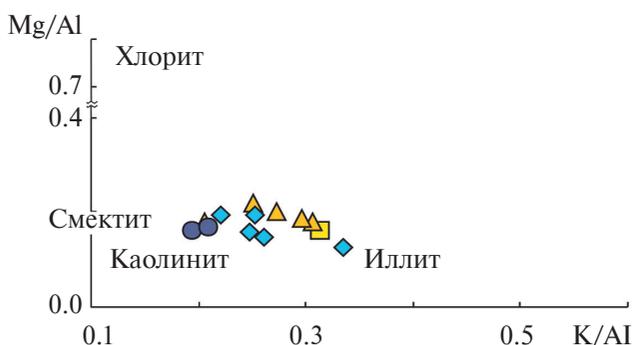


Рис. 3. Положение фигуративных точек алевритово-пелитовых и пелитовых илов разных районов юго-запада Карского моря на диаграмме $K/Al-Mg/Al$. Условные обозначения см. рис. 2.

о соотношении в них петрохимических модулей, это дает основание предполагать, что в составе алевритово-пелитовых и пелитовых илов юго-запада Карского моря присутствует существенная доля литогенного компонента.

Среднее содержание $C_{орг}$ в выборке составляет 1.082 ± 0.373 мас. % ($n = 15$, минимум — 0.329, максимум — 1.614 мас. %). Какое-либо принципиальное отличие поверхностных донных осадков всех четырех районов юго-западной части Карского моря, в которых отобраны пробы, по содержанию $C_{орг}$ не наблюдается. Приведенные данные согласуются с ранее полученными [Беляев и др., 2010; Розанов, 2015a]. Значимая статистическая корреляция между содержанием в осадках пелитового компонента и $C_{орг}$ отсутствует ($r = 0.32$, тогда как критическое значение r_{xy} при 5%-ном уровне значимости для исследуемой выборки составляет 0.514 [Соловов, Матвеев, 1985]).

Редкие и рассеянные элементы

Алевритово-пелитовые илы Байдарацкой губы содержат сопоставимые с постархейским средним австралийским глинистым сланцем (0.85—1.15 PAAS [Taylor, McLennan, 1985]) концентрации Cr, Zr, Mo и Hf. Содержание V, Co, Ni, Zn, Sr, Y, Nb, Ba, Pb, Th, U и суммы редкоземельных элементов (РЗЭ) составляет в них от 0.50 до 0.85 PAAS, тогда как содержание Li, Cu, Rb и Cs не превышает 0.50 PAAS.

Пелитовые и алевритово-пелитовые илы Пухучанской впадины обладают сопоставимым с PAAS средним содержанием только V (0.94 ± 0.26 PAAS) и Hf (1.04 ± 0.17 PAAS). Среднее содержание Li, Cu, Rb и Cs составляет в них < 0.50 PAAS, а величина $Mo_{среднее}$ равна 6.74 ± 3.19 PAAS. Среднее содержание остальных рассматриваемых нами редких и рассеянных элементов находится в интервале 0.50—0.85 PAAS (рис. 4а).

Пелитовые илы, а также их песчанистые и алевритисто-песчаные разности Западно-Карской ступени, как и тонкозернистые алюмосиликокластические осадки Пухучанской впадины, характеризуются весьма высоким и неравномерным содержанием Mo (от ~5, ст. 7458, до ~233, ст. 7441, PAAS; $Mo_{среднее} = 58$ PAAS). Сопоставимым с PAAS средним содержанием здесь обладают только Co и Sr; величина $V_{среднее}$ равна 1.18 PAAS. Такие элементы как Cr, Ni, Zn, Y, Zr, Ba, РЗЭ, Hf, Pb и U характеризуются средним содержанием от 0.50 до 0.85 PAAS, а среднее содержание Li, Cu, Rb, Nb, Cs и Th < 0.50 PAAS (см. рис. 4б).

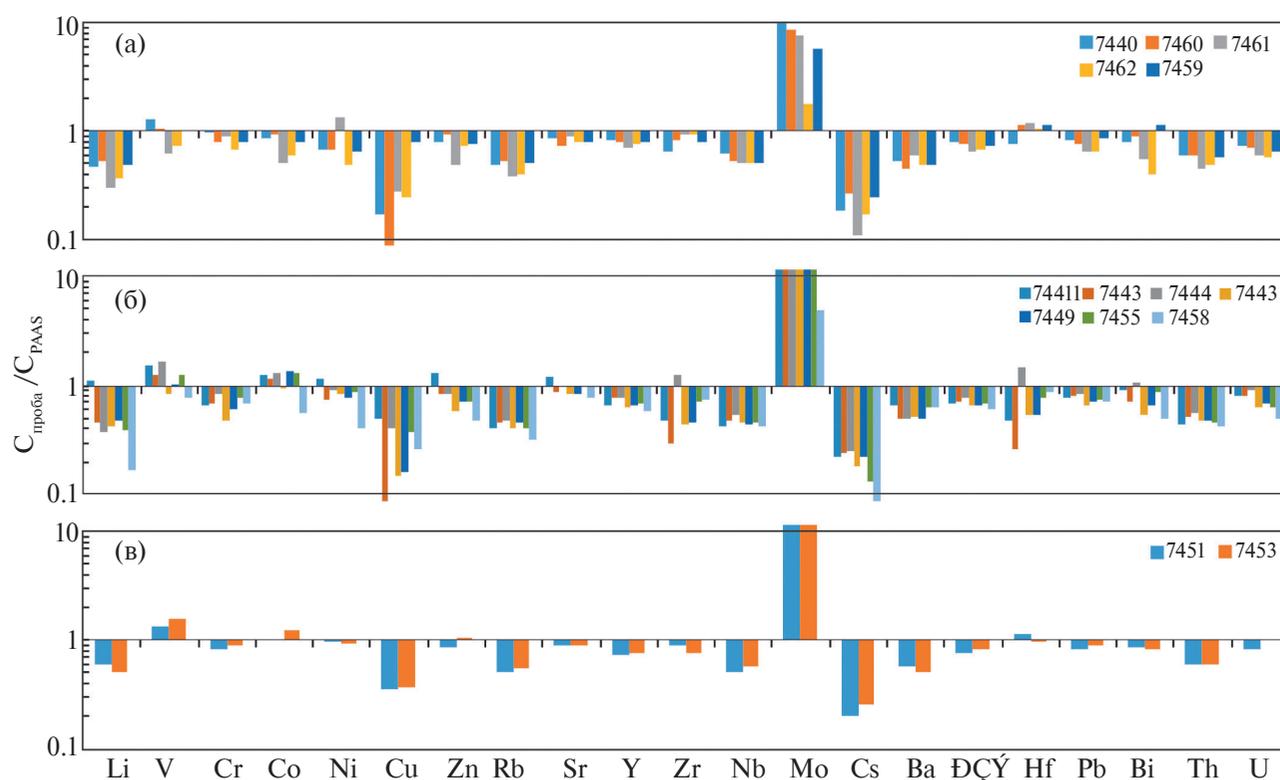


Рис. 4. Нормированное к PAAS содержание ряда редких и рассеянных элементов в поверхностных донных осадках Пухучанской впадины (а), Западно-Карской ступени (б) и Новоземельской впадины (в). Количество столбиков в ячейках элементов отвечает количеству исследованных в том или иной районе проб.

Песчанистые и алевритистые пелитовые илы Новоземельской впадины обладают несколько большим количеством редких и рассеянных элементов, среднее содержание которых сопоставимо или близко к их содержанию в PAAS. Это Cr, Co, Ni, Zn, Sr, Hf, Pb и U. Такие элементы как Li, Rb, Y, Zr, Nb, Ba, PЗЭ и Th, присутствуют в илах этого района в количестве 0.50...0.85 PAAS. Среднее содержание Cu и Cs меньше, чем 0.50 PAAS, а V — 1.44 PAAS. Молибден характеризуется здесь примерно таким же средним содержанием (~57 PAAS), как и в пелитовых илах Западно-Карской ступени (см. рис. 4в).

Осадки, занимающие обширные площади дна юго-запада Карского моря относятся к кластеру IV по классификации [Русаков и др., 2017а]. Это тонкозернистые илы, которые по геохимическим особенностям в значительной степени напоминают речные осадки. Для них свойственно низкое содержание SiO_2 (~49 мас. %) и, напротив, высокое (до >9 мас. %) содержание Fe_2O_3 . Накопление илов происходило в гидродинамически спокойных обстановках. За счет существенной доли тонких биогенных и абиогенных взвесей илы

обладают аномально высоким содержанием Mn и, по образному выражению авторов указанной работы, "... отражают крайнюю степень адаптации речных вод к морским условиям". К сожалению, в состав кластера IV входят почти исключительно алевриты (содержание пелита <24%), что не позволяет провести сопоставление наших геохимических данных и данных, приведенных в работе [Русаков и др., 2017а].

Статистически значимой положительной корреляцией с P_2O_5 в нашей выборке алевритово-пелитовых и пелитовых илов обладают Th, V, Y и La. Между P_2O_5 и Co, Cr, Ni и Yb корреляция отсутствует. Среди таких элементов как Co, Th, Cr, V, Y, Ni, La, Gd и Yb только Cr и V обладают статистически значимой положительной корреляцией с $C_{\text{орг}}$. Сопоставление содержания в илах перечисленных элементов и содержания Mn в целом для выборки из 15 проб показывает, что значимая положительная корреляция характерна также только для Co ($r = 0.55$) и V ($r = 0.63$). Однако в случае с Mn значения r_{xy} определяются содержанием Mn в пробе 7441, отобранной на Западно-Карской ступени. Если не принимать

его в расчет, то ситуация кардинальным образом не изменится; к элементам, обладающим статистически значимой положительной корреляцией с Mn, добавится только Gd.

Суммарное содержание РЗЭ в илах варьирует от 98.36 (ст. 7458) до 151.72 мкг/г (ст. 7453). В PAAS эта величина составляет 184.75 мкг/г. Между Σ РЗЭ и содержанием пелитового компонента в илах наблюдается положительная статистически значимая ($r = 0.71$) корреляция (рис. 5а). Такая же корреляция свойственна Σ РЗЭ и P_2O_5 ($r = 0.62$) (см. рис. 5б). В то же время между Σ РЗЭ и содержанием в илах Mn и $C_{орг}$ значимой корреляции нет (см. рис. 5в, 5г). Это позволяет думать, что основным носителем лантаноидов в алевритово-пелитовых и пелитовых илах юго-запада Карского моря являются глинистые минералы, и соответственно параметры нормированных к хондриту [Taylor, McLennan, 1985] спектров распределения

РЗЭ в илах контролируются преимущественно их распределением в породах-источниках тонкой алюмосиликокластики.

Потенциальные источники тонкой алюмосиликокластики

Основными поставщиками материала для поверхностных донных осадков Карского моря считаются: 1) взвесь Оби и Енисея, Надыма, Пура, Таза, Пясины и небольших рек Ямала; 2) продукты разрушения, в т.ч. вследствие термоабразии, берегов Ямала, о. Вайгач и Югорского п-ова, а также Новой Земли и Северной Земли [Павлидис и др., 1998; Васильев и др., 2006; Левитан и др., 2007; Гордеев, 2012; Розанов, 2015а; Асадулин, Мирошников, 2016; Русаков и др., 2018; Мирошников и др., 2021; и др.]. Количество поступающего в море из них материала примерно сопоставимо.

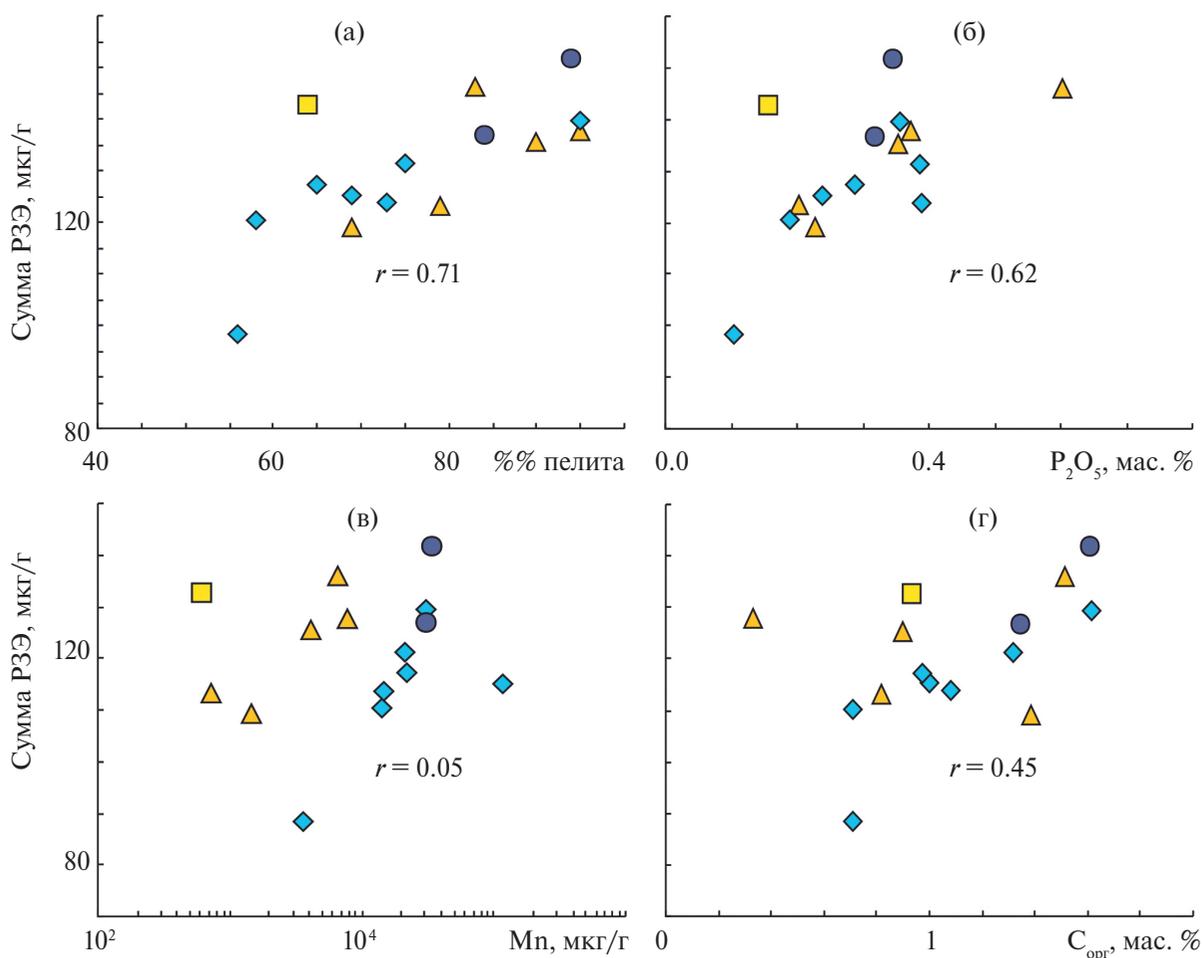


Рис. 5. Корреляция содержания суммы РЗЭ и количества пелитового компонента в илах (а), а также содержания P_2O_5 (б), Mn (в) и $C_{орг}$ (г).
Условные обозначения см. рис. 2.

Рассмотрим кратко состав комплексов пород – потенциальных источников тонкой алюмосиликокластики, выходящих на поверхность на побережьях, обрамляющих юго-западную часть Карского моря массивов суши. Полуостров Ямал покрыт почти сплошным чехлом рыхлых отложенных неоплейстоцена и голоцена [Назаров и др., 2014]. Это глинистые, суглинистые, песчаные и гравийно-галечные осадки морского и континентального генезиса: отложения рек, озер и лайд, лагунно- и прибрежно-морские, а также гляциальные, флювиогляциальные и ледниково-морские. Все они находятся в мерзлом состоянии.

На Новой Земле потенциальными источниками кластики для юго-запада Карского моря являются кристаллические сланцы, песчано-сланцевые и терригенно-карбонатные последовательности верхнего рифея–венда, палеозоя и нижнего триаса, имеющие площадное развитие базальты и долериты девона, раннемезозойские диориты, гранодиориты и граниты, а также аляскитовые и лейкограниты [Романович и др., 1970; Геология..., 2004; Кораго, Тимофеева, 2005; Анохин и др., 2009; Кораго и др., 2010, 2022]. На архипелаге также развиты позднемезозойские андезибазальты. Еще один возможный источник – ультраосновные и основные породы позднего кайнозоя. Однако площадь выходов на поверхность в восточной части Новой Земли названных магматических образований весьма невелика (в целом для архипелага она оценивается примерно в 5% [Геология..., 2004]). Поэтому вряд ли можно считать, что продукты их эрозии, в первую очередь – тонкая алюмосиликокластика, источниками которой могли быть основные магматические породы, оказывают какое-либо существенное влияние на состав поверхностных донных осадков юго-запада Карского моря. В то же время в 49-м рейсе НИС “Дмитрий Менделеев” в юго-западной части Карского моря (станции 4380–4391) в верхнем слое донных осадков установлены аллохтонные обломки (<25% от их общего числа) базальтов, долеритов и габбро-долеритов до 2 см в диаметре [Лисицын и др., 2004]. Они встречаются, как правило, вместе с обломками осадочных пород Новой Земли. Распространение их отвечает маршрутам дрейфа льдов (от м. Желания до о. Вайгач и далее вдоль западного побережья п-ова Ямал). Авторы публикации [Лисицын и др., 2004] предполагают, что источниками обломков базальтов является Новая Земля.

А.А. Усачева с соавторами [2016] установили, что в составе почв на востоке Новой Земли преобладают кварц и полевые шпаты, а содержание

иллита и хлорита значительно выше, чем каолинита. Последний является продуктом педогенной трансформации коренных пород. Показано также, что почвы арктотундровых ландшафтов востока о. Южный обладают повышенным содержанием Cr, V, Co, Ni, Cu, Zn, Sr, Ba и Pb, определяемым местным геохимическим фоном. В этой работе приведены только усредненные сведения о содержании ряда редких и рассеянных элементов в почвах и почвообразующих породах, но и они использованы нами для сравнения с составом поверхностных донных осадков. В донных осадках заливов восточного побережья Новой Земли присутствуют кварц, плагиоклаз, иллит (продукт физического выветривания) и хлорит [Крупская и др., 2017; и др.]. Содержание большинства редких и рассеянных элементов в осадках – околочларковые, только Fe, Mn, P и V имеют несколько более высокие концентрации.

Остров Вайгач сложен верхнепротерозойскими филлитами, кварцитами и песчаниками, а также палеозойскими известняками и доломитами, песчаниками, глинистыми сланцами и алевролитами, перекрытыми покровом рыхлых четвертичных отложений. Кроме того, здесь встречаются дайки диабазов и габбро-диабазов. Четвертичные отложения включают морские песчано-суглинистые отложения, ледниковые суглинки с валунами и щебнем, аллювиальные галечники. Вершины гор и гряд часто перекрыты маломощным щебнисто-глыбовым элювием, а склоны – суглинками со щебнем [Острова..., 2022].

На Пай-Хое на дневной поверхности обнажены преимущественно карбонатные и терригенно-карбонатные породы раннего и среднего палеозоя, а также песчаники перми [Острова..., 2022].

В работе [Русаков и др., 2018] по результатам кластерного анализа данных по валовому химическому составу поверхностных осадков показано, что различие между тонкими речными взвесями Оби и Енисея сохраняется только в пределах области развития терригенно-эстуарных отложений. За ее пределами речные воды растекаются по поверхности моря и включаются в состав Ямальского течения и ОЕТ. Северная ветвь первого несет речные воды к северу Новой Земли и далее на запад и юго-запад. Именно с ними в Новоземельскую впадину поступает тонкая взвесь Оби. Еще один потенциальный источник кластики – Новая Земля. Материал ее ледников, привносимый тальными водами, формирует осадки с повышенным содержанием Са и Си [Русаков и др., 2018].

Положение точек состава илов на различных дискриминантных диаграммах

Сведения о валовом химическом составе, в том числе о содержании редких и рассеянных элементов, для подавляющего большинства названных выше комплексов пород и их ассоциаций в современной геологической литературе отсутствуют, поэтому нам приходится условно считать, что все перечисленные образования по своим геохимическим характеристикам близки к таким референтным объектам как постархейский австралийский

сланец (PAAS [Condie, 1993]), фанерозойские граниты, базальты палеозоя и мезо-кайнозоя и палеозойские граувакки (все по [Condie, 1993]). При анализе положения фигуративных точек поверхностных донных осадков юго-запада Карского моря на различных дискриминантных диаграммах мы используем также данные о содержании ряда редких и рассеянных элементов во взвеси Оби и Енисея [Савенко, 2006 и ссылки там] и в разнообразных магматических комплексах Новой Земли [Кораго и др., 2005, 2010]. Считается, что в целом литогеохимические особенности тонкозернистых обломочных пород отражают характеристики пород-источников алюмосиликокластики на существенно больших территориях, чем пески и песчаники.

На диаграмме Hf–La/Th [Floyd, Leveridge, 1987] фигуративные точки илов всех четырех районов юго-запада Карского моря расположены между референтными точками, с одной стороны, гранитов фанерозоя и, с другой – базальтов палеозоя и мезо-кайнозоя. Состав части проб илов Западно-Карской ступени близок к составу позднемезозойских основных пород Новой Земли. Здесь же размещается и точка PAAS, предполагая тем самым значительную гомогенизацию состава осадков (рис. 6а). Это дает основание считать, что анализируемые нами поверхностные донные осадки сложены в основном тонкозернистым

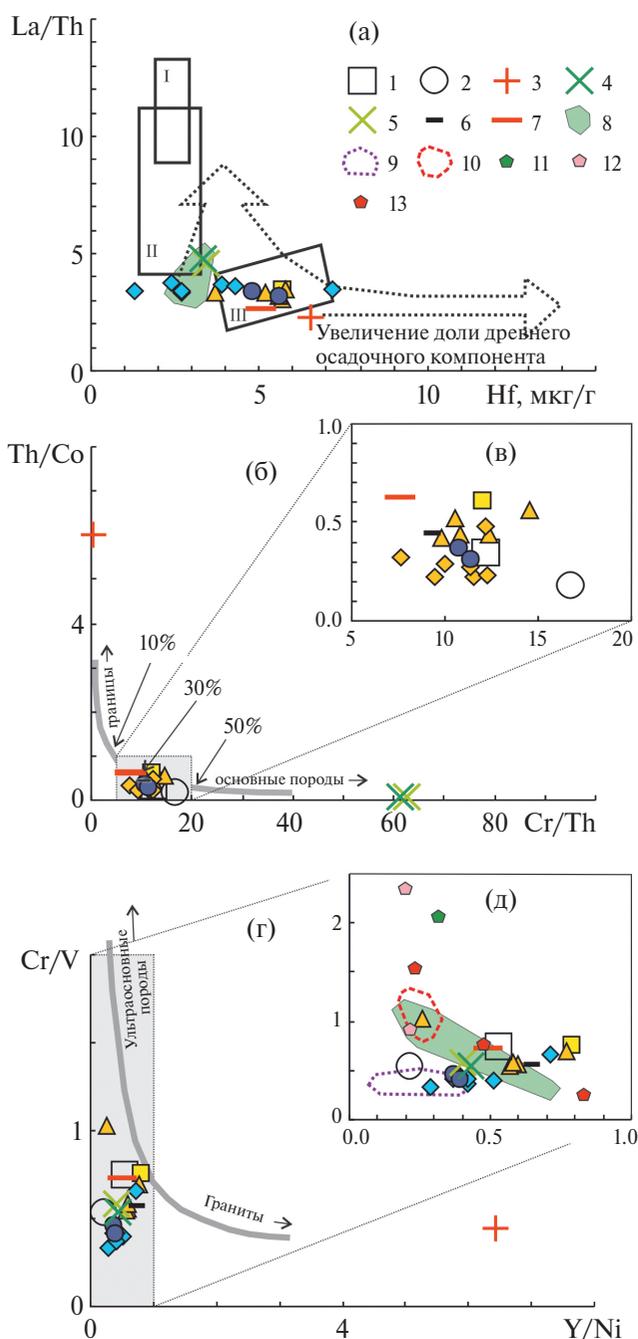


Рис. 6. Распределение фигуративных точек алевритово-пелитовых и пелитовых илов разных районов юго-запада Карского моря на диаграммах Hf–La/Th (а), Cr/Th–Th/Co (б, в) и Y/Ni–Cr/V (г, д).

I – область составов, сформированных за счет разрушения пород океанических островов с преобладанием толеитовых базальтов; II – область составов, сформированных за счет разрушения пород вулканических островных дуг с преобладанием андезитов; III – область составов, сформированных за счет эрозии кислых вулканических пород.

1 – взвесь Оби; 2 – взвесь Енисея, все по [Савенко, 2006 и ссылки там]; 3 – средние фанерозойские граниты; 4 – средние палеозойские базальты; 5 – средние базальты мезо-кайнозоя; 6 – палеозойские граувакки; 7 – PAAS, все по [Condie, 1993]; 8 – область состава позднемезозойских базальтов Новой Земли; 9 – область состава обломков базальтов из грубообломочного материала донных осадков Карского моря, по [Лисицын и др., 2004]; 10 – область состава почв и материнских для них пород восточного побережья Новой Земли, по [Усачева и др., 2016]; 11 – верхнерифейско-вендский русановский комплекс, габбро-долериты, долериты, микродолериты; 12 – средневерхнедевонский костиншарский комплекс, толеиты и оливиновые базальты; 13 – раннемезозойский черногорский комплекс, гранитоиды, все по [Кораго, Тимофеева, 2005].

Остальные условные обозначения см. рис. 2.

материалом, геохимические особенности которого достаточно сопоставимы со средним составом подавляющего большинства постархейских осадочных пород, примером которых является РААС.

Примерно такое же распределение свойственно точкам состава илов и на диаграммах Cr/Th–Th/Co и Y/Ni–Cr/V [Mongelli et al., 2006]. Исходя из положения точек на данных графиках, можно предполагать, что доля продуктов эрозии основных магматических пород в проанализированных пробах составляет ~30–40% (см. рис. 6б, 6г). Возможно, что часть таких продуктов была похожа на продукты эрозии позднемезозойских основных магматических пород Новой Земли. В то же время область состава обломков базальтов, присутствующих в поверхностных донных осадках юго-запада Карского моря, отличается по своему положению от локализации области позднемезозойских основных вулканитов, тогда как состав почв и материнских для них пород восточной части Новой Земли достаточно схож с ней. На врезках к диаграммам (см. рис. 6в, 6д) хорошо видно, что наиболее близкое положение ко всей совокупности точек тонкозернистых поверхностных донных осадков занимает точка состава взвеси Оби. Это достаточно хорошо согласуется с упомянутым выше фактом поворота части вод ОЕТ на запад и движением их вместе с переносимыми тонкими взвесьями вдоль Новой Земли. Точки состава

пород верхнерифейско-вендского русановского комплекса (мета)габбро-долеритов и средне-верхнедевонского костиншарского комплекса оливиновых и толеитовых базальтов, выходы которых на дневную поверхность известны в восточной части Новой Земли, на диаграмме Y/Ni–Cr/V (см. рис. 6д) достаточно далеко отстоят от области распространения фигуративных точек алевритово-пелитовых и пелитовых илов юго-запада Карского моря. Это же можно сказать и о средней точке состава гранитоидов II фазы раннемезозойского черногорского комплекса, тогда как средняя точка гранитоидов I фазы названного комплекса сопоставима по значениям и Y/Ni и Cr/V с тонкой взвесью Оби и, соответственно, локализована в области составов исследуемых нами поверхностных донных илов.

На диаграмме Ni–V–10*Th [Bracciali et al., 2007] все фигуративные точки алевритово-пелитовых и пелитовых илов юго-запада Карского моря расположены далеко от средней точки фанерозойских гранитов, как и от вершин “Ni” и “10*Th” (рис. 7). Для подавляющей их части на данной диаграмме характерно выстраивание вдоль линии, соединяющей референтные точки палеозойских граувакк и фанерозойских базальтов. Средние точки взвесей Оби и Енисея на указанную линию не попадают. Возможно, все это следствие присутствия в составе анализируемых илов не только обской взвеси, но и заметной доли продуктов размыва осадочных пород Новой Земли.

РЗЭ систематика илов

Обратимся теперь к анализу РЗЭ систематики тонкозернистых илов юго-запада Карского моря. Алевритово-пелитовые илы Байдарацкой губы характеризуются значением $(La/Yb)_N = 7.84$, Eu аномалия в них отрицательная (0.71), а деплетирование тяжелых РЗЭ (ТРЗЭ) отсутствует ($(Gd/Yb)_N = 1.61$). Нормированное к хондриту распределение РЗЭ в илах Байдарацкой губы ближе к спектру РЗЭ взвеси Оби, чем к спектру взвеси Енисея (рис. 8а).

Примерно такие же, как указаны выше, средние величины названных параметров нормированных на хондрит спектров РЗЭ характерны и для пелитовых и алевритово-пелитовых илов Пухучанской впадины (7.33, 1.57 и 0.73) (см. рис. 8б).

Пелитовые, песчанистые и алевритисто-песчаные илы Западно-Карской ступени демонстрируют несколько более высокие, чем илы двух рассмотренных выше районов, средние

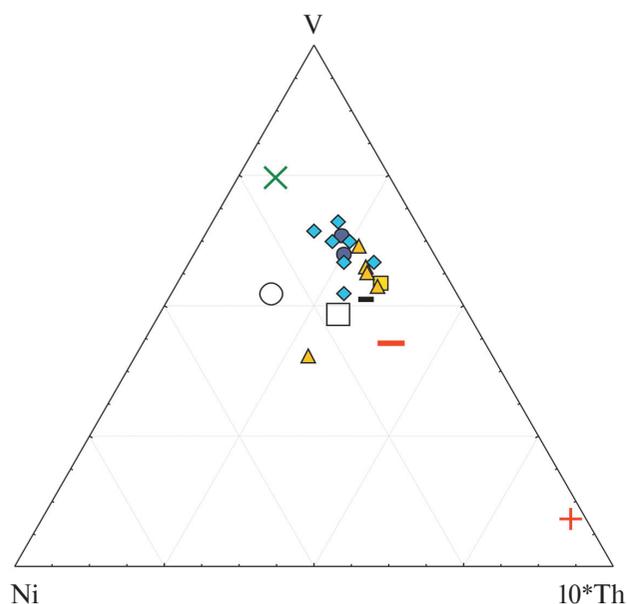


Рис. 7. Положение фигуративных точек алевритово-пелитовых и пелитовых илов разных районов юго-запада Карского моря на диаграмме Ni–V–10*Th. Условные обозначения см. рис. 2 и 6.

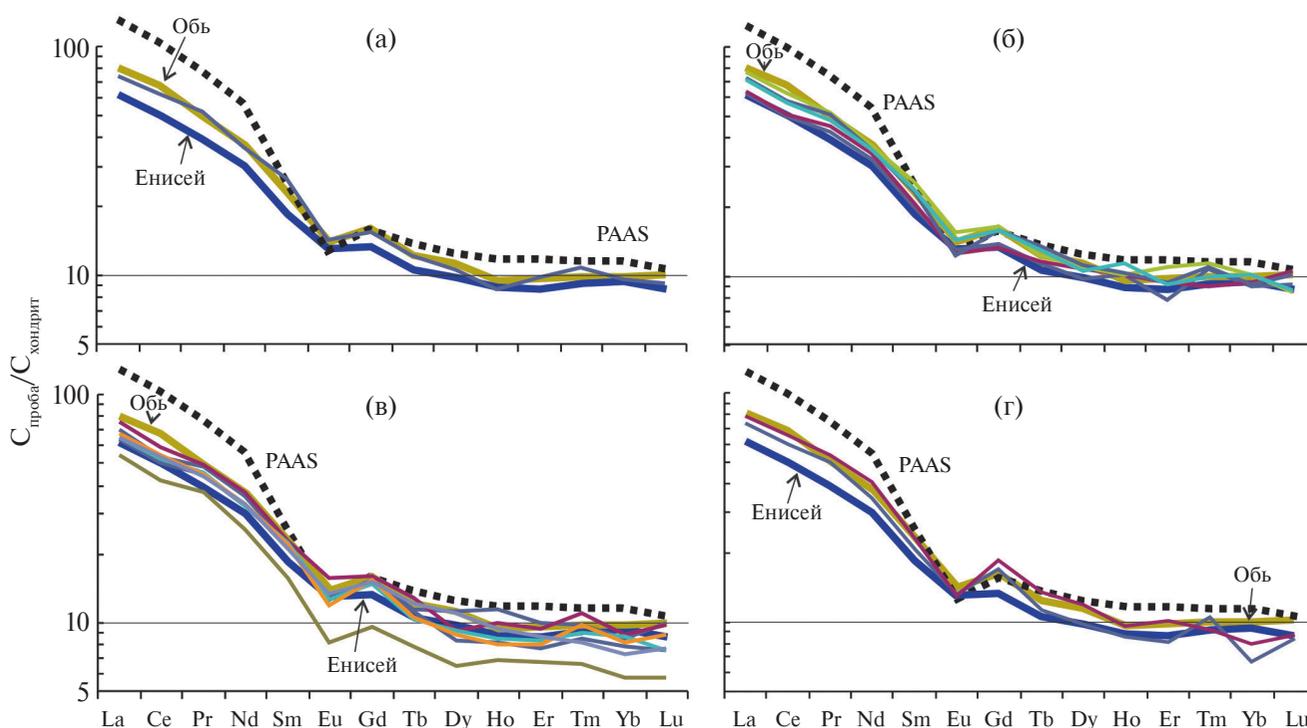


Рис. 8. Нормированное к хондриту распределение РЗЭ в алевритово-пелитовых и пелитовых илах разных районов юго-запада Карского моря.
а – Байдарацкая губа, б – Пухучанская впадина, в – Западно-Карская ступень, г – Новоземельская впадина.

значения $(La/Yb)_N = 8.40$ (см. рис. 8в), тогда как значение Eu аномалии в илах здесь практически не меняется ($Eu/Eu^*_{\text{среднее}} = 0.71$), а деплетирование ТРЗЭ также как и ранее отсутствует ($(Gd/Yb)_{\text{среднее}} = 1.83$).

В целом илы всех трех перечисленных районов обладают более низкими, чем в PAAS, значениями $(La/Yb)_N$, но несколько более высокими величинами $(Gd/Yb)_N$ и Eu/Eu^* . Значения основных параметров нормированных на хондрит спектров распределения РЗЭ в илах Западно-Карской ступени наиболее близки к РЗЭ систематике взвеси Оби (соответственно $(La/Yb)_N = 8.40$ и 8.06 , $(Gd/Yb)_N = 1.83$ и 1.60 , $Eu/Eu^* = 0.71$ и 0.74). Для взвеси Енисея указанные параметры составляют – 6.58 , 1.44 и 0.82 , предполагая тем самым, что в ней присутствует определенное количество продуктов размыва платобазальтов плато Путорана.

Песчанистые и алевритистые пелитовые илы Новоземельской впадины обладают в нашей выборке наиболее высокими значениями $(La/Yb)_N$ (ст. 7451–11.16. ст. 7453–9.95). Величины европиевой аномалии в них принципиально не отличаются от тех, что характерны для илов других районов (0.70 и 0.63), а ТРЗЭ деплетированы ($(Gd/Yb)_N = 2.55$ и 2.30). Спектры распределения

нормированных к хондриту содержаний РЗЭ в илах Новоземельской впадины, как и в случае илов Байдарацкой губы, больше напоминают спектр лантаноидов во взвеси Оби, нежели во взвеси Енисея (см. рис. 8г).

Заметное сходство РЗЭ систематики исследованных нами илов Байдарацкой губы, Пухучанской впадины и Западно-Карской ступени с систематикой лантаноидов во взвеси Оби и рядом референтных объектов наблюдается и на диаграммах $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$, $(La/Yb)_N - La/Co$ и $Th/Cr - (La/Yb)_N$ (рис. 9). Будучи расположены примерно на равном расстоянии от референтных точек базальтов палеозоя и мезо-кайнозоя, с одной стороны, а также гранитов фанерозоя с другой, и при этом не попадая на соединяющую их гипотетическую прямую, фигуративные точки илов названных районов по присущим им величинам $(La/Yb)_N$ сопоставимы или близки к точке взвеси Оби и референтным точкам палеозойских граувакк и PAAS. Точки илов Новоземельской впадины и точка взвеси Енисея расположены на периферии области состава илов трех других районов, что предполагает присутствие в них несколько другой по своему составу тонкой алюмосиликоккластики или иной ее доли.

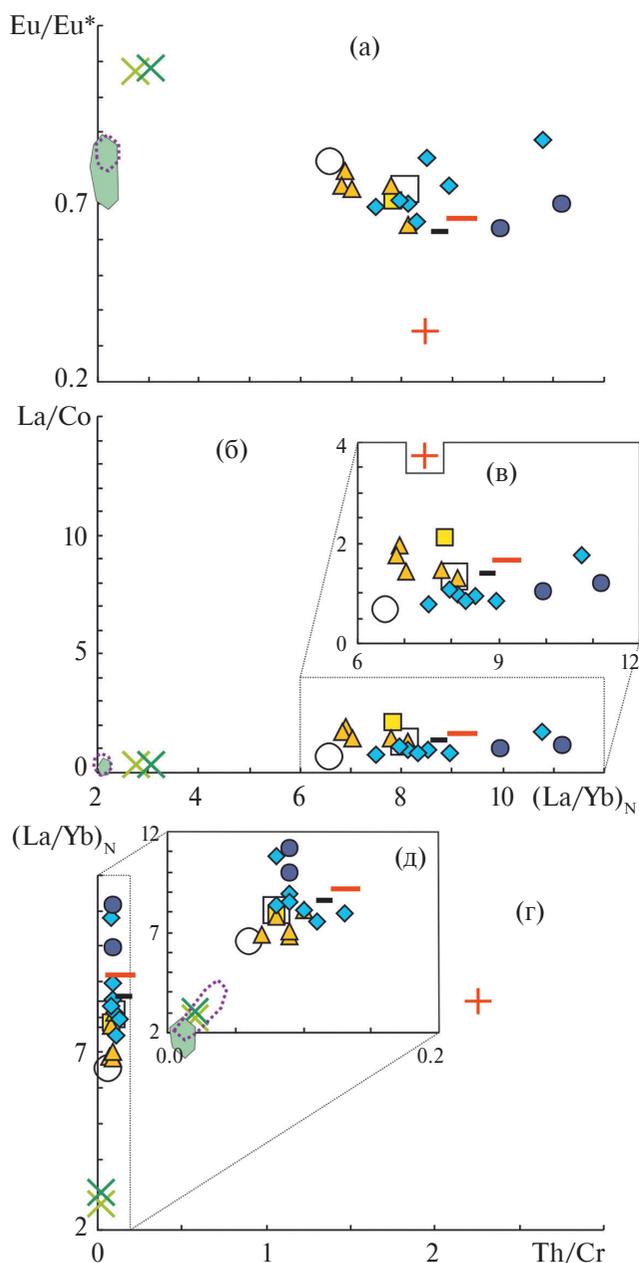


Рис. 9. Распределение фигуративных точек илов разных районов юго-запада Карского моря на диаграммах $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* (а), $(La/Yb)_N$ – La/Co (б, в) и Th/Cr – $(La/Yb)_N$ (в, г).
Условные обозначения см. рис. 2, 6.

Это достаточно странно, так как исходя из распределения поверхностных течений на юго-западе Карского моря, Новоземельская впадина первой получает тонкую взвесь, переносимую западной ветвью ОЕТ. Можно предполагать, что определенную роль в указанной ситуации играет поступление тонкой алюмосиликокластики с Новой Земли. Перекрытия полей состава

позднемезозойских базальтов Новой Земли, обломков базальтов из поверхностных донных осадков юго-запада Карского моря и фигуративных точек алевритово-пелитовых и пелитовых илов на последних трех диаграммах нет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследования литогеохимических характеристик алевритово-пелитовых и пелитовых илов юго-запада Карского моря, пробы которых были отобраны в 89-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш”, позволяют считать, что в их составе присутствует существенная доля литогенного компонента. Это хорошо согласуется с распределением фигуративных точек илов на различных дискриминантных диаграммах вблизи референтных точек палеозойских граувакк и среднего австралийского постаршейского глинистого сланца (РААС). Последние, при отсутствии реальной информации о валовом химическом составе осадочных пород-источников тонкой алюмосиликокластики для юго-западной части Карского моря, вскрывающихся на поверхности полуостровов Ямал и Югорского, острова Вайгач и архипелага Новой Земли, рассматриваются нами как их возможные прототипы. Не противоречат полученные данные и ранее сделанным выводам о поступлении на юго-запад Карского моря определенной доли тонкой алюмосиликокластики (взвеси) Оби. Оценить же вклад в формирование пелитовых илов магматических пород Новой Земли не представляется возможным, так как сведений об их геохимических особенностях в современной литературе все еще нет. С учетом данных о присутствии в верхнем слое донных осадков в юго-западной части Карского моря незначительного количества обломков основных магматических пород [Лисицын и др., 2004] такой вклад может быть в целом незначительным, и параметры спектров распределения редкоземельных элементов в проанализированных нами илах согласуются с таким предположением.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят капитана Ю.Н. Горбача и экипаж НИС “Академик Мстислав Келдыш”, начальника экспедиции М.Д. Кравчишину, а также сотрудников ИО РАН А.А. Ключиткина, А.В. Булохова, С.В. Сломнюка за помощь и активное участие в проведении исследований. Существенную роль в подготовке финальной версии рукописи сыграли замечания и советы рецензентов. Техническая

поддержка при создании ряда иллюстраций была оказана авторам О.Ю. Мельничуком.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Экспедиционные исследования проведены в рамках государственного задания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (тема № FMWE-2024-0020) и при финансовой поддержке Минобрнауки РФ (целевое финансирование согласно Сводному плану экспедиций на научно-исследовательских судах Минобрнауки России). Изучение микроэлементов в осадках с помощью масс-спектрометрического анализа поддержано грантом РФФИ № 20-17-00157-П, <https://rscf.ru/project/20-17-00157/>. Интерпретация литогеохимических данных выполнена в рамках государственного задания ГИН РАН.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анохин В.М., Бадюков Дан.Д., Бадюков Дм.Д. и др.* Новая Земля. М.: Европейские издания—Paulsen, 2009. 410 с.
- Асадулин Эн.Э., Мирошников А.Ю.* Распределение разнородных терригенных донных осадков в западной части Карского моря по геохимическим признакам // Вестник МГУ. Сер. 5: География. 2016. № 3. С. 98–105.
- Асадулин Эн.Э., Мирошников А.Ю., Величкин В.И.* Геохимическая специализация донных осадков в зонах смещения вод Оби и Енисея с водами Карского моря // Геохимия. 2013. № 12. С. 1116–1129.
- Асадулин Эн.Э., Мирошников А.Ю., Усачева А.А., Величкин В.И.* Геохимическое распознавание терригенного материала из Оби и Енисея в донных отложениях восточной части Карского моря // Докл. АН. 2015. Т. 461. № 2. С. 207–209.
- Баранов Б.В., Флинт М.В., Римский-Корсаков Н.А. и др.* Осадочные волны и реконструкция придонных течений в Новоземельской впадине Карского моря // Докл. АН. Науки о Земле. 2021. Т. 498. № 1. С. 91–95.
- Безруков П.Л., Лисицын А.П.* Классификация осадков современных морских водоемов // Геологические исследования в Дальневосточных морях. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 3–14.
- Беляев Н.А., Пересыпкин В.И., Поняев М.С.* Органический углерод воды, взвеси и верхнего слоя донных осадков западной части Карского моря // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 748–757.
- Беляев Н.А., Поняев М.С., Кирютин А.М.* Органический углерод воды, взвеси и верхнего слоя донных осадков центральной части Карского моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 563–576.
- Бирюков В.Ю., Ермолов А.А., Огородов С.А.* Рельеф дна Байдарацкой губы Карского моря // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2008. № 3. С. 80–84.
- Бычкова Я.В., Стародымова Д.П., Шайхутдинова К.В. и др.* Особенности химической подготовки проб донных отложений для мультиэлементного анализа методом ИСП-МС // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2020. № 4. С. 45–54.
- Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Черкашев Г.А., Ванштейн Б.Г.* Динамика берегов Карского моря // Криосфера земли. 2006. Т. 10. № 2. С. 56–57.
- Галимов Э.М., Кодина Л.А., Степанец О.В., Коробейник Г.С.* Биогеохимия Российской Арктики. Карское море. Результаты исследований по проекту SIRRO 1995–2003 годы // Геохимия. 2006. № 11. С. 1139–1191.
- Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Кн. 1. Арктические моря. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 468 с.
- Гордеев В.В.* Геохимия системы река–море. М.: ИП Матушкина И.И., 2012. 452 с.
- Гурвич Е.Г., Исаева А.Б., Демина Л.В. и др.* Химический состав донных осадков Карского моря и эстуариев Оби и Енисея // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 766–775.
- Гуревич В.И.* Современный седиментогенез и геоэкология Западно-Арктического шельфа Евразии. М.: Научный мир, 2002. 135 с.
- Демина Л.Л., Гордеев В.В., Галкин С.В. и др.* Биогеохимия некоторых тяжелых металлов и металлоидов на разрезе эстуарий реки Обь–Карское море // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 771–784.
- Добровольский А.Д., Залогин Б.С.* Моря СССР. М.: Мысль, 1982. 92 с.
- Кораго Е.А., Евдокимов А.Н., Столбов Н.М.* Позднемезозойский и кайнозойский магматизм северо-запада континентальной окраины Евразии. СПб.: ВНИИ-Океангеология, 2010. 174 с.
- Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Щеколдин Р.А. и др.* Геологическое строение архипелага Новая Земля (запад Российской Арктики) и особенности тектоники Евразийской Арктики // Геотектоника. 2022. № 2. С. 21–57.
- Кораго Е.А., Тимофеева Т.Н.* Магматизм Новой Земли (в контексте геологической истории Баренцево-Северокарского региона). СПб.: ВНИИОкеанология, 2005. 225 с.
- Кравчишина М.Д., Клювиткин А.А., Новигатский А.Н. и др.* 89-й рейс (1-й этап) научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш”: климатический эксперимент во взаимодействии с самолетом-лабораторией Ту-134 “Оптик” в Карском море // Океанология. 2023. Т. 63. № 3. С. 492–495.
- Крупская В.В., Мирошников А.Ю., Доржиева О.В. и др.* Минеральный состав почв и донных осадков заливов архипелага Новая Земля // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 238–245.
- Левитан М.А., Буртман М.В., Горбунова З.Н., Гурвич Е.Г.* Кварц и полевые шпаты в поверхностном слое

- донных осадков Карского моря // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 2. С. 115–125.
- Левитан М.А., Буртман М.В., Демина Л.Л. и др. История голоценовой седиментации в южной части Карского моря // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 6. С. 651–666.
- Левитан М.А., Лаверушин Ю.А., Штайн Р. Очерки седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тысяч лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
- Левитан М.А., Тарасов Г.А., Буртман М.В., Кукина Н.А. Минеральный состав поверхностного слоя донных осадков желоба Святой Анны // Океанология. 1999. Т. 39. № 6. С. 903–911.
- Лисицын А.П., Петелин В.П. К методике предварительной обработки проб морских осадков в судовых условиях // Труды Института океанологии. 1956. Т. XIX. С. 240–251.
- Лисицын А.П., Харин Г.С., Чернышева Е.А. Базальты в грубообломочном материале донных осадков Карского моря // Океанология. 2004. Т. 44. № 4. С. 589–599.
- Лукманов Р.А., Русаков В.Ю., Кузьмина Т.Г., Борисов А.П. Морфология дна, фашиально-генетические условия седиментации и скорости седиментации на акватории Карского моря // VIII Шукинские чтения: Рельеф и природопользование. Симпозиум им. профессора О.К. Леонтьева: береговая зона, дно мирового океана и деятельность человека. М.: Изд-во Московского университета, 2020. С. 686–689.
- Маслов А.В., Ключиткин А.А., Козина Н.В. и др. Минеральный и химический состав поверхностных донных осадков ряда районов Норвежско-Гренландского бассейна // Океанология. 2022а. Т. 62. № 5. С. 795–810.
- Маслов А.В., Козина Н.В., Ключиткин А.А. и др. Распределение редкоземельных элементов и систематика $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в современных донных осадках Каспийского моря // Докл. АН. 2014а. Т. 459. № 2. С. 203–207.
- Маслов А.В., Политова Н.В., Ключиткин А.А. и др. Систематика редкоземельных элементов, Sc, Cr, Zr и Th в поверхностных донных осадках Норвежско-Гренландского бассейна // Докл. АН. Науки о Земле. 2022б. Т. 507. № 2. С. 165–173.
- Маслов А.В., Политова Н.В., Шевченко В.П. и др. Систематика Co, Hf, Se, Cr, Th и редкоземельных элементов в современных донных осадках Баренцева моря // Докл. АН. 2019. Т. 485. № 2. С. 81–86.
- Маслов А.В., Шевченко В.П., Подковыров В.Н. и др. Особенности распределения элементов-примесей и редкоземельных элементов в современных донных осадках нижнего течения р. Северной Двины и Белого моря // Литология и полез. ископаемые. 2014б. № 6. С. 463–492.
- Мирошников А.Ю., Флинт М.В., Асадулин Э.Э., Комаров В.Б. Радиационно-геохимическая устойчивость донных осадков в эстуариях Оби и Енисея и на прилегающем мелководье Карского моря // Океанология. 2020. Т. 60. № 6. С. 930–944.
- Мирошников А.Ю., Флинт М.В., Репкина Т.Ю. и др. Рельеф дна Карского моря и сорбционные свойства осадков как факторы аккумуляции загрязнений // Океанология. 2021. Т. 61. № 5. С. 809–821.
- Мусатов Е.Е., Соколов Г.Н. Геоморфология Южно-Карского шельфа // Геоморфология. 1992. № 2. С. 85–91.
- Назаров Д.В., Костин Д.А., Шишкин М.А., Файбусович Я.Э. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Третье поколение. Западно-Сибирская серия. Карта плиоцен-четвертичных образований. R-42 (п-ов Ямал) / Гл. научный редактор М.А. Шишкин. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014.
- Острова и архипелаги Карского моря, полуострова Ямал и Таймыр: [Электронное сетевое издание] / Под общей редакцией П.В. Боярского. М.: Институт Наследия, 2022. 646 с.
<https://heritage-institute.ru/?books=ostrova-i-arhipelagi-karskogo-morya-poluostrova-yamal-i-tajmyr-monografiya-elektronnoe-setevoe-izdanie-pod-obshhej-redakciej-p-v-boyarskogo-m-institut-naslediya-2022>
- Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А. и др. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М.: ГЕОС, 1998. 187 с.
- Петелин В.П. Новый метод водно-механического анализа морских осадков // Океанология. 1961. Т. 1. Вып. 1. С. 144–148.
- Розанов А.Г. Геохимические особенности глубоководных донных отложений Карского моря (Новоземельская впадина, желоб Святой Анны) // Океанология. 2015а. Т. 55. № 4. С. 709–722.
- Розанов А.Г. Редокс-система донных отложений западной части Карского моря // Геохимия. 2015б. № 11. С. 1015–1031.
- Романович Б.С., Бондарев В.И., Черкесова С.В. и др. Новая Земля и Вайгач // Геология СССР. Т. XXVI. Острова Советской Арктики. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. С. 111–195.
- Русаков В.Ю., Кузьмина Т.Г., Левитан М.А. и др. Литолого-геохимическая типизация поверхностного слоя донных осадков Карского моря // Океанология. 2017а. Т. 57. № 1. С. 214–226.
- Русаков В.Ю., Кузьмина Т.Г., Левитан М.А. и др. Некоторые особенности распределения тяжелых металлов в поверхностном слое донных осадков Карского моря // Геохимия. 2017б. № 12. С. 1088–1099.
- Русаков В.Ю., Кузьмина Т.Г., Торопченова Е.С., Жилкина А.В. Механизмы современной седиментации в Карском море по данным литолого-геохимического изучения поверхностного слоя донных осадков // Геохимия. 2018. № 11. С. 1076–1096.
- Русаков В.Ю., Борисов А.П., Соловьева Г.Ю. Скорости седиментации (по данным изотопного анализа ^{210}Pb

- и ^{137}Cs) в разных фациально-генетических типах донных осадков карского моря // Геохимия. 2019. Т. 64. № 11. С. 1158–1174.
- Савенко В.С. Химический состав взвешенных наносов рек мира. М.: ГЕОС, 2006. 174 с.
- Соловов А.П., Матвеев А.А. Геохимические методы поисков рудных месторождений. М.: Изд-во Московского университета, 1985. 232 с.
- Усачева А.А., Семенов И.Н., Мирошников А.Ю. и др. Геохимические особенности арктикотундровых ландшафтов восточного побережья Новой Земли // Вестник МГУ. Сер. 5: География. 2016. № 6. С. 87–95.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. Геохимия фосфора. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. 512 с.
- Bracciali L., Marroni M., Pandolfi L., Rocchi S. Geochemistry and Petrography of Western Tethys Cretaceous Sedimentary Covers (Corsica and Northern Apennines): From Source Areas to Configuration of Margins // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2007. № 420. P. 73–93.
- Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. № 1–4. P. 1–37.
- Cox R., Lowe D.R. Controls on sediment composition on a regional scale: a conceptual review // J. Sediment Res. 1995. V. A65. P. 1–12.
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 2919–2940.
- Demina L.L., Novichkova E.A., Lisitsyn A.P., Kozina N.V. Geochemical Signatures of Paleoclimate Changes in the Sediment Cores from the Gloria and Snorri Drifts (Northwest Atlantic) over the Holocene-Mid Pleistocene // Geosciences. 2019. V. 9. 432.
- Floyd P.A., Leveridge B.E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // J. Geol. Soc. (London). 1987. V. 144. P. 531–542.
- McClimans T.A., Johnson D.R., Krosshavn M. et al. Transport processes in the Kara Sea // J. Geoph. Res: Oceans. 2000. V. 105. P. 14121–14139.
- Mongelli G., Critelli S., Perri F. et al. Sedimentary recycling, provenance and paleoweathering from chemistry and mineralogy of Mesozoic continental redbed mudrocks, Peloritani Mountains, Southern Italy // Geochem. J. 2006. V. 40. P. 197–209.
- Munsell soil-color charts with genuine Munsell® color chips 2009 year revised 2012.
- Osadchiev A., Sedakov R., Frey D. et al. Intense zonal freshwater transport in the Eurasian Arctic during ice-covered season revealed by in situ measurements // Scientific Reports. 2023. V. 13. 16508. <https://doi.org/10.1038/s41598-023-43524-w>
- Osadchiev A.A., Asadulin En.E., Miroshnikov A.Yu. et al. Bottom sediments reveal inter-annual variability of interaction between the Ob and Yenisei plumes in the Kara Sea // Scientific Reports. 2019. V. 9. 18642. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-55242-3>
- Schooster F., Stein R. Major and minor elements in surface sediments of Ob and Yenisei estuaries and the adjacent Kara Sea // Ber. Polarforsch. 1999. № 300. P. 196–207.
- Stein R., Dittmers K., Niessen F., Fahl K. Siberian River runoff and Late Quaternary glaciation in the southern Kara Sea, Arctic Ocean: Preliminary results // Polar Res. 2002. V. 21. P. 315–322.
- Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
- Turgeon S., Brumsack H.-J. Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian-Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria-Marche basin of central Italy // Chem. Geol. 2006. V. 234. P. 321–339.

LITHOGEOCHEMISTRY OF SILTY-PELITIC BOTTOM SEDIMENTS OF THE SOUTH-WESTERN KARA SEA

A. V. Maslov^{1,*}, D. P. Starodymova^{2,**}, I. A. Migdisova², N. V. Kozina²,
E. A. Novichkova², T. N. Alekseeva², V. P. Shevchenko²

¹Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Nakhimovsky prosp., 36, Moscow, 117997 Russia

*e-mail: amas2004@mail.ru

**e-mail: d.smokie@gmail.com

The lithogeochemical characteristics of pelitic and silty-pelitic bottom sediments from a number of areas in the south-western Kara Sea (Baydaratskaya Bay, Pukhuchanskaya Depression, West Kara Step and Novaya Zemlya Depression), samples of which were taken on the 89th cruise of the R/V “Akademik Mstislav Keldysh” (September 2022). It has been established that the silts contain a significant proportion

of the lithogenic component. This is in good agreement with the localization of silt data points on various discriminant diagrams near the reference points of average Paleozoic greywackes and PAAS. The sources of such a component could be either a thin-grained particulated matter of the Ob River, or sedimentary rocks and loose formations of Yamal and Yugra Peninsulars, Vaigach, and Novaya Zemlya. Taking into account the information about the presence in the upper layer of bottom sediments of the south-western Kara Sea of a noticeable amount of fragments of the basic igneous rocks of Novaya Zemlya, the contribution of their erosion products to the composition of the silts could be quite noticeable, but the parameters of the REE spectra in the silts normalized to chondrite are not consistent with such assumption.

Keywords: Kara Sea, pelitic and silty-pelitic bottom sediments, lithogeochemistry, provenances of fine-grained aluminosiliciclastics