

УДК 551.35

МИНЕРАЛЬНЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОВЕРХНОСТНЫХ ДОННЫХ ОСАДКОВ РЯДА РАЙОНОВ НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА

© 2022 г. А. В. Маслов¹, *, А. А. Кловиткин², Н. В. Козина², М. Д. Кравчишина²,
А. Н. Новигатский², Е. А. Новичкова², Н. В. Политова², **, В. П. Шевченко²

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*e-mail: amas2004@mail.ru

**e-mail: politova@ocean.ru

Поступила в редакцию 08.05.2022 г.

После доработки 26.05.2022 г.

Принята к публикации 13.07.2022 г.

Рассмотрен минеральный и валовый химический (основные породообразующие оксиды) состав более 20 проб поверхностных донных осадков, отобранных в ряде рейсов НИС “Академик Мстислав Келдыш” в Норвежско-Гренландском бассейне (хребты Мона, Книповича, Колбейнсей и Эгир, котловины Норвежского и Гренландского морей, континентальный склон Шпицбергена, западная континентальная окраина Баренцева моря и др.). Одной из целей этих рейсов являлось комплексное изучение седиментосистемы Норвежско-Гренландского бассейна. Полученные нами данные о распределении в осадках кварца и кальцита подтверждают представления о влиянии на состав поверхностных донных осадков на прибрежных станциях материала, поступающего с суши, тогда как мористее осадки испытывают влияние “относительно более теплых” атлантических вод, ведущее к разбавлению их карбонатом кальция, основными продуцентами которого выступают планктонные фораминиферы. Отсутствие корреляции между $Fe_2O_3^*/SiO_2$ и Al_2O_3/SiO_2 указывает на невыраженность в осадках эффекта минералогической сортировки. Рассмотрено распределение фигуративных точек поверхностных донных осадков на диаграмме $Ti/Al-1000*(Cr/Al)$. Сделан вывод, что источником тонкой алюмосиликокластики для большинства исследованных проб являлись в разных соотношениях как кислые, так и основные магматические породы (вулканические породы Исландии). Величина модуля Страхова во всей выборке варьирует в пределах от 5 до 10. Согласно нашим данным привнос в поверхностные донные осадки исследованных дистальных районов Норвежско-Гренландского бассейна продуктов гидротермальной деятельности не фиксируется.

Ключевые слова: поверхностные донные осадки, Норвежско-Гренландский бассейн, минеральный состав, химический состав

DOI: 10.31857/S0030157422050136

ВВЕДЕНИЕ

Арктика играет одну из ключевых ролей в формировании климата нашей планеты. Актуальность исследования происходящих здесь на фоне изменяющегося климата разнообразных глобальных процессов, в том числе формирования и эволюции различных седиментосистем, трудно переоценить. Именно этим определяется повышенный интерес специалистов разных стран к получению нового фактического материала, позволяющего детально исследовать процессы осадконакопления и реконструировать на основе геолого-геохимической и микропалеонтологической информации основные особенности климатических изменений на границе Северной Ат-

лантики и Северного Ледовитого океана в Норвежско-Гренландском бассейне [16, 34, 37, 40 и др.]. Работы по исследованию процессов осадконакопления в этом бассейне ведутся давно как советскими/российскими научными организациями: Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН [3, 9, 16, 17, 27], ВНИИОкеангеология [12], ММБИ РАН [1] – так и иностранными учеными [40, 54, и др.]. Но подробно химический состав донных осадков в Норвежско-Гренландском бассейне изучался мало.

Одним из важных аспектов исследования любой седиментосистемы является анализ минерального и валового химического состава поверхностных донных осадков в целях реконструкции

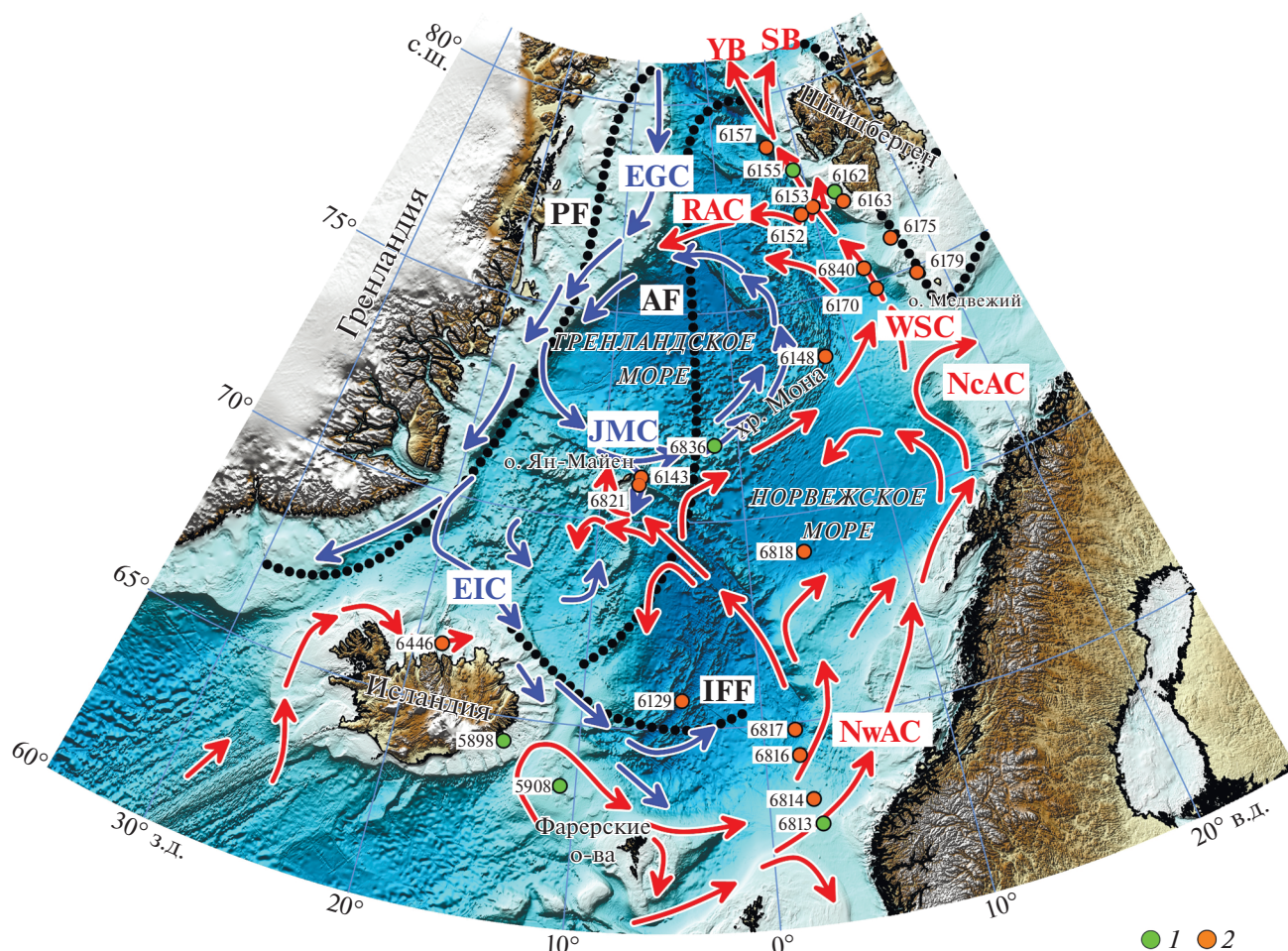


Рис. 1. Обзорная схема Северной Атлантики, поверхностные течения и океанические фронты, по [29, 52], и положение проб поверхностных донных осадков, отобранных в 71-м, 75-м, 77-м и 80-м рейсах НИС “Академик Мстислав Келдыш”: синие стрелки – направления перемещения полярных вод; красные стрелки – то же, вод Атлантического океана. NwAC – Норвежское Атлантическое течение; NcAC – Нордкапское течение; WSC – Западно-Шпицбергенское течение; SB – Свальбардская ветвь; YB – ветвь плато Ермак; RAC – обратное Атлантическое течение; JMC – Ян-Маейнское течение; EIC – Восточно-Исландское течение; EGC – Восточно-Гренландское течение; PF – Полярный фронт (граница между малосоленными полярными водами и холодными высокосоленными арктическими водами); AF – Арктический фронт (граница между холодными арктическими и теплыми атлантическими водами); IFF – фронт Фарерских островов; 1 – пробы пелитовых осадков; 2 – пробы илов алевритово-пелитовых и пелитовых. Цифры – станции отбора проб.

состава источников слагающего их материала. Традиционно эти работы основываются на данных анализа ассоциаций глинистых минералов и других компонентов осадков [15, 28 и др.]. Мы попытались решить указанную задачу на основе исследования валового минерального и химического состава (основные породообразующие оксиды) пелитовых и алевритово-пелитовых илов, пробы которых отобраны в Норвежско-Гренландском бассейне в ряде рейсов НИС “Академик Мстислав Келдыш”.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Важнейшую роль для изучаемого региона представляет система течений (рис. 1). На поверхности Северо-Атлантическое течение своей

основной струей проходит между Фарерскими и Шетландскими островами и несет теплые и соленые воды в Норвежское море, образуя Норвежское течение, которое подпитывается с запада также и водами Восточно-Исландского течения. Второй поток Норвежского течения (Норвежское прибрежное) движется вдоль побережья Скандинавского п-ова на северо-восток и является продолжением течений из Балтийского моря и норвежских фьордов [21]. Лофотенская котловина играет роль аккумулятора теплых и соленых вод, существенно влияя на изменение водных масс и температуру поверхностных вод [7, 33, 55]. Выше 70° с.ш. Северо-Атлантическое течение разделяется: Нордкапская ветвь уходит на восток в Баренцево море, а Западно-Шпицбергенская про-

должает движение на север, охлаждаясь за счет притока вод из Баренцева моря. Часть вод Западно-Шпицбергенского течения вовлекается в циклонический водоворот в центре Гренландского моря, уходя на запад, а другие его ветви продолжают движение в северо-восточном направлении в бассейне Северного Ледовитого океана как глубинные теплые течения [45, 46]. Вдоль восточного побережья Гренландии перемещаются воды, образовавшиеся в высоких северных широтах — Восточно-Гренландское течение, которое переносит холодные воды через Датский пролив в Атлантический океан [41]. В районе 74° с.ш. от него отделяется Ян-Майенская ветвь, направленная на юго-восток. При подходе к хр. Мона она поворачивает на восток, а затем на северо-восток. Вторая ветвь отходит в том же направлении от Восточно-Гренландского течения в районе 71° с.ш. В Исландской котловине ее воды формируют Восточно-Исландское течение.

Полярная Атлантика является ключевым районом глобального климатического конвейера, местом, где встречаются и преобразовываются водные массы Арктики и Атлантики. На Фарерско-Исландском пороге, в Фарерско-Шетландском жёлобе, в Датском проливе на глубине происходит постоянное или пульсационное перетекание холодных вод с севера на юг [48].

Значительные участки дна в Норвежско-Гренландском бассейне заняты известковыми осадками (от крупных песков до илов), образованными преимущественно остатками раковин фораминифер и кокколитофорид [15, 35]. Вдоль берегов океана, на шельфе и частично на материковых склонах присутствуют разнообразные терригенные (гравийно-галечниковые, песчаные, песчано-алевритовые, пелитовые и др.) осадки. Существенную роль играет здесь и материал ледового разноса; осадки с высоким его содержанием распространены вдоль побережий Гренландии, Ньюфаундленда и Лабрадора. Вблизи вулканических островов (Исландия, Ян-Майен и др.) развиты вулканогенные осадки и осадки с обломками вулканических пород, шлаков и вулканическим пеплом.

Норвежский континентальный шельф имеет ширину от 40 до 200 км и в основном перекрыт гравийно-песчано-илистыми образованиями. Мористее расположены две глубоководные котловины, разделенные между собой разломной зоной Ян-Майен и плато Воринг на юго-востоке (рис. 1). Южная (Норвежская) котловина характеризуется глубинами от 3500 до 4000 м. По центру ее пересекает палеоспрединовый хребет Эгир. Северная (Лофотенская) котловина более мелководная (глубины ее в основном 3200–3300 м, но есть здесь участки и с большими, до 3500 м, глубинами).

Гренландское море отделено от расположенных рядом бассейнов хорошо выраженными подводными поднятиями (порогами). Так, Исландско-Гренландский порог (глубины 160–380 м) отгораживает Датский пролив от прилегающих районов Северной Атлантики. Поднятия дна, протягивающиеся от северной оконечности Гренландии к Западному Шпицбергену, отделяют Гренландское море от Северного Ледовитого океана. Границей между Гренландским и Норвежским морями являются хребты Ян-Майен, Мона и Книповича [8]. Исландский шельф имеет ширину до 90–100 км. Ширина шельфа у Восточной Гренландии варьирует от 90 до 340 км. К западу от Шпицбергена ширина шельфа составляет 30–60 км. Восточно-Гренландский хребет делит Гренландское море на Северную (глубины 3100–3200 м) и Южную (глубины 3500–3700 м) впадины.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Нами исследованы 23 пробы поверхностных донных осадков, отобранные в 71-м, 75-м, 77-м и 80-м рейсах НИС “Академик Мстислав Келдыш” (соответственно июнь–август 2018 г., май–июнь и август 2019 г., август 2020 г.) (рис. 1). Одной из целей названных экспедиций являлось комплексное изучение седиментосистемы (рассеянное осадочное вещество придонного слоя атмосферы и водной толщи — верхний слой осадка — подстилающие донные отложения) Северной Атлантики [10, 11, 22 и др.]. Исследования охватывали районы активных ультрамедленных спрединговых срединных: Мона (в том числе акватории, примыкающее к гидротермальным полям в его южной и северной частях), Книповича, Колбейнсей, палеоспрединовый хребет Эгир, глубоководные котловины Норвежского и Гренландского морей, континентальный склон архипелага Шпицберген и желоба Стурфьорд и Квейтола западной континентальной окраины Баренцева моря (табл. 1).

Поверхностные (0–2 см) донные осадки отобраны с помощью дночерпателей “Океан-0.25”, “Океан-50”, а также мультикорера KUM Mini-MUC K/MT 410. Исследование именно верхнего слоя донных осадков, как и в предыдущих наших работах [18–20 и др.], связано с тем, что они представляют, по образному выражению академика А.П. Лисицына [16, с. 334] “уникальную по масштабам и роду деятельности природную седиментационную ловушку Земли — главный самописец информации о всех семи внешних и одной внутренней геосфере”. Цвет осадка определен с помощью каталога цветов по шкале Манселла [42].

Гранулометрический состав донных осадков определяли в Лаборатории физико-геологических исследований ИО РАН по методике Петелина [23] (аналитик Т.А. Алексеева). Тип осадка

Таблица 1. Координаты станций, поверхностные донные осадки которых рассматриваются в данной работе

№ п/п	Рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш”	Станция	Широта, градусы с.ш.	Долгота, градусы в.д.	Глубина, м	Данные о валовом химическом составе	Данные рентгено- структурного анализа
1	71	5898	64.41	–14.05	110	+	–
2	71	5908	63.49	–10.80	445	+	–
3	75	6129	65.69	–4.43	3761	–	+
4	75	6143	71.08	–7.20	2375	+	+
5	75	6148	73.58	7.87	2150	+	+
6	75	6152	77.02	8.73	2213	+	+
7	75	6153	77.13	10.08	1865	+	–
8	75	6155	78.09	9.02	1108	+	–
9	75	6157	78.77	6.52	1871	+	–
10	75	6162	77.33	12.80	232	+	–
11	75	6163	77.05	13.34	433	+	+
12	75	6170	74.82	13.70	2038	+	–
13	75	6175	75.84	16.59	360	+	+
14	75	6179	74.84	17.64	296	+	+
15	77	6446	66.44	–18.47	690	+	–
16	80	6813	62.47	2.59	433	+	–
17	80	6814	63.09	2.28	1015	+	+
18	80	6816	64.20	1.83	2163	+	–
19	80	6817	64.83	1.73	2871	+	–
20	80	6818	69.07	3.67	3277	+	+
21	80	6821	70.90	–7.34	344	+	–
22	80	6836	71.82	–1.79	2600	+	–
23	80	6840	75.37	13.20	1519	–	+

Примечание. “+” – есть данные, “–” – нет данных.

определяли согласно классификации морских донных осадков Безрукова и Лисицына [2].

Пробы для анализа химического состава высушивались в лаборатории при температуре +70°C и растирались до состояния пудры с помощью планетарной мельницы Pulverisette 6 (Fritsch, Германия).

Содержание основных породообразующих оксидов, а также V и Cr, определено в пробах (всего – 21 шт., пелитовые, алевроитово-пелитовые и песчано-алевритово-пелитовые илы, песчано-алевритовые осадки), поднятых на указанных станциях, рентгеноспектральным флуоресцентным методом (РФА) на СРМ-35 и EDX-8000 в Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитики – Н.П. Горбунова, Л.А. Татаринова, И.А. Желунин и А.А. Некрасова) (табл. 2). Пределы определения CaO, V, Cr и MnO составляли соответственно 0.30, 0.003, 0.003 и 0.02 мас. %.

Рентгенодифракционный анализ фазово-минерального состава 10 проб пелитовых и алеври-

то-пелитовых илов (навески 1–2 г) выполнен там же А.Д. Рянской и Т.Я. Гуляевой на рентгеновском дифрактометре SHIMADZU XRD-7000. Параметры съемки – фильтрованное медное излучение в диапазоне углов 2 θ 3°–70°, скорость 1°/мин. Подсчет полуколичественного фазово-минерального состава проб методом Ритвельда проведен с помощью программы SiroQuant (Si-electronics, Австралия) [24, 25].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Общая характеристика исследованных осадков. К востоку от Исландии на Исландско-Фарерском пороге на глубине 110 м (ст. 5898) присутствует песчаный материал с примесью алевроитово-пелитового ила темно-оливково-серого цвета (5Y/3/2). Минеральная составляющая осадка представлена преимущественно вулканическим стеклом, рудными минералами, обломками вулканических пород, кварцем, встречаются пироксены, амфиболы и оливин. Биогенная примесь (~10%) пред-

Таблица 2. Содержание основных породообразующих оксидов, V и Cr в поверхностных донных осадках Норвежско-Гренландского бассейна

Компоненты, мас. %	Группа 1					Группа 2					
	пробы										
	5898	5908	6155	6162	6813	6148	6152	6153	6157	6163	6170
SiO ₂	48.67	50.67	61.09	53.78	69.56	29.09	42.08	47.59	48.10	57.10	38.60
TiO ₂	2.52	2.16	0.70	0.90	0.37	0.43	0.60	0.62	0.67	0.87	0.59
Al ₂ O ₃	12.60	10.99	12.51	15.90	6.52	8.40	10.75	11.47	12.73	15.89	10.23
Fe ₂ O ₃ *	13.73	12.00	5.32	7.73	2.14	3.45	4.89	5.03	5.32	6.26	4.72
MnO	0.18	0.18	0.27	0.14	0.03	0.17	0.22	0.28	0.46	0.10	0.22
MgO	4.24	3.61	2.18	2.60	0.98	1.67	2.55	2.50	2.73	2.14	2.40
CaO	8.94	8.10	4.72	1.74	10.28	24.75	13.21	10.17	7.67	1.79	15.70
Na ₂ O	3.34	3.65	1.48	1.92	1.79	2.14	2.41	2.29	2.39	1.91	2.34
K ₂ O	0.79	0.97	2.31	3.02	1.91	1.65	2.26	2.38	2.61	2.71	2.25
P ₂ O ₅	0.27	0.30	0.26	0.51	0.13	0.26	0.28	0.30	0.36	0.32	0.30
ппп	4.71	7.06	9.08	11.43	6.08	27.69	20.57	17.16	16.77	10.65	22.42
Сумма	99.99	99.67	99.93	99.67	99.79	99.69	99.82	99.79	99.80	99.73	99.76
V	0.033	0.029	0.015	0.021	0.003	0.004	0.009	0.011	0.014	0.02	0.008
Cr	0.007	0.007	0.008	0.011	0.002	0.002	0.005	0.006	0.007	0.011	0.004
Компоненты, мас. %	Группа 2					Группа 3					
	пробы										
	6817	6816	6175	6179	6814	6818	6143	6446	6821	6836	
SiO ₂	27.56	31.91	56.08	45.73	41.78	29.92	46.48	44.63	47.74	39.95	
TiO ₂	0.68	0.79	0.82	0.50	0.73	0.56	2.58	1.35	2.61	0.62	
Al ₂ O ₃	6.63	7.04	14.87	10.04	8.58	8.72	14.58	8.73	14.60	11.91	
Fe ₂ O ₃ *	4.57	5.10	6.01	3.47	4.85	4.40	10.13	8.30	10.35	5.24	
MnO	0.13	0.13	0.09	0.03	0.05	0.16	0.17	0.17	0.15	0.23	
MgO	1.88	2.03	2.44	2.41	2.17	2.11	4.66	2.90	4.84	2.55	
CaO	24.77	23.20	2.82	12.49	16.10	21.59	10.58	6.60	9.07	13.55	
Na ₂ O	2.46	2.45	1.97	2.16	2.34	2.18	3.41	5.15	3.92	2.38	
K ₂ O	1.28	1.34	2.52	1.98	1.83	1.99	1.93	1.04	1.85	2.39	
P ₂ O ₅	0.29	0.32	0.54	0.31	0.72	0.27	0.41	0.54	0.46	0.30	
ппп	29.39	25.42	11.53	20.55	20.52	27.85	4.83	19.87	4.18	20.70	
Сумма	99.64	99.73	99.69	99.68	99.69	99.75	99.76	99.28	99.77	99.81	
V	0.005	0.007	0.017	0.008	0.008	0.006	0.029	0.020	0.032	0.011	
Cr	0.001	0.002	0.01	0.005	0.004	0.003	0.016	0.008	0.017	0.006	

Примечание. Номера проб соответствуют номерам станций.

ставлена редкими раковинами планктонных и разнообразным комплексом бентосных фораминифер. На ст. 5908 (глуб. 445 м), расположенной примерно посередине между Исландией и Фарерскими островами, наблюдаются алевроитово-пелитовые илы с примесью песчаного материала

оливково-серого цвета (5Y/4/2), в составе которых присутствуют обломки пород, кварц, вулканическое стекло, рудные минералы, пироксены, амфиболы и оливин. Доля планктонных и бентосных фораминифер невелика и здесь (~10%). Указанные станции располагаются на небольших

глубинах и близко к суше, что, вероятно, и объясняет преобладание в осадках терригенной составляющей. Несколько севернее Исландии на ст. 6446 (глуб. 690 м), в одной из впадин южной части хр. Колбейнсей, присутствуют пелитовые гомогенные зеленовато-темно-серые (10Y4/1) илы с точечными (<1 мм в диаметре) вкраплениями гидротроилита. Они не реагируют с 5% HCl и имеют слабый запах сероводорода. Эти осадки содержат мелкие (~2 мм) раковины двустворок, сцементированные стенки ходов илоедов и незначительное количество мелкого гравия.

В южной части Норвежского моря на станциях, расположенных на обращенном в Норвежскую котловину континентальном склоне Скандинавского полуострова, поверхностные донные осадки представлены окисленным песчано-алевритово-пелитовым илом светлого оливково-коричневого цвета (2.5Y/5/3) (0.5–1 см), ниже которого (1–4 см) присутствует восстановленный мелко- и среднезернистый фораминиферовый песок серо-коричневого цвета (2.5Y/5/2) с примесью алевритово-пелитового ила (~10–15%) и гравийно-галечного материала (ст. 6813, глуб. 433 м). Мористее (ст. 6814, глуб. 1115 м) залегают алевритово-пелитовые илы темного желтовато-коричневого цвета (10YR/4/4). Содержание кальцита в них – 33% (здесь и далее – по данным рентгенодифракционного анализа). Далее к северу на ст. 6816 (глуб. 2163 м) встречены окисленные пелитовые илы темного желтовато-коричневого цвета (10YR/4/4) с примесью алевритово-песчаного (фораминиферового) (~10%) и гравийного материала (~5%). В осадке наблюдаются Fe-Mn стяжения и такого же состава трубки по чехлам полихет, а также Fe-Mn корки. Содержание кальцита здесь достигает 55%. На ст. 6817 (глуб. 2871 м) поверхностные донные осадки представлены пелитовым фораминиферовым илом темного серовато-коричневого цвета (10YR/4/2) с обломками Fe-Mn корок (от 1 до 4.5 см), ожелезненными стяжениями, а также Fe-Mn трубками, образованными по чехлам полихет. На поверхности осадка наблюдаются полихеты и их ожелезненные трубки.

На ст. 6129 (глуб. 3761 м), расположенной в центральной части Норвежской котловины в районе палеоспрединового хр. Эгир, поверхностные осадки представлены мягким гомогенным алевритово-пелитовым фораминиферовым илом (содержание кальцита 70%) коричневого цвета (10YR5/3) с редкими пятнами (примазками) более темного и более светлого оттенков.

В центральной части Лофотенской котловины (ст. 6818) на глубине 3277 м наблюдаются окисленные темные серовато-коричневые (10YR/4/2) алевритово-пелитовые илы с примесью песчаного и гравийного материала и линзами фораминиферового песка.

На западной границе Баренцева моря между южным окончанием архипелага Шпицберген и о. Медвежий на ст. 6175 (глуб. 360 м) в желобе Стурфьорд поверхностные осадки представлены слабо реагирующим с HCl (содержание кальцита – 2%) окисленным пелитовым илом коричневого цвета, а в желобе Квейтола на глубине 296 м (ст. 6179) наблюдаются однородные окисленные алевритово-пелитовые илы, реагирующие с HCl (содержание кальцита – 20%).

На ст. 6170 (глуб. 2038 м), расположенной у подножия континентального склона Баренцева моря, донные осадки представлены пелитовым илом серовато-коричневого цвета с примесью фораминифер песчаной размерности. Северо-западнее на ст. 6840 (глуб. 1519 м, на континентальном склоне) присутствуют окисленные алевритово-пелитовые илы оливково-коричневого цвета (2.5Y/4/3) с примесью песчаного материала (~5–10%, фораминиферы и обломки вулканического стекла). Содержание кальцита здесь достигает 25%. В осадке наблюдаются как живые полихеты, так и их чехлы, а также обилие спикул губок.

К западу от Шпицбергена вкост Западно-Шпицбергенского течения, несущего атлантические воды на север, поверхностные донные осадки исследованы на нескольких станциях. Так, на ст. 6162 (глуб. 238 м), расположенной на шельфе архипелага, присутствует плохо сортированный коричневый песок с примесью слабо окатанных обломков щебня и дресвы. На ст. 6163 (глуб. 433 м, впадина шельфа) наблюдаются окисленные пелитовые илы серовато-коричневого цвета с примесью алеврита. Содержание кальцита в них всего 2%. На обращенном в сторону Гренландского моря континентальном склоне Шпицбергена (ст. 6155, глуб. 1108 м) распространен реагирующий с HCl коричневый мелкозернистый песок с примесью щебня и дресвы. На станциях 6153 и 6152 (глубины 1865 и 2213 м, соответственно), расположенных к югу от ст. 6155, представлены коричневые, реагирующие с HCl (содержание кальцита в илах ст. 6152 – 29%), пелитовые илы с алевритовой и песчаной примесью (фораминиферы). На ст. 6157 (глуб. 1871 м), расположенной на хр. Книповича, также присутствуют окисленные пелитовые илы с алевритовой и песчаной примесью, реагирующие с HCl.

На северном сегменте хр. Мона (ст. 6148, глуб. 2150 м), прилежащем к гидротермальному полю Локи Касл, поверхностные осадки представлены окисленным рыжевато-темно-коричневым пелитовым илом с примесью фораминифер (10–15%) песчаной размерности. Содержание кальцита в илах составляет около 50%. В рифтовой зоне хребта на ст. 6836 (глуб. 2600 м), где предполагается присутствие вулканических построек [3], развиты окисленные песчано-алевритово-пелито-

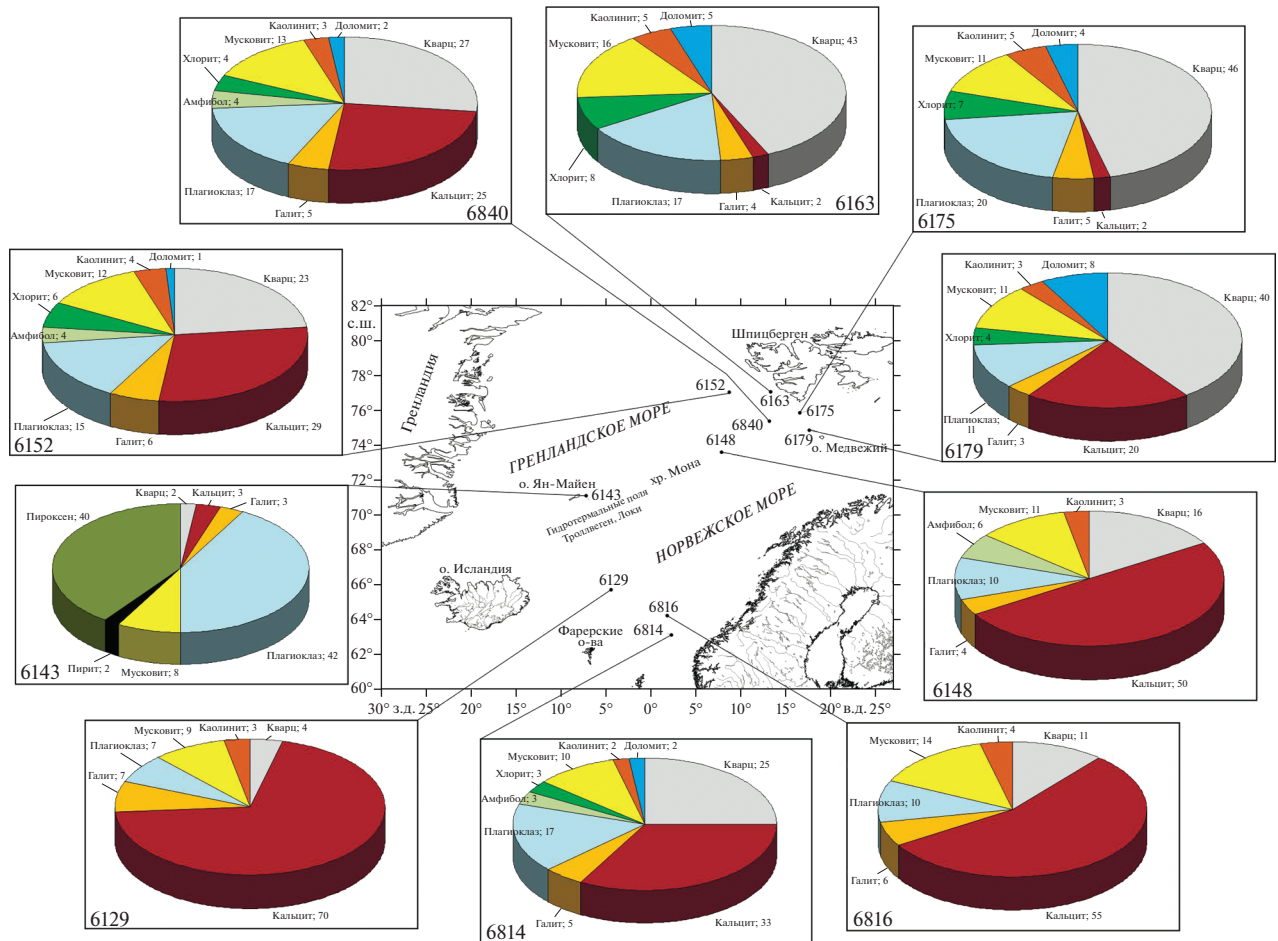


Рис. 2. Распределение основных минеральных компонентов в пелитовых и алевритово-пелитовых осадках Норвежско-Гренландского бассейна по данным рентгенодифракционного анализа (в % от общего количества). Цифры – станции отбора проб.

вые илы темного оливково-коричневого цвета (2.5Y/3/3) с примесью песчаного (в основном фораминиферы) материала и включениями обломков вулканического происхождения. В южной части хр. Мона на ст. 6821 (глуб. 344 м), расположенной в пределах мелководной впадины, прилегающей к Ян-Майенскому гидротермальному району, присутствует алевритово-пелитовый ил темно-болотного цвета (цвет по шкале не найден) с примесью песка и включениями вулканогенных дресвы и щебня, а также аутигенных Fe-Mn корочек. Среди биогенных включений отмечались раковины моллюсков и полихеты. Со дна глубоководной впадины на ст. 6143 (глуб. 2375 м) подняты однородные полужидкие темно-серые (10YR3/2) пелитовые илы с примесью мелкозернистого песка.

Минеральный и химический состав исследованных осадков. Содержание кварца в исследованной нами рентгенодифракционным методом выборке варьирует от 2 (ст. 6143) до 46% (ст. 6175) (рис. 2). Разброс содержаний кальцита и плагио-

клаза также весьма значительный (соответственно – 2 и 70%, 7 и 42%). Содержание мусковита варьирует от 8 (ст. 6143) до 16% (ст. 6163). Максимальное содержание амфиболов, хлорита, каолинита и доломита варьирует от 5 до 8%. В осадках ст. 6143 установлено присутствие 2% пирита и 40% моноклинного пироксена. В других пробах указанные компоненты отсутствуют. Ранее на поверхности осадков в северной части хр. Мона вблизи поля Локи Кастрл на ст. 5536 в 68-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” обнаружены крупные (до 4 см) обломки черного вулканического стекла часто с признаками ожелезнения [13]. По данным [31], в составе тонкозернистых дистальных осадков Ян-Майенского гидротермального района преобладают смектит и хлорит, меньше кварца и иллита.

Исходя из особенностей гранулометрического состава исследованных проб, они могут быть отнесены к трем группам: 1) песчано-алевритовые осадки (пробы, отобранные на станциях 5898, 5908, 6156, 6162 и 6813). Если не вносить поправки

Таблица 3. Средний химический состав различных групп поверхностных донных осадков Норвежско-Гренландского бассейна

Компонент, мас. %	Группа 1			Группа 2			Группа 3		
	среднее	мин.	макс.	среднее	мин.	макс.	среднее	мин.	макс.
SiO ₂	56.75 ± 8.57	48.67	69.56	41.30 ± 10.17	27.56	57.10	44.70 ± 3.42	39.95	47.74
TiO ₂	1.33 ± 0.95	0.37	2.52	0.65 ± 0.13	0.43	0.87	1.79 ± 0.98	0.62	2.61
Al ₂ O ₃	11.70 ± 3.41	6.52	15.90	10.45 ± 2.90	6.63	15.89	12.45 ± 2.79	8.73	14.60
Fe ₂ O ₃ *	8.19 ± 4.75	2.14	13.73	4.84 ± 0.84	3.45	6.26	8.51 ± 2.36	5.24	10.35
MnO	0.16 ± 0.09	0.03	0.27	0.17 ± 0.12	0.03	0.46	0.18 ± 0.03	0.15	0.23
MgO	2.72 ± 1.27	0.98	4.24	2.25 ± 0.71	1.67	2.73	3.74 ± 1.18	2.55	4.84
CaO	6.75 ± 3.48	1.74	10.28	14.52 ± 8.03	1.79	24.77	9.95 ± 2.91	6.60	13.55
Na ₂ O	2.44 ± 0.99	1.48	3.65	2.25 ± 0.18	1.91	2.46	3.72 ± 1.15	2.38	5.15
K ₂ O	1.80 ± 0.93	0.79	3.02	2.07 ± 0.47	1.28	2.71	1.80 ± 0.56	1.04	2.39
P ₂ O ₅	0.29 ± 0.14	0.13	0.51	0.36 ± 0.14	0.26	0.72	0.43 ± 0.10	0.30	0.54
ппп	7.67 ± 2.63	4.71	11.43	20.88 ± 6.13	10.65	29.39	12.39 ± 9.12	4.18	20.70
V	0.020 ± 0.012	0.003	0.033	0.010 ± 0.005	0.004	0.020	0.023 ± 0.009	0.011	0.032
Cr	0.007 ± 0.003	0.002	0.011	0.005 ± 0.003	0.001	0.011	0.012 ± 0.006	0.006	0.017

на существенные величины потерь при прокаливании в пробах с перечисленных станций (в соответствии с заметным содержанием в них карбоната кальция), то по присущим им величинам параметров $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ и $\lg(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ песчано-алевритовые осадки района Фарерско-Исландского порога сопоставимы с граувакками. К грауваккам или лититам близки по составу также песчано-алевритовые осадки шельфа Шпицбергена и Норвежского континентального склона; 2) илы пелитовые и алевритово-пелитовые (станции 6148, 6152, 6153, 6157, 6163, 6170, 6175, 6179, 6814, 6816, 6817 и 6818); 3) илы пелитовые с примесью песка и алеврита, а также иногда – мелкого гравия или щебня (станции 6143, 6446, 6821 и 6836). Средний химический состав осадков указанных групп см. в табл. 3.

Ранее в 68-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” [14] были исследованы донные осадки в пределах гидротермального поля Тролльвегген (Ян-Майенский гидротермальный район), расположенного восточнее осевой зоны хр. Мона на 71° с.ш. Авторы определили их валовый химический состав, но так как указанные осадки представлены вулканическим туфом, вулканокластическим псаммитовым агломератом с мелкой галькой и гравием и гидротермальным агломератным илом с кусками ила и обломками пород, ракушки и гальки на поверхности, то мы не можем, к сожалению, опираться на них при сравнении с имеющимися в нашем распоряжении сведениями о валовом химическом составе пелитовых и алевритово-пелитовых илов. Кроме того, для названной гидротермальной системы есть также весьма

ограниченные данные о составе осадков в работе [31]. По этим данным, в точке с координатами 71°17.066' с.ш. и 5°57.076' з.д., расположенной в дистальной части гидротермальной системы (примерно в 8 км к юго-западу от центра поля Тролльвегген и почти в 6 км к западу от поля Сориа Мориа), фоновым компонентом осадков являются пелагические и гемипелагические илы, в которых присутствуют как вулканические породы (преимущественно обломки базальтов и вулканическое стекло), так и продукты деятельности гидротермальных построек. Содержание SiO₂ здесь составляет 57.22 мас. %, TiO₂ – 1.40 мас. %,

Al₂O₃ и Fe₂O₃* (суммарное железо в виде Fe₂O₃) соответственно 12.11 и 7.91 мас. %. Сумма MgO и CaO несколько меньше 10 мас. %, а сумма Na₂O и K₂O составляет ~5 мас. % (содержание Na₂O примерно в полтора раза выше, чем K₂O). Содержание P₂O₅ равно 0.27 мас. %.

В северной части хр. Мона в дистальной (более чем в 10 км от активных курильщиков) части гидротермальной системы Локи Кастл в точках с координатами 73°29.095' с.ш. и 8°04.614' в.д., 73°21.39' с.ш. и 7°33.90' в.д., 73°22.85' с.ш. и 7°36.23' в.д. поверхностные осадки представлены стратифицированными тонко- и грубозернистыми гемипелагическими светло- и темно-коричневыми и серыми илами с примесью гляциального и вулканогенного материала [31]. Содержание SiO₂ в них варьирует от 40.12 до 44.69 мас. %. Содержание TiO₂ и Al₂O₃ находится в пределах, соответственно, 0.74–1.67 и 12.20–12.72 мас. %. Максимальное содержание Fe₂O₃* достигает

10.31 мас. %, а MnO – 0.29 мас. %. Суммарное содержание MgO и CaO варьирует от 15 до 16 мас. %, тогда как сумма Na_2O и K_2O составляет 4.79–5.67 мас. %. Максимальная концентрация P_2O_5 в этих осадках достигает 0.34 мас. %.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты рентгенодифракционного анализа позволяют видеть, что распределение основных минеральных компонентов пелитовых и алевроитово-пелитовых осадков подчиняется некоторым закономерностям. Так, максимальные содержания кварца наблюдаются вдоль южной, юго-западной и западной периферии Шпицбергена (пробы, отобранные на станциях 6152, 6840, 6163, 6175 и 6179), а также вблизи западной оконечности Скандинавии (ст. 6814) (рис. 2). Показательно, что в пробах, отобранных на станциях 6163 и 6175, расположенных ближе других к побережью Шпицбергена, содержание кварца в пелитовых и алевроитово-пелитовых илах достигает 43–46%, тогда как содержание кальцита здесь минимально (~2%). Однако уже в нескольких десятках километрах мористее (станции 6179, 6840 и 6152) содержание кальцита в илах достигает 25–29%. Возможно это объясняется влиянием на состав поверхностных донных осадков на первых двух станциях материала, поступающего в Гренландское море непосредственно с архипелага, тогда как мористее расположенные поверхностные осадки испытывают влияние “относительно более теплых” атлантических вод. В работе [37] также подчеркивается сокращение содержания карбоната кальция до 10% и менее в поверхностных осадках от центральной части пролива Фрама на запад и восток к континентальным склонам Гренландии и Шпицбергена, что, прежде всего, контролируется тяготением основных продуцентов карбоната – планктонных фораминифер к более теплым массам атлантических вод.

По данным [38], максимальные концентрации карбонатов в поверхностных осадках характерны для центральной части Норвежского моря. Высокие скорости седиментации, характерные для ряда районов Гренландского, Исландского и Норвежского морей, ведут, по данным названных исследователей, к заметному разбавлению содержания карбонатных компонентов в осадках. Вдоль Арктического фронта, где разбавление терригенным материалом минимально, содержание карбонатов варьирует между 20 и 40%; еще меньше оно в районе Полярного фронта. Связано это, несомненно, с контролем накопления карбонатов в поверхностных осадках со стороны теплых водных масс. На континентальном склоне к западу от Норвегии (станции 6814 и 6816) содержание кальцита варьирует от 33 до 55%, а кварца – 11–25%.

Практически во всех исследованных нами пробах довольно постоянным является содержание мусковита. Так, к западу и югу от Шпицбергена содержание мусковита в илах варьирует от 11 до 16%. На северном сегменте хр. Мона вблизи гидротермального поля Локи Касл (ст. 6148) содержание мусковита равно 11%, а на южном (в окрестностях Ян-Майенского гидротермального района, ст. 6143) – 8%. Примерно столько же мусковита в илах в центральной части Норвежского моря (ст. 6129, 9%) и на континентальном склоне Скандинавского полуострова (ст. 6816, 6814, 10–14%).

Почти аналогично мусковиту ведет себя хлорит. Он присутствует в небольшом количестве (3–8%) в составе поверхностных донных осадков почти на всех станциях, расположенных вблизи Шпицбергена и Скандинавии. Нет его только в пределах хр. Мона и в центральной части Норвежского моря (станции 6129, 6148 и 6816). Ранее было отмечено, что наиболее высокие концентрации хлорита в поверхностных донных осадках наблюдаются в Норвежском бассейне вблизи Скандинавии, комплексы метаморфических пород которой и выступают, по всей видимости, его источником [34].

Каолинит отсутствует только в осадках на ст. 6143, расположенной в южной части хр. Мона. В пробах, поднятых на других 9 станциях, его количество варьирует от 3 до 5%. По данным, приведенным в публикации [37], величина отношения каолинит/иллит в поверхностных осадках рассматриваемого нами региона составляет более 0.3 (что не типично для арктических осадков) в районе Восточно-Гренландской шельфовой полыньи и в юго-восточных районах пролива Фрама. Предполагается, что каолинит транспортируется в район пролива Фрама Западно-Шпицбергенским течением из Северной Атлантики, частично захватывая осадочный материал из Баренцева моря. М.А. Левитаном с соавторами [15] на основе анализа распределения каолинита в поверхностном слое осадков Норвежско-Гренландского бассейна (фракция менее 2 мкм) высказано мнение, что его основными источниками являются Скандинавия, Баренцево море и Шпицберген.

Количество плагиоклаза в пелитовых и алевроитово-пелитовых илах, поднятых на большинстве станций, составляет от 7% (ст. 6129) до 15–20% (районы к югу и западу от Шпицбергена). Максимальное содержание плагиоклаза (42%) в тонкозернистых поверхностных донных осадках характерно для южной периферии хр. Мона (ст. 6143), где отмечались пирит и моноклинный пироксен.

Для того, чтобы получить общее представление о валовом химическом составе пелитовых и алевроитово-пелитовых илов, мы сопоставили

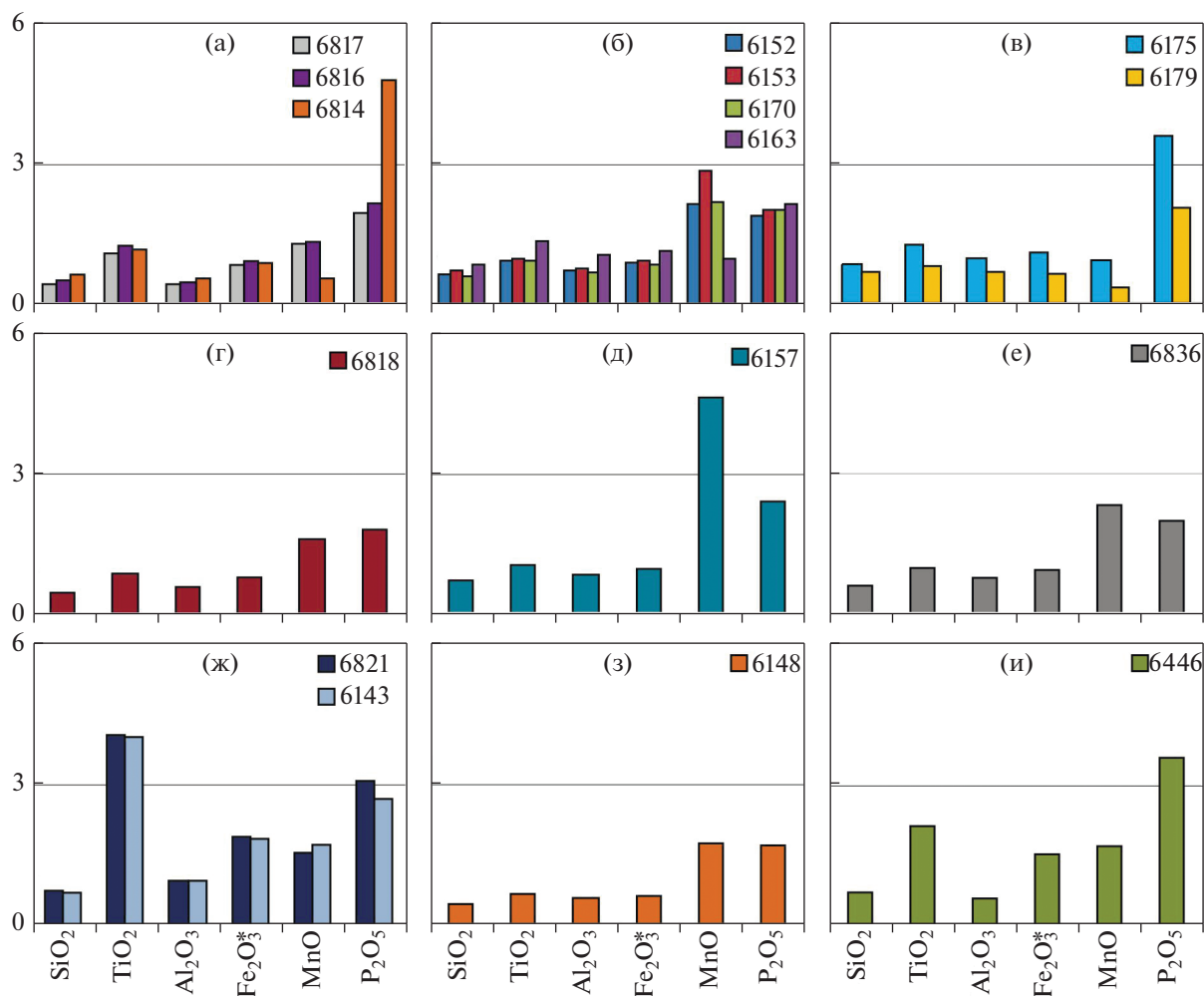


Рис. 3. Нормированные к средней верхней континентальной коре содержания ряда основных породообразующих оксидов в пелитовых и алевритово-пелитовых осадках Норвежско-Гренландского бассейна: а – континентальный склон Норвегии; б – шельф и континентальный склон Шпицбергена; в – западная граница Баренцева моря; г – Лофотенская котловина; д – хр. Книповича; е – хр. Мона, район древних вулканических построек; ж – южное окончание хр. Мона; з – северное окончание хр. Мона; и – хр. Колбейсей. Цифры – станции отбора проб.

его с составом верхней континентальной коры (УСС) [47]. В результате выяснилось, что среднее содержание SiO_2 и Al_2O_3 в осадках указанного типа составляет соответственно 0.63 и 0.71 УСС (рис. 3). Минимальное значение $\text{SiO}_{2\text{проба}}/\text{SiO}_{2\text{УСС}}$ равно 0.41 (ст. 6817, континентальный склон Норвегии), максимальное составляет 0.86 (ст. 6163, шельф Шпицбергена). Для этих же станций присущи минимальное (0.43) и максимальное (1.03) значения параметра $\text{Al}_2\text{O}_{3\text{проба}}/\text{Al}_2\text{O}_{3\text{УСС}}$. Среднее содержание Fe_2O_3^* в исследованной выборке составляет 1.03 УСС (минимальная величина параметра $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{проба}}^*/\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{УСС}}^*$, 0.62, характерна для илов, поднятых на ст. 6148, северное окончание хр. Мона; максимальная составляет 1.87, ст. 6821, южное окончание хр. Мона). Среднее содержа-

ние TiO_2 , MnO и P_2O_5 в исследованной совокупности проб составляет соответственно 1.47, 1.73 и 2.50 УСС. При этом максимальное содержание TiO_2 достигает 4.08 УСС (ст. 6821, южное окончание хр. Мона; в пробе 6143 здесь же величина $\text{TiO}_{2\text{проба}}/\text{TiO}_{2\text{УСС}}$ почти такая же – 4.03), максимальное содержание MnO составляет 4.62 (ст. 6157, хр. Книповича), а максимальная величина параметра $\text{P}_2\text{O}_{5\text{проба}}/\text{P}_2\text{O}_{5\text{УСС}}$ (4.82) характерна для темных желтовато-коричневых биотурбированных алевритово-пелитовых илов ст. 6814, расположенной на континентальном склоне Норвегии.

Отсутствие линейной корреляции между $\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{SiO}_2$ и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ для всей совокупности исследованных проб (даже для собственно пелитовых и алевритово-пелитовых илов величина коэффициента парной корреляции между названными

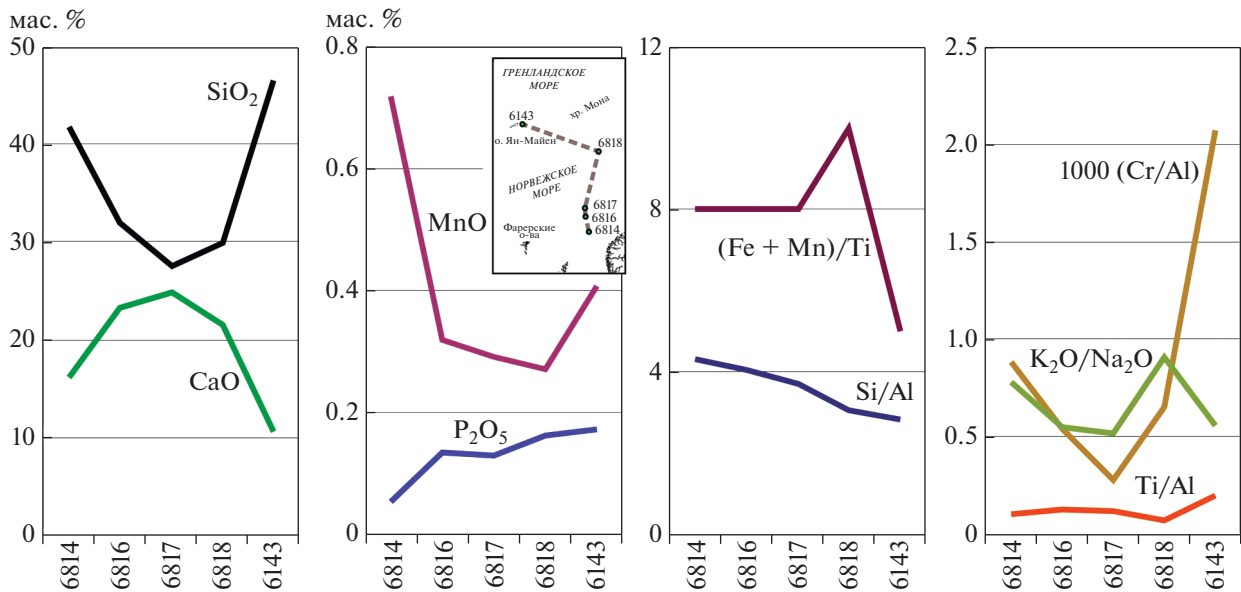


Рис. 4. Распределение содержаний ряда основных породообразующих оксидов (мас. %) и значений некоторых индикаторных отношений вдоль профиля от западной периферии Скандинавии до о. Ян-Майен. Цифры – станции отбора проб.

параметрами равна 0.06) показывает, что в отличие от, например, голоценовых осадков такого хорошо исследованного объекта, как вьетнамский шельф Южно-Китайского моря [49], в нашем случае нет эффекта минералогической сортировки, когда глинистые минералы транспортируются в осадок в тонкой фракции, а кварц – в существенно более крупной.

Относительно небольшое число исследованных нами проб и их неравномерное распределение по дну Норвежско-Гренландского бассейна в существенной степени затрудняет построение каких-либо профилей и анализ поведения вдоль них тех или иных компонентов и их индикаторных отношений. Сделать это можно только для профиля, протягивающегося от континентального склона Западной Норвегии через Лофотенскую котловину к о. Ян-Майен. Вблизи побережья Норвегии этот профиль пересекает Норвежское Атлантическое течение.

Вдоль названного профиля от Скандинавии практически до центра Лофотенской котловины в пелитовых илах наблюдается существенное падение содержания SiO₂ (от ~42 до ~30 мас. % и менее), а в пелитовых илах южной части хр. Мона содержание SiO₂ достигает ~46 мас. % (рис. 4а). Распределение CaO на данном профиле зеркально противоположно. Максимальное содержание его в илах (~24 мас. %) наблюдается на станции 6817, расположенной у подножия континентального склона в Норвежскую котловину в районе основного потока Норвежского течения. Несколько меньше содержание CaO в пробах, ото-

бранных на станциях 6816 (склон Норвежской котловины) и 6818 (Лофотенская котловина). В районе южного окончания хр. Мона содержание CaO в пелитовых илах уменьшается до 12 мас. %. Возможно, это связано как с разубоживающим влиянием материала, поступающего из активного САХ, так и со значительным удалением названного района от Норвежской ветви Атлантического течения.

Содержание MnO в пелитовых илах заметно снижается от континентального склона Скандинавии (~0.8 мас. %) к центру Лофотенской котловины (~0.25 мас. %), а затем возрастает до ~0.4 мас. % в пробе, поднятой на ст. 6143. Содержание P₂O₅, напротив, постепенно растет вдоль всего профиля (рис. 4б). Если илы на ст. 6814 характеризуются содержанием P₂O₅ порядка 0.05 мас. %, то в южной части хр. Мона это уже 0.15 мас. %.

Величина модуля Страхова – индикатора влияния на осадки эксгаляционных компонентов (Fe + Mn)/Ti [4, 26] во всех пробах, отобранных в пределах рассматриваемого нами профиля, не превышает 10 (рис. 4в), что предполагает отсутствие привноса в поверхностные донные осадки континентальной окраины Скандинавии, центральных частей Норвежского моря и даже впадин вблизи активного САХ продуктов гидротермальной деятельности. Это согласуется с установленным в середине 1990-х гг. отсутствием взаимосвязи между составом дистальных металлоносных осадков и составом гидротермальных флюидов и руд [5 и др.].

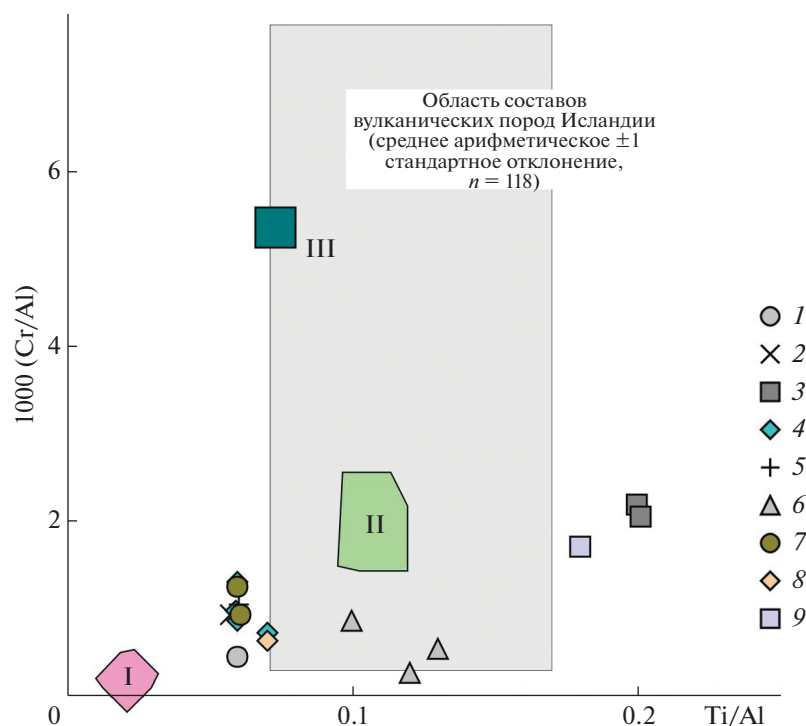


Рис. 5. Распределение фигуративных точек состава пелитовых и алевроитово-пелитовых илов Норвежско-Гренландского бассейна на диаграмме (Ti/Al)–1000*(Cr/Al). Точки средних магматических пород, по [30]: I – гранитоидов архея, протерозоя и фанерозоя; II – известково-щелочных базальтов раннего, среднего и позднего протерозоя, палеозоя и мезо-кайнозоя; III – то же, раннего и позднего архея; серый фон – область составов вулканических пород Исландии, по [36, 39, 43, 50, 51]. Илы, отобранные в разных районах Норвежско-Гренландского бассейна: (1) северное окончание хр. Мона (ст. 6148); (2) хр. Мона, район древних вулканических построек (ст. 6836); (3) южное окончание хр. Мона (станции 6821 и 6143); (4) континентальный склон и шельф Шпицбергена (станции 6152, 6153, 6163 и 6170); (5) хр. Книповича (ст. 6157); (6) континентальный склон в Норвежскую котловину (станции 6814, 6816 и 6817); (7) западная граница Баренцева моря, желоба Стурфьорд и Квейтола (станции 6175 и 6179); (8) Лофотенская котловина (ст. 6818); (9) впадина на хр. Колбейнсей (ст. 6446).

Параметр Si/Al (как и его обратная форма – Al/Si), а также отношения Fe/Ca, Ti/Al и Zr/Al, рассматривающиеся в качестве индикаторов вклада в процессы осадконакопления обломочных компонентов/материала терригенного привноса [6, 32, 44, 53 и др.] в направлении от континентального склона Скандинавии к о. Ян-Майен, устойчиво снижается (от более 4 в илах ст. 6814 до менее 3 в илах южного окончания хр. Мона).

Величина Ti/Al в пелитовых и алевроитово-пелитовых илах, поднятых на станциях 6814, 6816, 6817 и 6818, примерно одинакова и составляет порядка 0.1. Для илов южного окончания хр. Мона она несколько выше (~0.2) (рис. 4г). Значения параметра 1000*(Cr/Al), также как отношения Ti/Al и Si/Al в илах, поднятых на Норвежском континентальном склоне (станции 6814, 6816 и 6817), демонстрируют выраженный тренд к снижению от ~0.9 до ~0.3. В илах Лофотенской котловины данный индикатор поднимается до ~0.6, а в пелитовых илах южного окончания хр. Мона достигает ~2.1.

Значения отношения K_2O/Na_2O в илах на Норвежском континентальном склоне также постепенно снижаются в сторону открытого моря; максимум данного индикатора наблюдается в илах центральной части Лофотенской впадины, тогда как к востоку от о. Ян-Майен величина рассматриваемого параметра вновь снижается.

Оценить состав пород-источников тонкой алюмосиликокластики для пелитовых и алевроитово-пелитовых осадков Норвежско-Гренландского бассейна по имеющимся в нашем распоряжении данным можно на основе анализа двух индикаторов – отношений Ti/Al и 1000*(Cr/Al), привлекая также данные о значениях указанных параметров в средних типах гранитоидов, по [30], и различных вулканических породах Исландии [36, 39, 43, 50, 51] (рис. 5).

Между средними точками гранитоидов и областью составов вулканических пород Исландии, т.е., по всей видимости, включая продукты разрушения и кислых и основных магматических пород, на диаграмме (Ti/Al)–1000*(Cr/Al) располо-

жены фигуративные точки пелитовых и алевроитово-пелитовых илов северной и центральной частей хр. Мона, шельфа и континентального склона Шпицбергена, хр. Книповича, западной границы Баренцева моря и Лофотенской котловины. Алевроитово-пелитовые и пелитовые илы континентального склона Скандинавии сопоставимы с вулканическими породами Исландии, а по величинам $1000 \cdot (Cr/Al)$ напоминают гранитоиды. И, наконец, в пробах поверхностных донных осадков, отобранные в южной части хр. Мона (ст. 6143 и 6821) и на хр. Колбейнсей (ст. 6446) величины отношения Ti/Al поднимаются до 0.18–0.20, что выводит их за пределы области составов вулканических пород Исландии. С чем это связано, мы пока сказать затрудняемся. В конце 1980-х гг. геохимические особенности поверхностных донных осадков хр. Колбейнсей были исследованы авторами публикации [40]. По их данным, поверхностные донные осадки к западу и востоку от названного хребта в его северной части представлены коричневыми песчано-алевритово-пелитовыми илами. Песчаная фракция включает преимущественно кварц, обломки осадочных и кристаллических пород и небольшую долю биогенного материала. В южной части хр. Колбейнсей в составе осадков существенно возрастает содержание темного вулканического песка (свежее вулканическое стекло и фрагменты вулканических пород). Таким образом, в районе хр. Колбейнсей распространены три группы поверхностных донных осадков: 1) коричневые пелитовые илы с примесью песчаного материала; 2) коричневые алевроитово-пелитовые илы; 3) темные вулканические пески.

Основным породообразующим оксидом в исследованных в работе [40] 25 пробах поверхностных осадков является SiO_2 . В северной части хребта его среднее содержание составляет ~60 (максимум – 72.70) мас. %. В южной, вблизи о. Колбейнсей (именно здесь расположена ст. 6446), среднее содержание SiO_2 снижается до 57 мас. %. Минимальное содержание SiO_2 (~51–53 мас. %) характерно для районов у гребня хребта. Здесь же в осадках наблюдается минимальное (<0.8 мас. %) содержание K_2O . В центральной части хребта для поверхностных осадков свойственны наибольшие концентрации $Fe_2O_3^*$ (до 14.6 мас. %) и силикатного CaO (до 11.6 мас. %). Максимальное содержание карбоната кальция, напротив, свойственно осадкам из района разломной зоны Sprag и более северных областей.

Мы рассчитали по приведенным в публикации [40] данным о валовом химическом составе осадков средние значения Ti/Al и $(Fe + Mn)/Ti$. Для первой группы они составили 0.09 и 8, для второй – 0.09 и 9, а для третьей – 0.07 и 26. Вариации величины модуля Страхова в последней

группе составляют 13–48 (для 4 из 8 проб модуль Страхова варьирует от 13 до 15, для остальных меняется от 29 до 48, т.е. в этих пробах присутствует заметная доля эксгальтивных компонентов).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По особенностям гранулометрического состава исследованные пробы принадлежат трем группам: 1) песчано-алевритовые осадки (Фарерско-Исландский порог, шельф Шпицбергена и Норвежский континентальный склон); 2) илы пелитовые и алевроитово-пелитовые; 3) илы пелитовые с примесью песка и алевроита, а иногда и мелкого гравия.

Содержание кварца в осадках варьирует от 2 до 46%, кальцита и плагиоклаза – от 2 до 70% и от 7 до 42% соответственно. Минимальное содержание мусковита равно 8, а максимальное – 16%. Максимальное содержание амфиболов, хлорита, каолинита и доломита не превышает 8%. На ст. 6143 (южное окончание хр. Мона) в поверхностных осадках наблюдается 40% моноклинного пироксена.

Максимальные содержания кварца наблюдаются у Шпицбергена, а также вблизи западной оконечности Скандинавии. В пробах, отобранных на станциях, расположенных ближе всего к побережью Шпицбергена, содержание кварца достигает 43–46%, тогда как кальцита почти нет (~2%). Однако уже в нескольких десятках километрах мористее содержание кальцита возрастает до 25–29%. Скорее всего, это объясняется влиянием на состав поверхностных донных осадков на прибрежных станциях материала, поступающего в море непосредственно с архипелага, тогда как мористее осадки испытывают влияние “относительно более теплых” атлантических вод, ведущее к разбавлению их карбонатом кальция, основными продуцентами которого выступают планктонные фораминиферы.

Содержание мусковита в исследованных пробах варьирует от 8 до 16%. Хлорит в составе поверхностных осадков присутствует в количестве 3–8% почти на всех станциях, расположенных вблизи Шпицбергена и Скандинавии; в центральной части Норвежского моря его в осадках нет. Это подтверждает, что источниками хлорита (и, возможно, мусковита) являются комплексы метаморфических пород Скандинавии.

Отсутствие линейной корреляции между $Fe_2O_3^*/SiO_2$ и Al_2O_3/SiO_2 во всей совокупности исследованных нами проб позволяет предполагать, что выраженный эффект минералогической сортировки отсутствует.

Распределение большинства фигуративных точек поверхностных донных осадков Норвежско-Гренландского бассейна на диаграмме Ti/Al –

1000*(Cr/Al) указывает на формирование их в основном из продуктов разрушения как кислых (сходных по составу с гранитоидами), так и основных магматических пород (вулканические породы Исландии). Алевритово-пелитовые и пелитовые илы континентального склона Скандинавии по значениям Ti/Al сопоставимы с базальтами Исландии, а по 1000*(Cr/Al) напоминают гранитоиды разного возраста. Осадки, отобранные в южной части хр. Мона и на хр. Колбейнсей, демонстрируют сходство присущих им значений 1000*(Cr/Al) с вулканическими породами Исландии, а по величинам Ti/Al – выходят за пределы образуемого ими поля.

Величина модуля Страхова – $(Fe + Mn)/Ti$ – во всей выборке варьирует от 5 до 10. Это предполагает отсутствие значимого поступления в поверхностные донные осадки исследованных нами районов продуктов гидротермальной деятельности из рифтовой зоны САХ.

Благодарности. Авторы признательны С.М. Исаченко, Г.В. Малафееву, С.А. Дубу и О.Ю. Мельничуку, а также экипажу НИС “Академик Мстислав Келдыш” за помощь в экспедициях и при исследовании проб.

Источники финансирования. Экспедиционные исследования проведены в рамках государственного задания ИО РАН (тема № FMWE-2021-0006) и при финансовой поддержке Минобрнауки РФ (целевое финансирование согласно Сводному плану экспедиций на научно-исследовательских судах Минобрнауки России). Изучение состава донных осадков выполнено в рамках государственного задания ГИН РАН. Исследования осадков в акваториях гидротермальных полей имели финансовую поддержку Российского научного фонда (проект № 20-17-00157).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Биогеоценозы гляциальных шельфов Западной Арктики. Апатиты: КНЦ РАН, 1996. 286 с.
2. Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоемов // Геологические исследования в Дальневосточных морях. Тр. Ин-та океанологии. Т. XXXII. М.: АН СССР, 1960. С. 3–14.
3. Богданов Ю.А., Сагалевич А.М., Галкин С.В. и др. Геологические и биологические исследования в северной части хребта Мона (Норвежское море) // Океанология. 1997. Т. 37. № 4. С. 609–616.
4. Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. М.: ГЕОС, 1998. 312 с.
5. Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Научный мир, 1998. 340 с.
6. Демина Л.Л., Новичкова Е.А., Козина Н.В. Хемостратиграфия дрефты Снорри в Северной Атлантике // Океанология. 2019. Т. 59. № 3. С. 469–475.
7. Дриц А.В., Кловиткин А.А., Кравчишина М.Д. и др. Потоки осадочного вещества в Лофотенской котловине Норвежского моря: сезонная динамика и роль зоопланктона // Океанология. 2020. Т. 60. № 4. С. 576–594.
8. Дубинин Е.П., Кохан А.В., Сущевская Н.М. Тектоника и магматизм ультрамедленных спрединговых хребтов // Геотектоника. 2013. № 3. С. 3–30.
9. Емельянов Е.М., Лисицын А.П., Ильин А.В. Типы донных осадков Атлантического океана. Калининград, 1975. 590 с.
10. Кловиткин А.А., Кравчишина М.Д., Немировская И.А. и др. Исследование седиментосистем Европейской Арктики в 75-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” // Океанология. 2020. Т. 60. № 3. С. 485–487.
11. Кловиткин А.А., Политова Н.В., Новигатский А.Н., Кравчишина М.Д. Исследования Европейской Арктики в 80-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” // Океанология. 2021. Т. 61. № 1. С. 156–158.
12. Кошелева В.А., Яшин Д.С. Донные осадки Арктических морей России. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 286 с.
13. Кравчишина М.Д., Гладышев С.В., Новигатский А.Н. и др. Системные исследования в области взаимодействия Северного Ледовитого и Атлантического океанов в 68-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” // Экспедиционные исследования на НИС ФАНО России и архипелаге Шпицберген в 2017 г. Тез. конф. Севастополь: ФГБУН МГИ, 2018. С. 49–56.
14. Кравчишина М.Д., Леин А.Ю., Боев А.Г. и др. Гидротермальные минеральные ассоциации на 71° с.ш. Срединно-Атлантического хребта (первые результаты) // Океанология. 2019. Т. 59. № 6. С. 1039–1057.
15. Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
16. Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // Мировой океан. Т. II. Физика, химия и биология океана. Осадкообразование в океане и взаимодействие геосфер Земли / Под ред. Л.И. Лобковского и Р.И. Нигматулина. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
17. Лукашин В.Н. Седиментация на континентальных склонах под влиянием контурных течений. М.: ГЕОС, 2008. 250 с.
18. Маслов А.В., Козина Н.В., Шевченко В.П. и др. Систематика редкоземельных элементов в современных донных осадках Каспийского моря и устьевых зон рек Мира: опыт сопоставления // Доклады РАН. 2017. Т. 475. № 2. С. 195–201.
19. Маслов А.В., Политова Н.В., Козина Н.В. и др. Редкие и рассеянные элементы в современных донных осадках Баренцева моря // Литология и полезные ископаемые. 2020. № 1. С. 3–27.

20. 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 полезные ископаемые. 2014. № 6. С. 463–492.
21. Никитин О.П., Касьянов С.Ю. Поверхностные течения Норвежского и Гренландского морей // Труды Государственного океанографического института. 2015. № 216. С. 79–85.
22. Новигатский А.Н., Гладышев С.В., Ключиткин А.А. и др. Мультидисциплинарные исследования в Северной Атлантике и прилегающей Арктике в 71-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” // Океанология. 2019. Т. 59. № 3. С. 510–512.
23. Петелин В.П. Новый метод водно-механического анализа морских осадков // Океанология. 1961. Т. 1. Вып. 1. С. 144–148.
24. Рянская А.Д., Гуляева Т.Я., Стрелецкая М.В. Отработка методики получения ориентированных образцов глин для рентгеноструктурного анализа // Ежегодник-2014. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. С. 254–266.
25. Рянская А.Д., Шапова Ю.В., Гуляева Т.Я. и др. Полнопрофильный рентгенодифракционный анализ фазово-минерального состава пород-коллекторов нефти и газа с использованием программы Siro-Quant (на примере искусственных смесей) // Ежегодник-2014. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. С. 267–275.
26. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
27. Тримонис Э.С. Терригенная седиментация в Атлантическом океане. М.: Наука, 1995. 255 с.
28. Andrews J.T., Vogt C. Source to sink: Statistical identification of regional variations in the mineralogy of surface sediments in the western Nordic Seas (58° N–75° N; 10° W–40° W) // Marine Geol. 2014. V. 357. P. 151–162.
29. Blindheim J., Rey F. Water-mass formation and distribution in the Nordic Seas during the 1990s // ICES Journal of Marine Science. 2004. V. 61. P. 846–863.
30. Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chemical Geology. 1993. V. 104. P. 1–37. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90140-E](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90140-E)
31. Cruz M.I.F.S. Mineralogy and geochemistry of contrasting hydrothermal systems on the Arctic Mid Ocean Ridge (AMOR): The Jan Mayen and Loki’s Castle vent fields. Doutoramento em Ciências do Mar. Universidade de Lisboa. Faculdade de Ciências. 2015. 257 p.
32. Demina L.L., Novichkova E.A., Lisitzin 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. <https://doi.org/10.3390/geosciences9100432>
33. Dugstad J., Fer I., LaCasce J. et al. Lateral heat transport in the Lofoten Basin: near-surface pathways and subsurface exchange // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2019. V. 124. № 5. P. 2992–3006.
34. Grousset F.E., Chesselet R. The Holocene sedimentary regime in the northern Mid-Atlantic Ridge region // Earth and Planetary Science Letters. 1986. V. 78. P. 271–287. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(86\)90067-1](https://doi.org/10.1016/0012-821x(86)90067-1)
35. Hald M. Climate change and paleoceanography // The Northern North Atlantic: A Changing Environment. Berlin: Springer, 2001. P. 281–290.
36. Hards V.L., Kempton P.D., Thompson R.N. The heterogeneous Iceland plume: new insights from the alkaline basalts of the Snaefell volcanic centre // J. Geol. Soc. (London). 1995. V. 152. P. 1003–1009. <https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1995.152.01.21>
37. Hebbeln D., Berner H. Surface sediment distribution in the Fram Strait // Deep-Sea Research I. 1993. V. 40. P. 1731–1745. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(93\)90029-3](https://doi.org/10.1016/0967-0637(93)90029-3)
38. Johannessen T., Jansen E., Flatoy A., Ravelo A.C. The relationship between surface water masses, oceanographic fronts and paleoclimatic proxies in surface sediments of the Greenland, Iceland, Norwegian seas // Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constrains on the Ocean’s Role in Global Change / Zahn R., Pedersen T.F., Kaminski M.A., Labeyrie L. (eds.). Berlin, Heidelberg: Springer, 1994. NATO ASI Series. V. 17. P. 61–85.
39. Kokfelt T.F., Hoernle K., Hauff F. et al. Combined Trace Element and Pb–Nd–Sr–O Isotope Evidence for Recycled Oceanic Crust (Upper and Lower) in the Iceland Mantle Plume // J. Petrol. 2006. V. 47. P. 1705–1749. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl025>
40. Lackschewitz K.S., Wallrabe-Adams H.-J., Garbe-Schonberg D. Geochemistry of surface sediments from the mid-oceanic Kolbeinsey Ridge, north of Iceland // Marine Geology. 1994. V. 121. P. 105–119. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(94\)90160-0](https://doi.org/10.1016/0025-3227(94)90160-0)
41. McClelland J.W., Holmes R.M., Dunton K.H., Macdonald R.W. The Arctic Ocean Estuary // Estuaries and Coasts. 2012. V. 35. P. 353–368.
42. Munsell Soil-Color-Charts with genuine Munsell color chips. 2009 year revised. Michigan: Munsell Color, Grand Rapids, 2012.
43. Peate D.W., Baker J.A., Jakobsson S.P. et al. Historic magmatism on the Reykjanes Peninsula, Iceland: a snap-shot of melt generation at a ridge segment // Contrib. Mineral. Petrol. 2009. V. 157. P. 359–382. <https://doi.org/10.1007/s00410-008-0339-4>
44. Polyak L., Bischof J., Ortiz J.D. et al. Late Quaternary stratigraphy and sedimentation patterns in the western Arctic Ocean // Global and Planetary Change. 2009. V. 68. P. 5–17. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2009.03.014>
45. Randelhoff A., Reigstad M., Chierici M. et al. Seasonality of the physical and biogeochemical hydrography in the inflow to the Arctic Ocean through Fram Strait // Front. Mar. Sci. 2018. V. 5:224. <https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00224>
46. Rossby T., Ozhigin V., Ivshin V., Bacon S. An isopycnal view of the Nordic Seas hydrography with focus on properties of the Lofoten Basin // Deep-Sea Research I.

2009. V. 56. P. 1955–1971.
<https://doi.org/10.1016/j.dsr.2009.07.005>
47. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry. 2003. Amsterdam: Elsevier, V. 3. P. 1–64.
<https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>
48. Sarafanov A., Falina A., Mercier H. et al. Mean full-depth summer circulation and transports at the northern periphery of the Atlantic Ocean in the 2000s // J. Geoph. Res. 2012. V. 117. C01014.
49. Schimanski A. Holocene sedimentation on the Vietnamese shelf: from source to sink. Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel. Kiel, 2002. 171 p.
50. Sinton J., Gronvold K., Sæmundsson K. Postglacial eruptive history of the Western Volcanic Zone, Iceland // Geochem. Geophys. Geosyst. 2005. V. 6. Q12009.
<https://doi.org/10.1029/2005GC001021>
51. Slater L., McKenzie D., Gronvold K., Shimizu N. Melt generation and movement beneath Theistareykir, NE Iceland // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 321–354.
<https://doi.org/10.1093/petrology/42.2.321>
52. Slubowska-Woldengen M., Koč N., Rasmussen T.L. et al. Time-slice reconstructions of ocean circulation changes on the continental shelf in the Nordic and Barents Seas during the last 16,000 cal yr B.P. // Quaternary Sci. Reviews. 2008. V. 27. P. 1476–1492.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.04.015>
53. Spoorth D.J.A., Pälike H., Green D. Paleogene record of elemental concentrations in sediments from the Arctic Ocean obtained by XRF analyses // Paleoceanography. 2008. V. 3. PA1S09.
<https://doi.org/10.1029/2007PA001489>
54. The Northern North Atlantic / Schauer P., Ritzrau W., Schluter M., Thiede J. (Eds.). Berlin-Heidelberg: Springer, 2001. 520 p.
55. Volkov D.L., Belonenko T.V., Foux V.R. Puzzling over the dynamics of the Lofoten Basin – a sub-Arctic hot spot of ocean variability // Geophysical Research Letters. 2013. V. 40. № 4. P. 738–743.

Mineral and Chemical Composition of Surface Bottom Sediments in Some Regions of the Nordic Seas

A. V. Maslov^{a, #}, A. A. Klyuvitkin^b, N. V. Kozina^b, M. D. Kravchishina^b, A. N. Novigatsky^b,
E. A. Novichkova^b, N. V. Politova^{b, ##}, V. P. Shevchenko^b

^aGeological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^bShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[#]e-mail: amas2004@mail.ru

^{##}e-mail: politova@ocean.ru

The mineral and bulk chemical (basic rock-forming oxides) composition of more than 20 samples of surface bottom sediments collected on a number of cruises of the R/V *Akademik Mstislav Keldysh* in the Nordic Seas (the Mohns, Knipovich, Kolbeinsey and Aegir ridges, the basins of the Norwegian and Greenland seas, the continental slope of Svalbard, the western continental margin of the Barents Sea, etc.). One of the goals of these cruises was a comprehensive study of the sedimentary system of the Nordic Seas. Our data on the distribution of quartz and calcite in the sediments confirm the idea that the composition of surface bottom sediments at coastal stations is affected by the material coming from land, while seaward sediments are affected by “relatively warmer” Atlantic waters, leading to their dilution with calcium carbonate, the main which are produced by planktonic foraminifera. The absence of a correlation between $\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{SiO}_2$ and $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ indicates that the effect of mineralogical sorting is not pronounced in the sediments. The distribution of data points of surface bottom sediments on the $\text{Ti}/\text{Al}-1000^*(\text{Cr}/\text{Al})$ diagram is considered. It is concluded that the source of fine aluminosiliciclastics for most of the studied samples was both acidic and basic igneous rocks in different proportions. The value of Strakhov’s modulus in the entire sample ranges from 5 to 10. This gives grounds to believe that no products of hydrothermal activity were introduced into the surface bottom sediments of the studied areas.

Keywords: surface bottom sediments, the Nordic Seas, mineral composition, chemical composition