

УДК 551.462 504.422

РЕЛЬЕФ ДНА КАРСКОГО МОРЯ И СОРБЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ОСАДКОВ КАК ФАКТОРЫ АККУМУЛЯЦИИ ЗАГРЯЗНЕНИЙ

© 2021 г. А. Ю. Мирошников^{1,*}, Д. Д. Бадюков², М. В. Флинт³, Т. Ю. Репкина^{2,3},
Эн. Э. Асадулин¹, А. М. Шарапов⁴, Вл. Б. Комаров¹, А. А. Усачева¹

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

³Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

⁴Государственная корпорация по атомной энергии “Росатом”, Москва, Россия

*e-mail: alexey-miroshnikov@yandex.ru

Поступила в редакцию 28.04.2021 г.

После доработки 13.05.2021 г.

Принята к публикации 25.05.2021 г.

В статье представлена современная “Геоморфологическая карта дна Карского моря” в масштабе 1 : 2000000 и ее описание. Построение этой карты осуществлялось на основе “Батиметрической карты Карского моря” того же масштаба, созданной по крупномасштабным (1 : 200000 и 1 : 500000) морским навигационным картам. На основе этих карт и данных силикатного анализа проб верхнего слоя осадков создана “Схема относительной сорбционной емкости донных отложений западной части Карского моря”, которая иллюстрирует положение районов, наиболее предрасположенных к сорбированию загрязнителей. Предложен комплексный подход к изучению процессов миграции и аккумуляции загрязнителей в морских экосистемах, объединяющий основные факторы, влияющие на их накопление в донных отложениях: геоморфологические характеристики дна, сорбционные параметры осадков, роль геохимических барьерных зон.

Ключевые слова: Карское море, геоморфология, рельеф, донная поверхность, геохимическая барьерная зона, относительная сорбционная емкость, радиоцезий, загрязнения

DOI: 10.31857/S0030157421050087

ВВЕДЕНИЕ

Основой статьи являются “Геоморфологическая карта” и “Батиметрическая карта” Карского моря, созданные в 2019 г. Обе карты построены в масштабе 1 : 2000000 и в связи с невозможностью их размещения в журнальной статье находятся на официальном сайте ИГЕМ РАН и доступны по следующим ссылкам: http://www.igem.ru/lab_radio/doc/bathymetry_map_kara_sea.pdf (рис. 1-А) и http://www.igem.ru/lab_radio/doc/geomorphology_map_kara_sea.pdf (рис. 2-А). Ниже, на рис. 1 и 2, они представлены в адаптированном для публикации в журнале виде.

Экологическая геоморфология является достаточно новым и активно развивающимся направлением геоморфологической науки, которое направлено на понимание связи характеристик поверхности дна и их влияния на динамику придонных сред, закономерности распределения осадочного материала и химических элементов, в том числе и техногенных загрязнителей [14].

Донная поверхность Карского моря формировалась на протяжении неоплейстоцена—голоце-

на, а на ряде участков сохраняет черты более древнего структурного рельефа [19, 29]. Строение современного рельефа дна обусловлено, в основном, изменениями условий морфолитогенеза в позднем неоплейстоцене—голоцене. В эпоху последнего оледенения на осушенной поверхности шельфа сформировались аллювиальные, а на периферии островов Новой Земли, Земли Франца Иосифа и Северной Земли — ледниковые равнины. В голоцене, в ходе неравномерного подъема уровня океана, они были затоплены и изменены береговыми и субаквальными процессами [1, 2, 19].

Послеледниковая трансгрессия моря привела к затоплению эрозионных речных долин, сформировавшихся ранее в регрессивных условиях [1, 19, 30], в результате чего образовались гигантские вытянутые ингрессионные заливы, такие как Обская губа и Енисейский залив. В вершинах этих заливов в настоящее время формируются дельты выполнения [27]. Ниже по течению, на расстоянии около 130 км (Енисейский залив) и 550 км (Обская губа) от внешних краев дельт, на устьевом взморье во второй половине XX в. фор-

мировались зоны повышенной активности (ЗПА) радиоцезия [6, 25, 34].

При этом основным фактором, влияющим на современные процессы осадконакопления в Карском море в целом, является материковый сток. Реки Обь, Енисей, Надым, Пур, Таз и Пясины ежегодно приносят более 27 млн т аллохтонной взвеси, 128 млн т солей [27] и около 10 млн т органического углерода [7]. Около 35 млн т вещества поступает за счет разрушения берегов [4]. В осадки западной части Карского моря основная масса взвешенного материала, содержащего преимущественно продукты эрозии осадочных пород, поступает с водами р. Оби, дренирующей Западно-Сибирский водосборный мегабассейн [39].

Вместе с материковым стоком, который для Карского моря составляет более 40% суммарного стока всех рек, впадающих в Северный Ледовитый океан, в область смешения пресных и соленых вод поступают и различные загрязнители, в том числе техногенные радионуклиды. Их дальнейшее поведение и распределение обусловлено, прежде всего, тремя основными факторами: 1) механизмом работы геохимической барьерной зоны “река—море” [11], 2) сорбционными свойствами донных осадков [15] и 3) геоморфологическими характеристиками донной поверхности [19]. Определенное влияние на эти процессы оказывают и морские течения.

Комплексный подход к изучению закономерностей распределения и аккумуляции загрязнителей в донных осадках Карского моря, которому посвящена статья, является новым и позволяет прогнозировать изменения радиационно-геохимического состояния компонентов морских экосистем не только в части возможных негативных эффектов, но также и положительных трендов, примеры которых существуют в Арктике [26].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования включали создание батиметрической и геоморфологической карт Карского моря.

Батиметрическая карта (рис. 1) масштаба 1 : 2000000 (рис. 1-А по ссылке http://www.igem.ru/lab_radio/doc/bathymetry_map_kara_sea.pdf) создана на основе навигационных карт масштабов 1 : 200000 и 1 : 500000, изданных УНИО МО РФ в 2010–2015 гг. в проекции Меркатора. На ряде участков использованы также результаты эхолотных промеров, полученных в 66-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш”, и сейсмоакустического профилирования, а также опубликованные данные о поле глубин. Для отрисовки изобат навигационные карты оцифровывались, а затем по точкам промеров в программе SURFER 13.0.383 была создана цифровая модель рельефа. Сглаживание изобат проводилось методом ли-

нейного кригинга, что по сравнению с методом триангуляции позволяет лучше воспроизвести пластику подводного рельефа. Батиметрическая карта, созданная на основе цифровой модели рельефа, представлена в конической равнопромежуточной проекции с центральным меридианом 71° в.д. и стандартными параллелями 71° и 77° с.ш. (рис. 1). Для подробного отображения строения рельефа мелководных участков использовано неравномерное заложение изобат: на глубинах до 20 м они проведены через 10 м, а на больших глубинах через 20 м.

Геоморфологическая карта дна Карского моря (рис. 2) масштаба 1 : 2000000 (рис. 2-А по ссылке http://www.igem.ru/lab_radio/doc/geomorphology_map_kara_sea.pdf) построена на основе батиметрической карты в той же проекции.

Карта составлена по хрономорфогенетическому принципу. При характеристике генезиса и возраста рельефа использованы опубликованные данные о строении четвертичных отложений и развитии рельефа дна акватории, в том числе геоморфологические карты среднего [2], мелкого [5, 18, 29] и регионального [1, 19, 28] масштабов.

Основные события плейстоценовой истории региона – наличие, размеры и возраст ледниковых покровов, а также соотношение оледенений и колебаний уровня моря, остаются предметом оживленных дискуссий до сих пор, а данные о возрасте осадочного чехла немногочисленны [10]. Поэтому приведенные на карте оценки возраста и генезиса рельефа следует воспринимать как ориентировочные.

При составлении карты приоритет был отдан анализу морфологии рельефа и отображению процессов, определивших условия формирования верхнего слоя осадков, способных накапливать загрязняющие вещества. Сведения о составе современных донных осадков получены путем донного опробования, а также по литологическим картам поверхности дна, содержащимся в комплектах листов “Государственной геологической карты масштаба 1 : 1000000 (третье поколение)” [5, 12, 18, 22, 40] и другим опубликованным материалам.

На геоморфологической карте масштаба 1 : 2000000 (рис. 2-А по ссылке http://www.igem.ru/lab_radio/doc/geomorphology_map_kara_sea.pdf) отображены поверхности морского и субаэрального генезиса, разделяющие их склоны, а также отдельные формы и комплексы форм донного рельефа. Генетические типы берегов выделены согласно классификации [16]. На рис. 2 карта приведена в упрощенном виде: показаны преобладающие типы и комплексы форм рельефа дна.

Сорбционные свойства донных отложений. Материал был получен в ходе морских экспедиционных исследований в 128-м рейсе НИС “Профес-

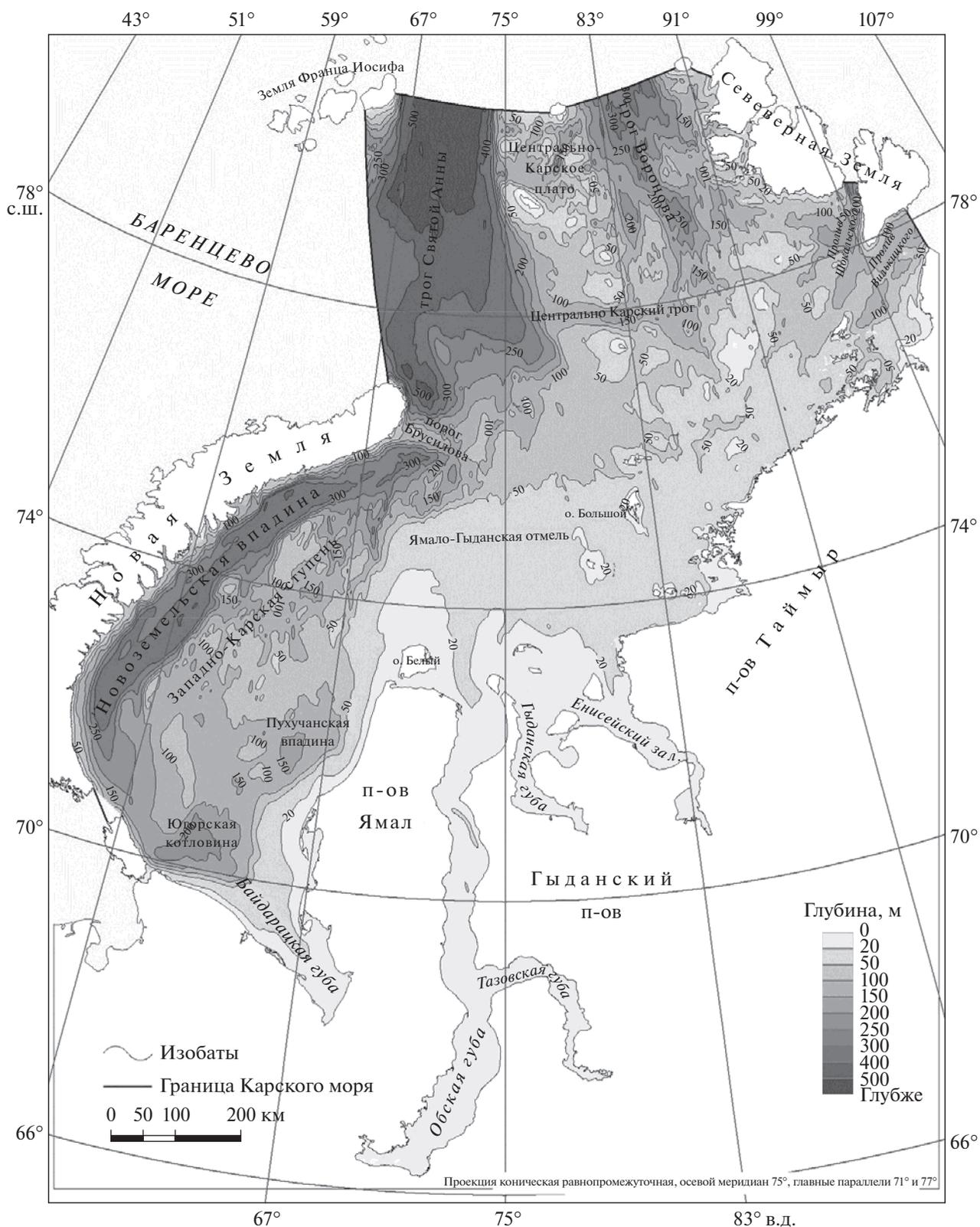
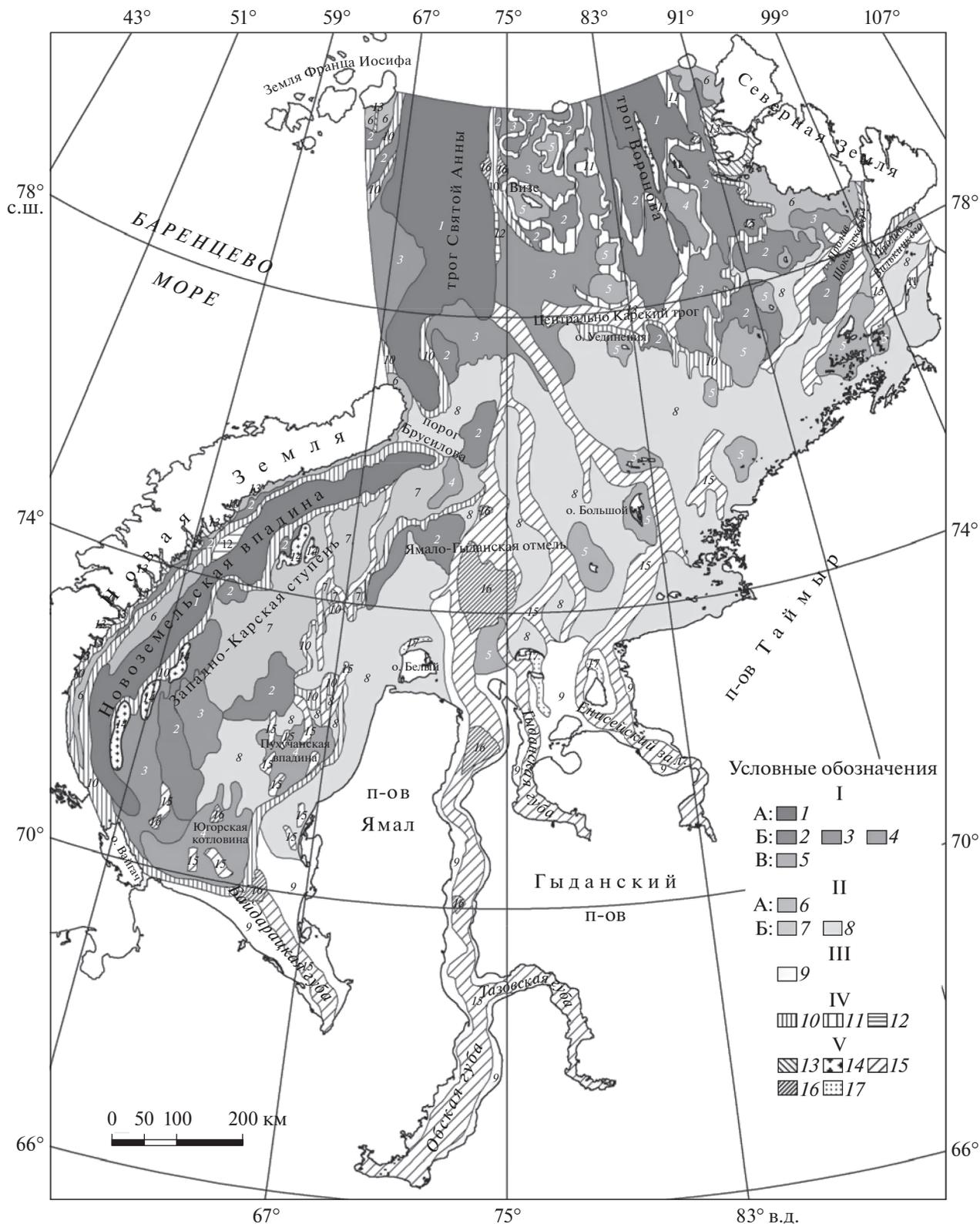


Рис. 1. Батиметрическая карта Карского моря. Полномасштабный цветной вариант карты находится на сайте ИГЕМ РАН по ссылке http://www.igem.ru/lab_radio/doc/bathymetry_map_kara_sea.pdf.



сор Штокман” и в 63, 66, 69 и 72-м рейсах НИС “Академик Мстислав Келдыш”, которые проводились в рамках программы “Экосистемы морей Сибирской Арктики”. Для оценки относительных сорбционных свойств донных отложений западной части Карского моря и эстуариев Оби и Енисея были использованы пробы верхнего слоя осадков (0–2 см), отобранные на 34 станциях. Три пары станций были расположены на незначительных расстояниях друг от друга (АМК-5651/АМК-5991; АМК-5200/АМК-5942; АМК-5328/АМК-5640), что позволило объединить их на схеме.

При подборе методики учитывалось, что сорбционные свойства донных отложений и их способность аккумулировать различные загрязнители зависят от органических и минеральных компонентов осадка. Наиболее сорбционной неорганической фракцией являются самые тонкозернистые (пелитоморфные) глинистые минералы. Практически неактивный в этом отношении кварц в процессах выветривания гораздо устойчивее минералов, преобразующихся в глинистые. Поэтому в осадках зерна кварца обычно крупнее глинистых частиц. В результате возникает корреляция между гранулометрическим составом и общей способностью осадка к сорбции загрязнителей. Распределение осадочного материала с разным размером частиц по площади подводной седиментации зависит не только от гидродинамики, но и от морфологии поверхности морского дна.

Таким образом, для оценки влияния аллохтонных загрязнений на морскую экосистему необходимо совместное рассмотрение областей аккумулятивных форм рельефа и сорбционных свойств осадочного вещества.

Исследование минерального состава пелитоморфного материала сопряжено с весьма трудоемкими, сложными, длительными и затратными видами аналитических работ. При этом необходимую информацию об относительной сорбционной емкости осадков можно извлечь из данных

рутинного силикатного анализа. Такой подход был реализован в работе Г.И. Иванова при исследовании донных отложений Баренцева моря [15].

Зная минимальное соотношение SiO_2 и Al_2O_3 в алюмосиликатных глинистых минералах, можно рассчитать условное содержание кварца в осадке — $Q_{\text{рас}}$. Увеличение этого соотношения связано с увеличением содержания кварца и, как следствие, появлением свободного кремнезема, не связанного в алюмосиликатной фазе глинистых минералов. При этом необходимо учитывать, что концентрация биогенного аморфного кремнезема в донных осадках Баренцева моря в среднем составляет 0.38%, изменяясь в интервале от 0.12 до 0.98%. Коэффициент вариации составляет 0.12. Следовательно, практически весь не связанный в глинистой алюмосиликатной части SiO_2 можно отнести к кварцу, а условное содержание кварца в осадке будет рассчитываться по формуле:

$$Q_{\text{рас}} = \text{SiO}_2 - (\text{Al}_2\text{O}_3 \times 2.67), \quad (1)$$

где SiO_2 и Al_2O_3 — содержание компонентов в процентах, а 2.67 — минимальное соотношение SiO_2 и Al_2O_3 .

Величина 2.67, принятая на основании изученных данных Г.И. Ивановым за минимальное соотношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ для осадков Баренцева моря, немного выше более ранней оценки соотношения для осадков Карского моря, а именно 2.55 [9]. Такое незначительное расхождение может быть обусловлено, с одной стороны, систематической аналитической ошибкой различных лабораторий и использованных методик анализа, а с другой — вещественно-генетическими типами донных отложений [15]. Если для Карского моря в упомянутой работе анализировались в основном осадки эстуарных зон рек Оби и Енисея, то для Баренцева моря были изучены в первую очередь более глубоководные отложения.

Рис. 2. Геоморфологическая карта Карского моря. Условные обозначения: I. Плоские и пологонаклонные поверхности морского генезиса: (А) Сформированные процессами неволновой аккумуляции на дне структурно-предопределенных трогов и впадин, позднеплейстоценовые–голоценовые: 1 — на глубинах 200–550 м. (Б) Сформированные преимущественно процессами неволновой аккумуляции и течениями вне зоны волнового воздействия: 2 — аккумулятивно-абразионные и абразионно-аккумулятивные на глубинах 50–120 м (позднеплейстоценовые–голоценовые), 3 — абразионно-аккумулятивные на глубинах 120–250 м (неоплейстоценовые–голоценовые), 4 — аккумулятивные на глубинах 150–250 м (неоплейстоценовые–голоценовые). (В) Сформированные в зоне волнового воздействия, голоценовые: 5 — аккумулятивно-абразионные и абразионные на глубинах менее 50 м. II. Поверхности субаэрального генезиса, измененные субаквальными и береговыми процессами, позднеплейстоценовые–голоценовые: (А) Ледниковые: 6 — пологонаклонные аккумулятивно-экзарационные на глубинах до 60–80 м. (Б) эрозионно-аккумулятивные: 7 — пологорядовые на глубинах до 60–100 м, осложненные формами криогенного пучения, 8 — пологонаклонные, пологоволнистые и пологорядовые на глубинах до 80–100 м. III. Пологонаклонные и наклонные прибрежные поверхности аллювиально-морского и морского генезиса, сформированные в зоне волнового воздействия, голоценовые: 9 — аккумулятивные, абразионно-аккумулятивные и эрозионно-аккумулятивные на глубинах до 30–40 м. IV. Склоны (плейстоценовые — голоценовые): 10 — денудационно-тектонические и экзарационно-тектонические, 11 — абразионно-тектонические, 12 — оползневые. V. Отдельные комплексы форм и формы рельефа: 13 — фиорды; 14 — обособленные гряды, преимущественно эрозионного происхождения, 15 — речные долины и эрозионные врезы, 16 — подводные дельты и конусы выноса; 17 — донные аккумулятивные формы. Полнообъемный цветной вариант карты находится на сайте ИГЕМ РАН по ссылке http://www.igem.ru/lab_radio/doc/geomorphology_map_kara_sea.pdf.

Таблица 1. Содержания (%) SiO_2 и Al_2O_3 , вычисленные значения условных содержаний кварца ($Q_{\text{рас}}$) и относительной сорбционной емкости ($\text{CE}_{\text{отн}}$) в пробах верхнего слоя осадков Карского моря

Станция	С.ш. (°)	В.д. (°)	Глуб., м	Al_2O_3	SiO_2	$Q_{\text{рас}}$	$\text{CE}_{\text{отн}}$
ПШ-128-04	71.75	65.76	154	13.25	57.96	22.58	77.42
ПШ-128-05	72.42	65.47	105	12.90	58.12	23.69	76.31
ПШ-128-07	73.34	65.67	64	9.40	75.81	50.72	49.28
ПШ-128-08	74.00	65.19	170	13.35	56.28	20.64	79.36
ПШ-128-10	75.06	64.57	260	14.36	58.29	19.95	80.05
ПШ-128-11	75.39	64.30	350	15.42	59.49	18.32	81.68
ПШ-128-25	72.41	79.83	12	13.47	58.38	22.43	77.57
ПШ-128-26	72.51	80.34	14	13.86	56.67	19.68	80.32
ПШ-128-27	72.63	80.68	18	12.87	59.17	24.82	75.18
ПШ-128-28	72.93	79.99	22	14.04	56.38	18.89	81.11
ПШ-128-29	73.15	79.95	27	14.08	56.72	19.14	80.86
ПШ-128-69	71.94	55.81	149	14.52	61.49	22.72	77.28
АМК-5200	73.10	61.31	97	10.23	70.15	42.84	57.16
АМК-5205	74.78	66.58	185	12.76	57.70	23.63	76.37
АМК-5214	76.53	71.38	150	14.07	63.53	25.96	74.04
АМК-5308	75.57	72.47	166	12.90	59.78	25.34	74.66
АМК-5309	75.20	72.81	33	3.52	89.65	80.26	19.74
АМК-5651	71.05	59.40	188	11.50	64.93	34.23	65.78
АМК-5942	73.10	61.32	102	11.43	66.35	35.85	64.15
АМК-5976	73.40	71.38	165	14.16	57.65	19.84	80.16
АМК-5987	75.62	63.58	55	14.26	52.12	14.04	85.96
АМК-5991	71.05	59.41	185	11.92	59.39	27.57	72.43
АМК-5313	74.20	73.06	30	5.71	85.39	70.15	29.85
АМК-5319	72.68	73.77	21	12.58	68.06	34.47	65.53
АМК-5321	72.23	73.41	15	12.31	68.36	35.49	64.51
АМК-5323	71.69	72.95	19	12.49	67.52	34.19	65.81
АМК-5324	71.47	72.56	17	8.13	80.45	58.76	41.24
АМК-5325	72.18	74.72	13	14.25	61.79	23.74	76.26
АМК-5326	72.17	74.30	13	15.73	59.50	17.50	82.50
АМК-5327	72.77	74.51	15	14.33	62.90	24.65	75.35
АМК-5328	73.23	73.26	22	13.21	65.36	30.08	69.92
АМК-5588	73.91	72.99	30	12.57	69.30	35.75	64.25
АМК-5637	72.50	74.08	15	19.94	52.95	-0.28	100.28
АМК-5640	73.25	73.29	25	18.60	59.53	9.86	90.14

Величина “относительной сорбционной емкости” донных осадков определяется следующим образом:

$$\text{CE}_{\text{отн}} = 100 - Q_{\text{рас}}, \quad (2)$$

где $\text{CE}_{\text{отн}}$ – относительная сорбционная емкость донных осадков, $Q_{\text{рас}}$ – расчетное содержание кварца в осадке.

Исходные и рассчитанные данные приведены в табл. 1.

Расчет производился с использованием обоих значений минимального соотношения SiO_2 и Al_2O_3 . Разница оказалась совсем небольшой, около 1–3% от расчетных величин. С учетом упомянутого замечания Г.И. Иванова по поводу связи значений, полученных для Карскоморского бассейна, мы для построения схемы остановились на минимальном соотношении, характерном для Баренцева моря – 2.67.

Силикатный анализ проб донных осадков был сделан в ИГЕМ РАН А.И. Якушевым методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) с использованием спектрометра последовательного действия с дисперсией по длине волны PW 2400 (Philips Analytical) и программного обеспечения SuperQ (PANalytical, 2009). Анализ выполнен по международной методике ASTM.

При построении схемы распределения донных осадков в программе SURFER 13.0.383 в виде областей, ограниченных изолиниями величин $\text{CE}_{\text{отн}}$, использовался метод линейного кригинга с “радиусом поиска”, немного превышающим условное расстояние между профилями.

Геохимические барьерные зоны. Формирование на морском дне поверхностей аккумуляции осадков, обладающих высокой сорбционной емкостью по отношению к разным загрязнителям, может происходить в различных условиях. Однако наиболее интенсивно накопление таких продук-

тов антропогенного происхождения происходит в тех случаях, когда участки дна приурочены к зонам геохимических барьеров по классификации А.И. Перельмана [31]. Механизмы, вызывающие переход загрязнителей в осадок в процессе лавинной седиментации, описаны Е.М. Емельяновым как функции геохимических барьерных зон (ГБЗ) в океане [11]. При этом в качестве основных критериев выделения таких зон у разных авторов отмечаются и некоторые различия [7, 21, 35, 37, 38].

При всем разнообразии океанических фронтов, в которых происходят изменения скорости течений, температурных, соленостных и биогенных условий, биологических характеристик [35], наибольший интерес представляют те, с которыми ассоциированы ГБЗ и составляющие их внутренние геохимические барьеры.

Так, снижение скорости потока, переносимого взвешенное вещество, приводит к интенсивному осаждению и переходу в осадок более крупных частичек, размер которых превышает 10 мкм. Самые мелкие частицы размером менее 2–3 мкм при попадании в область смещения с морской водой, являющейся электролитом, начинают сорбировать органические кислоты. Происходит смена заряда частиц с отрицательного на положительный или нейтральный [7, 21]. В процессе коагуляции происходит слипание диспергированных частиц, увеличение их размера и ускорение осаждения. При увеличении солености флокуляция приводит к выпадению в осадок хлопьями части того материала, который поступает в область ГБЗ в растворенных формах.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Строение рельефа дна. Морфология. На батиметрической карте (рис. 1 и 1-А по ссылке http://www.igem.ru/lab_radio/doc/bathymetry_map_kara_sea.pdf) видны особенности морфологии основных орографических элементов дна Карского моря.

Вдоль архипелага Новая Земля протянулась Новоземельская впадина (глубины до 540 м) с крутыми, неровными склонами и плоским дном. На севере она отделена порогом Брусилова (глубины до 100 м) от грабенообразного трога Святой Анны (глубины до 620 м, в районе исследования — до 540 м), а на юго-западе — узкой перемышкой (глубины до 160 м) от изометричной, замкнутой Югорской котловины (глубины до 220 м). На северо-востоке котловина контактирует с Пухучанской впадиной через невысокий сглаженный порог.

К восточному борту Новоземельской впадины примыкает Западнo-Карская ступень, расчлененная понижениями преимущественно меридиональной ориентировки (глубины 120–240 м) на отдельные возвышенности с глубинами 60–100 м.

На востоке ступень граничит с Ямало-Гыданской отмелью (преобладающие глубины — 20–60 м) с многочисленными небольшими островами. У берегов Таймыра отмель становится более расчлененной.

Пологосклонные возвышенности (глубины 20–40 м) с островами Сергея Кирова, Шокальского и др. группируются в “увалы” северо-восточной ориентировки, разделенные прямолинейными понижениями (глубины 80–120 м, редко до 180 м), которые открываются в проливы Шокальского и Вилькицкого. Севернее о. Уединения отмель отделена Центральнo-Карским трогом (глубины 120–180 м) от Центральнo-Карского плато, состоящего из плосковершинных возвышенностей (преобладающие глубины 20–60 м), сниженных ступеней (глубины 100–120 м) и узких депрессий различной ориентировки (глубины до 200 м).

Трог Воронина включает несколько грабенообразных субмеридиональных депрессий (глубины до 500 м, в районе исследования — до 300 м). Он отделяет Центральнo-Карское плато от пологосклонного подводного основания архипелага Северная Земля (глубины до 60–80 м), изрезанного многочисленными фиордами и осложненного небольшими грядами. Граница архипелага и равнины, примыкающей к материковой суше, подчеркнута линейной депрессией северо-западной ориентировки (глубины 80–120 м), соединяющей трог Воронина и пролив Шокальского.

Морфоструктура и новейшие движения. Наиболее крупные черты рельефа дна predeterminedены режимом неоген-четвертичных движений [19, 28–30].

По данным сейсмостратиграфического анализа кайнозойского осадочного чехла, заверенного скважинами и грунтовыми трубками, установлено, что подавляющая часть шельфа Карского моря испытывает дифференцированное погружение, большее в пределах трогов Святой Анны, Воронина и Новоземельской впадины, а также на небольшом участке предустьевой области р. Оби. Для обрамляющих шельф архипелагов, возвышенных участков Центральнo-Карского плато и полуостровов Югорский и Таймыр характерно поднятие, а для низменной суши — чередования районов поднятия и опускания [30].

Анализ динамики относительного уровня моря показал, что в послеледниковое время эти тенденции в основном сохранялись [41]. Структурные черты рельефа — прямолинейность или угловатость очертаний, упорядоченность простираения соседствующих форм и элементов рельефа в сочетании с резкими изменениями ориентировки, отчетливо видны на западной, северной и северо-восточной периферии Карского моря — в районах наиболее интенсивных дифференцированных вертикаль-

ных движений. В центре и на юго-востоке акватории, куда поступает сток крупнейших рек, они завуалированы относительно мощным (50–250 м) чехлом плиоцен-четвертичных отложений, который в предустьевой области Оби превышает 250 м [30]. Преобладающая часть склонов также имеет структурный облик (рис. 2 и 2-А по ссылке http://www.igem.ru/lab_radio/doc/geomorphology_map_kara_sea.pdf).

Поверхности морского генезиса преобладают в северной и юго-западной частях акватории. В отдельную группу выделены *днища крупнейших структурно-предопределенных трогов* Святой Анны и Воронина, а также Новоземельской *впадины*, расположенные на глубинах 200–540, 280–540 и 200–300 м соответственно. Троги до настоящего времени примыкают к ледниковым покровам архипелагов и принимают наносы, образующиеся при их таянии [3].

Условия, существовавшие в трогах во время последнего оледенения, пока однозначно не определены и, возможно, были не одинаковы. Так, о большем, чем на открытом шельфе, осушении Новоземельской впадины, могут, вероятно, говорить находки на глубинах 265–275 м фрагментов флютинг-морены, маркирующей участка таяния мертвого льда [24], и приуроченность устьев палеоврезов на восточном склоне впадины к глубинам 240–280 м (рис. 1 и 1-А по ссылке http://www.igem.ru/lab_radio/doc/bathymetry_map_kara_sea.pdf). Со времени дегляциации, датированной по колонкам из трога Святой Анны интервалом ~13.3–10 тыс кал.л.н. [42], на днищах желобов накапливаются преимущественно пелитовые и алевро-пелитовые осадки [5, 12, 18, 20]. В Новоземельской впадине их мощность не превышает первых метров [20], на дне встречаются выходы коренных пород [17]. Мощность осадков возрастает в подножиях склонов впадины, в первую очередь, на участках развития оползней.

В троге Святой Анны мощность послеледниковых осадков увеличивается от менее 1 м на севере до около 10 м на юге, что связывают с поступлением материала тающего ледника [20, 42]. Вероятно, похожие обстановки существовали и в троге Воронина.

Остальные поверхности морского происхождения, расположенные на открытом шельфе, разделены по преобладающим глубинам, что в общих чертах отражает условия их формирования и современный режим накопления осадков. Поверхность дна на глубинах более 100–120 м, вероятно, не осушалась во время последнего оледенения и с плейстоцена развивалась в субаквальных условиях под действием неволновой аккумуляции и изменявшегося режима течений [1, 19, 20].

Абразионно-аккумулятивные равнины на глубинах 120–250 м распространены на севере и юго-

западе акватории. Современные донные осадки представлены преимущественно пелитовыми алевролитами и алевроитовыми пелитами, а на Центрально-Карском плато также песчано-пелитовыми алевролитами. Они перекрывают ледниково-морские и морские отложения плейстоцена–голоцена (миктиты и алевроиты с включением грубообломочного материала), а на юго-западе – в основном морские отложения позднего неоплейстоцена–голоцена [5, 12, 17, 18, 40]. Гранулометрический состав современных осадков указывает на сочетание обстановок транспортировки и аккумуляции [5, 40]. *Аккумулятивные равнины* выделены на глубинах 150–250 м в пределах четырех замкнутых впадин, в том числе Югорской и Пухчанской, где накапливаются преимущественно пелиты [18, 40].

На глубинах от 100–120 до 40–50 м поверхность дна формировалась под действием субаэральных–эрозионных и криогенных процессов [19, 23], а в ходе послеледникового подъема уровня моря – береговых и, затем, субаквальных процессов, существенно ее изменивших. На начальных этапах трансгрессия была стремительной – уже 9.3–9.1 тыс. кал.л.н. на глубинах 39–40 м накапливались морские осадки [20, 43]. На близких отметках (43–44 м) выявлены наиболее “глубокие” и древние береговые линии, представленные затопленными лагунами [1].

Таким образом, период субаквального развития рельефа был в этом гипсометрическом диапазоне весьма продолжительным, при этом участие береговых процессов в перестройке рельефа дна становится заметным только вблизи его верхней границы, соответствующей также наибольшей глубине современного волнового воздействия [1]. Продолжительное отепляющее влияние морских вод вызвало деградацию многолетнемерзлых пород и газонасыщение осадков верхней части разреза. Особенно интенсивным этот процесс был в начальные фазы трансгрессии [32]. С газонасыщенными осадками связаны специфические формы микрорельефа [24].

Аккумулятивно-абразионные и абразионно-аккумулятивные равнины на глубинах 50–120 м развиты на севере и западе акватории. В отличие от более глубоких участков шельфа, здесь присутствуют долинообразные понижения. Вероятно, это следы древней сети, приуроченной к разрывным нарушениям и заполненной морскими осадками [1, 19]. Состав приповерхностных отложений становится более разнообразным и грубым. На Центрально-Карском плато современные донные осадки представлены пелитовыми, песчано-пелитовыми и песчаными алевролитами [5], а между желобом Воронина и архипелагом Северная Земля – пелитовыми алевролитами и алевроитовыми пелитами [18]. Они залегают преимуще-

ственно на ледниково-морских и морских отложениях позднего плейстоцена—голоцена. У восточного борта трога Воронина встречаются выходы скальных пород и морены [17], перекрытые тонким чехлом алевритов [18].

На периферии Западно-Карской ступени преобладают смешанные осадки, сформировавшиеся в условиях транзита наносов [12, 40]; они залегают на послеледниковых морских отложениях [17].

Поверхности на глубинах менее 40–50 м развиваются в зоне волнового воздействия. Субаэральный рельеф был трансформирован здесь под действием волн, течений разной природы и ледовой экзарации [1, 2]. Комплексы аккумулятивных и абразионных береговых форм, маркирующие этапы стабилизации голоценовой трансгрессии, выявлены на глубинах 37–38, 32–34 и 25 м [1], а на дне подробно изученной Байдарацкой губы — на 37–38, 30–32, 25–27, 21–23, 17–19, 13–15 и 10–12 м [2].

Это может свидетельствовать о замедлении подъема уровня моря после ~9 тыс. кал.л.н. [20, 43] и более глубокой переработке рельефа и донных осадков [1, 2]. Благодаря более долгому промерзанию и более короткому и медленному протавиванию на мелководье до глубин 15–25 м сохранились острова многолетнемерзлых пород, вскрытые на юго-западе Карского шельфа ниже 7–8 м от поверхности дна [32].

В современных условиях Байдарацкой губы волны интенсивно воздействуют на дно до глубин 15–20 м, а на глубинах до 6–8 м во внутренней части губы и до 10–12 м на ее северных берегах они формируют подводный береговой склон [2]. На открытой акватории зона интенсивного воздействия волн, скорее всего, расширяется.

Аккумулятивно-абразионные и абразионные поверхности на глубинах менее 50 м представляют собой останцы, сформированные на ледниково-морских, морских и субаэральных отложениях плейстоцена—голоцена; на севере и северо-востоке часты выходы коренных пород [10, 17]. Современные донные осадки изменяются от пелитово-песчаных алевритов до гравийных миктитов при преобладании песков [5, 12, 18, 40]; их состав указывает на условия транзита и размыва [18, 40]. На глубинах менее 10 м размыв соседствует с аккумуляцией наносов, образуются подводные береговые формы и острова, такие как Визе, Сергея Кирова, Уединения, Большой и другие.

Несмотря на глубокую переработку дна в ходе голоценовой трансгрессии, на обширных участках шельфа, примыкающих к материковой и островной суше, черты субаэрального этапа развития сохранились в морфологии поверхности и составе осадков. Такие участки отнесены к *поверхностям субаэрального генезиса, измененным субаквальными и береговыми процессами.*

Архипелаги Новая Земля, Земля Франца Иосифа и Северная Земля окаймлены *пологонаклонными аккумулятивно-экзарационными* подножиями на глубинах до 60–80 м. Для них характерны контрастный мезо- и микрорельеф и разнообразный состав современных донных осадков, залегающих на морских и ледниково-морских отложениях позднего неоплейстоцена—голоцена, морене последнего оледенения или коренных породах [5, 12, 17, 18, 40].

Значительную часть Карского шельфа на глубинах до 60–100 м занимают *пологонаклонные, пологоволнистые и пологогрядовые эрозионно-аккумулятивные равнины*. Они сформировались в позднем неоплейстоцене в условиях низкого стояния уровня моря и интенсивного эрозионного расчленения [1, 2, 19]. Наряду с последним происходило активное заполнение этой равнины аллювием рек Оби, Байдары, Гыды и Енисея.

Несмотря на наличие чехла голоценовых морских осадков, в современном рельефе дна прослеживаются долины крупных рек, их притоки, отдельные эрозионные врезы, а в некоторых случаях — дельты, маркирующие положение уровня моря на этапах стабилизации трансгрессии. Врез палеодолин по современной поверхности дна изменяется от первых метров до ~20 м, русла имеют продольный уклон. В Байдарацкой губе в пределах палеодолины выделены два уровня террас [2]. На Западно-Карской ступени, у берегов п-ва Таймыр и у южного борта трога Воронина, где мощность морских голоценовых осадков невелика, аллювиальные отложения залегают непосредственно под современными донными осадками [17].

Преобладающий состав донных осадков изменяется на эрозионно-аккумулятивной равнине с юго-запада на северо-восток. На юго-западе смешанные песчано-пелито-алевритовые осадки, в центре Ямало-Гыданьской отмели — пелитовые и алевритовые пески, а у берегов Таймыра — алевро-пелиты и пелиты с ареалами более грубых осадков [12, 18, 22, 40].

На юго-западе равнины, на глубинах до 15–25 м сохранилась субаквальная островная мерзлота, однако многолетнемерзлые породы не выходят на поверхность дна [32].

В отдельную категорию выделена *пологогрядовая эрозионно-аккумулятивная равнина* Западно-Карской ступени, где были обнаружены округлые пингообразные поднятия диаметром несколько сотен метров при относительной высоте 30–40 м, окаймленные блюдцеобразными понижениями [36].

Особые условия формирования рельефа и донных осадков сложились на *прибрежных аллювиально-морских равнинах* у берегов полуостровов Ямал и Гыдан. Благодаря обильному твердому стоку крупнейших рек региона и режиму слабого погружения [30], в акваториях Обской и Тазов-

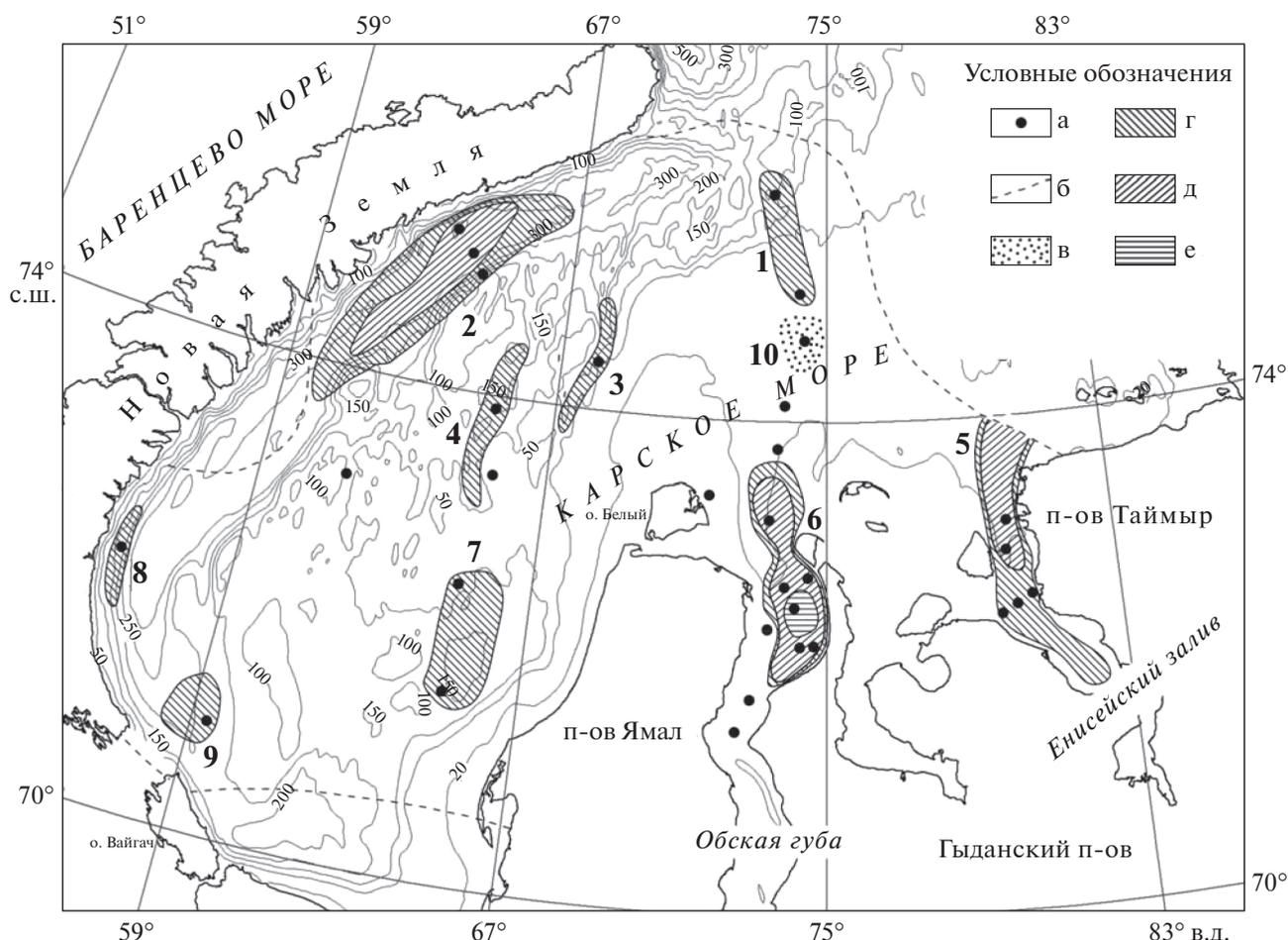


Рис. 3. Схема распределения донных осадков с различной относительной сорбционной емкостью ($SE_{отн}$) в юго-западной части Карского моря. Условные обозначения: а – положение морских станций; б – границы построения; в – область со значениями $SE_{отн} < 30$; г – область со значениями $SE_{отн} 70-80$; д – область со значениями $SE_{отн} 80-90$; е – область со значениями $SE_{отн} 90-100$.

ской губ суммарная мощность аллювиально-морских голоценовых и современных глинистых илов превышает 10 м [33].

На предустьевом взморье современные осадки представлены алевроитовыми и песчаными разностями [22].

Сорбционные свойства. В соответствии с описанным выше методом вычисления относительной сорбционной емкости донных осадков ($SE_{отн}$) построена схема юго-восточной части Карского моря (рис. 3), отражающая, прежде всего, участки, наиболее предрасположенные к сорбции различных как стабильных, так и радиоактивных техногенных загрязнителей. Расположение точек наблюдения по изучаемой части Карского моря весьма неравномерно, что не позволяет получить равноценные интерпретации результатов по площади при любом способе математического построения псевдоравномерной сети.

Полученную информацию вдоль профилей можно считать вполне адекватной, в то время как

к интерполяциям между профилями и экстраполяциям за их пределы следует относиться более осторожно. Тем не менее, на основе имеющихся данных все же можно получить представление об относительной сорбционной емкости донных отложений и соотнести его с соответствующими формами рельефа.

На схеме отражены девять областей (с 1 по 9 на рис. 3) с условно положительной сорбционной емкостью, в которых величина $SE_{отн} > 70$ единиц, и одна область (10 на рис. 3) с условно отрицательной, имеющей величину $SE_{отн} < 30$. Диапазон от 30 до 70 представляется менее информативным и не показан в виде изолиний.

Три участка (2, 5 и 6), в которых $SE_{отн} > 80$ единиц, выделяются на фоне остальных. При этом в участке с номером 6 присутствуют осадки, у которых величина $SE_{отн}$ достигает 90–100 единиц. Кроме высоких значений $SE_{отн}$ эти участки объединяет еще и то, что они находятся в областях влияния геохимических барьерных зон. Осадки

5-го и 6-го участков, приуроченных к внешним частям эстуариев Оби и Енисея, формируются в условиях интенсивной седиментации, обусловленной процессами в ГБЗ “река–море” [11]. Следует отметить, что именно здесь ранее были выявлены две наиболее загрязненные в Карском море зоны повышенной активности ^{137}Cs – Обская и Енисейская [25].

Участок № 2 приурочен к поверхности неволновой аккумуляции на дне Новоземельской впадины и ее склонам и находится под влиянием ГБЗ “берег–море” [11]. Именно в этой области ранее была выявлена Новоземельская зона повышенной активности ^{137}Cs [25]. Формирование этой зоны происходило, по-видимому, в результате латеральной миграции с поверхности Северного острова Новой Земли радиоактивных продуктов ядерных испытаний в атмосфере, которые осуществлялись на площадке “Сухой Нос” (~300 км) на рубеже 50-х и 60-х гг. и загрязняли поверхность острова в виде локальных выпадений.

Северо-восточнее пролива Карские ворота расположен участок № 9 со значением $\text{CE}_{\text{отн}}$ 70–80, который находится на продолжении той же поверхности неволновой аккумуляции трогов. Здесь также ранее была выявлена четвертая зона повышенной активности ^{137}Cs – Вайгачская [25]. Поступление радионуклидов цезия в эту область было обусловлено переносом морскими течениями некоторой доли жидких радиоактивных отходов от западноевропейских радиохимических предприятий [44]. Предположительно, формированию этой зоны могли способствовать процессы, связанные со смешением вод Баренцева и Карского морей, характеризующиеся рядом физико-химических различий.

В участках, обозначенных на схеме (рис. 3) номерами 1, 3, 4, 7 и 8, находятся донные осадки со значениями $\text{CE}_{\text{отн}}$ 70–80 и все они обладают существенным потенциалом для аккумуляции элементов-загрязнителей. При этом первые три приурочены преимущественно к шельфовым формам рельефа в виде речных долин и промоин. Участок № 7 расположен на аккумулятивной поверхности морского генезиса с устойчивой аккумуляцией и приурочен к Пухучанской впадине.

Вероятно, что участок 8, расположенный у берега Южного острова и связанный с экзарационно-тектоническим склоном Новоземельской впадины, имеет относительно меньший потенциал накопления загрязнений.

Наконец, участок № 10, представленный осадками с величиной $\text{CE}_{\text{отн}} < 30$, расположен на шельфовой форме рельефа в виде подводной дельты и конусов выноса. Очевидно, что низкая сорбционная емкость осадков и ожидаемо низкий потенциал накопления загрязнений связаны с отсут-

ствием влияния эстуарных фронтальных процессов и сопутствующей Обской ГБЗ на этом участке шельфа.

Как уже было отмечено выше, определенное влияние на поведение и распределение различных загрязнителей в осадках оказывают также и морские течения, особенно придонные. Однако определение их роли и доли влияния в различных участках моря достаточно затруднительно. А.Г. Зацепин с соавторами отмечают, что сведения об общей циркуляции вод Карского моря весьма противоречивы, т.к. существует несколько различных схем средних течений [13]. Согласно одной из них, и в поверхностных, и в глубинных слоях моря циркуляция имеет циклонический характер. Согласно другим, базирующимся на данных судовых измерений ADCP измерениям на нескольких закрепленных буйях, а также численном и лабораторном моделировании, циркуляция представляется несколько иной. Авторы [13] констатируют, что направления переноса вод основными течениями даже в теплый сезон года не являются однозначно установленными. Что касается вертикального распределения величин скоростей течений в юго-западной части Карского моря, которые были получены по шести годовым плавучим автономным буйковым станциям [8], то отмечается их уменьшение с глубиной при сохранении направления среднего переноса и относительной близости к нему направления максимальной изменчивости. Годовой ход хорошо выражен и проявляется в увеличении весной и летом скоростей течения и их изменчивости при одновременном усилении вертикальных контрастов [8].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Батиметрическая карта поверхности дна Карского моря, созданная на основе карт средних масштабов (1 : 200000–1 : 50000), подчеркивает предопределенность рельефа дна бассейна режимом неоген-четвертичных движений. Структурные черты рельефа дна наиболее отчетливы на западной, северной и восточной периферии Карского шельфа, в районах более интенсивных дифференцированных вертикальных новейших движений.

Морфоскульптура дна подчинена батиметрической зональности. Границы зоны (глубже 100–120 м, от 100–120 до 40–50 м) определяются ходом уровня моря во время последнего оледенения и последующей трансгрессии, интенсивностью волновой переработки субаэрального рельефа и темпами накопления морских и аллювиально-морских осадков, прямо связанных с воздействием основных источников поступления аллохтонного материала из устьев Оби, Енисея и других крупных рек региона на тот или иной участок шельфа.

Геоморфологические и литодинамические условия устьевых областей крупных рек, сохранившихся фрагментов древней эрозионной сети, а также трогов и замкнутых впадин формируют благоприятную основу для накопления загрязнителей. Вероятность формирования областей повышенных концентраций техногенных продуктов в донных отложениях существенно возрастает, когда на поверхность, представленную сорбционно-емкими осадками, накладывается влияние геохимических барьерных зон.

Мы хотим особо отметить вклад в исследование нашего коллеги и товарища Данилы Дмитриевича Бадюкова, скоропостижно ушедшего из жизни в 2020 г. Без составленных им карт эта работа не смогла бы состояться в полном объеме.

Источники финансирования. Работа выполнена по темам госзаданий ИГЕМ РАН № 121041500216-3 и ИО РАН № 0128-2021-0007 и госзадания № 121040100323-5, при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-60246.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бирюков В.Ю., Ермолов А.А., Огородов С.А. Рельеф дна Байдарачкой губы Карского моря // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2008. № 3. С. 80–84.
2. Бирюков В.Ю., Совершаев В.А. Геоморфология дна Карского моря // Динамика арктических побережий России / Под ред. В.И. Соломатина и др. М.: Географический факультет МГУ, 1998. С. 102–115.
3. Большинов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб.: ААНИИ, 2006. 296 с.
4. 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.
5. Васильев В.В., Вискунова К.Г., Куйко О.А., Козлов С.А. и др. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист Т-41–44. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 200 с.
6. 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.
7. Гордеев В.В. Геохимия системы река–море. М.: ИП Матушкина И.И., 2012. 452 с.
8. Гудошников Ю.П., Нестеров А.В., Рожков В.А., Скутина Е.А. Изменчивость течений Карского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. № 3. С. 241–249.
9. 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.
10. Гусев Е.А., Костин Д.А., Маркина Н.В. и др. Проблемы картирования и генетической интерпретации четвертичных отложений Арктического шельфа России (по материалам ГГК-1000/3) // Региональная геология и металлогения. 2012. № 50. С. 5–14.
11. Емельянов Е.М. Барьерные зоны в океане. Осадко- и рудообразование, геоэкология. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 416 с.
12. Журавлёв В.А., Кораго Е.А., Костин Д.А., и др. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист R-39,40. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 405 с.
13. Зацепин А.Г., Морозов Е.Г., Пака В.Т. и др. Циркуляция вод в юго-западной части Карского моря в сентябре 2007 г. // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 683–697.
14. Зинченко А.Г. Экологическая геоморфология арктического шельфа Евразии // Записки Горного института. 2008. Т. 176. С. 41–45.
15. Иванов Г.И. Методология и результаты экогеохимических исследований Баренцева моря. СПб.: ВНИИОкеанология, 2002. 153 с.
16. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Берега. М.: Мысль, 1991. 479 с.
17. Качурина Н.В., Макарьев А.А., Макарьева Е.М. и др. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская и Таймырско-Североземельская. Лист Т-45–48. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 568 с.
18. Ласточкин А.Н. Рельеф дна Карского моря // Геоморфология. 1977. № 2. С. 84–91.
19. 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.
20. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.
21. Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Молчанова Е.В. и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1000000. Третье поколение. Серия Таймырско-Североземельская. Листы S-44, S-45. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2020. 450 с.
22. Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические условия Баренцева и Карского морей. Новосибирск: Наука, 1995. 198 с.
23. Миронюк С.Г., Иванова А.А. Микро- и мезорельеф гляциального шельфа Баренцева и Карского морей в свете новых данных // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2018. № 76. С. 41–58.
24. Мирошников А.Ю. Закономерности распределения радиоцезия в донных отложениях Карского моря // Геоэкология. 2012. № 6. С. 516–526.
25. 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.
26. Михайлов В.Н. Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997. 413 с.
27. Мусатов Е.Е. Развитие рельефа Баренцево-Карского шельфа в кайнозое // Геоморфология. 1989. № 3. С. 76–84.

28. Мусатов Е.Е. Структура кайнозойского чехла и неотектоника Баренцево-Карского шельфа по сейсмоакустическим данным // Российский журн. наук о Земле. 1998. Т. 1. № 2. С. 157–183.
29. Мусатов Е.Е., Соколов Г.Н. Геоморфология Южно-Карского шельфа // Геоморфология. 1992. № 2. С. 85–91.
30. Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М.: Географгиз, 1961. 392 с.
31. Рокос С.И., Длугач А.Г., Локтев А.С. и др. Многолетнемерзлые породы шельфа Печорского и Карского морей: генезис, состав, условия распространения и залегания // Инженерные изыскания. 2009. № 10. С. 38–41.
32. Рокос С.И., Куликов С.Н., Скурихин В.Н., Соколов В.П. Стратиграфия и литология верхней части разреза акватории Обской и Тазовской губ Карского моря // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2020. № 7. С. 164–167.
33. Степанец О.В., Борисов А.П., Комаревский В.М. и др. Радиогеохимические исследования водной среды центральной части Карского моря и эстуариев рек Оби и Енисея в 1999–2000 гг. // Геоэкология. 2004. № 5. С. 415–421.
34. Федоров К.Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. Л.: Гидрометеоздат, 1983. 296 с.
35. Фирсов Ю.Г., Иванов М.В., Колосков Е.Н. Новый этап батиметрических исследований северных акваторий России на примере Карского моря // Вестник ГУ МиРФ. 2014. № 6(28). С. 115–124.
36. Флинт М.В. Роль шельфовых фронтов в формировании биологической продуктивности (на примере Берингова моря) / Дисс. ... докт. биол. наук. М.: ИО РАН, 2005. 60 с.
37. Флинт М.В., Семенова Т.Н., Арашкевич Е.Г. и др. Структура зоопланктонных сообществ в области эстуарной фронтальной зоны реки Обь // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 809–822.
38. Цифровой каталог Государственных геологических карт РФ м-ба 1 : 1000000 (третье поколение). 2010. https://vsegei.ru/ru/info/pub_ggk1000-3/index.php.
39. Шевченко В.П., Маслов А.В., Штайн Р. Распределение ряда редких и рассеянных редких элементов в осадочном материале, переносимом дрейфующими льдами в районе плато Ермак, Северный Ледовитый океан // Океанология. 2017. Т. 57. № 6. С. 949–959.
40. Шишкин М.А., Шкарубо С.И., Молчанова Е.В. и др. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Южно-Карская. Лист R-41 – Амдерма. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 383 с.
41. Baranskaya A., Khan N.S., Romanenko F.A. et al. A postglacial relative sea-level database for the Russian Arctic coast // Quat. Sci. Rev. 2018. V. 199. P. 188–205.
42. Hald M., Kolstad V., Polyak L. et al. Late-glacial and Holocene paleoceanography and sedimentary environments in the St. Anna Trough, Eurasian Arctic Ocean margin // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1999. V. 146. P. 229–249.
43. Polyakova Y., Stein R. Holocene paleoenvironmental implications of diatom and organic carbon records from the southeastern Kara Sea (Siberian Margin) // Quat. Res. 2004. V. 62. P. 256–266.
44. Strand P., Nikitin A.I., Rudjord A.L. et al. Survey of artificial radionuclides in the Barents Sea and the Kara Sea // J. Environ. Radioact. 1994. V. 25. P. 99–112.

Relief of the Kara Sea Bottom and Sediments Sorption Properties as Factors of Pollution Accumulation

A. Yu. Miroshnikov^{a, #}, **D. D. Badukov^b**, M. V. Flint^c, T. Yu. Repkina^{b, c}, En. E. Asadulin^a,
A. M. Sharapov^d, V. B. Komarov^a, and A. A. Usacheva^a

^aInstitute of Geology of Ore Deposits Petrography Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia

^bLomonosov Moscow State University, Faculty of geography, Moscow, Russia

^cShirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

^dState Atomic Energy Corporation Rosatom, Moscow, Russia

[#]e-mail: alexey-miroshnikov@yandex.ru

The article presents a modern “Geomorphological map of the Kara Sea bottom” on a scale of 1 : 2000000 and its description. The creature of this map was carried out on the basis of the “Bathymetric map of the Kara Sea” of the same scale, created from large-scale (1 : 200000 and 1 : 500000) nautical charts. On the basis of these maps and data of silicate analysis of samples of the upper sediment layer, a “Scheme of the relative sorption capacity bottom sediments of the western part of the Kara Sea”, which illustrates the position of the regions most prone to the sorption of pollutants. An integrated approach to the study of migration and accumulation of pollutants in marine ecosystems is proposed, combining the main factors affecting their accumulation in bottom sediments: geomorphological characteristics of the bottom, sorption parameters of precipitation, the role of geochemical barrier zones.

Keywords: Kara Sea, geomorphology, relief, bottom surface, geochemical barrier zone, relative sorption capacity, radiocesium, pollution