

УДК 551.35, 504.423, 528.855, 556

ГЕНЕЗИС И ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ ВЗВЕСИ В КАРСКОМ МОРЕ В ПЕРИОД НАИБОЛЬШЕГО СОКРАЩЕНИЯ АРКТИЧЕСКОЙ ЛЕДОВОЙ ШАПКИ

© 2015 г. М. Д. Кравчишина, А. Ю. Леин, И. Н. Суханова, В. А. Артемьев, А. Н. Новигатский

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва
e-mail: kravchishina@ocean.ru, lein@ocean.ru, m_flint@orc.ru*

Поступила в редакцию 23.09.2014 г., после доработки 29.10.2014 г.

Изучено распределение концентрации взвеси в водной толще Карского моря, включая эстуарии рек Оби и Енисея, в сентябре 2007 и 2011 гг. — периоды наименьшей площади дрейфующих льдов в Арктике. В 2007 г. в эстуарии Оби установлены повышенные концентрации взвеси в поверхностном слое (в среднем 26 мг/л в пресной воде и 16 мг/л при солености 3–10 епс), по сравнению с данными литературы за предшествующие годы. Концентрация взвеси и доля терригенной составляющей в ней в эстуарии Оби (2007 г.) была в ≥ 10 раз выше, чем в эстуарии Енисея (2011 г.). По мере смешения пресной и соленой воды в области маргинальных фильтров (МФ) этих рек концентрация взвеси уменьшается экспоненциально. Основное преобразование состава вещества эстуария в вещество шельфовых вод происходит в пределах соленостной фронтальной зоны (коагуляционно-сорбционной ступени МФ). В 2011 г. сильное влияние терригенного вещества на состав морской взвеси ослабевало в северном направлении. Аномальное опреснение поверхностного слоя моря в 2007 г. привело к значительному облегчению изотопного состава органического углерода взвеси в западной части Карского моря, то есть влияние терригенного вещества на состав взвеси лишь незначительно ослабевало в северном направлении. Отмечено распространение минерального вещества от северо-восточной оконечности Новой Земли в северо-восточном направлении. Однако вплоть до $76^{\circ}30'$ с.ш. в составе терригенной части взвеси Карского моря преобладали частицы, приносимые реками из Западной и Восточной Сибири. Показано, что процессы кросс-шельфового переноса взвеси в Карском море являются топографически привязанными.

DOI: 10.7868/S0030157415030089

ВВЕДЕНИЕ

Морская взвесь формируется в результате жизнедеятельности планктонных организмов (биогенное вещество) и поступления минерального материала (абиогенное вещество). Изучение ее состава необходимо для понимания процессов современной седиментации и путей переноса загрязняющих веществ. Общие закономерности распределения взвеси в Карском море представлены в работах [30, 34, 51, 54, 65] и оказались характерны для других арктических и субарктических морей [31, 33, 39].

В рамках международной программы SPASIBA (1989–1995 гг.) проведены три крупных экспедиции в море Лаптевых и дельту р. Лены, Карское море, в Обскую и Енисейскую губы [10]. В ходе экспедиции НИС “Дмитрий Менделеев” в Карское море в 1993 г. [30, 51, 65] впервые выполнены геолого-геохимические исследования взвеси в Арктике.

В рейсе НИС “Профессор Логачев” в 1994 г. проведены исследования в желобе Святой Анны (ЖСА) [16]. Изучение биогеохимического цикла углерода (включая его взвешенную форму) в Карском море и сопряженной речной сети (реки

Енисей и Обь) выполнено в рамках российско-германского проекта SIRRO в 1997–2002 гг. [8].

Первые данные по изучению изотопного состава взвешенного органического углерода (ВОУ) в Карском море представлены в статье Леин с соавторами [28]. Подобные исследования проводились в ходе целого ряда работ [8, 17, 18, 56, 62 и др.]. Было показано значительное влияние терригенного вещества на состав морской взвеси, которое ослабевало в северном направлении.

Российско-германское сотрудничество в области арктических исследований (моря Лаптевых и Карское) началось в 1991 г. и совпало с периодом ускорения климатических изменений в Арктике [44, 54]. Обзор исследований по распределению взвеси в морях российской Арктики с привлечением оптических методов дан в работе [33].

В ходе экспедиций ААНИИ на НИС “Иван Петров” в моря Карское и Лаптевых в 2007–2008 гг. были составлены карты распределения взвеси и гидрооптических параметров [5, 6].

В сентябре–октябре 2007 г. ИО РАН была организована комплексная экспедиция в Карское море, 54-й рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш”

(АМК) [49]. Аномалии температуры и солености поверхностного слоя летом 2007 г. на большей части акватории Северного Ледовитого океана были отнесены к экстремальным [48]. В сентябре 2007 г. произошло крупнейшее за весь ряд наблюдений с 30-х гг. XX века, уменьшение арктической ледовой шапки: остаточная ледовитость (общая площадь дрейфующих льдов, сохранившихся после летнего разрушения и таяния) составила 4.3 млн. км² при норме 6.6 млн. км² (1978–2009 гг.) [38, 45]. Наиболее вероятные причины такой ослабленной ледовитости заключаются в возникновении благоприятных условий в весенне-летний период для проникновения атлантической водной массы в воды Карского моря [15, 38]. Установлено, что атлантические воды являются дополнительным поставщиком осадочного материала в ЖСА [24].

Следующим важным этапом комплексных исследований в Карском море является 59-й рейс НИС АМК в сентябре 2011 г. В целом по Арктике летний минимум ледовитости 2011 г. приблизился к абсолютному рекорду, зафиксированному в 2007 г. [38].

Целью настоящей работы явилось изучение особенностей состава и пространственного распределения взвеси в Карском море в период наименьшей ледовитости в Арктике (2007 и 2011 гг.). Особое внимание уделено изучению кросс-шельфового переноса терригенного взвешенного вещества, поступающего со стоком рек Оби и Енисея.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Карское море подвержено мощному воздействию речного стока и вместе с ним – значительно влиянию терригенного осадочного вещества. Поступление взвеси со стоком Оби составляет 15.5×10^6 т/год, а со стоком Енисея – 4.7×10^6 т/год (в районе гидрологических постов Игарки и Салехарда) [66]. Около 80% взвешенного вещества поступает летом [67]. Установлено, что большая часть взвеси (80–90%) оседает в пределах МФ рек [29]. Кроме речного стока, важным источником взвеси может служить абразия берегов [68].

Биогенная составляющая взвеси – фитопланктон и детрит – подвержена значительным сезонным изменениям, превосходящим по масштабам межгодовую изменчивость. Это связано с тем, что развитие фитопланктона жестко ограничено поступлением фотосинтетической активной радиации и биогенных элементов с речным стоком. Начало вегетации зависит от ледовой обстановки в море. Согласно оценкам первичной продукции, Карское море – олиготрофный бассейн и характеризуется низкой биомассой фитопланктона [4, 46]. Максимальная скорость роста фитопланктона на внутренней части шельфа наблюдалась в августе и начале сентября. Цветение фито-

планктона обычно связано с развитием диатомовых и зеленых водорослей и, в меньшей степени, цианобактерий [36, 46].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Работы проводились в двух экспедициях АМК: 54-й рейс (05 сентября – 07 октября 2007 г.) в западной части Карского моря и 59-й рейс (10–30 сентября 2011 г.) в восточной части моря (рис. 1). Особое внимание в статье уделяется двум субмеридиональным разрезам: Обскому и Енисейскому. В 54-м рейсе взвесь изучена на 21 станции, в 59-м рейсе – на 22 станциях (всего 158 батометрических проб). Дополнительно пробы отбирались ведром с поверхности по ходу судна (всего 33). Исследования выполнены по единым программе и методике.

Методика отбора и анализа проб взвеси. На океанографических станциях отбор проб воды проводился с помощью комплекса Rosette, оснащенного 10- и 5-литровыми батометрами. Горизонты пробоотбора намечали по результатам предварительного вертикального зондирования оптическим и гидрофизическим зондами [2, 15]. Первичную обработку проб выполняли в судовой лаборатории: 1) фильтрацию воды под вакуумом через мембранные и стекловолоконные фильтры; 2) изучение с помощью анализатора количества и размера частиц – счетчика Коултера.

Фильтрацию взвеси для определения ее массовой концентрации (мг/л) проводили стандартным методом под вакуумом 400 мбар через мембранные ядерные фильтры (Ø пор 0.45 мкм, Ø фильтра 47 мм, полотно производства ОИЯИ, г. Дубна) [20, 31]. Каждая проба (~5 л) одновременно фильтровалась через три и более фильтра (~580 проб взвеси на фильтрах). Концентрацию определяли взвешиванием фильтров с точностью до ± 0.01 мг, соотнося с объемом отфильтрованной воды.

Для определения содержания ВОУ и его изотопного состава ($\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$) взвесь фильтровали под вакуумом 200 мбар через стекловолоконные фильтры GF/F фирмы Whatman (Ø фильтра 47 мм, эффективный размер пор 0.7 мкм), прокаленные при $t = 250^\circ\text{C}$. Методы анализа содержания и изотопного состава углерода описаны в работах [17, 27]. Проанализировано ~90 проб.

Изучение объемной концентрации (мм³/л) взвеси проводилось с помощью анализатора частиц Multisizer™ 3 (счетчик Коултера®) фирмы Beckman Coulter, США (ISO 13319) [52]. Прибор калибровали на борту судна при помощи стандарта – суспензии латекса с номинальным размером частиц 5 мкм (Coulter® CC Size Standard L5). Измеряемый диапазон частиц составил 2–60 мкм. Методика измерения дана в работах [20–22].

Между массовой и объемной концентрациями взвеси установлена линейная зависимость, кото-

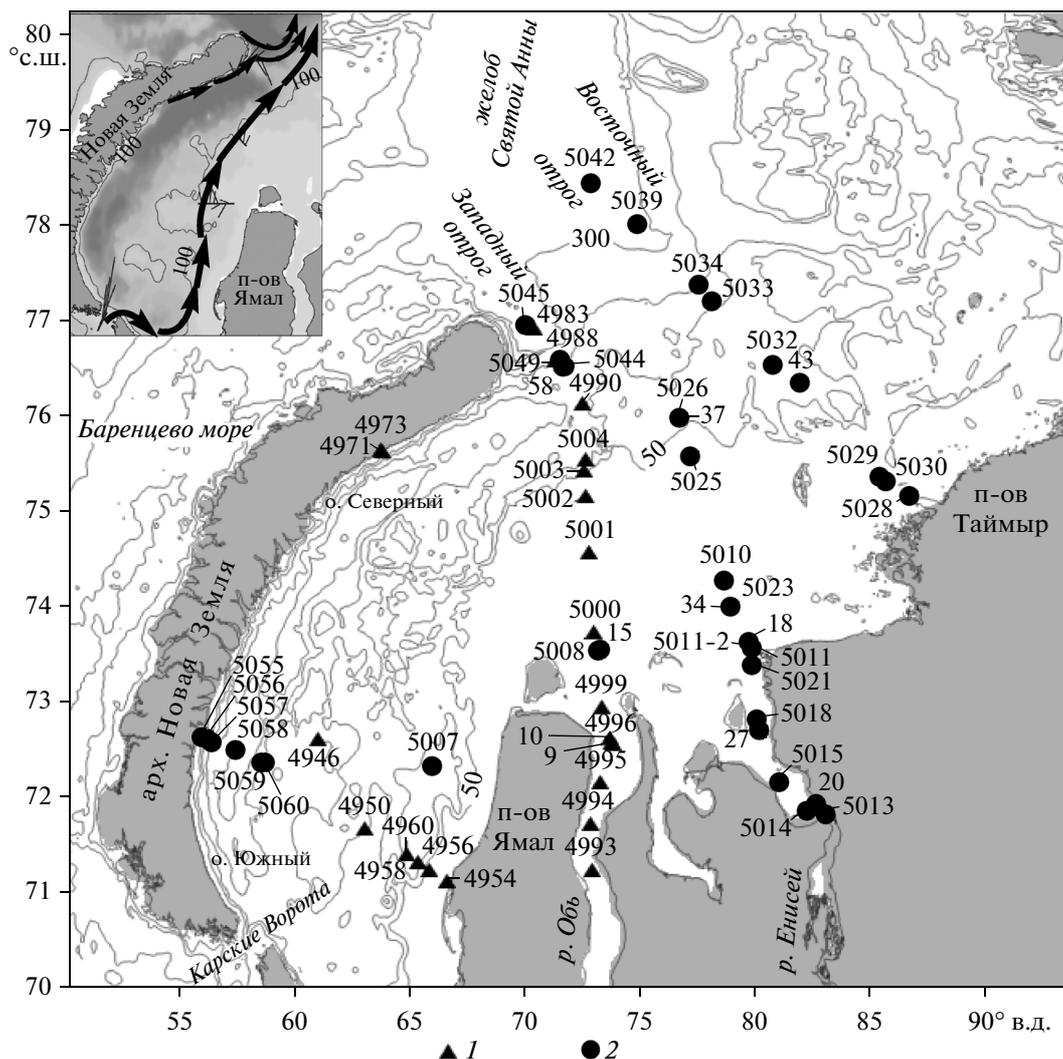


Рис. 1. Карта станций отбора проб взвеси в Карском море: 1 – сентябрь 2007 г.; 2 – сентябрь 2011 г. На врезке стрелками показана схема циркуляции вод в верхнем стометровом слое в юго-западной части моря по [15], сплошная линия – изобата 100 м.

рая тем лучше выражена, чем больше в составе взвеси доля минеральных частиц пелитовой размерности (рис. 2). Совместное измерение показателя ослабления света S (данные зонда-прозрачномера ПУМ-А) и концентрации взвеси позволило установить соотношение между этими параметрами (табл. 1).

Микрофотографии взвеси выполнены при помощи сканирующего электронного микроскопа VEGA-3sem TESCAN (Чехия) с системой рентгеноспектрального микроанализа Oxford INCA Energy 350 (Великобритания). Содержание Si и Al во взвеси определялось фотометрическим методом по методике, разработанной в ГЕОХИ РАН [9] и модифицированной для малых навесок вещества на фильтре А.Б. Исаевой и В.Н. Лукашиным в ИО РАН. Точность метода $\pm 15\%$, проанализировано 89 проб.

Спутниковые наблюдения. Данные спутникового сканера цвета моря MODIS-Aqua (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>) использованы для расчета концентрации взвеси в поверхностном оптически прозрачном слое [57]. Для этой цели разработаны региональные алгоритмы расчета [3, 59]. Были отобраны пары одновременных измерений коэффициента яркости моря и натурные измерения концентрации взвеси за сентябрь 2007 и 2011 гг. По данным для двух спектральных каналов 531 и 551 нм рассчитывался показатель рассеяния назад взвешенными частицами (b_{bp} , m^{-1}). Алгоритмы расчета массовой концентрации взвеси (M_{SPM}) основаны на регрессионном соотношении между M_{SPM} и b_{bp} . Цветные карты среднемесячных распределений концентрации взвеси в сентябре 2007 и 2011 гг. с пространственным осреднением 1.1×1.1 км, представленные

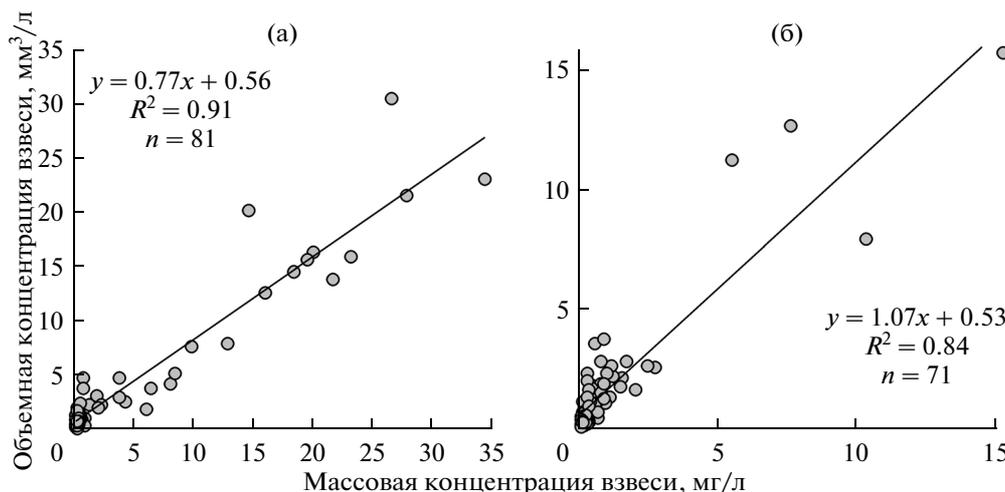


Рис. 2. Зависимость между объемной и массовой концентрациями взвеси в Карском море по данным экспедиций 2007 г. (а) и 2011 г. (б).

в электронном атласе (<http://optics.ocean.ru>), построены на основе соотношения [59]:

$M_{\text{SPM}} = 99 b_{\text{bp}}$, $R^2 = 0.55$, $n = 162$ пары одновременных измерений b_{bp} и концентрации взвеси.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В табл. 2 представлены результаты измерений характеристик взвеси по горизонтам в водной толще. Концентрация взвеси в деятельном слое Карского моря (~ 1.2 – 1.3 мг/л среднее для 2007, 2011 гг.) оказалась близкой к соответствующему значению в Белом море (~ 1.4 мг/л среднее для 2003–2010 гг.) и в море Лаптевых (~ 1.7 мг/л среднее для 2003, 2004, 2007, 2008 гг.) [6, 31]. Близость результатов объясняется тем, что эти арктические моря подвержены интенсивному влиянию речного стока, играющему ключевую роль в пространственном распределении и формировании состава морской взвеси.

Пространственное распределение концентрации взвеси в поверхностном слое. Спутниковые изображения среднемесячных (сентябрь 2007, 2011 гг.) распределений концентрации взвеси показали, что повышенная мутность воды (>1 мг/л) приурочена к южным берегам Карского моря, в том числе, к областям МФ Оби и Енисея [3, 59]. В опресненном слое эстуариев и прилегающего мелководья концентрации взвеси согласно нашим данным были выше значений, полученных другими авторами в 80–90-е гг. XX века [6, 34, 51]. Так, средняя концентрация взвеси в слое опресненных вод эстуария Оби (соленость 3–10 епс) составила 16 мг/л (сентябрь 2007 г.); по данным Лукашина и др. [33] в сентябре 1997 г. она не превышала 5 мг/л, а по данным Gebhardt [54] в августе–сентябре 2001 г. – 10 мг/л. В работе Власенкова и Макштаса [6] отмечается тенденция к увеличению концентрации взвеси в прибрежных районах Карского моря, моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря за период 1956–2008 гг.

Таблица 1. Уравнения регрессии, связывающие показатель ослабления света (C) с массовой (M_{SPM}) и объемной (V_{SPM}) концентрациями взвеси

Море	Год и сезон	Уравнение регрессии	n	R^2	Источник
Карское	2007 сентябрь–октябрь	$M_{\text{SPM}} = 0.83C + 0.03$	53	0.97	[3]
		$V_{\text{SPM}} = 1.02C + 0.49$	50	0.86	Данная работа
	2011 сентябрь	$M_{\text{SPM}} = 0.91C - 0.13$	64	0.90	Данная работа
		$V_{\text{SPM}} = 1.20C + 0.23$	96	0.75	Данная работа
	1993, 2007 сентябрь–октябрь	$M_{\text{SPM}} = 0.83C - 0.06$	156	0.93	[3]
Баренцево Карское Лаптевых	1991, 1993, 1998, 2007 август–октябрь	$M_{\text{SPM}} = 0.837C - 0.04$	285	0.92	[3]

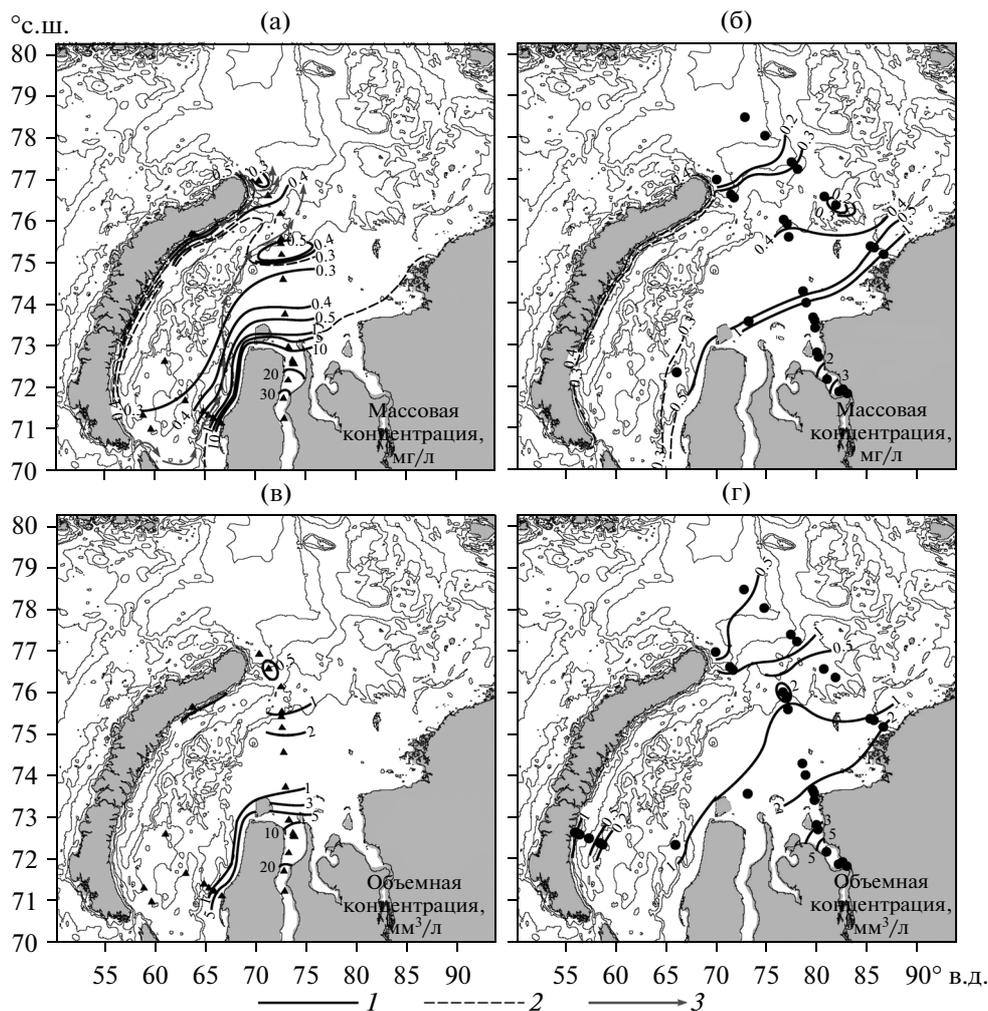


Рис. 3. Картограмма распределения массовой (мг/л) и объемной (мм³/л) концентрации взвеси в поверхностном слое воды Карского моря в сентябре 2007 г. (а, в) и 2011 г. (б, г): 1 – изолинии по данным натуральных измерений; 2 – изолинии по расчетным концентрациям по данным сканера цвета моря MODIS-Aqua по [58]; 3 – схема циркуляции вод в верхнем стометровом слое по наблюдениям в сентябре 2007 г. по [15].

В открытых водах Карского моря, по мере удаления от источников терригенного стока, значения концентрации взвеси становятся все более постоянными и обычно составляют 0.3–0.4 мг/л (рис. 3). Наиболее однородно распределение концентрации взвеси в западной, так называемой бессточной, части моря. Ранее (сентябрь 1993 г.) отмечалось, что самые низкие концентрации (менее 0.5 мг/л) характерны для западной части моря [51]. Речной сброс в этих районах крайне мал, а биопродуктивность обычно наиболее низкая [4]. В 2007 г. в опресненном слое моря (соленость воды 15–20 епс) средняя концентрация взвеси составила ~0.5 мг/л.

Вблизи западного побережья п-ва Ямал концентрация взвеси достигала 9.8 мг/л (7.6 мм³/л) у поверхности за счет береговой и донной абразии. Западное побережье Ямала, сложенное верхнечетвертичными песчано-глинистыми отложениями

с фрагментами пластовых льдов, разрушается и отступает. За 90 лет (1914–2004 гг.) линия берега отступила на 155–165 м [41]. Материал из разрушающихся береговых уступов поступает в прибойную зону, глубина которой постепенно уменьшается. Наши данные показывают, что основная доля терригенного материала оседает в пределах прибрежной зоны (~20 км) и частично достигает глубин 30–50 м.

На ст. 4950 при низкой массовой концентрации взвеси (~0.3 мг/л) объемная концентрация над галоклином (горизонт 9 м) достигала 1.1 мм³/л, что объясняется большой массой фитопланктона [47].

Вдоль побережья архипелага Новая Земля отмечается тонкая полоса вод повышенной мутности. По всей видимости, это явление связано с разгрузкой ледового материала с побережья архипелага. Согласно натурным измерениям, концен-

Таблица 2. Концентрация взвеси и показатель ослабления света (C) в Карском море на океанографических станциях в 54- и 59-м рейсах НИС “Академик Мстислав Келдыш”

Станция	Координаты		Глубина, м	Горизонт, м	Соленость, епс	Взвесь		$C, м^{-1}$
	с.ш.	в.д.				мг/л	мм ³ /л	
54-й рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш”, сентябрь–октябрь 2007 г.								
4946	72°00.0'	61°00.0'	153	0	28.02	0.34	1.21	0.42
				20	32.14	0.18	0.32	0.26
				30	33.2	0.17	0.30	0.31
				70	34.18	0.34	0.47	0.15
4950	71°40.9'	63°00.3'	118	0	22.45	0.27	0.93	0.5
				9	25.92	0.33	1.10	0.45
				30	33.42	0.12	0.29	0.13
				50	33.78	0.18	0.18	0.14
				71	34.14	0.28	0.14	—
4954	71°07.8'	66°37.0'	16	115	34.45	0.27	0.34	—
				1	33.49	9.77	7.58	7.89
4956	71°15.0'	65°50.2'	35	14	33.41	15.95	12.53	7.99
				0	30.93	0.64	0.92	0.36
4958	71°19.6'	65°19.0'	117	14	32.26	0.32	0.94	0.34
				21	32.87	0.25	0.81	0.38
				25	33.14	1.67	2.31	1.43
				32	33.19	1.92	3.05	2.19
				0	28.88	0.42	0.88	0.52
4960	71°24.5'	64°50.5'	118	15	33.11	0.3	0.51	0.29
				26	33.71	0.21	0.47	0.22
				55	34.01	0.57	0.70	0.63
				110	34.39	0.92	1.08	0.6
				0	27.83	0.6	0.87	1.1
4993	71°14.9'	72°51.6'	23	10	32.86	—	0.77	—
				18	33.29	0.2	0.30	0.12
				29	33.49	0.13	1.18	0.1
				60	34.17	0.09	0.82	0.16
				109	34.46	0.3	1.99	0.5
4994	71°44.0'	72°47.3'	16	2,5	0.05	23.13	15.86	8.5
				21	0.05	20.07	16.20	8.2
4995	72°10.0'	73°14.4'	14	1	0.60	34.37	23.03	8.84
				15	0.87	80.8	42.97	9.31
4996	72°34.2'	73°49.3'	16	2	3.55	21.68	13.78	9.74
				11	8.69	27.85	21.56	9.55
				1	5.95	19.57	15.58	8.78
9	72°35.3'	73°44.5'	21	2	13.47	3.82	2.85	8.9
				15	24.43	14.65	20.08	8.88
				0	5.50	18.33	14.41	—
10	72°38.7'	73°40.8'	21	0	8.64	12.8	7.91	—
				1	9.32	6.47	3.75	7.66
4999	72°57.2'	73°17.1'	26	6	21.22	1.97	1.91	1.41
				24	29.51	26.58	30.43	9.58
5000	73°45.0'	72°56.6'	23	1	19.79	0.4	1.17	0.81
				18	31.78	6.08	1.83	8.52
				22	32.05	8.09	4.08	9.01

Таблица 2. Продолжение

Станция	Координаты		Глубина, м	Горизонт, м	Соленость, епс	Взвесь		С, м ⁻¹				
	с.ш.	в.д.				мг/л	мм ³ /л					
5001	74°35.0'	72°45.5'	24	2	20.65	0.32	1.73	0.74				
				12	27.7	0.19	0.42	2.42				
				23	32.03	8.4	5.07	4.16				
5002	75°10.1'	72°37.0'	29	2	18.82	0.56	2.30	0.82				
				9	19.09	0.44	1.70	0.78				
				25	32.16	3.83	4.74	3.57				
5003	75°26.4'	72°31.9'	55	0	19.04	0.55	1.89	0.86				
				10	29.00	0.3	0.97	0.78				
				14	32.53	0.7	2.39	0.6				
5004	75°33.2'	72°31.3'	110	47	33.73	0.78	3.68	1.26				
				0	18.54	0.43	0.94	0.93				
				15	32.02	0.2	0.40	0.28				
4983	76°55.2'	70°16.2'	555	40	33.62	0.27	0.34	0.39				
				103	34.03	0.37	0.75	—				
				0	34.17	0.23	0.66	0.22				
4988	76°35.3'	71°15.4'	183	40	34.43	0.35	0.56	0.25				
				62	34.57	0.33	0.72	0.19				
				200	34.76	0.18	0.31	—				
4988	76°35.3'	71°15.4'	183	528	34.91	4.3	2.51	—				
				0	33.95	0.32	0.36	0.3				
				20	33.97	0.27	0.40	0.28				
4990	76°09.0'	72°29.7'	114	37	34.05	0.25	0.45	0.26				
				60	34.36	0.25	0.64	0.18				
				102	34.64	0.3	0.33	0.24				
4971	75°39.9'	63°41.2'	173	178	34.80	0.34	0.45	—				
				0	26.24	0.48	0.89	0.58				
				12	32.58	0.27	0.40	0.3				
4971	75°39.9'	63°41.2'	173	24	33.37	0.23	0.39	0.14				
				55	34.07	0.29	0.59	0.27				
				78	34.18	0.24	0.34	0.31				
4973	75°39.0'	63°45.8'	32	111	34.27	0.53	1.24	0.59				
				0	16.02	1.25	2.16	—				
				25	33.87	0.42	0.29	—				
4973	75°39.0'	63°45.8'	32	50	34.24	0.33	1.13	—				
				163	34.45	0.93	0.25	—				
				0	16.68	2.32	2.26	—				
59-й рейс НИС "Академик Мстислав Келдыш", сентябрь 2011 г.												
5007	72°20.4'	65°59.4'	138	1	16.45	0.43	0.83	1.21				
				5	29.10	0.62	0.64	0.53				
				20	32.37	0.16	0.14	0.15				
5007	72°20.4'	65°59.4'	138	136	34.58	0.45	0.45	—				
				5010	74°17.0'	78°37.3'	30	3	26.29	0.44	1.19	0.46
								5	26.31	0.31	0.84	0.36
10	26.37	0.35	2.31					0.37				
5011	73°33.4'	79°47.0'	36	20	31.04	0.58	3.58	0.89				
				28	31.95	2.06	1.65	2.36				
				3	27.95	0.59	1.16	0.69				
5011	73°33.4'	79°47.0'	36	17	31.04	1.56	2.13	0.76				
				35	32.43	2.75	2.58	3.16				

Таблица 2. Продолжение

Станция	Координаты		Глубина, м	Горизонт, м	Соленость, епс	Взвесь		C, м ⁻¹
	с.ш.	в.д.				мг/л	мм ³ /л	
5013	73°33.4'	79°47.0'	30	1	0.06	2.55	—	4.05
				30	0.07	3.95	—	4.28
5014	71°52.1'	82°11.9'	9	1	0.05	2.93	—	4.83
				8	0.07	1.81	—	4.96
5015	72°10.1'	80°59.7'	14	3	0.30	2.73	—	4.35
				12	23.41	10.31	7.91	9.11
5018	72°49.0'	79°59.7'	22	3	20.57	1.15	1.3	2.73
				6	25.55	0.97	1.08	1.17
				14	28.37	1.53	1.76	2.16
				20	31.04	5.53	11.25	7.47
5011-2	73°34.5'	79°47.0'	38	5	12.52	1.27	2.21	—
				12	29.94	0.51	1.78	—
				25	31.30	1.19	2.65	—
				34	32.34	1.73	2.84	—
5021	73°23.9'	79°49.6'	34	1	17.12	1.04	2.34	1.42
				31	31.54	7.63	12.71	6.33
5023	74°01.0'	78°53.7'	32	2	17.68	0.82	1.86	2.50
				5	25.86	0.83	2.78	2.74
				22	31.88	1	5.17	1.21
				27	32.11	2.5	2.6	3.82
5025	75°35.1'	77°09.9''	47	2	22.94	0.47	1.67	0.57
				45	33.52	0.71	0.42	0.75
5026	75°59.9'	76°40.0'	63	2	24.22	0.34	2.01	0.48
				6	24.20	0.4	1.62	0.49
				20	32.85	0.16	1.14	0.22
				60	33.99	0.38	0.33	0.41
5028	75°10.0'	86°39.7'	40	2	18.19	0.82	1.53	1.24
				8	21.68	0.65	1.05	2.58
				20	31.86	0.19	0.41	0.28
				38	33.40	0.9	3.73	1.08
5029	75°21.9'	85°21.3'	53	2	29.14	0.24	0.41	0.26
				8	29.12	0.31	0.35	0.25
				51	33.71	0.92	1.85	1.01
5030	75°19.3'	85°38.1'	41	2	24.39	0.58	0.99	0.87
				3	25.96	0.71	0.67	2.38
				14	29.13	0.21	0.41	0.28
5030	75°19.3'	85°38.1'	41	37	33.29	0.9	1.23	0.62
5032	76°33.1'	80°44.8'	59	2	28.64	0.28	0.41	0.29
				16	30.67	0.29	0.46	1.03
				40	33.75	0.17	—	0.17
				56	34.05	0.42	1.12	0.59
5033	77°13.1'	78°05.1'	121	2	27.27	0.31	1.32	0.42
				9	27.55	0.37	0.95	0.41
				55	34.14	0.26	0.55	0.18
				119	34.41	0.36	0.24	0.37

Таблица 2. Продолжение

Станция	Координаты		Глубина, м	Горизонт, м	Соленость, епс	Взвесь		C, м ⁻¹
	с.ш.	в.д.				мг/л	мм ³ /л	
5034	77°23.2'	77°29.4'	221	2	31.12	0.26	0.73	0.39
				15	32.63	0.16	0.53	0.23
				110	34.72	0.22	0.16	0.17
				217	34.89	0.35	0.39	—
5039	78°01.2'	74°49.6'	358	2	31.59	0.16	0.66	0.26
				20	34.34	0.29	0.4	0.22
				150	34.85	0.31	0.19	—
				355	34.95	0.25	0.26	—
5042	78°28.0'	72°49.1'	464	2	32.09	0.15	0.45	0.28
				9	33.32	0.15	0.65	0.46
				35	34.40	0.13	0.49	0.23
				100	34.87	0.1	0.08	0.13
				290	34.86	0.12	0.15	—
				460	34.94	0.27	0.26	—
5044	76°32.2'	71°39.4'	152	2	24.12	0.35	0.97	—
				4	31.85	0.28	0.56	—
				110	34.59	0.12	0.2	—
				147	34.78	0.26	—	—
5045	76°58.4'	69°59.5'	529	7	33.70	0.13	0.39	0.46
				20	34.19	0.15	0.28	0.21
				100	34.85	0.13	0.71	0.14
				527	34.95	0.15	0.22	—
5049	76°35.7'	71°27.0'	182	4	26.88	—	0.57	—
				8	32.55	—	0.29	—
				25	33.98	—	0.14	—
				50	34.22	—	0.21	—
				80	34.42	—	0.37	—
				100	34.54	—	0.10	—
				150	34.70	—	0.18	—
				179	34.73	—	0.40	—
5055	72°38.4'	55°59.4'	46	1	30.76	—	1.44	0.41
				6	31.47	—	1.20	0.58
				15	33.02	—	0.85	0.25
				25	34.00	—	0.32	0.21
				35	34.23	—	0.16	0.19
				42	34.36	—	0.25	0.19
5055	72°38.4'	55°59.4'	46	50	34.39	—	0.21	0.20
5056	72°37.1'	56°10.3'	105	3	29.94	—	0.96	0.57
				6	30.05	—	0.79	0.65
				10	32.78	—	0.50	0.41
				20	33.80	—	0.53	0.32
				30	34.10	—	0.29	0.20
				50	34.32	—	0.16	0.21
				75	34.39	—	0.10	0.21
				106	34.50	—	0.21	0.23
5057	72°35.5'	56°23.9'	215	3	30.13	—	0.92	0.42
				5	30.08	—	0.79	0.43
				12	33.10	—	0.59	0.28

Таблица 2. Окончание

Станция	Координаты		Глубина, м	Горизонт, м	Соленость, епс	Взвесь		C, м ⁻¹
	с.ш.	в.д.				мг/л	мм ³ /л	
5058	72°30.0'	57°25.1'	340	15	33.29	—	0.74	0.32
				20	33.86	—	0.63	0.36
				30	34.05	—	0.20	0.22
				50	34.23	—	0.16	0.22
				100	34.48	—	0.12	0.20
				209	34.63	—	0.36	—
				2	31.37	—	0.50	0.34
				10	31.95	—	0.58	0.31
				15	32.53	—	0.50	0.28
				30	33.99	—	0.26	0.20
				50	34.13	—	0.16	0.20
				70	34.33	—	0.16	0.19
				120	34.47	—	0.08	0.18
				200	34.59	—	0.16	—
5059	72°22.0'	58°33.0'	195	312	34.69	—	0.21	—
				1	32.26	—	0.52	—
				20	33.45	—	0.30	—
				30	34.08	—	0.18	—
				40	34.21	—	0.11	—
				50	34.30	—	0.11	—
				75	34.36	—	0.06	—
				100	34.47	—	0.13	—
				150	34.61	—	0.37	—
				192	34.61	—	0.45	—
5060	72°21.9'	58°40.9'	103	10	32.45	—	0.17	0.26
				14	32.45	—	0.25	0.26
				20	33.55	—	0.20	0.32
				25	33.99	—	0.21	0.17
				30	34.16	—	0.09	0.16
				50	34.37	—	0.05	0.18
				75	34.48	—	0.20	0.20
				103	34.48	—	0.21	0.23

трация взвеси в поверхностном слое залива Благополучия (станции 4971, 4973) достигала 1.3–2.3 мг/л (до 2.2 мм³/л). В полузамкнутой бухте Укромная этого залива концентрация взвеси достигала 51.9 мг/л, а в талых водах ледника — 9.8 мг/л. На картосхемах (рис. 3) распределения концентрации взвеси в поверхностном слое хорошо видно, что ледовый материал оседает вблизи берега и не вносит ощутимого вклада в концентрацию взвеси открытых районов западной части Карского моря. Эта закономерность впервые показана в работе Политовой [39, 63], посвященной изучению потоков талого ледового материала у баренцевоморского побережья архипелага.

У северной оконечности архипелага Новая Земля (мыс Желания) на спутниковых изображениях в 2007 г. отмечалась область повышенной

концентрации взвеси (>0.5 мг/л), что обусловлено локальным прибрежным апвеллингом [3].

Маргинальный фильтр р. Оби. По данным натурных измерений в опресненной части эстуария Оби (станции 4993, 4994, соленость 0.05–0.6 епс — гравитационная ступень МФ) концентрация взвеси достигала 34 мг/л (23 мм³/л), а C — 8.8 м⁻¹ при видимости диска Секки ≤1 м. Несмотря на значительную концентрацию биогенных элементов [37], такая высокая концентрация взвеси служит лимитирующим фактором (по освещенности) для развития фитопланктона. Подавляющая часть первичной продукции формировалась в поверхностном метровом слое (мощность фотического слоя не превышала 2.7 м) [46].

В пределах соленостной фронтальной зоны (станции 4995–4999, соленость 3.5–10 епс) по мере

увеличения солености воды концентрация взвеси уменьшалась в 3–4 раза: от 21.7 до 6.5 мг/л (от 13.8 до 3.8 мм³/л) при $C_{до}$ 9.7 м⁻¹. Взвешенное вещество выводится из деятельного слоя за счет физико-химических и биогеохимических процессов, характерных для коагуляционно-сорбционной ступени МФ [29], и поступает в зону пикноклина (галоклина) и придонный слой. В этом же направлении снижалось обилие и разнообразие пресноводных водорослей и возрастало обилие и разнообразие морских видов водорослей [46].

В диапазоне солености воды 5–9 епс выделяется область относительно повышенных концентраций взвеси (рис. 4). Наши исследования и данные литературы позволяют заключить, что такое повышение концентрации связано с процессами флокуляции взвеси и коллоидов [20, 34]. В этой области отмечалось максимальное количество агрегирующих сферических частиц [34]. Ранее нами показано, что при солености 2–15 епс происходит отмирание как пресноводного, так и морского планктона, в результате чего высвобождается органическое вещество, способствующее развитию микроорганизмов и образованию флоккул [21]. Мы полагаем, что это явление не региональное, а повсеместное. На это указывают модельные эксперименты по влиянию микробного сообщества на устойчивость коллоидных систем при увеличении солености, относительное повышение концентрации взвеси при солености 2–7‰ в МФ рек юго-восточной Балтики и др. [25, 35].

К северу от соленостной фронтальной зоны на внутреннем шельфе (станции 5000, 5001, соленость воды 19.8–20.7 епс) концентрация взвеси достигала наиболее низких значений: 0.3–0.4 мг/л (1.7–1.2 мм³/л), $C = 0.7–0.8$ м⁻¹. Корреляция между массовой и объемной концентрациями взвеси здесь ослабевала, поскольку уменьшался вклад терригенных частиц и, наоборот, возрастала доля морских биогенных частиц в составе взвеси.

Вблизи 50-метровой изобаты (станции 5002, 5003) при схожей солености воды (18.5–20.5 епс) концентрация взвеси возрастала до 0.6 мг/л (до 2.3 мм³/л) за счет морских видов фитопланктона, что подтверждают данные Сухановой и др. [46]. В этой работе сообщается, что в области мелководного шельфа (расположенного к северу от эстуарной фронтальной зоны р. Оби с соленостью воды 3.5–10 епс) величины первичной продукции в несколько раз выше, чем во фронтальной зоне, и сравнимы с величинами на пресноводном участке эстуария. Это обусловлено значительным увеличением прозрачности воды (C до 0.8 м⁻¹) за счет выведения из деятельного слоя большей части минеральной взвеси и, как следствие, заглублением нижней границы фотической зоны до 21 м. Ранее отмечалось, что наиболее высокая биопродуктивность часто проявляется сразу за внешней

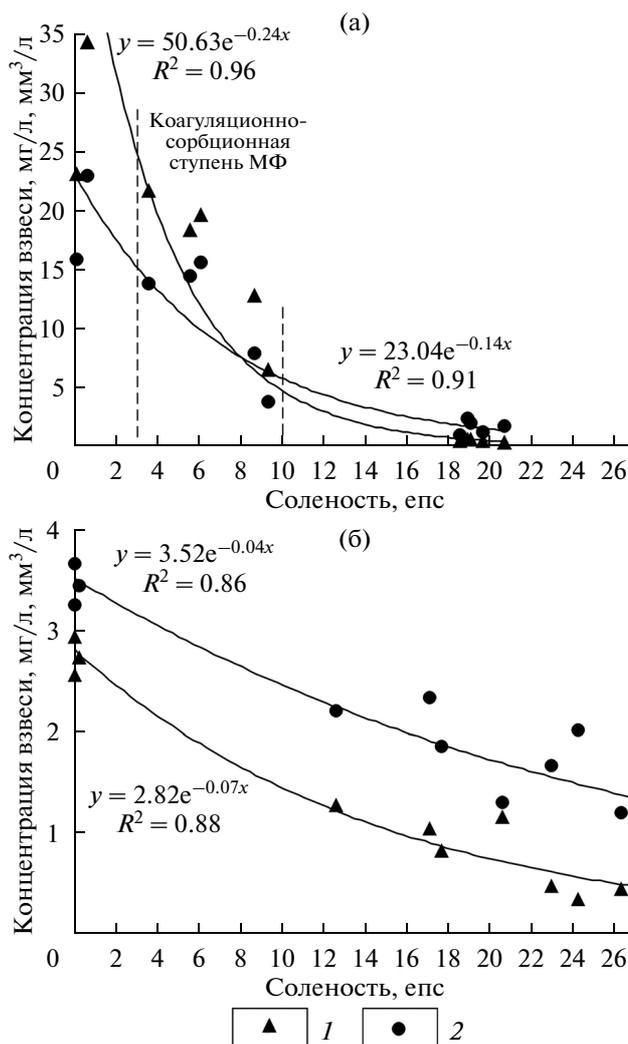


Рис. 4. Зависимость распределения массовой и объемной концентрации взвеси от солености воды поверхностного слоя: (а) МФ р. Оби, 2007 г.; (б) МФ р. Енисея, 2011 г. 1 – массовые концентрации взвеси, мг/л; 2 – объемные концентрации взвеси, мм³/л.

границей зоны соленостного фронта: при солености ≥ 20 епс – биологическая ступень МФ [12, 20, 33].

На резком свале глубин в пределах 50- и 150-метровой изобат (станции 5003, 5004, соленость воды ~19 епс) в пределах 8-мильной зоны происходит заметное снижение концентрации взвеси: от 0.6 до 0.4 мг/л (от 1.9 до 0.9 мм³/л) соответственно. Значения объемной концентрации косвенно свидетельствуют о достаточно резком снижении концентрации морского фитопланктона на этом участке моря. Этот факт подтверждают данные прямых измерений: самые низкие численность и масса фитопланктона наблюдались на северной станции Обского разреза (ст. 5004), располагавшейся на внешнем шельфе с глубиной ~150 м [46].

Маргинальный фильтр р. Енисея. В пресноводной части эстуария Енисея (станции 5013–5015) концентрация взвеси составляла 2.6–2.9 мг/л (3–4 мм³/л), что примерно в 12 раз ниже, чем в пресной воде Обского эстуария (при сравнении максимальных значений). Подобная разница в значениях концентрации показана в работах [34, 51, 54], однако в них различие между концентрациями взвеси этих рек было не столь разительным. В 2007 г. обнаружено аномальное опреснение морской воды поверхностного слоя моря (до <15 епс) за счет переноса обской воды [14], что привело к обогащению этого слоя взвесью речного генезиса.

Различие в твердом стоке Оби и Енисея связано с составом пород, слагающих бассейны водосбора [29]. Области водосбора этих двух рек отличаются по геологическому строению [19]. Водосбор Оби охватывает преимущественно Западно-Сибирскую равнину с мощным слоем осадочных пород и кислыми дерново-подзолистыми (часто торфянистыми) почвами, подверженными речной эрозии. Водосбор Енисея – Среднесибирское плоскогорье, горы Саяны и другие участки Сибирской платформы, сложенные кристаллическими породами, устойчивыми к речной эрозии. Кроме того, 8 крупных водохранилищ, расположенных в верхнем течении Енисея, вероятно, сокращают его твердый сток, в то время как в верхнем течении Оби имеется одно крупное водохранилище.

В эстуарии Енисея соленость воды нарастала быстрыми темпами по мере продвижения на север. На станциях 5018–5023 соленость воды варьировала от 12.6 до 27.6 епс (в зависимости от фазы прилива), а колебания концентрации взвеси составляли от 1.3 до 0.6 мг/л (2.3–1.2 мм³/л) соответственно.

Нами установлено, что в пределах изохалин 12–20 епс значения концентрации взвеси в МФ Енисея (2011 г.) были почти в 2 раза выше, чем в МФ Оби (2007 г.) при аналогичной солености воды (табл. 2), поскольку изохалины сгущались вблизи эстуария Енисея, формируя соленостный геохимический барьер. Ранее указывалось, что в солоноватоводной части эстуария Енисея значения концентрации взвеси в 2 раза ниже, чем в Обском эстуарии при схожих соленостях [34].

В 2011 г. подавляющая часть акватории моря находилась под влиянием стока р. Енисей, перемешивающегося с арктическими водами из района ЖСА и баренцевоморскими водами из района Карских Ворот. Линза опресненных вод (соленость <19 епс) распространялась в субмеридиональном направлении в северо-западной части моря [13]. Влияние вод Оби было ограничено сравнительно небольшой областью, примыкающей к п-ову Ямал и непосредственно к Обскому эстуарию. Такая межгодовая изменчивость стока и перераспределения обских и енисейских вод в Карском море предопределяет межгодовую из-

менчивость в поступлении и распределении концентраций взвеси.

На мелководном шельфе (станции 5010, 5023) концентрация взвеси уменьшалась до 0.4–0.5 мг/л (1.2–1.7 мм³/л) и становилась более постоянной.

На резком свале глубин в пределах 50- и 150-метровой изобат (станции 5025, 5026) происходит заметное снижение массовой концентрации взвеси от 0.5 до 0.3 мг/л и, наоборот, несколько возрастает объемная концентрация от 1.7 до 2.0 мм³/л.

В МФ рек Оби и Енисея концентрация взвеси убывает экспоненциально по мере смешения пресной и соленой воды (рис. 4). Об этом ранее сообщалось в работах [10, 11, 20, 33]. В устьях крупных северных рек (Лены, Енисея, Пура, Таза, Оби, Северной Двины) высокие градиенты падения концентраций взвеси выявлены в пределах гидрологического фронта при солености ≤20 епс [20, 33]. Биогеохимические процессы, протекающие в МФ арктических рек, в общих чертах схожи. Однако в ходе этих процессов в эстуариях Оби и Енисея хорошо просматриваются закономерные различия, что хорошо отражают кривые экспоненциальной зависимости (рис. 4). Эти различия обусловлены разным составом осадочного вещества, поступающего от источников сноса. В пределах коагуляционно-сорбционной ступени МФ заметно отклонение проб от кривой экспоненциальной зависимости (точки концентрируются выше кривой, образуя выпуклость), что обусловлено специфическими биогеохимическими процессами, присущими этой ступени МФ.

К сожалению, авторы не располагают пробами взвеси в пределах изохалин 2–11 епс – коагуляционно-сорбционной ступени МФ Енисея. Перепад солености от 1 до 12 епс произошел на малом расстоянии, что требует прецизионного отбора проб воды с борта маломерного судна. В работе Лукашина с соавторами [34] указывалось, что в диапазоне солености от 4 до 8 епс наблюдается повышение концентраций, связанное с флокуляцией коллоидных веществ. Схожее явление описано выше в МФ Оби в пределах изохалин 5–9 епс.

Таким образом, распределение взвеси в зоне смешения вод Оби и Енисея с морской водой определяется соленостью и биотой. Концентрации взвеси в направлении река–море, в целом, снижаются и закономерно меняются по мере увеличения солености. Основное преобразование вещества эстуария в вещество шельфовых морских вод происходило в пределах соленостной фронтальной зоны, структура и положение которой подвержено сезонной и межгодовой изменчивости [15]. Различия в концентрациях взвеси внутри этих зон смешения определялись в первую очередь: 1) различиями в объеме водного и твердого стока рек Оби и Енисея; 2) особенностями пород и почв, слагающих водосборные бассейны

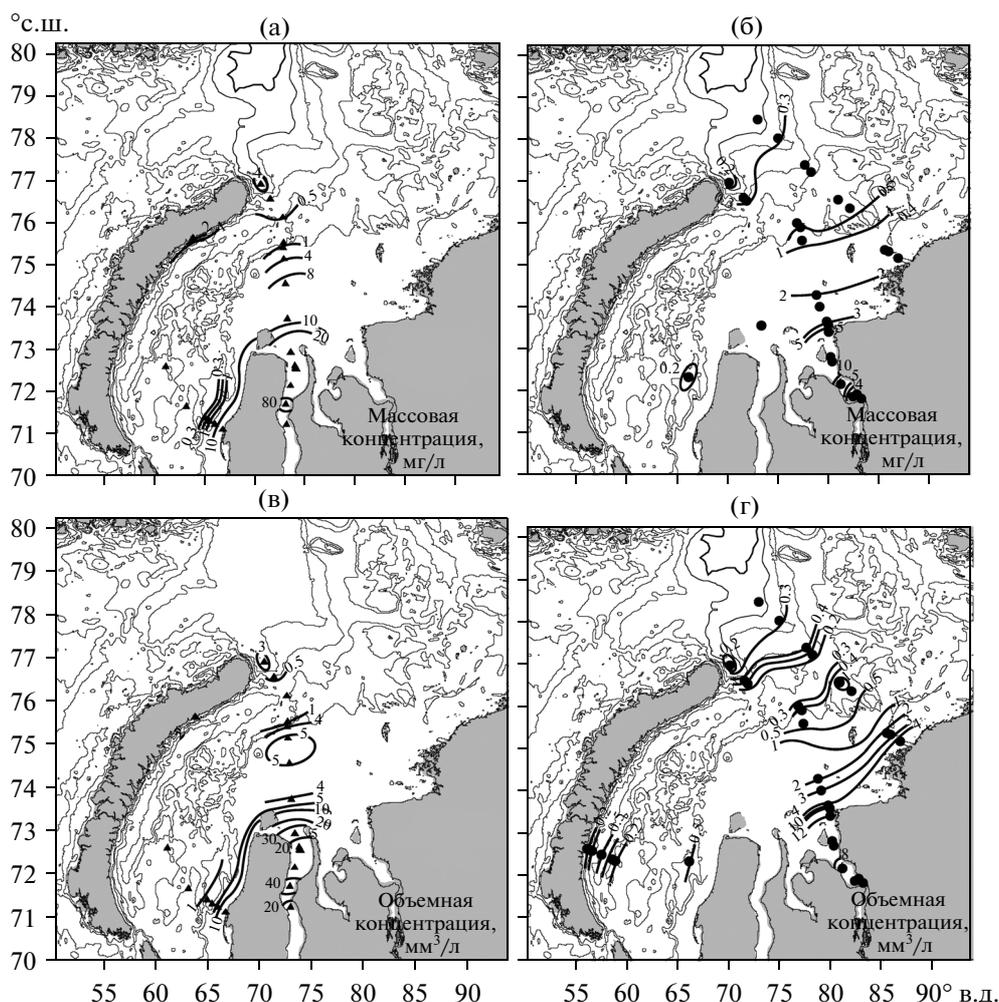


Рис. 5. Картограмма распределения массовой (мг/л) и объемной ($\text{мм}^3/\text{л}$) концентрации взвеси в придонном слое воды Карского моря в сентябре 2007 г. (а, в) и 2011 г. (б, г).

этих рек; 3) гидрометеорологическими условиями распределения опресненных вод в море. Топографический фактор, то есть спад глубин в пределах 50- и 100-метровой изобат, формирует фронт и контролирует концентрацию взвеси в верхнем водном слое внешней части МФ. В работах Зацепина и Кременецкого с соавторами [15, 23] сообщается, что стрежни основных течений в Карском море располагаются между изобатами 50–100 м. Зоны перехода от одних водных масс к другим, что наглядно отражают наши данные по взвеси, совпадают с зонами основных течений.

Пространственное распределение взвеси в придонном слое. Для вертикального распределения взвеси, в целом, характерна трехслойная структура: верхний (деятельный) слой над пикноклином с повышенной концентрацией взвеси, промежуточный слой более прозрачных вод под пикноклином и придонный нефелоидный слой. Первые результаты по вертикальному распределению

взвеси на основных кросс-шельфовых разрезах были опубликованы в работах [3, 27, 58].

Наиболее высокие концентрации взвеси (≥ 10 мг/л) характерны для придонного слоя эстуариев Оби и Енисея и Ямальского мелководья у абразионного берега (рис. 5). В эстуарии Оби значения концентрации могут достигать 80 мг/л ($40 \text{ мм}^3/\text{л}$).

На Обском взморье и севернее концентрация взвеси в нефелоидном слое достигала 8 мг/л (до $5 \text{ мм}^3/\text{л}$). На Енисейском взморье и вблизи Таймырского п-ва концентрация взвеси у дна обычно варьировала от 3 до 1 мг/л ($4\text{--}1 \text{ мм}^3/\text{л}$). Исходя из наших данных, распределение концентрации взвеси в придонном слое на Обь-Енисейском мелководье отличается значительной изменчивостью как в субширотном, так и в субмеридианальном направлении: значения концентраций уменьшались с юга на север и с запада на восток в пределах мелководной области.

Пространственное распространение нефелоидного слоя определяется топографией дна моря. По мере продвижения на север концентрация взвеси у дна убывает и в пределах изобат 50–100 м не превышает 1–0.5 мг/л.

На внешнем шельфе концентрация взвеси в придонном слое обычно составляла 0.2–0.5 мг/л. Исключением была ст. 4983 (западный отрог ЖСА), где концентрация взвеси на глубине 528 м достигала аномально высокого значения – 4.3 мг/л (2.5 мм³/л) в 2007 г. В 2011 г. в этом районе (ст. 5045) на глубине 529 м она не превышала 0.15 мг/л (0.2 мм³/л). Вероятно, такое многократное увеличение мутности воды у дна в 2007 г. вызвано сходом оползня со склонов ЖСА. Известно, что от источника сноса (Новой Земли) терригенный материал перемещается в глубоководную часть желоба (западный отрог ЖСА) в виде нефелоидных и гравитационных потоков [24].

Придонные нефелоидные слои имеют широкое распространение в Карском море, что подтверждают данные литературы [2, 3]. В эстуариях рек и на внутреннем шельфе вплоть до 100-метровой изобаты этот слой обнаруживается повсеместно. Концентрация взвеси в нефелоидном слое Карского моря характеризуется пространственной неоднородностью, варьирует от ~1 мг/л до десятков мг/л и приближается к ее значениям в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском, но значительно выше, чем в Белом и Баренцевом морях [31, 39, 50].

Сопоставление концентрации взвеси и обилия фитопланктона. Сырая биомасса фитопланктона в деятельном слое Карского моря в первой половине осени изменялась от 60 до 1600 мкг/л [46, 47].

Ориентировочное сопоставление количества фитопланктона, выраженного в единицах сырой биомассы, с концентрацией взвеси (сухой массой взвеси в 1 мл воды) показало, что в эстуарии Оби (станции 4993–4999) доля фитопланктона во взвеси обычно не превышала 5–6% и возрастала на внутреннем шельфе до 50–75% (станции 5000, 5001), где доминирующее положение в численности фитопланктона занимали автотрофные жгутиковые и диатомовые, в частности, *Chaetoceros gracilis* (до 57 и 42%, соответственно, от общей численности фитопланктона). По мере приближения к широкой фронтальной зоне на границе внутреннего и внешнего шельфа (станции 5002–5004) доля фитопланктона в массовой концентрации взвеси сократилась до 20–30%. С увеличением доли динофлагеллят в общей биомассе фитопланктона (до

81%) уменьшалось их содержание в сухой массе взвеси. Динофлагелляты с развитым панцирем содержат больше внутриклеточной воды, которую теряют при высушивании. Сопоставление сырой биомассы фитопланктона и сухой массы взвеси может быть полезным, если учитывать особенности видового состава доминирующих видов водорослей.

Аналогичное сопоставление на Енисейском разрезе показало, что в пресноводной части доля сырой биомассы фитопланктона в массовой концентрации взвеси достигала 40–70% в фотическом слое (станции 5013–5015). К северу (станции 5018–5023) она не превышала 25%. На значительной части срединного шельфа (станции 5010–5026), где доминировал морской комплекс фитопланктона, его доля во взвеси составляла 50–70% и более.

За пределами внешнего шельфа доля сырой биомассы фитопланктона во взвеси обычно составляла 60–80% и более. Такое увеличение доли фитопланктона во взвеси согласуется с тенденцией снижения терригенной части взвеси по мере удаления от эстуариев Оби и Енисея.

Ориентировочное сопоставление обилия фитопланктона, выраженного в единицах биообъема (мм³/л), с объемной концентрацией взвеси (фракция 2–60 мкм) показало, что в пределах соленостной фронтальной зоны Оби доля фитопланктона не превышала 10% (ст. 4999), а Енисея – достигала 50% (ст. 5018). К северу от соленостной фронтальной зоны она составляла 10–25% на Обском разрезе и 60–76% на Енисейском разрезе (станции 5010, 5025).

На Ямальском разрезе доля фитопланктона в объемной концентрации взвеси достигала 60–90% и более (станции 4958, 4960, 4950). В этой области Сухановой с соавторами [46] зарегистрированы высокие показатели биомассы фитопланктона – до 1.06 гС/м² (ст. 4950).

В эстуариях и на мелководном шельфе вследствие волнения и приливных течений идет интенсивное перемешивание водного слоя у дна и взмучивание верхнего слоя донных осадков, что препятствует оседанию на дно терригенных и биогенных частиц взвеси. Микрофотографии этих частиц представлены на рис. 6. В нефелоидном слое оседающий фитопланктон вовлекается придонными течениями в латеральный поток. Соленость воды в этом слое повсеместно выше (≥ 30 епс), чем верхнего опресненного слоя (≤ 15 –25 епс), так как по поверхности более тяжелой морской воды растекается более легкая речная. Придонный слой обогащен не только минеральными частицами, но и

Рис. 6. Микрофотографии проб взвеси придонного слоя воды: 1 – *Cyclotella* sp., *Aulacoseira distans*, *Asterionella formosa*, минеральные частицы; 2 – *Fragilariopsis crotonensis*, *Aulacoseira* sp., минеральные частицы, ст. 5013, горизонт 30 м; 3, 4 – детрит и минеральные частицы, ст. 5018, 20 м; 5 – *Protoperdinium pallidum*, *Chaetoceros compressus*, *Ch. gracilis*, минеральные частицы; 6 – *Thalassiosira nordenskiöldii*, глобулярный органо-минеральный агрегат, минеральные частицы, детрит, ст. 5010, 28 м; 7, 8 – центрическая диатомея, детрит, минеральные частицы, агрегат, органическая пленка на поверхности фильтра, ст. 5045, 527 м.

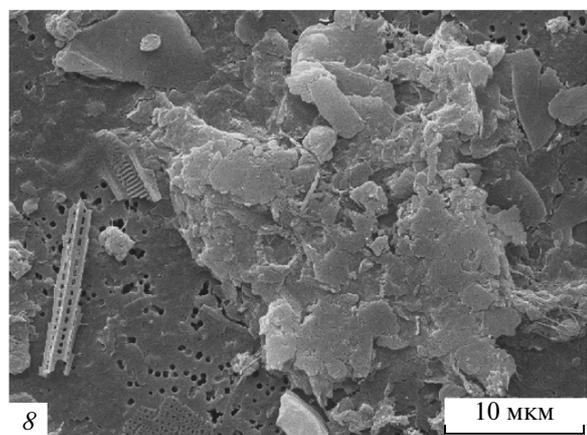
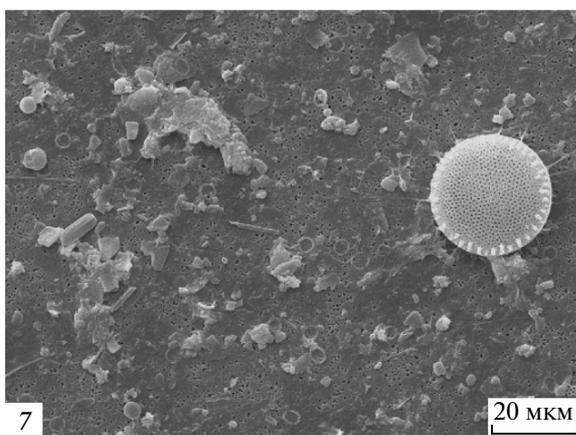
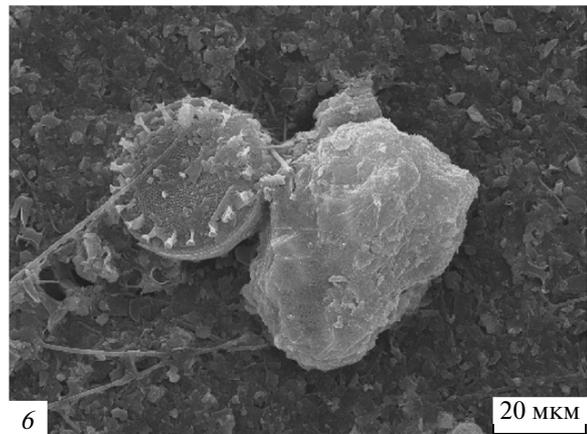
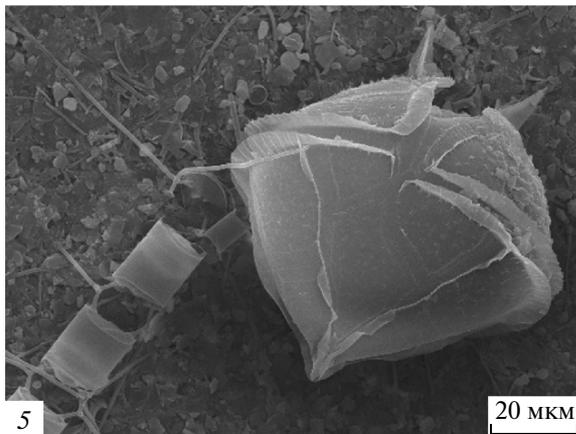
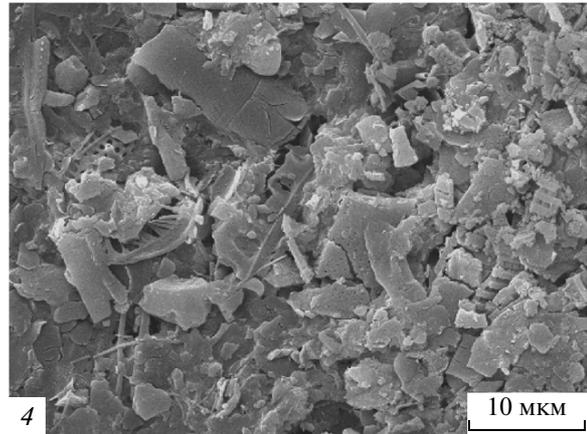
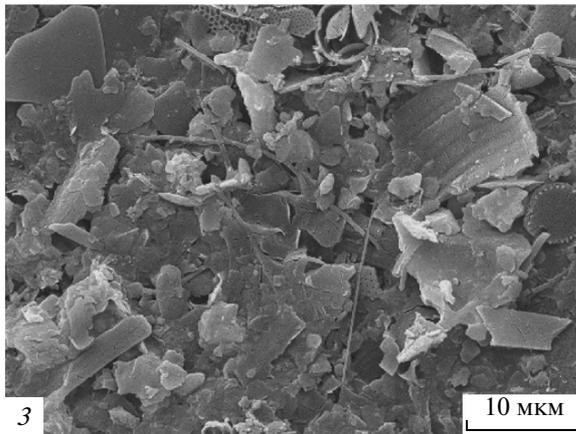
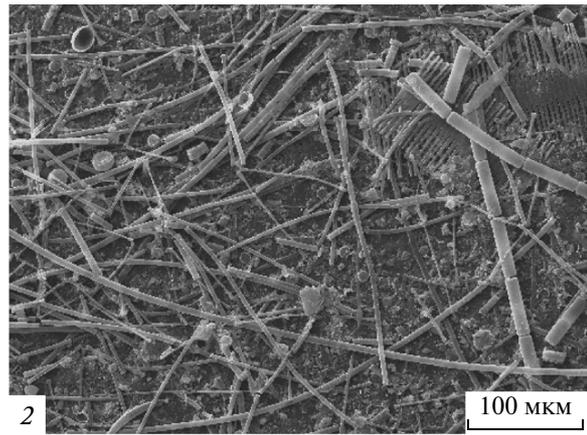
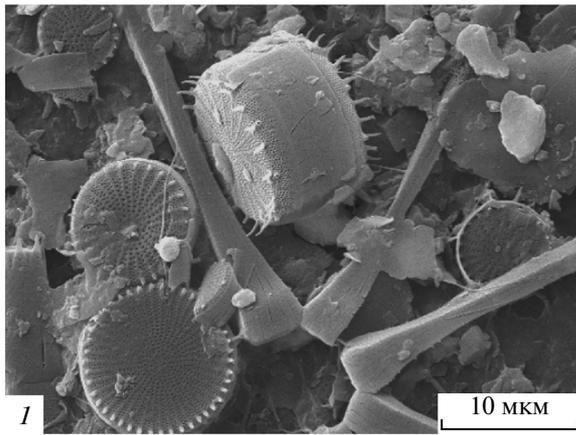




Рис. 7. Взаимосвязь $\delta^{13}\text{C}_{\text{VOU}}$ и массовой концентрации взвеси в поверхностном опресненном слое моря: (а) Енисейский разрез, сентябрь 2011 г.; (б) Обский разрез, сентябрь 2007 г.; (в) совмещение данных по Енисейскому и Обскому разрезу. 1 – пресноводная часть эстуариев (соленость воды 0.05–0.5 епс), 2 – эстуарии и шельф до 30–50 м, 3 – шельф >30–50 м.

ВОУ. Содержание ВОУ у дна часто приближается к его содержанию в фотическом слое [1, 27]. На рис. 6 видно, что в пресноводной части эстуария Енисея (1, 2) среди биогенных частиц у дна обнаружено скопление целых клеток и колоний диатомовых водорослей; в пределах фронтальной зоны (3, 4) преобладают обломки и фрагменты водорослей; в шельфовой области (5, 6) присутствуют отдельные клетки и колонии разных классов морских водорослей, детрит. Ранее отмечалось, что пресноводные виды водорослей класса Chlorophyceae обнаруживаются в ассоциациях морских палиноморф в поверхностном слое донных осадков повсеместно в Карском море [61].

Изотопный состав углерода. Концентрация ВОУ в поверхностном слое уменьшалась в направлении эстуарий → внешний шельф: от 1400 и 407 мкг/л до 110 и 66 мкг/л на Обском и Енисейском разрезах, соответственно [1, 27]. Доля ВОУ во взвеси, наоборот, возрастала в этом направлении за счет преимущественного осаждения минеральных частиц на различных ступенях МФ и обогащения новообразованным автохтонным ОВ.

Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{VOU}}$ позволяют наиболее достоверно судить о соотношении терригенного (аллохтонного) и фитопланктоногенного (автохтонного) ОВ в морской взвеси [27]. Изотопный состав ВОУ связан с концентрацией взвеси (рис. 7). Максимальные концентрации взвеси установлены в эстуариях рек, где ВОУ преимущественно терригенный: $\delta^{13}\text{C}$ достигает -30.2‰ и -30.1‰ в эстуарии Оби и Енисея, соответственно, при солёности воды 0.05 епс. Известно, что диапазон изотопных значений для $\text{C}_{\text{орг}}$ наземного происхожде-

ния определяется интервалом значений от -30 до -25‰ ; для морского планктоногенного вещества типичен диапазон от -23 до -19‰ [7, 53].

Наши данные, в целом, подтверждают, что на разрезе река–море по мере приближения к внешнему шельфу в составе ВОУ возрастает доля морского (фитопланктоногенного) ОВ, что сдвигает $\delta^{13}\text{C}_{\text{VOU}}$ в сторону утяжеления [8, 27, 28, 56, 62]. Однако, в 2007 г. интервал колебаний величин $\delta^{13}\text{C}_{\text{VOU}}$ составлял от -30.18‰ в эстуарии Оби до -27.6‰ – -24.8‰ вблизи северной оконечности Новой Земли в поверхностном и придонном горизонте соответственно (ст. 4983) (рис. 8). Аномальное опреснение поверхностного слоя моря за счет обской воды (площадью ~ 40 тыс. км² и толщиной слоя 10 м), установившееся в 2007 г., привело к значительному облегчению изотопного состава ВОУ на подавляющей части акватории моря, по сравнению с нашими данными 2011 г. и данными других авторов [17, 18].

Выявленная ранее зависимость обогащения ВОУ тяжелым изотопом по мере роста солёности [17, 18, 28, 43], подтверждается нашими данными (рис. 8). Надежная линейная зависимость ($R^2 = 0.87$, $n = 17$) между этими параметрами установлена в 2011 г., а более слабая – в сентябре 2007 г. ($R^2 = 0.46$, $n = 9$) в период экстремальных значений аномалии температуры и солёности поверхностного слоя воды летом [48].

В области фронта в пределах 50- и 100-метровой изобат $\delta^{13}\text{C}_{\text{VOU}}$ варьировал в поверхностных водах: от -29.9‰ (ст. 5003) до -29.8‰ (ст. 5004) на Обском разрезе (2007 г.) при солёности воды

~19 епс; от -23.7‰ (ст. 5025) до -25.4‰ (ст. 5026) на Енисейском разрезе (2011 г.) при солёности воды 23–24 епс. В отличие от Енисейского разреза, на всех станциях Обского разреза за исключением самой северной станции (ст. 4983) в составе ОВ взвеси преобладало изотопно-легкое (-28.0‰ – -30.2‰) ОВ, принесенное с суши [43].

За пределами внешнего шельфа на близко расположенных станциях, выполненных в разные годы, $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$ изменяется в поверхностных водах от -27.6‰ (ст. 4983, 2007 г.) до -23.9‰ (ст. 5045, 2011 г.). Массовая концентрация взвеси здесь тоже варьирует: от 0.23 мг/л (ст. 4983) до 0.13 мг/л (ст. 5045). В 2007 г. у северного побережья Новой Земли область повышенных концентраций взвеси соответствовала области холодных вод, что связано с локальным апвеллингом и, вероятно, поступлением талых вод с берега [3]. В 2011 г. апвеллинг не наблюдался, ст. 5045 находилась в струе более теплых атлантических вод (карта распределения температуры дана в атласе <http://optics.ocean.ru>). Концентрация взвеси в западном отроге ЖСА отражает гидрологическую ситуацию на момент отбора проб воды [58, 59].

Элементный состав минеральной взвеси (по данным микрозондового и фотометрического анализа). По результатам микрозондового рентгено-спектрального анализа среди терригенных частиц преобладают кварц и алюмосиликаты. Наши исследования и данные литературы [34, 55] показали, что алюмосиликаты имеют различное содержание сопутствующих химических элементов. Алюмосиликатные частицы взвеси Карского моря характеризуются высокой рентгеновской интенсивностью для таких элементов как Si, Al, K, Fe, Mn, Mg, Na, Ca, Ti, а также в ряде случаев P и S. Суммируя все эти данные, среди обнаруженных нами алюмосиликатов можно выделить несколько основных групп: 1) “чистые” алюмосиликаты; 2) алюмосиликаты с низким содержанием примесей; 3) алюмосиликаты, обогащенные Fe; 4) обогащенные одновременно Fe и Mn (чаще агрегаты, а не отдельные частицы); 5) содержащие Ti, кроме других примесей; 6) содержащие Ca, помимо других примесей.

Наличие K (обычно до 15% вес.) в составе частиц взвеси наиболее характерно для западной части моря и эстуария Оби. Ранее было показано, что Обь является мощным источником калиевых полевых шпатов для осадков Карского моря [26, 64].

Алюмосиликаты, содержащие Fe обычно 2–7%, реже до 15% вес. (станции 5007, 5013, 5033 и др.), встречаются во взвеси повсеместно. Во взвеси эстуария Енисея обнаружены частицы, в которых наряду с Si и Al много Ca (до 6% вес.), а также P, о чем ранее сообщалось в работах [27, 34]. Наши данные подтверждают, что взвесь Енисея богаче по содержанию Ti по сравнению со взвесью Оби, что обу-

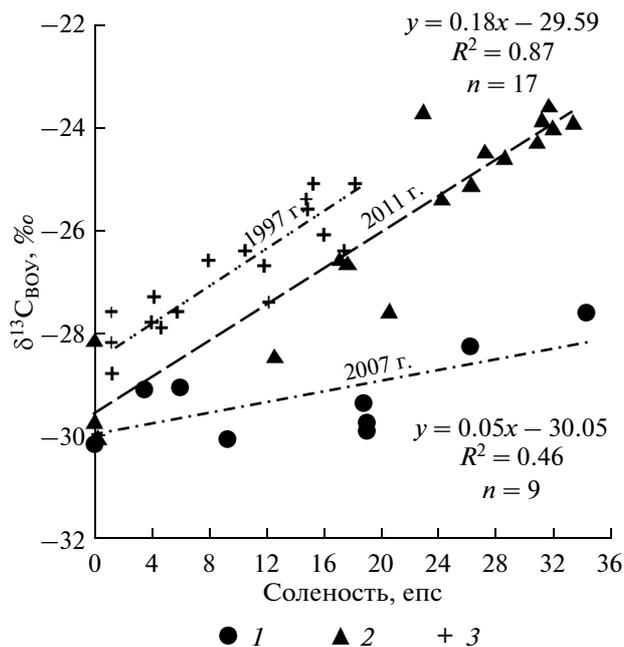


Рис. 8. Зависимость распределения $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$ от солёности в поверхностном слое воды: 1 — в сентябре 2007 г. по данным [43]; 2 — в сентябре 2011 г. по данным [27]; 3 — в сентябре 1997 г. по данным [18].

словлено различиями в геологическом строении водосборов этих рек [34, 60].

Обогащение взвеси Mn, вероятно, связано с сорбцией и соосаждением ионов Mn с коагулирующими коллоидами гидроксидов Fe, а также с образованием собственных гидроксидов [34].

Содержание Al во взвеси является надежным индикатором терригенной составляющей [32]. По данным фотометрического анализа содержание Al в эстуариях Оби и Енисея составляло в среднем 7.4% (13 проб), что близко к данным литературы для речной взвеси: 6.2% [32], 6.3% [34], 7.0% [22], 6.0% [20] и приближалось к содержанию в осадочных породах континентов 8.58% [42]. В эстуариях рек и вблизи п-ва Ямал доля терригенной взвеси, полученной расчетным путем ($\text{Al} \times 100/8.58$ [32]), составляла 70–95%.

В открытых водах Карского моря содержание Al составляло в среднем 4% (66 проб) и практически повсеместно превышало 1–2%, что указывает на абсолютное преобладание терригенного материала в составе морской взвеси. Например, содержание Al во взвеси открытой части Белого моря составляло 0.5–3.3% [20, 21], Балтийского моря — 0.5–1.0% [12].

Для взвеси Карского моря (включая эстуарии Оби и Енисея) установлены тесные корреляционные зависимости между содержанием Al и Si (рис. 9). Линейная зависимость выявлена для проб из эстуариев и подавляющей части моря, то есть, характерна для терригенного вещества, поступающего с речным

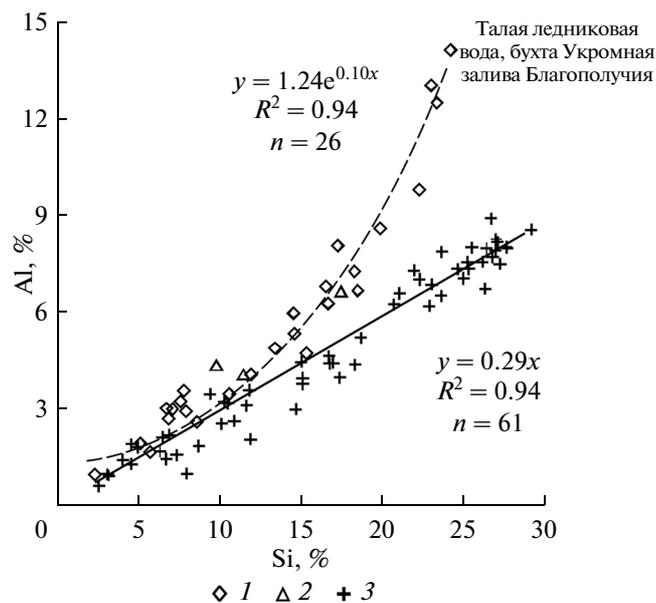


Рис. 9. Зависимости между содержанием Al и Si во взвеси в сентябре 2007 г. Пробы отобраны: 1 – вблизи Новой Земли и в южной части ЖСА (западный отрог); 2 – во фронтальной зоне Ямальского течения (положение фронта по [15]); 3 – в западной части моря.

сток. Степенная – для проб из акватории, прилегающей к Новой Земле, то есть для терригенного вещества, поступающего с архипелага с тальми водами и ледниками. Последние обеднены Si по отношению к Al: коэффициент обогащения Si – 0.6–0.9 ($KO = (\text{элемент}/Al)_{\text{взвеси}} / (\text{элемент}/Al)_{\text{глины}}$).

По отношению Si/Al ареалы влияния вещества, поступающего с Новой Земли, ограничены акваториями, непосредственно примыкающими к побережью архипелага. В районе северной оконечности Новой Земли это вещество может распространяться Восточно-Новоземельским течением в северо-восточном направлении от $\sim 76^{\circ}30'$ с.ш. Лишь малая доля этого материала проникает в более южные области. Ст. 4990 ($76^{\circ}09'$ с.ш.) находится уже под преобладающим влиянием терригенного материала, поступающего со стоком рек, и лишь отчасти подвержена влиянию вещества, приносимого с архипелага. Отношение Si/Al в морской взвеси (за пределами влияния Новой Земли, то есть подавляющая часть моря) составляет в среднем 3.51, в речной взвеси эстуария Оби – 3.46, что близко к их отношению в континентальных глинах и сланцах 3.06 [42]. Этот факт указывает на то, что структура глинистых алюмосиликатных частиц на пути миграции с водосборной области и по мере распределения в море претерпевает незначительную трансформацию. Заметное обогащение взвеси Si по отношению к Al (KO до 2.6, ст. 4950) связано с увеличением доли аморфного кремнезе-

ма, на что косвенно указывает повышенная биомасса диатомовых водорослей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Распределение концентрации взвеси в Карском море характеризуется, в первую очередь, широтной зональностью, берущей начало от Обь-Енисейского мелководья и простирающейся вплоть до подножия континентального склона. Процессы кросс-шельфового переноса взвеси (и существующая в море, так называемая, кросс-шельфовая зональность [49]) являются топографически привязанными.

Повышенные концентрации взвеси (более 1–5 мг/л) локализуются, как правило, в прибрежной полосе (вблизи эстуариев рек и абразионных берегов), где формируется сложная структура течений [15], взвесенесущих потоков и нефелоидных слоев.

Состав и концентрация взвеси в обской и енисейской воде существенно отличаются вследствие разного состава пород, слагающих водосборные бассейны этих рек. Поступление и распределение трансформированной речной взвеси в Карском море во многом зависит от гидрометеорологических условий в Арктическом регионе.

Авторами установлено, что концентрация взвеси в пресноводной части эстуария Оби (2007 г.) была в ~ 10 – 12 раз выше, чем эстуария Енисея (2011 г.). В составе эстуарной взвеси преобладало минеральное вещество, однако, доля фитопланктона от общей концентрации взвеси в Енисее была в ~ 10 раз выше, чем в Оби.

По мере смешения пресной и соленой вод в области МФ Оби и Енисея концентрация взвеси уменьшалась экспоненциально. Соленость воды, главным образом, контролирует распределение концентрации взвеси в поверхностном слое воды на внутреннем шельфе. Основное преобразование состава взвеси эстуария в морскую взвесь шельфовых вод происходит в пределах соленостной фронтальной зоны, структура и положение которой подвержено сезонной и межгодовой изменчивости.

Наши данные по изотопному составу VOU отражают установленную ранее закономерность: на разрезе река–море по мере приближения к внешнему шельфу в составе VOU возрастает доля морского (фитопланктоногенного) OV , что сдвигает $\delta^{13}C_{VOU}$ в сторону утяжеления. Важную роль в формировании этого “сдвига” играет соленость воды. В 2007 г. аномальное опреснение поверхностного слоя моря (за счет обских вод) привело к значительному облегчению изотопного состава VOU в западной части Карского моря вплоть до южной периферии ЖСА.

Топография дна (то есть перепад глубин в пределах 50- и 100-метровой изобат, к которым приурочены стрежни основных течений [15]) определяет формирование гидрологического фронта, разделя-

ющего различные водные массы, и, согласно нашим данным, контролирует распределение концентрации взвеси на срединном шельфе моря.

Материал, поступающий с талыми водами с восточных берегов архипелага Новая Земля, не вносит значимого вклада в концентрацию взвеси открытых районов Карского моря. Концентрация взвеси в изученных заливах восточного побережья Новой Земли составляла 1–3 мг/л. Ареалы распределения вещества, поступающего с островной суши, ограничены акваториями, непосредственно примыкающими к берегам. Изучение состава взвеси позволило заключить, что взвешенное вещество от этого источника может переноситься Восточно-Новоземельским течением вдоль о-ва Северный (схема течений см. рис. 1). У северо-восточной оконечности архипелага происходит отрыв течения от берега, что способствует переносу взвеси в субширотном направлении, преимущественно, на северовыступок от $\sim 76^{\circ}30'$ с.ш. вдоль южной периферии ЖСА. В зоне течения происходит интенсивное взаимодействие с окружающими водами [15], которое приводит к смешиванию терригенной взвеси разного генезиса: островного вещества, принесенного с Новой Земли, с континентальным веществом, поставляемым реками из Западной и Восточной Сибири. Тем не менее, во взвеси практически всей области шельфа и севернее (вплоть до ~ 200 – 500 -метровой изобаты) присутствует терригенная составляющая – минеральные частицы, преимущественно, речного генезиса. Содержание Al (маркера терригенного вещества) во взвеси Карского моря часто превышает 2%, что выше содержания Al для других шельфовых морей (Балтийского, Белого). По мере удаления от области влияния твердого речного стока доля терригенного вещества закономерно уменьшается. В 2007 г. влияние терригенного материала в этом направлении ослабевало незначительно, сохраняя необычно высокое содержание во взвеси вплоть до южной периферии ЖСА.

Взвесь Карского моря (подобно взвеси Белого моря, которое также находится под преобладающим влиянием минерального вещества речного генезиса) представлена переходным (от речного к морскому) или смешанным типом. Собственно “морской” (органический или кремнистый по определению Пустельникова [40]) тип взвеси в Карском море обнаруживается, как правило, за пределами шельфовой области.

В западном отроге ЖСА установлена значительная межгодовая изменчивость концентрации и состава взвеси, как в поверхностных, так и придонных водах вследствие гидродинамической активности в этом районе. Эпизодически формируется мощный придонный нефелоидный слой (~ 4 мг/л, глубина моря 550 м).

Нефелоидный слой обнаружен практически повсеместно в пределах шельфовой области Карского моря. Мощность слоя (от нескольких до первых десятков метров) и концентрация взвеси в нем (от нескольких до десятков мг/л) зависит от глубины моря, скорости ветра, наличия течения, гранулометрического состава донных осадков, фазы прилива и др.

Авторы благодарят начальника экспедиции М.В. Флинта за поддержку работы, академика А.П. Лисицына за научное руководство и критические замечания к рукописи статьи, И.А. Немировскую за внимание к работе, О.В. Копелевича, В.В. Кременецкого, С.А. Шуку, Н.А. Беляева, М.С. Поняева, Ю.А. Гольдина, А.В. Григорьева, Е.О. Золотых, Л.В. Демину, В.А. Карлова за помощь в сборе и обработке материала.

Исследования поддержаны программой Президиума РАН 44П “Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны РФ”, грантами РФФИ № 12-05-00210-а, № 12-05-91055-НЦНИ а, № 14-05-00223-а, Президента РФ № НШ-2493.2014.5 и Российского научного фонда № 14-50-00095 (обработка материалов).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев Н.А., Пересыпкин В.И., Поняев М.С. Органический углерод воды, взвеси и верхнего слоя донных осадков западной части Карского моря // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 748–757.
2. Буренков В.И., Гольдин Ю.А., Артемьев В.А., Шеберстов С.В. Оптические характеристики вод Карского моря по судовым и спутниковым наблюдениям // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 716–729.
3. Буренков В.И., Гольдин Ю.А., Кравчишина М.Д. Распределение концентрации взвеси в Карском море в сентябре 2007 г. по судовым и спутниковым данным // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 842–849.
4. Ведерников В.И., Демидов А.Б., Судьбин А.И. Первичная продукция и хлорофилл в Карском море в сентябре 1993 года // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 693–703.
5. Власенков Р.Е., Макитас А.П. Гидрооптические характеристики морей Карского и Лаптевых // Океанография и морской лед. М.: Paulsen, 2011. С. 208–225.
6. Власенков Р.Е., Макитас А.П. Исследование пространственно-временных характеристик распределения взвеси в поверхностном слое шельфовых морей Российской Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 2. С. 63–71.
7. Галимов Э.М. Природа биологического фракционирования изотопов. М.: Наука, 1981. 247 с.
8. Галимов Э.М., Кодина Л.А., Степанец О.В., Коробейник Г.С. Биогеохимия Российской Арктики. Карское море. Результаты исследования по проекту SIRRO. 1995–2003 // Геохимия. 2006. № 11. С. 1139–1191.

9. Гельман Е.М., Старобина И.З. Фотометрические методы определения породообразующих элементов в рудах, горных породах и минералах. ГЕОХИ АН СССР, Центральная лаборатория, Сектор химических методов анализа. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1976. 69 с.
10. Гордеев В.В. Реки российской Арктики: потоки осадочного материала с континента в океан // Новые идеи в океанологии. Т. 2 / Под ред. Виноградова М.Е., Лаппо С.С. М.: Наука, 2004. С. 113–166.
11. Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 160 с.
12. Емельянов Е.М. Барьерные зоны в океане. Осадко- и рудообразование, геоэкология. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 410 с.
13. Завьялов П.О. Отчет отряда исследований поверхностного слоя // Отчет о работах в 59-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш”. М.: ИО РАН, 2012. С. 72–88.
14. Зацепин А.Г., Завьялов П.О., Кременецкий В.В. и др. Поверхностный опресненный слой в Карском море // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 698–708.
15. 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.
16. Иванов Г.И., Шевченко В.П., Нещеретов А.В. Рейс в желоб Святой Анны // Природа. 1995. № 10. С. 56–62.
17. Иванов М.В., Леин А.Ю., Саввичев А.С. Влияние фитопланктона и микроорганизмов на формирование изотопного состава углерода органического вещества морей Российской Арктики // Микробиология. 2010. Т. 79. № 5. С. 579–594.
18. Кодина Л.А., Богачева М.П., Власова Л.Н., Галимов Э.М. Органическое вещество водной взвеси в эстуарии Енисея: изотопный состав, закономерности распределения, генезис // Геохимия. 1999. № 11. С. 1206–1217.
19. Короновский Н.В. Краткий курс региональной геологии СССР. М.: Изд-во МГУ, 1984. 334 с.
20. Кравчишина М.Д., Лисицын А.П. Гранулометрический состав взвешенных веществ в маргинальном фильтре реки Северной Двины // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 94–109.
21. Кравчишина М.Д., Мицкевич И.Н., Веслополова Е.Ф. и др. Взаимосвязь взвеси и микроорганизмов в водах Белого моря // Океанология. 2008. Т. 48. № 6. С. 900–917.
22. Кравчишина М.Д., Шевченко В.П., Филиппов А.С. и др. Вещественный состав водной взвеси устья р. Северной Двины (Белое море) в период весеннего половодья // Океанология. 2010. Т. 50. № 3. С. 396–416.
23. Кременецкий В.В. Отчет гидрофизического отряда // Отчет о работах в 59-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш”. М.: ИО РАН, 2012. С. 1–70.
24. Крылов А.А., Иванов Г.И., Сергеева Э.И. Современное осадконакопление в желобе Святой Анны (Карское море) // Океанология. 2005. Т. 45. № 1. С. 107–115.
25. Лазарева Е.В., Парфенова А.М., Романова Н.Д. Влияние нанопланктона на агрегативную устойчивость природных коллоидных систем при различной солености // Геология морей и океанов. Материалы XX Межд. конф. по морской геологии. Т. IV. М.: ГЕОС, 2013. С. 85–87.
26. Левитан М.А., Буртман М.В., Горбунова З.Н., Гурвич Е.Г. Кварц и полевые шпаты в поверхностном слое донных осадков Карского моря // Литол. и полезн. ископ. 1998. № 2. С. 115–125.
27. Леин А.Ю., Маккавеев П.Н., Саввичев А.С. и др. Процессы трансформации взвеси в осадок в Карском море // Океанология. 2013. Т. 53. № 5. С. 643–679.
28. Леин А.Ю., Русанов И.И., Пименов Н.В. и др. Биогеохимические процессы циклов углерода и серы в Карском море // Геохимия. 1996. № 11. С. 1027–1044.
29. Лисицын А.П. Потоки осадочного вещества, природные фильтры и осадочные системы “живого океана” // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 1. С. 15–48.
30. Лисицын А.П., Виноградов М.Е. Международная высокоширотная экспедиция в Карское море (49-й рейс научно-исследовательского судна “Дмитрий Менделеев”) // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 643–652.
31. Лисицын А.П., Кравчишина М.Д., Копелевич О.В. и др. Пространственно-временная изменчивость концентрации взвеси в деятельном слое Белого моря // Докл. РАН. 2013. Т. 453. № 4. С. 440–445.
32. Лисицын А.П., Лукашин В.Н., Емельянов Е.М., Зверинская И.Б. Алюминий // Геохимия элементов гидроразделов / Под ред. Ронина А.Б. М.: Наука, 1980. С. 18–49.
33. Лисицын А.П., Шевченко В.П., Буренков В.И. Взвесь и гидрооптика арктических морей // Оптика атмосферы и океана. 2000. Т. 13. № 1. С. 70–79.
34. Лукашин В.Н., Люцарев С.В., Краснюк А.Д. и др. Взвешенное вещество в эстуариях Оби и Енисея (по материалам 28 рейса “Академик Борис Петров”) // Геохимия. 2000. № 12. С. 1329–1345.
35. Лукашин В.Н., Стрюк В.Л., Гурвич Е.Г. Формы железа, марганца, меди, цинка, алюминия и титана в зоне смешения вод Куршского залива и Балтийского моря // Геохимия. 1987. № 4. С. 545–556.
36. Макаревич П.Р., Ларионов В.В. Годовой цикл развития планктонного фитопланктона Обь-Енисейского мелководья Карского моря // Биология моря. 2011. Т. 37. № 1. С. 3–8.
37. Маккавеев П.Н., Стунжас П.А., Мельникова З.Г. и др. Гидрохимическая характеристика вод западной части Карского моря // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 730–739.
38. Платонов Н.Г., Мордвинцев И.Н., Рожнов В.В., Алтацкий И.В. Анализ состояния ледового покрова Арктики в период летнего минимума 2011 г. // Исследование Земли из космоса. 2012. № 4. С. 12–25.
39. Политова Н.В. Особенности распределения и состава взвеси и потоков осадочного вещества в Баренцевом и Печорском морях. Дис. ... к.г.-м.н.: 25.00.28. М., 2007. 251 с.
40. Пустельников О.С. Органическое вещество во взвеси и его поступление на дно Балтийского моря // Океанология. 1975. Т. 15. № 6. С. 1040–1045.

41. Романенко Ф.А. Интенсивность геоморфологических процессов на островах и побережьях морей Карского и Лаптевых (по материалам наблюдений полярных станций) // Геоморфология. 2008. № 1. С. 56–64.
42. Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Химическое строение земной коры // Геохимия. 1967. № 11. С. 1285–1309.
43. Саввичев А.С., Захарова Е.Е., Веслополова Е.Ф. и др. Микробные процессы циклов углерода и серы в Карском море // Океанология. 2010. Т. 50. № 6. С. 942–957.
44. Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития / Под ред. Кассенс Х. и др. М.: Изд-во МГУ, 2009. 608 с.
45. Смоляницкий В.М., Шевелева Т.В., Тимофеева А.Б., Юлин А.В. Развитие и состояние ледяного покрова в Северном Ледовитом океане в период МПГ по данным постоянного мониторинга // Океанография и морской лед. М.: Paulsen, 2011. С. 319–328.
46. Суханова И.Н., Флинт М.В., Мошаров С.А., Сергеева В.М. Структура сообществ фитопланктона и первичная продукция в Обском эстуарии и на прилежащем Карском шельфе // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 785–800.
47. Суханова И.Н., Флинт М.В., Сергеева В.М., Кременецкий В.В. Фитопланктон юго-западной части Карского моря // Океанология. 2011. Т. 51. № 6. С. 1039–1053.
48. Тимохов Л.А., Ашик И.М., Карний В.Ю. и др. Экстремальные изменения температуры и солёности воды арктического поверхностного слоя в 2007–2009 гг. // Океанография и морской лед. М.: Paulsen, 2011. С. 118–137.
49. Флинт М.В. 54-й экспедиционный рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” в Карское море // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 677–682.
50. Чаркин А.Н. Особенности современного осадкообразования в Восточно-Сибирском море. Автореф. дис. ... к.г.-м.н.: 25.00.28. Владивосток, 2012. 26 с.
51. Шевченко В.П., Северина О.В., Майорова Н.Г., Иванов Г.В. Количественное распределение и состав взвеси в эстуариях Оби и Енисея // Вестн. МГУ. 1996. Сер. 4. № 3. С. 81–86.
52. Benson J.D., Haidekker M.A., Benson C.M.K., Critser J.K. Mercury free operation of the Coulter Counter Multi-sizer II sampling stand // Cryobiology. 2005. V. 51. Issue 3. P. 344–347.
53. Druffel E.R.M., Williams P.M. Importance of isotope measurements in marine organic chemistry // Mar. Chem. 1992. V. 39. № 1–3. P. 29–215.
54. Gebhardt A.C. Modern sedimentation processes in the Kara Sea (Siberia) // Ber. Polarforsch. Meeresforsch. V. 490. 2004. 98 p.
55. Jambers W., Smekens A., Van Grieken R. et al. Characterization of particulate matter from the Kara Sea using electron probe X-ray micro analysis // Colloids and Surfaces. A: Physicochemical and Engineering Aspects. 1997. V. 120. P. 61–75.
56. Kodina L.A. Carbon isotope composition of phytoplankton in the Yenisei River estuary – open sea system and the application of isotopic approach for evaluation of phytoplankton contribution to the Yenisei POC load // Reports on Polar and Marine Research. 2002. V. 419. P. 143–150.
57. Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Shebertov S.V. Case studies of optical remote sensing in the Barents Sea, Black Sea, and Caspian Sea // Remote sensing of the European seas / Ed. Barale V., Gade M. Berlin: Springer, 2008. P. 53–66.
58. Kravchishina M., Lein A., Burenkov V. et al. Distribution and sources of suspended particulate matter in the Kara Sea // Complex interfaces under change: Sea – River – Groundwater – Lake. V. 365. Proc. of IAHS-IAPSO-IASPEI Assembly. Oxford: IAHS Press, 2014. P. 42–48.
59. Kuznetsova O.A., Kopelevich O.V., Burenkov V.I. et al. Development of the regional algorithm for assessment of suspended matter concentration in the Kara Sea from satellite ocean color data // Current problems in optics of natural waters (ONW’2013). Proc. of VII Int. Conf. St.-Petersburg: Nauka, 2013. P. 177–181.
60. Lightfoot P.C., Naldert A.J., Gorbachev N.S. et al. Geochemistry of the Siberian Trap of the Norilsk area, USSR, with implication for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism // Contrib. Mineral and Petrol. 1990. V. 104. P. 631–644.
61. Mattiessen J., Kunz-Pirrung M., Mudie P.J. Freshwater chlorophycean algae in recent marine sediments of the Beaufort, Laptev and Kara Seas (Arctic Ocean) as indicators of river runoff // Int. J. Earth Sci. 2000. V. 89. 470–485.
62. Nagel B., Gaye B., Kodina L.A., Lahajnar N. Stable carbon and nitrogen isotopes as indicators for organic matter sources in the Kara Sea // Marine Geology. 2009. V. 266. P. 42–51.
63. Politova N.V., Shevchenko V.P., Zernova V.V. Distribution, composition, and vertical fluxes of particulate matter in bays of Novaya Zemlya Archipelago, Vaigach Island at the end of summer // Advances in Meteorology. 2012. V. 2012. Article ID 259316. P. 1–15.
64. Schoster F., Stein R. Major and minor elements in surface sediments of Ob and Yenisei estuaries and the adjacent Kara Sea // Ber. Polarforsch. 1999. № 300. P. 196–207.
65. Shevchenko V.P., Lisitzin A.P., Ivanov G.I. et al. Quantitative distribution of suspension and suspended organic carbon in the Kara and Barents seas // Natural conditions of the Kara and Barents Seas / Eds. Volkov V. et al. Oslo: Norsk Polarinstitut, 1997. P. 431–435.
66. Stein R. Circum Arctic river discharge and its geological record // Int. J. of Earth Sci. 2000. V. 89. P. 447–449.
67. Stein R., Fahl K. The Kara Sea: distribution, sources, variability and burial of organic carbon // The organic carbon cycle in the Arctic Ocean / Eds. Stein R., Macdonald R.W. Berlin Heidelberg: Springer Verlag, 2004. P. 237–266.
68. Vasiliev A., Kanevsky M., Cherkashov G., Vanshtein B. Permafrost and coastal dynamics at the Barents and Kara Sea key sites // Geo-Marine Letters. 2005. V. 25. № 22–23. P. 110–120.

Genesis and Spatial Distribution of Suspended Particulate Matter Concentration in the Kara Sea during the Greatest Decreasing of Arctic Sea Ice Sheets

M. D. Kravchishina, A. Yu. Lein, I. N. Sukhanova, V. A. Artem'ev, A. N. Novigatsky

The distribution of the suspended particulate matter (SPM) concentration in the water column of the Kara Sea, including the estuaries of the Ob and Yenisei rivers, in September 2007 and 2011 was studied. These were years of the smallest area of drifting ice in the Arctic. The increased concentrations of SPM in the surface layer were determined in the Ob estuary in 2007 (mean 26 mg/l in fresh water, and 16 mg/l at salinity 3–10 psu) compared with literature data for previous years. The SPM concentration and share of the terrigenous part in it was in ≥ 10 times higher in the estuary of the Ob (2007) than that in the estuary of the Yenisei River (2011). The SPM concentration decreases exponentially in process of fresh and salt water mixing in the marginal filter (MF) area of these rivers. Main transformation of the SPM composition from the estuary to shelf waters takes place within the salinity frontal zone (coagulation and sorption stage of MF). The strong impact of terrigenous material on marine SPM composition in 2011 decreased in the northern direction. The anomalous desalination of sea surface layer in 2007 led to a significant facilitation of the isotopic composition of particulate organic carbon in the western part of the Kara Sea, i.e. the influence of terrigenous matter to the SPM composition is only slightly decreased in the northern direction. The distribution of mineral matter from the northeastern tip of Novaya Zemlya archipelago in the north-east direction was noted. However, particles brought by the rivers from Western and Eastern Siberia were dominated in the composition of terrigenous part of the SPM in the Kara Sea up to 76°30' N. It was shown that the processes of cross-shelf transport of SPM in the Kara Sea are topographically attached.