

ГЛАВА 7. БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ, БАКТЕРИИ И ГРИБЫ

7.1. Биогеохимические процессы в Баренцевом море

А.Ю. Леин¹, А.С. Саввичев²

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

² Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского, ФИЦ Биотехнологии РАН, Москва

Биогеохимические процессы с участием микроорганизмов играют важную роль в морском седиментогенезе. Исследования биогеохимических процессов в Баренцевом море проводились с 1997 г. с перерывами до 2019 г. Использование комплекса геолого-геохимических, микробиологических, радиоизотопных и стабильно-изотопных методов позволило получать количественные оценки общей численности (ОЧМ) и биомассы микроорганизмов, скоростей биогеохимических процессов, содержания метана и органического вещества взвеси.

В процессе работ в четырех экспедициях было установлено, что в поверхностной (0–10 м) водной толще южнее 74° с. ш. величины ОЧМ и биомассы микроорганизмов выросли к 2019 г. по сравнению с 1998 г. примерно в 5 раз. Севернее, в более холодных водах ОЧМ и биомасса организмов были ниже, чем в южном районе моря.

Концентрация метана в поверхностном слое водной толщи на границе с атмосферой мало изменялась в течение 20 лет (1976–1997 гг.) и заметно возросла с 1997 г. до 2017 г. с 3.3 до 15.8 нМ.

Рост ОЧМ, биомассы организмов и концентрации метана в водной толще связан с таянием ледников, с поступлением в воду высвобождающегося из льда органического вещества континентального происхождения.

Результаты работ свидетельствуют об изменениях в экосистеме Баренцева моря.

Ключевые слова: CO₂-ассимиляция, сульфатредукция, метанокисление, метан, бактерии, изотопный состав углерода.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(23)

ВВЕДЕНИЕ

Биогеохимические процессы с участием микроорганизмов (бактерий, архей и микроскопических эукариот) исследуются «учениками» научных школ академиков РАН М.В. Иванова и А.П. Лисицына в морях и океанах, начиная с 1972 г. [Иванов и др., 1976]. Методология этих исследований включает комплекс геолого-геохимических, микробиологических, радиоизотопных и стабильно-изотопных методов [Гальченко, 2001; Леин, Иванов, 2009].

В Баренцевом и восточном секторе Норвежского морей наши исследования биогеохимических процессов после большого перерыва возобновились в 1997 г. и продолжают до настоящего времени (табл. 7.1.1, рис. 7.1.1). Микроорганизмам принадлежит ведущая роль в многоступенчатом процессе деструкции автотонного и аллохтонного органического вещества (ОВ) в водной толще и в донных отложениях морей и океанов, включая все арктические моря и Северный Ледовитый океан [Jorgensen et al., 2012].

Таблица 7.1.1. Исследования биогеохимических процессов с участием микроорганизмов в водной толще Баренцева моря (ИО РАН и ИНМИ РАН)

Начало–конец рейса	№ рейса	НИС	Районы исследования
28.06–21.09.1976 г.	23	«Академик Курчатов»	Профиль от Мурманска до Земли Франца-Иосифа 70–79° с. ш.
27.08–15.09.1997 г.	11	«Академик Сергей Вавилов»	Субмеридиональные профили: 70–80° с. ш.; 40° в. д.; 75–80° с. ш.; 60° в. д. и др.
09–10.1998 г.	8	«Академик Федоров»	Материковый склон котловины Нансена; Профиль Земля Франца-Иосифа – о. Виктория
6.07–18.08.2017 г.	68	«Академик Мстислав Келдыш»	Субмеридиональные и субширотные профили 70–79° с. ш.

Для всех морей Арктики характерны наличие ледового покрова, образующего геохимический барьер «лед – водная толща», и сезонность, сказывающаяся на освещенности и температурном режиме. Например, в Баренцевом море все биологические процессы происходят в переохлажденных условиях, в том числе при отрицательных температурах. Средняя глубина моря ~300 м.

Водная толща Баренцева моря формируется за счет поступления теплых атлантических вод и холодных арктических. Теплые атлантические воды определяют относительно высокую температуру и соленость в юго-западной части моря. В феврале–марте температура воды на поверхности равна 3–5°C, в августе поднимается до 7–9°C. Севернее 74° с. ш. и в юго-восточной части моря зимой температура на поверхности обычно бывает ниже –1°C, летом на севере – 4–0°C, а на юго-востоке – 4–7°C [БРЭ, 2005].

Соленость в поверхностном слое в течение года на юго-западе составляет 34.7–35.0 епс, на востоке – 33.0–34.0 епс, а на севере – 32.0–33.0 епс. В прибрежной полосе весной и летом соленость понижается до 30–32 епс, а к концу зимы возрастает до 34.0–34.5 епс.

В конце августа граница льдов отодвигается за 78° с. ш. [БРЭ, 2005].

Особенностью Баренцева моря, по сравнению с Карским и морем Лаптевых, является малый речной сток. Седиментация в Баренцевом море происходит, в основном, за счет эолового и абразионного материала, таяния льдов и фитопланктоногенного ОВ.

Цель работы – представить краткий обзор исследований биогеохимических процессов с участием микроорганизмов в водной толще, где происходит подготовка взвеси к седиментации.

Первые сведения о микроорганизмах Баренцева моря содержатся в работе [Исаченко, 1914], в которой сообщается об обилии жизнеспособных бактерий в полярных широтах. В работе [Байтаз, Байтаз, 1991; Байтаз и др., 1996] приведены данные по открытым водам юго-восточного сектора Баренцева моря в августе 1984 г. по количеству клеток микроорганизмов: среднее $380 \cdot 10^3$ кл.мл⁻¹ (220–830·10³ кл.мл⁻¹), по биомассе – 80 мкг·л⁻¹ (46–170 мкг·л⁻¹) и по микробной продукции – 40 мкг·л⁻¹·сут⁻¹. Отношение (μ) микробной продукции (P) к биомассе (B) составляет в среднем 0.4 сут⁻¹ (0.22–0.75 сут⁻¹).

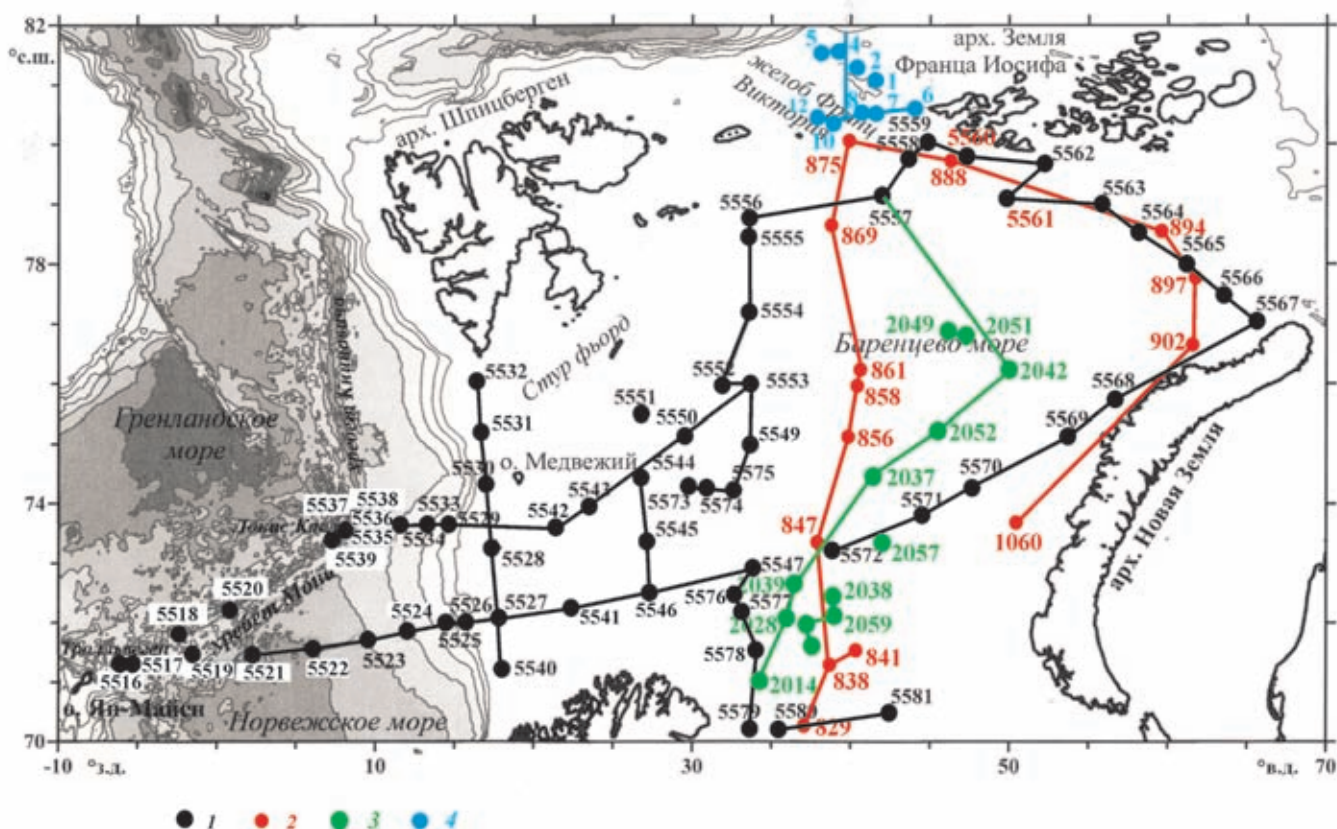


Рис. 7.1.1. Схема маршрутов и размещения станций в Баренцевом море: 1 – 68 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш», 2 – 11 рейс НИС «Академик Сергей Вавилов», 3 – 23 рейс НИС «Академик Курчатов», 4–8 рейсы НИС «Академик Федоров»

Распределение бактериопланктона в водной толще (по вертикали) прибрежных станций было равномерным, а в открытых водах повышение численности микроорганизмов наблюдалось в слое температурного скачка и над ним.

В 1970-х годах величина суточной продукции бактериопланктона зимой составляла $67 \text{ мкгС}\cdot\text{л}^{-1}$, а весной и в начале лета – $220 \text{ мкгС}\cdot\text{л}^{-1}$. Величины удельной продукции бактериопланктона μ (P/V) составляли 0.47 зимой и 0.77 весной [Байтаз, Байтаз, 1991].

В январе 1981 г. в рейсе НИС «Дальние Зеленцы» впервые в сезоне полярной ночи были проведены измерения величины первичной продукции фитопланктона. Величина первичной продукции фотосинтеза в южной и центральной частях Баренцева моря, по данным радиоуглеродного метода, составляла $40\text{--}70 \text{ мгС}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$ [Мишустина и др., 1982].

Величина первичной продукции фотосинтеза в Баренцевом море, по литературным данным, в среднем составляла $110 \text{ мгС}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$ [Романкевич, Ветров, 2009]. Море относится к мезоэвтрофным водоемам. В Атлантических водах, достигающих Баренцева моря, первичная продукция фотосинтеза составляет $250\text{--}300 \text{ мгС}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$, а вблизи Кольского п-ова и на небольшом участке южнее архипелага Земли Франца-Иосифа (ЗФИ) превышала эти величины вдвое и составляла $500\text{--}600 \text{ мгС}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Смешение холодных опресненных вод Северного Ледовитого океана с теплыми солеными атлантическими водами определяет многие особенности Баренцева моря, начиная с температуры и солености водных масс и кончая мозаичным распределением

фитопланктона, величин первичной продукции фотосинтеза [Паутова, раздел 8.1], а также распределением численности микроорганизмов, микробной биомассы и скоростей биогеохимических процессов.

Юго-западная область моря находится под влиянием теплого Атлантического (Нордкапского) течения, а северная и северо-восточная области испытывают влияние холодных вод. Разделяет эти главные области Полярный фронт.

Общая численность микроорганизмов (ОЧМ). В зоне Полярного фронта с атлантической стороны наблюдается высокая общая численность микроорганизмов: $690\cdot 10^3 \text{ кл}\cdot\text{мл}^{-1}$ (ст. 5550, табл. 7.1.2). Подобные сравнительно высокие значения величин ОЧМ характерны для вод западного шельфа (ст. 5540, см. табл. 7.1.2). Воды на арктической стороне Полярного фронта (ст. 5533) и зона холодных вод отличаются меньшей ОЧМ и количеством биомассы (ст. 5556 и 5562, см. табл. 7.1.2).

В водах области «цветения» кокколитофорид величины ОЧМ и биомассы оказались минимальными – $285\cdot 10^3 \text{ кл}\cdot\text{мл}^{-1}$ (ст. 5574, см. табл. 7.1.2). Видимо, время роста и активности микробного сообщества начинается после окончания «цветения» фитопланктона.

Основные результаты биогеохимических исследований водной толщи Баренцева моря в сентябре–октябре 1998 г. на НИС «Академик Федоров» приведены в табл. 7.1.3 и 7.1.4. Максимальные величины ОЧМ характерны для поверхностной воды ($10\text{--}240$) $\cdot 10^3 \text{ кл}\cdot\text{мл}^{-1}$ и вод, приуроченных к границе слоев с разной температурой и соленостью (слой $100\text{--}150 \text{ м}$, $90\text{--}150\cdot 10^3 \text{ кл}\cdot\text{мл}^{-1}$) (см. табл. 7.1.3), а также для нижней поверхности льда ($100\text{--}110$) $\cdot 10^3 \text{ кл}\cdot\text{мл}^{-1}$ и для придонного слоя – ($16\text{--}105$) $\cdot 10^3 \text{ кл}\cdot\text{мл}^{-1}$ (см. табл. 7.1.4).

Таблица 7.1.2. ОЧМ, биомасса и объем клеток бактериопланктона в водной толще (июль–август 2017 г.)

Станция	Горизонт, м	ОЧМ, $10^3 \text{ кл}\cdot\text{мл}^{-1}$	V клеток, мкм^3	Биомасса, $\text{мкг}\cdot\text{дм}^{-3}$
1	2	3	4	5
5458	5	515	0.17	87.55
	47	290	0.14	40.6
	2182	23	0.25	5.75
5462	0	435	0.21	91.35
	5	540	0.14	75.6
	37	325	0.18	58.5
	2815	19	0.12	2.28
5471	0	630	0.2	126
	5	450	0.13	58.5
	45	230	0.13	29.9
	2257	25	0.18	4.5

1	2	3	4	5
5480	0	545	0.18	98.1
	5	330	0.15	49.5
	52	210	0.13	27.3
	2263	21	0.11	2.31
5493	0	400	0.18	72.0
	5	565	0.13	73.4
	52	190	0.12	22.8
	2575	17	0.11	1.87
5516	0	470	0.12	56.4
	5	320	0.13	41.6
	35	290	0.13	37.7
	512	75	0.11	8.25
5516A	549	90	0.09	8.1
	556	75	0.08	6.0
5521	5	180	0.22	39.6
	35	100	0.16	16.0
	2925	17	0.14	2.38
5525	1251	240	0.15	36.0
	1252	230	0.15	34.5
5531	0	390	0.16	62.4
	5	360	0.16	57.6
	25	290	0.17	49.3
	187	190	0.14	26.6
5533	0	300	0.13	39.0
	5	290	0.11	31.9
	14	250	0.11	27.5
5535	0	290	0.15	43.5
	5	310	0.17	52.7
5535	22	230	0.15	34.5
5462	1630	11	0.12	1.32
	2108	19	0.14	2.66
	2131	23	0.12	2.76
	2140	27	0.17	4.59
5540	0	790	0.15	118.5
	5	510	0.14	71.4
	20	390	0.10	39.0
5542	0	450	0.17	76.5
	5	480	0.18	86.4
	42	190	0.15	28.5
5443	0	370	0.13	48.1
	5	275	0.16	44.0
	18	190	0.17	32.3
5550	0	690	0.17	117.3
	5	275	0.15	41.2
	18	225	0.18	40.5
5556	0	285	0.16	45.6
	5	345	0.15	51.75
	22	280	0.18	50.4

1	2	3	4	5
5557	0	295	0.14	41.3
	20	190	0.19	36.1
	52	180	0.19	34.2
5562	0	460	0.15	36.0
	2	415	0.11	34.5
	16	410	0.11	–
5567	0	210	0.11	23.1
	5	190	0.11	20.9
	47	240	0.1	24.0
5568	0	250	0.14	35.0
	5	260	0.13	33.8
	34	180	0.15	27.0
5572	0	290	0.18	52.2
	5	300	0.16	48.0
	20	180	0.18	32.4
	35	140	0.20	28.0
5574	0	285	0.18	51.3
	5	190	0.14	26.6
	10	180	0.16	28.8
	18	180	0.15	27.0

Как следует из приведенных данных, в июле–августе 2017 г. величины ОЧМ были заметно выше, чем в 1998 г., и находились в пределах $(210–790) \cdot 10^3$ кл·мл⁻¹ в поверхностном слое водной толщи (см. табл. 7.1.2). Средние величины ОЧМ в открытых водах Северной и Западной Арктики варьировали от $72.6 \cdot 10^3$ до $367.6 \cdot 10^3$ кл·мл⁻¹ (табл. 7.1.5). Величины ОЧМ больше приведенных выше и свидетельствуют о повышенной активности гетеротрофного бактериопланктона, а, следовательно, о повышении в воде лабильного (свежего) ОВ, что бывает обычно в августе. Средняя величина ОЧМ в поверхностном слое воды в 2017 г. превосходила примерно в пять раз среднюю величину ОЧМ в 1997 г. (см. табл. 7.1.5).

Высокие величины ОЧМ говорят о повышенной активности гетеротрофного бактериопланктона, которая, скорее всего, следует за вспышкой цветения фитопланктона.

На большинстве станций в подповерхностных слоях водной толщи и особенно в придонных водах величины ОЧМ заметно падают, в среднем в 4 раза (см. табл. 7.1.2, 7.1.3). Уменьшение величины ОЧМ сверху вниз по водной толще говорит о малом количестве ОВ, поступающего из поверхностных слоев воды, что приводит к низкому содержанию ОВ уже в поверхностных горизонтах осадков.

Таким образом, результаты анализа величины ОЧМ в водной толще оказываются очень полезными

для предварительной оценки биогеохимических процессов в раннем диагенезе.

Биомасса бактерий. В июне–августе 2017 г. в водной толще определяли также величину биомассы бактерий – дополнительного источника лабильного автохтонного ОВ. В слое 0–5 м водной толщи она варьировала от 38.95 до 100.2 мкгС·л⁻¹ (при средней величине 66.70 мкгС·л⁻¹) (см. табл. 7.1.5), что почти в 4.5 раза выше величины биомассы (15.35 мкгС·л⁻¹) в холодном северном районе моря. Максимальная биомасса формировалась в юго-западном секторе моря (ст. 5540), т. е. там, где обнаружена высокая величина ОЧМ.

В полярном районе (79°39' с. ш. и 82°00' в. д.) Баренцева моря (см. табл. 7.1.3) в поверхностном водном слое величина биомассы бактерий колебалась от 2.6 до 105.0 мкгС·л⁻¹ (среднее 15.3 мкгС·л⁻¹), в придонном слое – от 3.4 до 22.1 мкгС·л⁻¹ (среднее 14.41 мкгС·л⁻¹) (см. табл. 7.1.3), а в промежуточных слоях чаще наблюдалась ее меньшая величина.

Имеющиеся у нас данные по общей численности микроорганизмов и биомассе бактериопланктона в Баренцевом и других арктических морях сведены в табл. 7.1.6. Исследования 2017 г. показали, что данные по ОЧМ для поверхностного слоя водной толщи открытой части Баренцева моря заметно превышают значения, полученные коллегами из Мурманского биологического института РАН в августе 1984 г., ког-

да величина биомассы составляла 45.5–174 мкг·л⁻¹ (среднее 80 мкг·л⁻¹) [Байтаз, Байтаз, 1991], а в 2017 г. – (216–827) · 10³ кл·мл⁻¹ (при средней величине 383 · 10³ кл·мл⁻¹).

Разница в количестве биомассы бактериопланктона в поверхностном слое водной толщи в 1984 и 2017 гг., т. е. через 33 года после первых измерений, может свидетельствовать о некоторых изменениях параметров экосистемы, важных для жизнедеятельности бактериопланктона.

Содержание и изотопный состав органического углерода взвеси в водной толще

Впервые содержание и изотопный состав $C_{\text{орг}}$ взвеси Баренцева моря был изучен в 1997 г. [Romankevich et al., 2000]. Из полученных данных в открытом море следовало, что концентрация взвеси и содержание $C_{\text{орг}}$ взвеси в поверхностном слое воды очень невелико по сравнению с морями гумидной зоны, а в составе $C_{\text{орг}}$ взвеси присутствует значительное количество аллохтонного изотопно-легкого ОВ. Было показано также, на примере станции, которую мы опробовали дважды (с интервалом в 13 дней), что $C_{\text{орг}}$ при «цветении» фитопланктона обогащается тяжелым изотопом ¹³C. Значение $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$ изменялось и через 13 дней, когда в этом районе закончилось «цветение» фитопланктона, составляло –25.7‰ [Romankevich et al., 2000].

Следующий цикл работ по определению концентрации и изотопного состава $C_{\text{орг}}$ в Баренцевом море был проведен в августе–сентябре 1998 г. [Саввичев и др., 2001]. Были определены концентрации $C_{\text{орг}}$ во взвеси из снежного покрова, во взвеси по разрезу (верх, центр, низ) ледовой колонки, а также из подледной и придонной воды (см. табл. 7.1.4). Минимум $C_{\text{орг}}$ обнаружено во взвеси из снега (41–55 мкгС·л⁻¹), а максимум – в подошве колонки льда (до 310 мкгС·л⁻¹), где происходило массовое развитие водорослей. Снег, содержащий в основном эоловую (аллохтонную) взвесь, отличался наиболее легким изотопным составом $C_{\text{орг}}$ ($\delta^{13}\text{C}_{\text{средн}} = -25.3\text{‰}$, см. табл. 7.1.4). Самый тяжелый изотопный состав, характерный для $C_{\text{орг}}$ фитопланктона, был обнаружен в подледной (ст. 2, $\delta^{13}\text{C} = -22.6\text{‰}$) и наддонной воде (ст. 5, $\delta^{13}\text{C} = -21.9\text{‰}$) на станциях севернее 81° с. ш. Все остальные значения $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$ из взвеси разных проб воды колеблются от –23.2 до –25.6‰ (см. табл. 7.1.3), что свидетельствует о смешанном генезисе ОВ взвеси Баренцева моря. Аллохтонными источниками взвеси являются эоловый и абразионный материал, а также материал, заключенный во льду и освободившийся при его таянии. Этот материал уже не содержит, как правило, лабильные составляющие ОВ, доступные

для гетеротрофов. Автохтонное ОВ взвеси представлено в основном биомассой фитопланктона. Речной сток в Баренцево море, как уже сообщалось, очень мал.

В 2017 г. проводилось изучение изотопного состава $C_{\text{орг}}$ на глубоководных станциях в юго-западном секторе моря и на шельфовых глубинах в юго-восточном секторе (табл. 7.1.7). Во взвеси поверхностного слоя водной толщи (5 м) на границе Баренцева и Норвежского морей присутствует изотопно-легкий $C_{\text{орг}}$ ($\delta^{13}\text{C} = -27.2\text{‰} \dots -27.9$ и -28.4‰) (см. табл. 7.1.7) континентального происхождения при очень низком содержании фитопланктоногенного ОВ. На юго-востоке (ст. 5574) в поверхностном и подповерхностном слое во взвеси преобладает фитопланктоногенное ОВ ($\delta^{13}\text{C} = -22.6$ и -22.9‰), а на станции 5571 – смешанное ОВ с $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}} = -25.5\text{‰} \dots -26.1\text{‰}$ (см. табл. 7.1.7).

В 1998 г. изотопный состав $C_{\text{орг}}$ взвеси в водах севернее 80° с. ш. варьировал от –22,6 до –25,6‰ при средней величине $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}} = -25,0\text{‰}$ (16 проб) (см. табл. 7.1.3). Изотопный состав $C_{\text{орг}}$ биомассы арктического фитопланктона колеблется от –20 до –22‰ [Rau et al., 1982; Goericke, Fry, 1994]. Следовательно, во взвеси Баренцева моря в сентябре–октябре 1998 г., наряду с фитопланктоном, присутствовал изотопно-легкий $C_{\text{орг}}$ аллохтонного, преимущественно эолового и частично абразионного, происхождения, а также ОВ, высвободившийся из льдов. Величина $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$ аэрозоля в составе свежего арктического снега имеет то же значение $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$, что и $C_{\text{орг}}$ взвеси в водной толще со средней величиной –25‰ [Саввичев и др., 2000]. Значения $\delta^{13}\text{C} = -22,3\text{‰} \dots -25,2\text{‰}$ $C_{\text{орг}}$ наблюдаются в донных отложениях Баренцева моря [Леин и др., 2008; Schubert, Calvert, 2001; Winkelmann, Knies, 2005; Иванов и др., 2010].

Таким образом, $C_{\text{орг}}$ осадков в открытой воде Баренцева моря (–23‰) в среднем на 2‰ изотопно тяжелее, чем $C_{\text{орг}}$ взвеси (–25‰). Скорее всего, ОВ взвеси подвергается микробному разложению уже в водной толще. Фракционирование изотопов углерода в данном случае происходит за счет избирательного потребления микроорганизмами изотопно-легкого углерода, что приводит к накоплению в баренцевоморских осадках остаточного $C_{\text{орг}}$, обогащенного тяжелым изотопом ¹³C [Леин, Иванов, 2009].

Немногочисленные работы, содержащие изотопные данные по $C_{\text{орг}}$ взвеси водной толщи океанов на разных широтах от 80° ю.ш. до 80° с. ш., были сведены в работе [Goericke, Fry, 1994]. В районе 60°–80° с. ш. в Северной Атлантике значения $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$ взвеси в этой сводке варьировали от –19 до –28‰. Такие же пределы значений $\delta^{13}\text{C}-C_{\text{орг}}$ наблюдались в этом районе в поверхностных водах при температурах –1,5...+4°С.

Таблица 7.1.3. Биогеохимические параметры водной толщи Баренцева моря в сентябре-октябре 1998 г.

№ станции, глубина, м	Координаты	Горизонт, м	Alk, мг-экв·л ⁻¹	Общая численность бактерий, 10 ³ кл·мл ⁻¹	Биомасса бактерий, мкг·л ⁻¹	Ассимиляция CO ₂ , мкм С·л ⁻¹ ·сут ⁻¹	Концентрация CH ₄ , нМ·л ⁻¹	Окисление CH ₄ , нМ·л ⁻¹ ·сут ⁻¹	δ ¹³ C-S _{орг} , ‰	Взвесь, мг·л ⁻¹	S _{орг} МКТ·л ⁻¹
1 247	81°34'N 44°18'E	40	2.6	110	23.1	2.08	5.8	0.013	-	-	-
		130	2.6	130	27.3	1.92	6.3		-24.9	1.45	66
		245	2.5	90	19.9	2.75	6.7	0.010	-	-	-
2 558	81°47'N 40°46'E	5	2.7	80	поверхн., 16.8	1.25	5.3	0.005	-22.6	-	-
		25	2.6	20	4.2	1.17	5.8	0.010	-	-	-
		50	2.7	65	13.7	0.92	7.1	0.003	-	-	-
		100	2.8	150	31.5	1.17	5.8	0.003	-23.2	1.05	54
		200	2.8	80	16.8	1.17	6.3	0.002	-	-	-
4 790	82°00'N 38°58'E	400	3.0	190	40	1.08	7.1	0.001	-	-	-
		2	2.6	16	поверхн., 37	1.83	5.8	0.001	-	-	-
		20	2.6	44	9.2	2.25	7.1	0.002	-	-	-
		120	2.5	70	14.7	1.08	8.0	0.001	-	-	-
		500	2.9	10	2.1	1.83	4.9	0.003	-	-	-
5 1054	82°00'N 37°33'E	прид. 750	2.8		-	1.42	4.5	0.004	-	-	-
		25	2.6	17	3.6	1.50	6.7	0.0005	-	-	-
		40	2.5	13	2.7	0.83	6.7		-	-	-
		100	2.8	50	11	1.58	7.1	0.013	-24.7	1.21	54
		прид. 1050	2.9	80	16.8	0.83	7.6	0.0005	-	1.91	90
6 155	80°38'N 44°6'E	25	2.6	34	7.1	1.75	3.1	0.003	-24.3	1.40	60
		50	2.6	70	14.7	1.33	3.6	0.003	-24.3	1.49	50
		150							-24.9	1.53	50

Таблица 7.1.4. Общая численность и биомасса микроорганизмов, скорости микробных процессов и $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ в образцах водной толщи, снега, льда, поверхностных и донных осадков [Савичев и др., 2001, с дополнениями]. НИС «Академик Федоров», 1998 г.

Образец	Концентрация взвеси, мг·л ⁻¹	$S_{\text{орг}}$ взвеси, мкг·л ⁻¹	Общая численность бактерий, $\times 10^3$ кл·мл ⁻¹	Биомасса микроорганизмов, мкг·л ⁻¹	Потребление глюкозы, мкг·л ⁻¹ ·сут ⁻¹	CO_2 -асс., мкг·л ⁻¹ ·сут ⁻¹	Содержание CH_4 , нМ·л ⁻¹	Окисление CH_4 , нМ·л ⁻¹ ·сут ⁻¹	Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{C-орг}}$ взвеси, ‰
Снеговой покров	2.6–4.3	41–55	12–14	4.2–4.9	65	0.063–0.104	3.57	0.04	-25.3(3)*
Лед – верх керна	9.0	190–220	50–80	18–28	67–207	0.167–0.271	3.57	0.04–0.08	-24.5(2)*
Лед – центр керна	4.0	–	70	26	78	0.420	3.57	0.025	–
Лед – низ керна	3.4–4.5	310	100–110	36–39	108–115	0.625–0.937	3.57	0.05–0.11	-23.9(2)
Подлёдная вода	2	160	36–100	13–35	12–29	0.354–0.562	5.36–6.70	0.006–0.008	-22.6
Поверхностная вода (0–5 м)	1.03–1.69	60–109	10–240	2.1–50	8.0–46	0.229–0.458	3.12–6.70	0.0035–0.008	– ** -24.9(2) ***
100–150	1.02–1.05	35–100	90–150	4.2–37.5	7–48	0.292–0.542	3.12–7.14	0.0036–0.014	-23.9(2)
150–400	1.05–1.53	–	10–40	2.1–8.4	25–55	0.271–0.686	2.23–6.70	0.002–0.003	-24.6(2)
Придонная вода	1.03	50–180	16–105	4.2–22.1	18–90	0.083–0.375	4.46–8.04	0.001–0.01	-21.9
Донные осадки 0–2 см	–	–	5.5–6.3 $\times 10^8$	–	19–124	0.292–0.500	1000–15000****	4.0–98.0****	–
10–50 см	–	–	0.35–4.4 $\times 10^8$	–	7–58	0.187–0.521	2200–9700****	5.0–40.0****	–

Примечание. «–» Нет определений, *количество образцов, **севернее 81° с. ш., ***южнее 81° с. ш., ****содержание CH_4 в осадках нл·дм⁻³, окисление CH_4 в осадках нл·дм⁻³·сут⁻¹.

Таблица 7.1.5. Пределы величин и средние значения общей численности и биомассы бактериопланктона в водной толще Баренцева моря

Характеристика проб	1998		2017	
	сентябрь–октябрь		июль–август	
	ОЧМ, 10 ³ кл·мл ⁻¹	Биомасса, мкг·л ⁻¹	ОЧМ, 10 ³ кл·мл ⁻¹	Биомасса, мкг·С·л ⁻¹
Поверхностный слой (0–10 м)	10–240 7.6	2.1–50 15.3	237.5–650 367.6	38.95–100.2 66.70
Придонный слой (~15 м от дна)	16–105 17.05	0.77–7.5 2.2	–	–

Таблица 7.1.6. Общая численность микроорганизмов и биомассы бактериопланктона в поверхностном (0–10 м) слое водной толщи арктических морей

Море, район	ОЧМ, 10 ³ кл·мл ⁻¹	Биомасса, мкг С·л ⁻¹
Норвежское море, глубина 1250–2925 м	<u>180–515</u> 393.2	<u>39.6–92.25</u> 71.2
Баренцево море, севернее 79° с. ш. до 82° с. ш., глубина 85–1054 м (1998 г.)	<u>10–240</u> 72.6	<u>2.1–50</u> 15.3
Карское море, северный район (желоб Св. Анны), глубина 529 м	<u>210–250</u> 230	<u>0.94–1.1</u> 1.0
Чукотское море, глубина 26–40 м	<u>450–650</u> 600	<u>17–27</u> <u>20.4</u>
Берингово море, глубина 40–57 м	<u>67–244</u> 227	<u>1.92–16.7</u> 9.9
Арктические воды, глубина 72–103 м	<u>77–102</u> 90	<u>1.4–3.9</u> 5.5
Белое море, глубина 54–300 м	<u>150–750</u> 280	<u>0.7–15</u> 4.2
Баренцево море, открытая часть (2017 г.)	<u>216–287</u> 383	<u>45.5–174</u> 80.4

В Норвежском и Баренцевом морях в 1996–1997 гг. полученные значения $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$ взвеси укладывались в те же пределы – от –19 до –28‰ [Леин и др., 2008; Саввичев и др., 2000; Леин, Иванов, 2009; Иванов и др., 2010]. Пробы взвеси, отобранные в 2017 г. в поверхностных горизонтах водной толщи в пограничном Норвежско-Баренцевском районе (ст. 5518, 5523, 5525) и на арктической стороне Полярного фронта (ст. 5533), отличались обеднением тяжелым изотопом ^{13}C по сравнению с ранее известными значениями $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$. Возможно, это объясняется увеличением во взвеси количества изотопно-легкого аллохтонного $\text{C}_{\text{орг}}$, высвобождающегося при таянии льдов. Этот процесс, как известно, активизировался в Арктике в последние десятилетия.

Метан. Важное место в наших исследованиях биогеохимических процессов в арктических морях

занимал и занимает цикл метана, концентрация которого в приводном слое атмосферы по литературным данным продолжает расти [Елисеев, 2018]. Следует помнить о двух главных обстоятельствах, заставляющих по-особому внимательно относиться к изучению цикла метана в арктических морях. Во-первых, CH_4 – парниковый газ, второй после CO_2 , концентрация которого в атмосфере за последние 150 лет возросла почти в три раза. Во-вторых, в отложениях дна арктических морей содержатся огромные запасы метана и других углеводородов [Богоявленский и др. 2018], часть которых в составе холодных метановых сипов поступает в водную толщу по разного рода нарушениям дна (разломам, оползням, ледовым экзарациям и др.) [Леин, Иванов, 2009].

Таблица 7.1.7. Общая численность микроорганизмов (ОЧМ) и $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$ в водной толще Баренцева моря (по материалам 68 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш», 07.08.2017 г.)

№ станции глубина, м	Координаты с. ш., в. д.	Горизонт, м	ОЧМ, кл·мл ⁻¹	$\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$ ‰
5458	59°50'	5	515	-26.1
2225	18°00'	47	290	-24.2
		2182	23	-22.9
5462	59°50'	5	540	-23.3
2823	20°66'	37	325	-26.2
		2815	19	-20.4
5516-A	71°22'	527	–	-22.9
564	5°00'	549	–	-20.4
5518	71°85'	0	–	-27.9
1934	2°18'	5	–	-30.4
5523	71°73'	5	–	-27.2
2502	9°01'	25	–	-25.9
5525	72°00'	5	–	-27.2
1254	14°00'	1204	–	-27.1
5533	73°42'	5	–	-28.4
1678	13°06'	14	–	-24.8
5571	73°81'	5	–	-25.5
	44°01'	28	–	-26.1
5574	74°25'	5	–	-22.9
	30°00'	18	–	-22.6

Биогеохимический цикл метана состоит из анаэробного (археи) метаногенеза (МГ) и микробного (бактерии и археи) окисления (МО) в аэробных и анаэробных условиях. В биосфере процессы цикла метана могут происходить только при участии специализированных групп микроорганизмов [Гальченко, 2001; Леин, Иванов, 2009].

Метан в водной толще. Первые данные по концентрации CH_4 и его гомологов в Баренцевом и Норвежском морях получены сотрудниками ИО РАН в 1976 г. (табл. 7.1.8). К сожалению, в той работе поверхностную толщу вод не изучали. Вертикальные профили распределения концентрации начинались с горизонта 30–105 м (см. табл. 7.1.8). Было проанализировано 54 пробы. Средняя величина концентрации метана по 14 вертикальным профилям водной толщи составила $2.67 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$, она слабо увеличивалась в придонном слое до $2.79 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$ (см. табл. 7.1.8).

В августе–сентябре 1997 г. изучалась концентрация метана в 69 пробах воды на 14 субмеридиональных профилях (табл. 7.1.9). Средняя величина концентрации метана составила $2.65 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$, а в придонном слое – $2.81 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$. Эти значения близки значениям, полученным в 1976 г. Следовательно, за

20 лет (1976–1997 гг.) концентрация метана в водной толще Баренцева моря не увеличилась, т. е. климатические изменения в Арктике не повлияли на цикл метана за это время.

Скорость микробного окисления метана. В экспедиции 1997 г. сотрудники Института микробиологии РАН (ИНМИ РАН) впервые определили в Баренцевом море скорость окисления метана в водной толще (количественным) радиоизотопным методом. Полученные значения лежат в пределах $0.1\text{--}7.0 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}\cdot\text{сут}^{-1}$, при средней скорости для 71 пробы $1.84 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}\cdot\text{сут}^{-1}$ (см. табл. 7.1.9). Максимальные концентрации метана $15.9\text{--}17\text{--}18 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$ характеризуют водную толщу в районе Западно-Новоземельского желоба (ст. 987, см. табл. 7.1.9).

В 1998 г. район исследования был смещен к северу ($79\text{--}82^\circ$ с. ш.), с глубинами от 85 до 1054 м (см. табл. 7.1.3). Средняя концентрация метана в водной толще этого сектора моря составила $5.25 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$ (в поверхностном слое $4.60 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$), т. е. почти в два раза превышала концентрацию метана ($2.65 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$) в более южных водных массах (см. табл. 7.1.9), что, видимо, объясняется большей растворимостью метана при низких температурах в северном секторе Баренцева моря. Средняя скорость окисления

метана ($0.005 \text{ нМ } \text{CH}_4 \cdot \text{л}^{-1} \cdot \text{сут}^{-1}$) здесь была значительно ниже, чем в водной толще южнее 79° с. ш. ($1.84 \text{ нМ } \text{CH}_4 \cdot \text{л}^{-1} \cdot \text{сут}^{-1}$) (см. табл. 7.1.9). Отрицательная температура воды северного сектора моря влияет на жизнедеятельность архей и бактерий, участвующих в процессе окисления метана.

Таблица 7.1.8. Концентрация метана в водной толще Баренцева моря, 1976 г. [Геодекян и др., 1979]

№ станции глубина, м	Район	Координаты, с. ш., в. д.	Горизонт, м	Концентрация, CH_4 , нМ·л ⁻¹	Примечание
1	2	3	4	5	6
<u>2014</u> 207	Мурманская банка	71°18'1 34°34'2	65	1.3	придонный
			130	1.25	
			206	1.88	
<u>2018</u> 190	Рыбачья банка	70°05'249 31°57'539	160	2.4	придонный
			170	2.4	
			189	2.4	
<u>2020</u> 254	Рыбачья банка	70°27'4 32°44'3	50	2.0	
			100	2.32	
			155	0.94	
			205	1.25	
<u>2028</u> 247	Центральное плато	72°13'7 36°39'1	50	17.4	придонный
			200	40.6	
			244	44.6	
<u>2029</u> 260	Центральное плато	71°42'1 35°24'8	155	17.1	придонный
			180	23.7	
			258	44.8	
<u>2037</u> 242	Центральная возвышенность	74°01'9 41°06'7	30	6.4	придонный
			100	1.5	
			105	1.9	
			240	9.5	
<u>2038</u> 250	Центральное плато	72°34'8 37°27'2	50	20.1	придонный
			95	1.3	
			195	2.9	
			248	4.9	
<u>2039</u> 272	Центральное плато	72°03'8 36°15'0	90	3.3	придонный
			145	2.8	
			200	3.3	
			270	5.6	
<u>2041</u> 275	Центральная возвышенность	73°41'05 40°06'1	50	2.0	придонный
			95	1.7	
			150	1.7	
			273	1.2	
<u>2042</u> 232	Центральная возвышенность	76°50'0 48°37'0	45	3.2	придонный
			100	2.0	
			150	1.6	
			230	1.3	
<u>2044</u> 225	Банка Самойлова	76°33'3 47°48'1	105	2.5	придонный
			150	1.1	
			205	0.8	
			220	1.3	
<u>2048</u> 320	Банка Самойлова	76°58'3 49°00'9	105	4.5	придонный
			250	2.7	
			316	1.8	

1	2	3	4	5	6
<u>2049</u> 228	Банка Самойлова	76°26'2 47°25'1	45 95 150 226	2.6 2.5 3.0 1.7	придонный
<u>2051</u> 234	Банка Самойлова	76°01'627 46°48'863	95 150 205 230	1.6 2.0 1.8 1.7	придонный
<u>2052</u> 320	Желоб Самойлова	75°25'9 44°33'2	55 205 318	2.3 1.3 1.4	придонный
<u>2057</u> 284	Центральное плато	73°19'0 39°12'2	55 150 282	1.0 1.7 2.0	придонный
<u>2058</u> 284	Центральное плато	72°55'089 38°19'039	55 150 282	1.8 2.3 2.4	придонный
Количество проб 54		Сумма* 144.14			
		Ср. 2.67			
Придонный слой 14		Сумма 39.08			
		Ср. 2.79			

Примечание. *В сумму 144.14 не вошли 6 проб станций 2028 и 2029, средняя концентрация метана, в которых выше на порядок величин ($31.4 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$), чем в остальных пробах.

Метан во льдах и снеге. В 1998 г. послойно изучались колонки льда. Содержание метана в колонке льда составляло $3.6 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$ (см. табл. 7.1.3). В воде над льдом концентрация метана была выше ($5.2\text{--}6.3 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$), чем во льду. Скорость метаноокисления изменялась от 0.006 до $0.081 \text{ нМ}\text{СН}_4\cdot\text{л}^{-1}\cdot\text{сут}^{-1}$, т. е. была на пределе чувствительности радиоизотопного метода с максимальными значениями на нижней поверхности ледовой колонки (см. табл. 7.1.3).

По материалам 1976, 1997 и 1998 гг. (40 станций, 172 пробы) был рассчитан резервуар метана в водной толще Баренцева моря. Резервуар метана, с учетом объема воды моря, составил $1.23\cdot 10^9 \text{ М}$ при средней концентрации метана $3.5 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$. Скорость окисления метана в водной толще составила $1.756\cdot 10^6 \text{ М}\cdot\text{сут}^{-1}$ [Леин, Иванов, 2009].

В поверхностном слое (0–5 м) водной толщи большинства станций концентрация метана в 2017 г. варьировала от 5.8 до $18.9 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$, в среднем составляя $15.8 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$. Это превышает средние величины концентрации метана в 1976–1998 гг. ($2.65\text{--}5.3 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$, см. табл. 7.1.2, 7.1.3, 7.1.10), но не выходит за пределы фоновых значений ($2.5\text{--}14.0 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$), установленных для

открытых районов арктических морей [Леин, Иванов, 2009]. Исключение представляют глубоководные станции, расположенные на границе Норвежского и Баренцева морей, где определена повышенная концентрация метана (ст. 5521, 5523, 5531 и 5540), изменяющаяся от 15 до $30 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$ (см. табл. 7.1.10). На станциях 5542–5544 и 5548 юго-западного сектора Баренцева моря концентрация метана в слое 0–5 м в среднем составила $16.2 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$. В перечисленных двух районах концентрация метана намного превышала фоновую. В открытом море (ст. 5531, 5550, 5554 и 5556) концентрация метана уменьшалась до $10.0 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$. У островов архипелага Новая Земля (ст. 5562, 5564, 5567) она упала до $6.0 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$, а на юго-востоке (ст. 5568, 5571, 5572, 5574) снова увеличилась до $14.0 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$ (см. табл. 7.1.10).

Концентрация метана на глубоководных станциях, в пробах из нижних слоев водной толщи (1630–2140 м), в районе гидротермального поля Локис Кэстел (ст. 5535) была такой же, как в слое 0–5 м ($5.6\text{--}12.1 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$), а на ст. 5537 (глубина 1300–2269 м) концентрация метана составила $7.8\text{--}11.4 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$ (см. табл. 7.1.10).

Таблица 7.1.9. Концентрация метана и скорость метаноисследования в водной толще Баренцева моря (11 рейс НИС «Академик Курчагов», 27.08–15.09.1997) [Лейн, Иванов, 2009]

№ п/п	№ станции/ глубина, м	Координаты		Горизонт, м	Концентрация*, CH ₄ , нМ-л ⁻¹	Метаноисследование, нМ-л ⁻¹ , сут ⁻¹	Район
		с. ш.	в. д.				
1	2	3	4	5	6	7	8
1	<u>829</u> 253	69°43.9'	33°36.2'	0	2.23	1.0	Дно Нордкапского (Кольского) желоба
				10	2.36	1.0	
				130	2.6	0.5	
				придонный	2.7	1.5	
2	<u>835</u> 163	70°35.0'	37°07.7'	0	2.45	7.0	Мурманское поднятие, северо-восточный склон
				20	2.36	1.5	
				40	2.54	2.0	
				60	2.68	1.5	
				100	2.60	1.5	
				придонный	2.77	2.0	
3	<u>838</u> 352	71°23.2'	38°38.4'	0	2.54	2.0	Впадина к северу от Мурманского поднятия
				25	2.45	1.5	
				50	2.59	2	
				75	2.77	2	
				100	2.54	1.5	
				300	2.63	2	
				320	3.70	3	
4	<u>841</u> 288	71°55.6'	37°01.0'	10	2.28	1.5	Южная часть Центральной впадины: желоб Нордлюет (Самойлова)
				35	2.28	4.0	
				100	2.37	1.0	
				200	2.40	1.5	
5	<u>847</u> 237	73°25.1'	37°00.3'	0	2.10	1.5	Верхняя часть западного склона Центральной впадины к востоку от Демидовского желоба
				20	2.18	1.5	
				40	2.18	1.5	
				50	2.18	2.0	
				60	2.18	1.5	
				100	2.40	1.5	
придонный	2.59	2.0					
6	<u>856</u> 250	75°10.0'	39°59.8'	0	2.18	0.1	Вершина Центральной возвышенности (северная часть)
				20	2.18	2.5	
				30	2.28	2.0	
				50	2.80	2.0	
				100	3.00	2.0	
				235	5.4	5.0	

1	2	3	4	5	6	7	8
7	<u>858</u> 312	75°51.4'	39°59.1'	придонный	2.68	2	Желоб северного подножья Центральной возвышенности (вершина отрога Медвежинского желоба)
8	<u>861</u> 194	76°43.1'	40°00.4'	0 10 35 100	1.78 1.90 2.00 2.10	1.5 1.5 1.15 2.0	Локальное поднятие у подножья южного склона возвышенности Персея
9	<u>869</u> 349	78°29.4'	48°02.2'	придонный	1.9	2.0	Впадина у восточного подножья возвышенности Персея
10	<u>875</u> 318	79°55.1	39°59.0	0 30 50 100 200 придонный	2.32 2.80 3.30 3.10 2.68 2.63	2.5 3.0 3.0 3.0 3.0 4.0	Подножье западного борта желоба Франц-Виктория
11	<u>894</u> 146			30 50 100	2.60 3.00 2.40	2.0 3.0 2.0	Северный склон Северо-восточного плато
12	<u>897</u> 377	78°05.4	59°59.7	придонный	2.14	0.1	Северный склон желоба Седова (западного отрога желоба Св. Анны)
13	<u>902</u> 272	76°50.0	60°00.0	придонный	2.37	0.1	Впадина на продолжении Западно-Новоземельского желоба
14	<u>985</u> 74	76°12.3	62°37.7	0 10 25 50 придонный	2.72 2.54 2.50 2.37 2.40	1.0 1.0 1.0 1.0 1.0	Бухта Русская Гавань
15	<u>987</u> 171	76°12.26	62°29.27	0-2 5 10 15 20 40-42 58-60 100	159.80 249.00 625.00 801.00 1241.00 1062.50 1473.20 1718.80	320 400 256 210 11710 4320 2690 1600	Бухта Русская Гавань, центральная часть

Продолжение таблицы 7.1.9

1	2	3	4	5	6	7	8
16	990 102	76°15.7	62°37.6	10 25 50 придонный	3.00 2.99 2.95 3.08	0.1 0.2 0.2 1.0	Бухта Русская Гавань, у входа
17	992 140	76°15.7	62°34.0	10 25 50 придонный	3.03 2.99 2.86 3.26	1.0 0.1 0.1 0.1	Бухта Русская Гавань
18	1060 256	73°23.62	49°55.74	0 25 50 100 200 240	2.37 2.23 2.46 2.68 2.5 2.8	0.1 0.1 1.0 0.1 0.1 0.1	Западно-Новоземельский желоб
					Σ182.8 Ср. придонн. 2.81	Σ130.75 Ср. 1.84 (71 проба)	

Примечание. Общее количество вошедших в расчет станций – 14, общее количество проб – 69. Количество станций с отбором придонных проб – 11. На четырех станциях отбирали только придонный слой, в расчет также не вошла ст. 987 (8 проб).

Таблица 7.1.10. Концентрация метана в водной толще и донных осадках в 2017 г. по материалам 68 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш»

Станция	Орудие отбора	Проба	Горизонт отбора воды, м Горизонт отбора осадков, см	CH ₄ , нМ·л ⁻¹
1	2	3	4	5
5458	Бт	Вода	5	3.87
			47	3.11
			2182	5.14
5462	Бт	Вода	5	7.74
			37	5.12
			2815	5.55
5471	ведро Бт	Вода	0	
			5	4.8
			45	2.9
	Мк Мк	Н.в. Осадки	2257	5.6
			50	10.8
			0–4	600.0
			4–7	646.9
		10–13	512.9	
5480	ведро Бт	Вода	0	8.5
			5	5.3
			52	3.8
			2263	8.8
5493	ведро Бт	Вода	0	14.1
			5	10.6
			52	5.3
	Дч Мк	Осадки	2575	4.9
			1–2	714.2
			0–1	260.2
			2–4	153.7
5516	ведро Бт	Вода	0	10.5
			5	10.0
			35	12.4
			512	87.5
5516А	Бт	Вода	549	134.7
			556	411.1
	Дч	Осадки	0–2	374.9
			0–2	493.9
			0–2	255.9
5517	МК Дч Мк	Н.в. Осадки	50	10.2
			0–2	227.3
			0–2	114.2
			3–6	352.3
5518	Ведро Бт	Вода	0	12.3
			5	13.8
			25	10.6
			1930	6.0
5521	Бт	Вода	5	18.9
			35	10.9
			48	14.0
			2925	9.4
	Дч Мк	Осадки	0–2	166.6
			6–7	99.9

1	2	3	4	5
5523	ведро Бт	Вода	0	15.5
			5	12.7
			25	11.1
	Мк	Осадки	0-1	54.8
			10-14	322.7
5524	Мк Дч ТБД	Н.в. Осадки	50	54.4
			0-2	84.4
			40	208.5
			70	202.7
			160	127.7
			210	169.9
			270	90.8
5525	Бт	Вода	1251	493.9
			1252	70.5
	Дч	Осадки	0-2	1252317
			0-2	3169392
			0-2	1160242
5531	ведро Бт	Вода	0	29.5
			5	30.4
			25	29.7
	Мк	Осадки	187	34.7
			0-1	1573.7
			14-16	4140.0
5532	Дч	Осадки	0-2	307.4
5533	ведро Бт	Вода	0	7.3
			5	6.6
			14	10.2
	Дч Мк	Осадки	0-2	75.2
			0-3	198.2
			12-13	48.7
5535	ведро Бт	Вода	0	14.5
			5	15.4
			22	11.2
			1630	5.6
			2108	7.6
			2131	12.1
			2140	11.0
	Дч Мк	Осадки	0-2	89.7
			0-1	251.8
5536	ТБД	Осадки	21-28	162.9
			113-116	144.6
			199-208	83.6
			298-306	221.0
			414-423	344.4
5537	Бт	Вода	1300	7.8
			2263	11.4
5540	ведро Бт	Вода	0	1967
			5	15.1
			20	14.8

1	2	3	4	5
5542	ведро Бт	Вода	0	14.2
			5	16.0
	Мк	Осадки	42	13.3
			0-1	30.6
			5-7	62.3
14-17	137.1			
5543	ведро Бт	Вода	0	16.3
			5	15.1
			18	7.6
5544	ведро Бт		0	19.6
			5	16.3
			15	13.5
5548	ведро Бт	Вода	0	16.0
			40	13.7
5550	ведро Бт	Вода	0	15.0
			5	14.0
			18	17.5
5551	Дч	Осадки	0-2	98.2
			0-2	318.8
5554	Бт	Вода	5	12.9
			30	13.2
5555	Мк	Осадки	0-1	31.3
			5-8	27.0
5556	ведро Бт	Вода	0	4.8
			5	7.2
			22	11.8
	Дч	Осадки	0-2	297.5
5557	ведро Бт	Вода	0	5.8
			20	6.1
			52	4.0
5560	Мк ТБД	Осадки	0-1	121.0
			3-5	318.8
			3-5	152.9
			71-77	152.0
			160-166	411.8
			252-258	807.6
5562	ведро Бт	Вода	0	12.3
			2	11.2
			16	9.9
	Дч	Осадки	0-2	53.1
5563	Дч	Осадки	0-2	93.3
5564	ведро Бт	Вода	0	6.6
			2	5.3
			15	4.9
			52	3.9
5565	Дч	Осадки	0-2	113.6

1	2	3	4	5
5567	ведро Бт	Вода	0	7.8
			5	4.9
	Дч	Осадки	47	9.0
			0–2	145.5
			7–8	217.6
5568	ведро Бт	Вода	0	14.5
			5	15.9
	Дч	Осадки	34	7.0
			0–2	241.5
5569	Дч	Осадки	0–2	148.2
5571	ведро Бт	Вода	0	13.7
			5	13.6
	Дч	Осадки	28	8.6
			0–2	84.8
5572	ведро Бт	Вода	0	15.2
			5	13.8
	Мк	Осадки	20	12.4
			35	18.4
			0–2	59.2
			7–10	73.0
			15–17	96.0
			20–23	73.7
5574	ведро Бт	Вода	0	12.4
			5	14.9
	Дч	Осадки	10	11.2
			18	11.3
			0–2	30.4

Примечание. Бт – батометр, Мк – мультикорер, Дч – дночерпатель, Н.в. – наддонная вода.

Анализ распределения величин концентрации метана в поверхностных слоях (0–5 м) водной толщи показал: во-первых, в 2017 г. небольшое превышение концентрации метана над фоновыми значениями (до $30 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}$) было локальным; во-вторых, подток растворенного метана из отложений дна не зафиксирован и, в-третьих, незначительное повышение концентрации метана на юго-западе и на юго-востоке может быть связано с разгрузкой газа гидротермального и сипового происхождения.

Биогеохимические процессы в водной толще. В сентябре–октябре 1998 г. максимальная скорость темновой бактериальной CO_2 -ассимиляции так же, как максимальное содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ во взвеси, обнаружены на границе «лед–вода» ($625\text{--}937 \text{ нМ}\cdot\text{л}^{-1}\cdot\text{сут}^{-1}$). Здесь же обнаружено максимальное содержание биомассы микроорганизмов (см. табл. 7.1.4).

Процессы микробной сульфатредукции в аэробной водной толще Баренцева моря идут с низкой скоростью (на пределе и ниже предела чувствитель-

ности радиоизотопного метода) из-за высокого содержания взвеси континентального ОВ, не доступного для гетеротрофов (сульфатредукторов).

Для Баренцева моря в июле–августе 2017 г. было характерно развитие на севере арктических диатомей, пик «цветения» которых наблюдается в сентябре, а на юге – кокколитофорид с пиком «цветения» в конце июля – в августе. Ареал «цветения» кокколитофорид (до $6.6\cdot 10^6 \text{ кл}\cdot\text{л}^{-1}$) заключен в треугольнике $73^\circ \text{ с. ш. } 23^\circ \text{ в. д.}$ (на юго-западе), $75^\circ 10' \text{ с. ш. } 29^\circ 36' \text{ в. д.}$ (на северо-западе, ст. 5550) и $73^\circ 55' \text{ с. ш. } 33^\circ \text{ в. д.}$ (на юго-востоке, ст. 5548) [Кравчишина и др., 2019]. «Разновременность» в создании первичной продукции фотосинтеза, наряду с малыми глубинами и с разными источниками водных масс и ОВ взвеси, при отсутствии материкового стока отличают Баренцево море от всех других шельфовых арктических морей. Это отражается на низкой степени участия бактерий в процессах трансформации рассеянного вещества взвеси в осадок в открытых водах Баренцева моря.

Обобщая данные по средней концентрации метана в поверхностном слое водной толщи на границе с атмосферой можно констатировать, что с 1976 г. (3.12–6.70 нМ·л⁻¹) по 1997 г. (3.6–5.8 нМ·л⁻¹) заметных изменений концентрации метана не происходило (табл. 7.1.11). Очевидная разница наблюдалась в 2017 г., когда пределы величин концентрации расширились от 5.8 до 29.95 нМ СН₄·л⁻¹ (ст. 5531), а средняя концентрация увеличилась до 15.8 нМ СН₄·л⁻¹.

ВЫВОДЫ

Методология исследований биогеохимических процессов в водной толще с участием микроорганизмов (бактерий и архей) основана на использовании геолого-геохимических, микробиологических, радиоизотопных и изотопных методов. Эта методология хорошо себя зарекомендовала при работе в других арктических морях России (Белом, Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском) [Леин и др., 1994, 1996, 2014; Саввичев и др., 2007; Lein, Lisitsyn, 2018].

Величины общей численности и биомассы микроорганизмов в водной толще южнее 74° с. ш. до 2017 г. были очень низкими (см. табл. 7.1.5) в поверхностном (0–10 м) слое, а к 2017 г. величины ОЧМ и биомассы выросли почти в пять раз (см. табл. 7.1.5). Севернее 74° с. ш. в более холодных водах величины ОЧМ и биомассы были заметно ниже, чем в южных районах моря.

Скорости биогеохимических процессов (СО₂-ассимиляции, сульфатредукции и метаноокисления) в водной толще Баренцева моря в 2017 г. были очень низкими, на пределе чувствительности радиоизотопного метода (0.00п нМ·л⁻¹). Максимальные ско-

рости биогеохимических процессов зафиксированы на геохимическом барьере «лед–водная толща» за счет массового развития водорослей.

Значения $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$ во взвеси Баренцева моря лежат в пределах $-22.6\dots-25.3\%$ в районе севернее 79° с. ш., а на юго-западе моря – в пределах от -22 до -30% . Эти данные подтверждают, что источниками $\text{C}_{\text{орг}}$ взвеси являются фитопланктоногенное автотонное ОВ с $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}} = -21\dots-22\%$ и аллохтонное ОВ в составе эолового ($\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}} = -25\%$), абразионного, экзерационного и другого континентального материала ($\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}} = -25\dots-30\%$), высвобождающегося при таянии ледников.

Низкие скорости биогеохимических процессов обусловлены высоким содержанием аллохтонного ОВ, лишенного лабильных составляющих, и в связи с этим мало пригодного для жизнедеятельности гетеротрофов (сульфатредукторов).

Концентрация метана в поверхностном слое водной толщи на границе с атмосферой практически не изменялась в течение более 20 лет (1976–1997 гг.) и заметно выросла лишь с 1997 до 2017 гг. с 3.3 до 15.8 нМ СН₄·л⁻¹, т. е. выросла так же, как величины ОЧМ и биомассы, почти в пять раз (см. табл. 7.1.11).

Результаты работ 2017 г. говорят об изменениях в экосистеме водной толщи Баренцева моря, которые привели к росту метана, ОЧМ и биомассы микроорганизмов. Характер и масштабы этих изменений находятся в процессе исследований по материалам наших экспедиций 2015–2019 гг.

Финансирование. Исследования поддержаны РФФИ: проект № 20-04-00487 (микробиологические работы) и проект № 19-05-50090 (геохимические работы).

7.2. Грибы Баренцева моря

Е.Н. Бубнова¹, С.А. Бондаренко^{1,2}, М.Л. Георгиева^{1,3}

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва

² Федеральный исследовательский центр «Фундаментальные основы биотехнологии» РАН, г. Москва

³ ФГБНУ «Научно-исследовательский институт по изысканию новых антибиотиков имени Г.Ф. Гаузе», г. Москва

Роль морской микобиоты, к которой относятся морские грибы и грибоподобные, заключается, в первую очередь, в разложении детрита, а также в образовании симбиотических отношений с другими гидробионтами, и чаще всего это паразитизм или мутуализм. В работе представлено обобщение данных по микобиоте Баренцева моря как наиболее изученного из арктических морей, что позволило авторам оценить роль этого малоисследованного компонента экосистемы, а также определить будущие направления исследований морской микобиоты для арктического региона в целом.

Ключевые слова: морская микобиота, роль грибов, молекулярное разнообразие.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(24)