ОКЕАНОЛОГИЯ, 2000, том 40, № 2, с. 247-256

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.465

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДИАГЕНЕЗА ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЙОНЕ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН

© 2000 г. А.Ю. Леин*, Н.В. Пименов, А.С. Саввичев**, Г.А. Павлова*, И.И. Русанов**, Ю.М. Миллер**, М.В. Иванов****

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

**Институт микробиологии РАН, Москва

Поступила в редакцию 16.12.98 г.

На основании литолого-геохимических, радиоизотопных (^{35}S, ^{14}C) и стабильноизотопных ($\delta^{34}S$, $\delta^{13}C$) исследований получены количественные оценки скорости диагенетических процессов в верхнем слое (0-30 см) осадочных отложений в районе архипелага Шпицберген (78°-80° с.ш.). Доказано, что скорости диагенетических процессов в полярных отложениях на глубинах 123-395 м, находящихся под влиянием Западно-Шпицбергенского «теплого» течения, контролируются, в первую очередь, биологической продуктивностью и соизмеримы со скоростью процессов в шельфовых отложениях умеренных широт. В 1-метровой толще осадков шельфа (123 м) обнаружены высокие концентрации миграционного метана (до 263 мл/дц^3) и изотопно-легкого $C_{орг}$ ($\delta^{13}C$ = -30‰) при низкой бактериальной продукции метана in situ. Показано, что метан полностью не утилизируется в осадках бактериальным метанотрофным сообществом и может поступать в водную толщу и, возможно, в атмосферу.

В конце столетия наметились три главных направления в исследованиях осадочных отложений арктического бассейна: нефтегазоносность и экология северных территорий и омывающих их бассейнов, а также создание сценария глобальных климатических изменений. Для решения всех перечисленных задач, особенно при создании обоснованной модели глобальных циклов элементов, необходимы количественные оценки скорости основных диагенетических (биогеохимических) процессов, участвующих в синтезе биогазов (CH_4, H_2S, CO_2), потреблении $C_{орг}$ и кислорода в различных по составу донных отложениях. Для современных поверхностных осадочных отложений полярных бассейнов общим являются низкие среднегодовые температуры придонных слоев воды (от -1.4 до -1.8°С). К этому следует добавить, что придонные слои воды более чем на 90% акватории Мирового океана периодически имеют температуры ниже 5°С [*Sagemann et al., 1998*], что может затруднять деятельность микроорганизмов, являющихся главным катализатором большинства диагенетических процессов. Наши исследования, проведенные ранее в Карском (71-73° с.ш.) и Норвежском (72° с.ш.) морях свидетельствуют об адаптации бактериальных сообществ к постоянно низким температурам окружающей среды.

Данная работа посвящена изучению скорости диагенетических процессов в еще более северных отложениях 78-80° с.ш. к западу и северу от островов Шпицбергена и в осадках одного из самых крупных полярных фьордов Айсфьорден (Isfiorden), среднегодовая температура воды в котором составляет 5°С [*Elverhoi et al., 1995*].

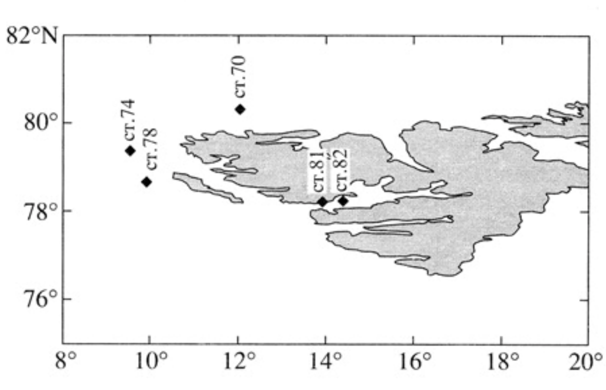

Рис. 1. Карта района работ с расположением станций отбора проб осадков.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Донные осадки отбирали в 15-м рейсе НИС «Профессор Логачев» 20-22 августа 1996 г. (рис. 1, табл. 1).

Таблица 1. Расположение станций отбора проб

№ стан-ции	Пробоот-борник	Координаты	Дата отбора	Глубина, м
70	КП	80°17.726′N 12°02.672′E	20.08.96	198
74	КП	79°21.293′N 09°31.068′E	21.08.96	200
78	УТ	78°39.494′N 09°52.000′E	22.08.96	123
81	БК	78°10.101′N 13°54.247′E	22.08.96	395
82	БК	78°14.161′N 14°21.372′E	22.08.96	281

Примечание. "КП" – коробчатый пробоотборник; "УТ" – ударная труба; "БК" – немецкий коробчатый пробоотборник "Бокскорер".

Иловые воды из донных отложений отжимали на борту судна на пневмопрессе в атмосфере азота.

Анализ иловых вод проводили методами, принятыми в Институте океанологии РАН и описанными в работе О.В.Шишкиной [*1972*]:

- Cl^- - прямым титрованием пробы иловой воды раствором $AgNO_3$;
- Br^- - йодометрическим титрованием при окислении Br^- до бромата гипохлоритом;
- I^- - йодометрическим титрованием при окислении бромной водой;
- Alk (щелочной резерв) - прямым титрованием пробы соляной кислотой;
- Ca^{2+}, Mg^{2+} - трилономерическим титрованием;
- влажность - весовым методом;
- SO_4^{2-} - весовым методом после осаждения хлоридом бария.

Eh в осадках определяли непосредственно после подъема на борт судна с использованием портативного иономера pH 320/Set-l Best-Nr. 100740 (Германия).

Химический состав осадков определяли с помощью рентгенофлюоресцентного анализа (спектрометр PW 1600, аналитик И.А. Рощина, ГЕОХИ РАН).

Скорости микробиологических процессов ассимиляции углекислоты, окисления и образования метана, а также сульфатредукции определяли радиоизотопным методом с использованием $NaH^{14}CO_3$, $^{14}CH_4$, $^{14}CH_3COONa$ и $Na_2{}^{35}SO_4$ по методикам, подробно описанным ранее [*Гальченко, 1994; Иванов и др., 1976; Лауринавичус и Беляев, 1978*] Инкубацию илов с меченым субстратом проводили в пластиковых 5 мл шприцах (объем осадка составлял 3 см^3) при температуре -1...+1°С в течение 2 суток. После завершения инкубации осадки фиксировали 2н КОН.

$C_{орг}$ определяли на анализаторе АН-7529. Изотопный состав $\delta^{13}C$ и $\delta^{34}S$ соединений углерода и серы определяли на масс-спектрометре МИ 12-01В после окисления до CO_2 и SO_2 соответственно [*Есиков, 1980*].

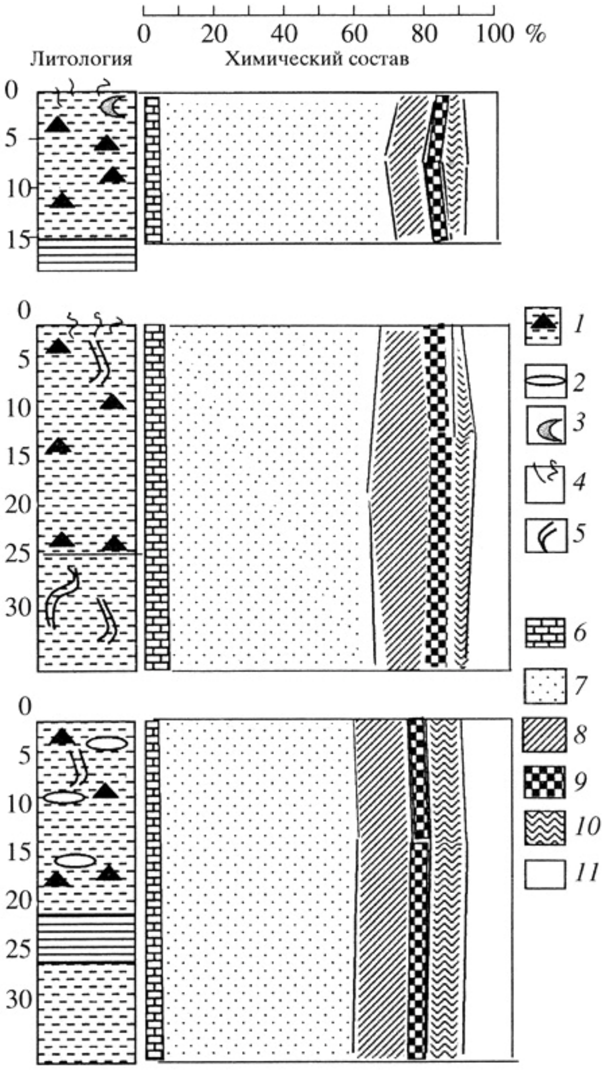

Рис. 2. Литологическая характеристика и химический состав осадков.

1 – неравномернозернистые осадки с гравийными обломками пород (ледовый разнос, абразия берегов и др.); *2* – линзы плотных глин; *3* – обломки раковин; *4* – живые полихеты; *5* – трубки полихет. Химический состав (% сух. веса), *6–11*: *6* – $CaCO_3$; *7* – SiO_2, *8* – Al_2O_3; *9* – Fe_2O_3; *10* – потери при прокаливании (П.П.П.); *11* – сумма прочих окислов ($Na_2O + K_2O + MgO + MnO + TiO_2 + Cr_2O_3$ и др.).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Краткая характеристика района работ. Район относится к зоне современного абразионно-аккумулятивного выравнивания (станции 70,74) с глубинами около 200 м, к мелкохолмистой поверхности реликтового ледниково-аккумулятивного рельефа в фьорде Айсфьорден

Таблица 2. Химический состав иловых вод

№ станции/глубина, м	Горизонт, см	Eh, mV	Влажность, %	Cl^-, г/л	Br^-, мг/л	J^-, мг/л	Ca^{2+}, мг-экв/л	Mg^{2+}, мг-экв/л
70/234	0–2	+130	–	19.98	68.0	0.47	21.63	107.5
	2–8	+120	–	19.41	67.3	0.41	21.32	106.6
	12–15	–20	–	19.49	66.0	–	20.43	106.3
	20–25	–40	–	18.97	65.9	–	19.66	102.5
	80–90	–70	–	20.39	77.7	1.39	21.79	109.6
74/200	0–5	–	–	19.98	68.6	0.52	21.67	110.3
	10–15	–	47.85	19.55	67.3	–	21.06	106.2
	30–35	–	31.62	19.75	70.4	1.71	21.95	107.7
78/123	10–30	–225	57.69	18.60	66.7	1.01	17.80	98.9
	70–80	–230	46.21	–	89.2	1.32	8.43	127.3
	100–110	–260	41.44	18.81	70.0	1.80	9.26	93.4
81/395	0–1	–50	59.73	19.97	72.6	0.61	21.10	109.5
	5–16	–125	38.53	19.45	69.3	–	20.10	104.4
	16–24	–70	53.54	19.34	60.1	–	20.27	104.6
	24–34	–220	41.53	19.54	65.9	1.51	20.12	104.4
82/281	0–1	130	67.40	22.62	81.9	0.79	25.03	124.7
	8–15	–140	64.98	19.89	72.3	–	21.87	107.0
	15–25	–200	60.16	19.06	66.1	–	20.53	101.4
	25–30	–180	48.99	19.04	65.9	1.02	20.55	104.4

(станции 82, 81), и у выхода из него (ст. 78), с глубинами, соответственно 300-400 и 100-150 м [*Леин и др., 1998*]. Берега островов Шпицбергена, так же как других островов Баренцева и Норвежского морей, испытывают неотектоническое воздымание, в результате чего формируются узкие полосы цокольных равнин, где коренные породы выходят на поверхность дна. Мощность рыхлых отложений в целом очень небольшая. В фьорде Айсфьорден мощность осадочных отложений составляет для внутренней зоны фьорда ≈10 м, для внешней ≈20 м, а на выходе из фьорда всего 1.2-2.5 м [*Elverhoi, 1984*]. Средняя скорость седиментации ≈ 1 мм/год [*Hooke & Elverhoi, 1996*]. Район находится под влиянием «теплых» атлантических вод. Одна из ветвей атлантического течения, так называемого Западно-Шпицбергенского, достигает 80° с.ш. и подходит к северным границам архипелага [*Hald & Steinsund, 1996*].

Литология и химический состав поверхностных отложений. Осадки имеют, как правило, неравномернозернистую структуру из-за примеси грубозернистого материала, поступающего с островов архипелага и с ледовым разносом (ст. 70, 74). На некоторых горизонтах отложений фиорда доля глинистых илов (пелитовых и алеврито-пелитовых) достигает 95% (ст. 85, гор. 1-10 см). Влажность таких осадков (табл. 2) увеличивается до 65-67%, тогда как влажность грубозернистых отложений составляет 40-50%, а плотных глин предположительно моренного происхождения ≈30%. Хорошо сортированные прослои осадков встречаются редко (ст. 81, гор. 17-18 см). В этих участках иловых колонок повышается влажность и степень их восстановленности (Eh = -70 мВ, табл. 2).

Сложная текстура осадков (рис. 2) объясняется помимо их структурных особенностей активными процессами биотурбации. Во всех изученных отложениях отмечаются ходы червей. Материал «ходов» отличается от вмещающего осадка по гранулометрическому составу и цвету. Крупные живые полихеты обнаружены на поверхности отложений самых северных станций (№ 70,74, рис. 2). В поверхностных отложениях этих же двух станций много битой ракуши.

Количество карбонатов в интервале 0-30 см варьирует от 1.2 до 10.8% (табл. 3). В более глубоких горизонтах содержание карбонатов возрастает до 16% (ст. 78, гор. 100-110 см). Карбонатный материал представлен мелкоперетертыми раковинками бентосных фораминифер. Содержание биогенного опала редко превышает 0.5-1.0%. Во всех отложениях преобладают глинистые минералы каолинит-смектит-иллитового состава.

Содержание $C_{орг}$ варьирует от 0.35 до 2.00% (табл. 3). Наиболее низкие концентрации $C_{орг}$ характеризуют отложения самой северной станции №70.

Таблица 3. Содержание $C_{орг}$ и $CaCO_3$ и их изотопный состав ($\delta^{13}C$) в осадках

№ станции/глубина, м	Горизонт, см	$C_{орг}$, %	$C_{орг}/N_{вал}$	$CaCO_3$, %	$\delta^{13}C_{орг}$, ‰	$\delta^{13}C_{CaCO_3}$, ‰
70/234	0–2	0.44	7.3	4.8	–	–
	2–8	0.35	6.8	5.1	–	–
	12–15	0.44	6.3	5.9	–25.0	–3.0
74/200	0–5	1.06	9.0	6.5	–	–
	10–15	1.88	7.5	7.3	–25.0	–2.2
	30–35	1.47	7.5	8.0	–	–
78/123	10–30	1.50	6.9	10.8	–25.3	–3.9
	70–80	1.15	6.9	14.9	–30.2	–3.4
	100–110	1.08	6.3	16.1	–26.2	–6.4
81/395	0–1	1.69	7.6	4.8	–25.9	–7.5
	5–16	1.49	8.0	5.0	–25.5	–6.9
	24–34	1.49	7.7	5.6	–26.2	–3.9
82/281	0–1	2.00	7.4	1.2	–26.2	–
	8–15	1.80	7.6	1.5	–26.4	–4.7
	15–25	1.80	7.7	6.7	–26.3	–4.2
	25–30	1.60	7.8	5.2	–25.8	0.3

Отношение $C_{орг}/N_{вал}$ колеблется от 6.3 до 8 (табл. 3), что свидетельствует о преимущественно морском происхождении органического вещества (ОВ) осадков. Только в верхнем 0.5 см слое ст. 74, где $C_{орг}/N_{вал}$ равно 9, можно предполагать значительную примесь в осадках терригенного ОВ, снесенного с суши (табл. 3).

Присутствие даже небольшого количества ОВ приводит к развитию анаэробных процессов, начиная с подповерхностного слоя 5-10 см на ст. 70, 1-5 см на ст. 82 и под тонкой (1-2 мм) окисленной пленкой остальных станций (табл. 2). Все восстановленные осадки имеют характерный оливковый оттенок разной степени интенсивности: от оливково-серых и оливково-зеленых до почти черных осадков на ст. 78.

Анализ распределения восстановленных соединений серы (табл. 4) показывает, что во всех отложениях присутствуют моносульфиды железа (гидротроилит) от следовых количеств до 0.168% (ст. 81, гор. 20-30, табл. 4), пиритная сера (от следов до 0.39%) и органическая сера. Максимальное содержание суммы восстановленных серных соединений (0.615%) обнаружено в осадках Айсфьордена (табл. 4).

При отборе колонки на ст. 78, к сожалению, не удалось сохранить верхние 10 см осадков. Вместе с тем очевидно, что отложения этой станции являются наиболее восстановленными. Они содержат свободный H_2S и повышенные концентрации CH_4 (табл. 5). Анализ распределения Al, Ba и P в поверхностных отложениях трех станций (табл. 6) показал, что в осадках ст. 70 и особенно ст. 81 отношение $Ba/Al > 80 \cdot 10^{-3}$, причем в фиордовой станции это отношение заметно выше. В полярных районах отношение Ba/Al используют для обоснования осаждения биогенного или хемогенного Ba у кромки льда за счет его высвобождения при растворении карбонатов в холодных водах [*Nurnberg, 1996*]. Характерно также увеличение P в осадках фиорда, связанное, видимо, с разрушением и переносом в осадки обломков фосфоритсодержащих пород суши.

Состав иловых вод. Химический состав иловых вод приведен на рис. 3, 4 и в табл. 2. Концентрация Cl^- в поверхностных горизонтах илов станций 70, 74 и 81 чуть выше, чем в придонных слоях отложений в неполярных районах океана (рис. 3). Заметное увеличение концентрации Cl^- характерно только для горизонта 0-1 см ст. 82 во внутренней части фиорда, ближайшей к кромке льда. Аномальный химический состав иловых вод этих осадков подтверждается также высокими концентрациями растворенного Ca^{2+}, Mg^{2+}, Br и повышенной величиной общей щелочности (рис. 3, 4), характерными для поверхностных отложений полярных районов.

Вниз по разрезу колонки осадков ст. 82 концентрация Ca^{2+}, Mg^{2+}, SO_4^{2-}, Cl^- уменьшается, а величина общей щелочности увеличивается за счет анаэробного разложения ОВ осадков. Близкий к этому, но менее выраженный характер изменения солевого состава вод обнаружен в осадках второй станции в Айсфьордене, расположенной ближе к выходу из фиорда.

На химический состав иловых вод ст. 78, расположенной на шельфе, сильное влияние оказывают H_2S и CH_4, содержание которых

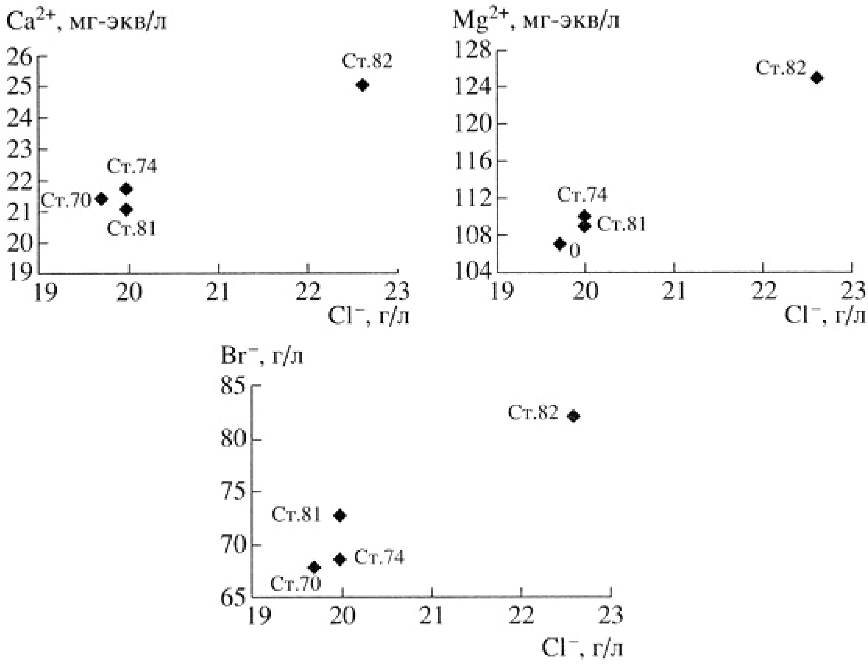

Рис. 3. Отношение концентрации ионов Ca^{2+}, Mg^{2+} и Br^- к концентрации Cl^--иона в иловых водах поверхностных осадков (0–5 см).

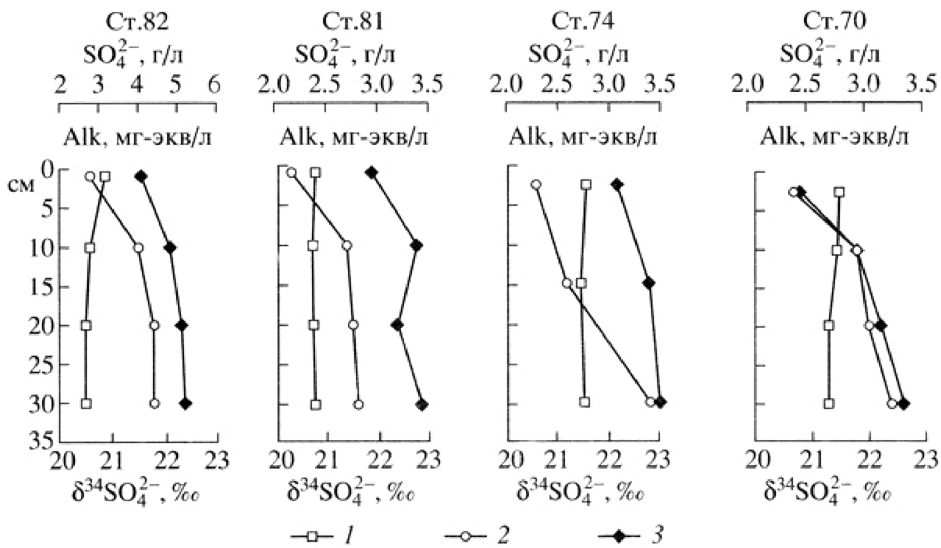

Рис. 4. Распределение концентрации SO_4^{2-} иона (*1*), величины $\delta^{34}S$ сульфат-иона (*2*) и величины общей щелочности – Alk (*3*) в иловых водах осадков.

здесь на несколько порядков величин превышает количество газов в отложениях других станций (табл. 5).

С глубиной (гор. 70-80 см) концентрация метана увеличивается до $2.6 \cdot 10^5$ мл/дм^3 (табл. 5), а количество H_2S, напротив, уменьшается. Особенно заметное влияние H_2S сказывается на увеличении щелочности по профилю осадков с глубиной.

В колонках остальных станций изменение состава иловых вод определяется, в первую очередь, литологией отложений, а не химическим составом придонных полярных вод или диагенетическими процессами.

Изотопный состав серы. Во всех изученных отложениях наряду с очень слабым потреблением SO_4^{2-} иловых вод наблюдается небольшое обогащение серы сульфатов изотопом ^{34}S (рис. 4). Максимальное изотопное утяжеление сульфатной серы наблюдается в отложениях ст. 78 (до 27.0‰).

Значения $\delta^{34}S$ моносульфидной и пиритной серы лежат в пределах, характерных для осадков с не очень интенсивными диагенетическими процессами. Сульфиды из отложений Айсфьордена содержат меньше легкого изотопа ^{32}S по сравнению с остальными отложениями (табл. 4).

Таблица 4. Содержание и изотопный состав ($\delta^{34}S$) серных соединений

№ станции	Горизонт, см	Формы соединений восстановленной серы, %				$\delta^{34}S$, ‰	
		FeS	FeS_2	$S_{орг}$	ΣS_{H_2S}	FeS	FeS_2
70	5–15	–	0.12	–	0.120	–	–38.7
74	15–25	0.076	0.19	–	0.266	–	–36.8
78	10–30	0.062	0.24	–	0.302	–27.8	–30.2
	70–80	–	0.33	0.044	0.374	–	–25.9
	100–110	–	0.31	–	0.310	–	–29.6
81	2–5	0.016	0.20	0.039	0.255	–	–24.4
	10–20	0.084	0.22	0.053	0.357	–28.0	–19.1
	20–30	0.168	0.39	0.057	0.615	–33.5	–19.9
82	2–5	–	–	0.015	0.015	–	–
	8–12	0.053	0.37	0.058	0.481	–	–
	15–25	0.058	–	0.061	0.119	–36.7	–
	25–30	–	0.19	–	0.190	–38.6	–22.9

Изотопный состав углерода. Значения $\delta^{13}C$ углерода карбонатов изученных отложений (табл. 3) лежат в пределах, характерных для карбонатов морского происхождения, $\delta^{13}C$ которых варьирует от -10‰ до 10‰ [*Sackett, 1964*].

По сравнению с типичными морскими илами, $\delta^{13}C$ которых варьирует от -22 до -24‰ [*Hebbeln & Berner, 1993*], изотопный состав органического углерода ($C_{орг}$) поверхностных отложений (0-10 см) во фьорде содержит больше легкого изотопа ^{12}C (-25...-26.2‰), что может объясняться, с одной стороны, примесью изотопно-легкого терригенного ОВ с $\delta^{13}C$ до -28‰, снесенного с суши [*Emerson & Hedges, 1988*], а с другой стороны, легким изотопным составом полярного планктона [*Леин и др., 1996; Rau et al., 1982*].

Существенное изотопное облегчение до -30.2% $C_{орг}$ (табл. 3) в осадках ст. 78 (гор. 70-80), видимо, связано с присутствием изотопно-легких УВ, которые могли сопровождать миграционный метан, пришедший из подстилающих осадков.

Скорости основных биогеохимических процессов в осадках. С использованием радиоизотопов определены скорости анаэробных микробиологических процессов, играющих ключевую роль в деструкции ОВ в современных осадках. Максимальные скорости сульфатредукции обнаружены в отложениях фьорда и шельфовой станции № 74 (табл. 5, рис. 5). В то же время, в поверхностных осадках этих станций процесс метанообразования или не выявлен, или его скорость очень невелика (ст. 74). Наибольшие скорости метанообразования 7.7 мкл CH_4 $м^{-2}$ $сут^{-1}$ характеризуют осадки ст. 81, где установлена также сравнительно высокая скорость сульфатредукции (табл. 5).

Процессы анаэробного окисления метана в отложениях ст. 82 и особенно ст. 78 на порядок величин превышают скорость метанообразования (табл. 5). В поверхностных горизонтах этих осадков, по-видимому, происходит окисление миграционного метана, поступающего из более глубоких горизонтов.

В целом наблюдаемые скорости анаэробных микробиологических процессов свидетельствуют о заметной роли бактерий циклов углерода и серы на ранних этапах диагенеза поверхностных осадков полярных областей. Это подтверждается также данными определения скорости ассимиляции углекислоты, которые характеризуют суммарную активность микробного сообщества осадков (табл. 5).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ результатов радиоизотопных определений скоростей микробиологических процессов в исследованных осадках позволяет говорить об относительно высокой активности биогеохимических процессов трансформации ОВ в изученных отложениях полярного региона, особенно в илах Айсфьордена и на шельфе у выхода из фьорда. Возможно, что в некоторой степени эта активность связана с влиянием теплого Западно-Шпицбергенского течения, обусловливающего сравнительно высокую биологическую продуктивность района исследования. Данные по $C_{орг}$, изотопному составу органического и карбонатного углерода, по соотношению $C_{орг}/N_{вал}$ доказывают ведущую роль морского планктона в составе ОВ осадков. Лабильное планктоногенное ОВ, а не снесенное с суши терригенное ОВ, служит хорошим энергетическим субстратом для микробиологических процессов в изученных осадках.

Таблица 5. Скорость микробиологических процессов в колонках донных осадков

№ станции	Горизонт, см	CO_2-ассимиляция, мкгС дм$^{-3}$ сут$^{-1}$	Содержание метана, мкл дм$^{-3}$	Метанокисление, 10^{-3} мкл CH_4 × × дм$^{-3}$ сут$^{-1}$	Метанобразование, 10^{-3} мкл CH_4 × × дм$^{-3}$ сут$^{-1}$	Сульфатредукция, мкг S дм$^{-3}$ сут$^{-1}$
70	0–5	216	3.7	8.0	НО	23
	15–20	29	4.2	6.2	42	4.0
	25–30	5.7	9.5	9.2	29	3.7
74	0–5	356	8.8	9.0	НО	210
	5–15	107	15.8	18	23	110
	25–30	31	10.5	11	28	19
78	10–30	11	3500	330	52	25
	70–80	96	262500	2193	91	15
	100–110	3.1	–	–	28	10
81	0–1	275	9.9	30	НО	234
	5–10	239	41.7	80	136	144
	15–20	17	43.0	73	136	59
	30–35	14	24.5	73	152	33
82	0–1	71	2.3	37	НО	240
	5–15	73	10.8	1170	НО	310
	20–25	42	3.4	600	110	95

Активные микробиологические процессы в осадках подтверждаются изменением химического и изотопного состава иловых вод. Наиболее выраженными геохимическими последствиями этих бактериальных процессов являются:

- потребление сульфат-иона и рост величины общей щелочности в колонках илов;
- образование изотопно-легких лабильных сульфидов и пирита;
- изотопное утяжеление серы остаточного сульфата иловых вод.

Таблица 6. Распределение Ba и P в поверхностных горизонтах илов

Элементы, *ICP*-анализ*	Ст. 70 0–2 см	Ст. 77 0–5 см	Ст. 81 0–1 см
Al, %	4.62	4.96	6.88
Ba, ppm	374	318	980
Ba/Al	81.3×10^{-3}	64.2×10^{-3}	143.3×10^{-3}
P, %	0.052	0.052	0.130

*Аналитик Э.М. Седых (ГЕОХИ РАН).

В верхнем слое осадков ст. 74 и Айсфьордена продукция H_2S достигает 0.90-1.12 ммоль м$^{-2}$ сут$^{-1}$ (табл. 7). Для осадков ст. 78 эта величина может быть существенно занижена, поскольку рассчитывалась для интервала 10-30 см без учета верхних 10 см осадка. Минимальные величины скорости сульфатредукции обнаружены в осадках самой северной станции № 70 (80° с.ш.), что скорее всего объясняется низкой первичной продукцией в этом районе. По сравнению с остальными изученными отложениями, где $C_{орг}$ в илах не опускалось ниже 1%, в осадках ст. 70 концентрация $C_{орг}$ составляла 0.35-0.44%.

Таблица 7. Интегральная скорость микробиологических процессов в верхних 30 см осадков

№ станции	CO_2-ассимиляция, мг С м$^{-2}$ сут$^{-1}$	Метанокисление, мкл CH_4 м$^{-2}$ сут$^{-1}$	Метанобразование, мкл CH_4 м$^{-2}$ сут$^{-1}$	Сульфатредукция: мг S м$^{-2}$ сут$^{-1}$	Сульфатредукция: ммоль S м$^{-2}$ сут$^{-1}$
70	26	3.0	9.4	2.4	0.075
74	48	5.3	7.7	28	0.875
78	2.2	132	10	5.4	0.168
81	34	31	27	34	1.000
82	18	334	11	36	1.125

Величины продукции H_2S интересно сопоставить с данными Сагеманна с соавторами [Sagemann et al., 1998], полученными в январе и мае 1995 г. для верхних 15 см осадков двух более южных фьордов Шпицбергена (77° с.ш.). Интегральная продукция сероводорода в этих осадках, отобранных с глубины 78-145 м, варьировала от 0.90 до 2.41 ммоль м$^{-2}$ сут$^{-1}$ при температуре придонных вод от -1.7 до 3°С.

Результаты наших исследований в Карском [Леин и др., 1994; 1996] и Норвежском морях [*Леин и др., 1998*], а также цитированные выше работы зарубежных коллег свидетельствуют о том, что скорость микробиологических процессов сульфатредукции в полярных отложениях сопоставима со скоростью этого процесса в шельфовых отложениях среднеширотных водоемов.

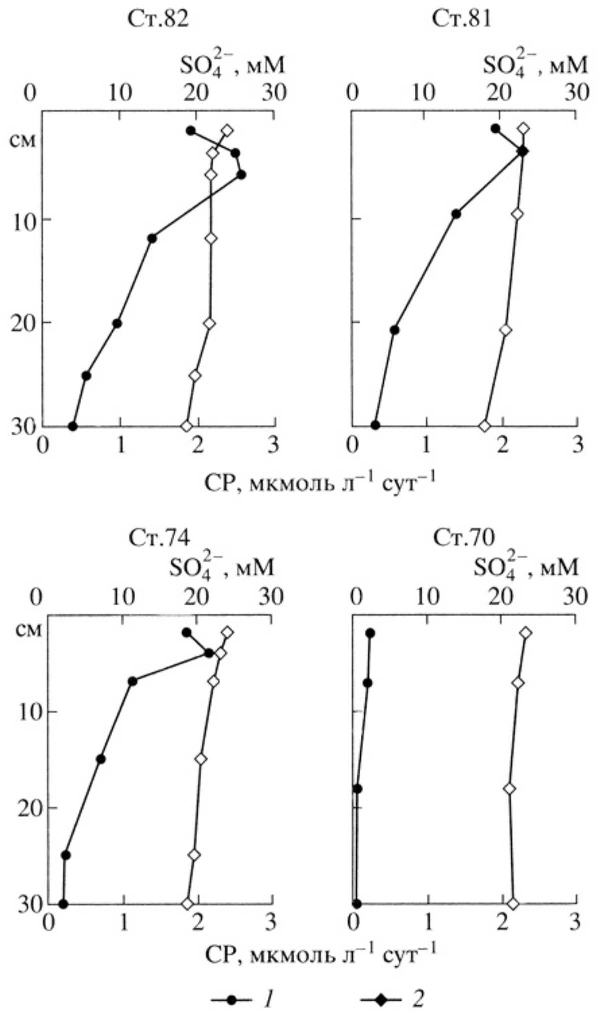

Рис. 5. Скорости бактериальной сульфатредукции и концентрации сульфат-иона в колонках осадков.
1 – скорость сульфатредукции (СР) и *2* – концентрация сульфат-иона (SO_4^{2-}).

Следует отметить, что в полярных районах существенное влияние на характер и скорость диагенетических процессов могут оказывать необычные для умеренных широт процессы транспорта обломочного материала: процессы абразии берегов, ледовый и айсберговый транспорт, турбидитные потоки. Разбавляющий эффект этого грубообломочного материала, лишенного лабильного ОВ, может сказаться на окислительно-восстановительных процессах диагенеза полярных отложений, существенно замедляя их скорость. Другими словами, именно особенности транспорта осадочного материала и литология отложений, а не суровые температурные условия, могут определять скорости микробиологических процессов трансформации ОВ.

Известно, что процесс сульфатредукции энергетически предпочтительнее процесса метанообразования. Поэтому активизация процессов метанообразования в морских осадках происходит на значительной глубине в осадочной толще, где за счет жизнедеятельности сульфатредукторов снижается содержание сульфатов. К сожалению, в настоящей работе исследовались только верхние 30 см осадков. Следовательно, полученные низкие скорости процесса образования метана в полярных осадках могут объясняться отсутствием данных по более глубоким горизонтам.

Особый интерес представляют осадки самой мелководной шельфовой ст. 78, содержащие высокие концентрации метана. В 1-метровом разрезе этих отложений метан имеет миграционную природу, поскольку скорости процесса метанообразования во вмещающих его отложениях очень низкие. Процессы бактериального окисления метана не могут утилизировать весь CH_4, имеющийся в осадках (табл. 7). Следовательно, в районе ст. 78 наблюдается подток более глубинного осадочного (?) метана. Не исключено его поступление в придонные слои воды, а при условии низкой активности метанотрофов в водной толще и в атмосферу.

Таким образом, проведенный комплекс исследований позволяет утверждать, что скорости биогеохимических процессов в полярных отложениях (76-80° с.ш.) северо-западного, западного шельфа Шпицбергена и самого большого Айсфьордена соизмеримы со скоростью этих процессов в шельфовых отложениях умеренных широт. Максимальные скорости приурочены к осадкам внутри фиорда, где происходит повышение первичной продукции за счет цветения фитопланктона у кромки льда. Следовательно, скорости диагенетических процессов в осадках региона, находящегося под влиянием теплого Западно-Шпицбергеновского течения, контролируются биологической продуктивностью и литологией отложений.

Нельзя исключить наличие нефтегазоносных пород в разрезе отложений Шпицбергенского шельфа, поскольку в 1-метровой толще отложений мелководного (123 м) шельфа обнаружены высокие концентрации миграционного метана (до 262 мл/дм^3) и изотопно-легкое $C_{орг}$ ($\delta^{13}C$ = -30‰). Процесс метаноокисления, происходящий в этих осадках с низкой скоростью, не может утилизировать весь метан. Это заставляет предполагать существование потока CH_4 в воду и, возможно, в атмосферу. Необходима постановка исследований, включающих изучение распределения CH_4 в водной толще и определение генезиса CH_4 в районе мелководного шельфа.

Авторский коллектив выражает благодарность экипажу рейса НИС «Профессор Логачев». Особую признательность хотелось бы выразить П. Вогту, Г.А. Черкашеву и Г.И. Иванову за возможность участвовать в экспедиции, а также геолого-инженерной службе «Полярной экспедиции» за помощь при отборе образцов.

Работа выполнена при поддержке грантов Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 96-04-48823 и 96-15-97889).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гальченко В.Ф.* Сульфатредукция, метанобразова-ние и метанокисление в различных водоемах оазиса Бангер Хиллс, Антарктида // Микробиология. 1994. Т. 63. № 4. С. 388-396.

2. *Данилов И.Д.* Полярный литогенез. М.: Недра, 1978. 233 с.

3. *Есиков А.Д.* Масс-спектрометрический анализ природных вод. М.: Наука, 1980. 204 с.

4. *Иванов М.В., Леин А.Ю., Кашпарова Е.В.* Интенсивность образования и диагенетического преобразования восстановленных соединений серы в осадках Тихого океана // Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976. С. 171-179.

5. *Лауринавичус К.С., Беляев С.С.* Скорость микробного метанобразования, определяемая радиоизотопным методом // Микробиология. 1978. Т. 47. №6. С. 1115-1116.

6. *Леин А.Ю., Миллер Ю.М., Намсараев Б.Б. и др.* Биогеохимические процессы цикла серы на ранних стадиях диагенеза осадков на профиле река Енисей-Карское море // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 681-692.

7. *Леин А.Ю., Русанов И.И., Саввичев А.С. и др.* Биогеохимические процессы циклов серы и углерода в Карском море // Геохимия. 1996. № 11. С. 1027-1044.

8. *Леин А.Ю., Вогт П., Крейн К., Пименов Н.В. и др.* Геохимические особенности газоносных (CH_4) отложений подводного грязевого вулкана в Норвежском море // Геохимия. 1998. № 3. С. 230-249.

9. *Литвин В.М.* Основные черты геоморфологии и Четвертичной геологии шельфовых морей. Изд. Калининградского гос. ун-та, 1989. С. 5-13.

10. *Шишкина О.В.* Геохимия морских и океанических иловых вод. М.: Наука, 1972. 288 с.

11. *Elverhoi A.* Glacigenic and associated marine sediments in the Weddel Sea, Fjords of Spitsbergen and the Barents Sea: A Review // Marine Geology. 1984. V. 57. P. 53-88.

12. *Elverhoi A., Andersen E.S., Dokken T.D.H. et al.* The growth and decay of the late Wechselian Ice Sheet in Western Svalbard and adjacent areas based on provenance studies of marine sediments // Quaternary Research. 1995. V. 44. P. 303-316.

13. *Emerson S., Hedges J.I.* Processes controlling the organic carbon content of open ocean sediments // Paleoceanography. 1988. V. 3. P. 621-634.

14. *Hald M., Steinsund P.I.* Benthic foraminifera and carbonate dissolution in the surface sediments of the Barents and Kara Seas / Berichte zur Polarforschung. 1996. V. 212. P. 285-307.

15. *Hebbeln D., Berner H.* Surface sediments distribution in the Fram Strait // Deep-Sea Research. 1993. V. 40. № 9. P. 1731-1745.

16. *Hooke R.L., Elverhoi A.* Sediment flux from a fjord during glacial periods, Isfiorden, Spitsbergen // Global & Planet. Change. 1996. V. 12. P. 237-249.

17. *Jasper J.P., Gadosian R.V.* Glacial-interglacial climatically forced $\delta^{13}C$ in sedimentary organic matter // Nature. 1989. V. 342. P. 60-62.

18. *Nurnberg D.* Biogenic barium and opal in shallow eur-asian shelf sediments in relation to the pelagic Arctic Ocean environment // Berichte zur Polarforschung. 1996. V. 212. P. 96-119.

19. *Rau G.U., Sweeney R.E., Kaplan I.R.* Plankton ^{13}C : ^{12}C ratio changes with latitude: difference between northern and southern oceans // Deep-Sea Research. 1982. V. 29. P. 1035-1039.

20. *Sackett W.M.* The depositional history and isotopic organic carbon composition of marine sediments // Marine Geology. 1964. V. 2. P. 173-185.

21. *Sagemann J., Jorgensen B.B., Greeff O.* Temperature Dependence and Rates of Sulfate Reduction in Cold Sediments of Svalbard, Arctic Ocean // Geomicrobiology J. 1998. V. 15. P. 85-100.

22. *Stein R.* Organic-carbon and carbonate distribution in surface sediments from the eastern arctic ocean and the Eurasian continental margin: Sources and pathways // Berichte zur Polarforschung. 1996. V. 212. P. 243-263.

Ссылка на статью:

Леин А.Ю., Пименов Н.В., Саввичев А.С., Павлова Г.А., Русанов И.И., Миллер Ю.М., Иванов М.В. **Геохимические особенности диагенеза голоценовых отложений в районе архипелага Шпицберген** // Океанология. 2000. Т. 40. № 2. С. 247-256.