УДК [550.424:543.27]:551.345.2

П. Б. Семенов, А. А. Крылов, П. В. Илатовская,
С. А. Малышев, Ю. К. Бордуков, Б. Г. Ваништейн

Геохимические особенности миграции метана при деградации субаквальной мерзлоты (на примере приямальской части Южнокарского шельфа)

Существование в верхней части осадочного чехла субаквальной мерзлоты, ее слабая проницаемость для газов приводят к аккумуляции метана как внутри мерзлых пород, так и под ее покровом (Frederick & Buffett, 2015, и др.). Замерзание поровых вод способствует накоплению терригенного органического вещества (ОВ) (Grosse et al., 2015). Процессы деградации субаквальной мерзлоты приводят к эмиссии метана и активации цикла углерода, связанного с разложением реликтового ОВ (Shakhova et al., 2010; Portnov et al., 2014). Интенсивность эмиссии метана в атмосферу при деградации субаквальной мерзлоты определяется физико-химическими параметрами среды (Overduin et al., 2015).

Моделирование количественной оценки высвобождающегося метана при деградации мерзлоты на Арктическом шельфе основывается на ограниченных данных, которые в настоящий момент не позволяют дать достоверную оценку эффекта эмиссии.

Низкая доля Мирового океана в валовой эмиссии метана обусловлена высокой активностью анаэробного окисления метана (АОМ), сопряженного с биохимическими процессами (в частности, сульфат-редукцией (СР): $SO_4^{2-} + CH_4 = HS^- + HCO_3^- + H_2O$), которые широко распространены в богатых сульфатом донных осадках и осуществляются консорциумом микроорганизмов, таких как метанотрофные археи и сульфат-редуцирующие бактерии (Boetius et al., 2000). Интервал поддонной глубины, внутри которого разнонаправленные диффузионные потоки метана и сульфата взаимно поглощаются посредством АОМ, называют сульфат-метановым интерфейсом (СМИ) (Iversen and Jorgensen, 1985, 1993). Геохимические исследования СМИ по разрезу колонки донных осадков позволяют определить взаимосвязанные скорости диффузии метана и сульфата, а также установить другие важные особенности миграционного процесса (Pohlman et al., 2008; Coffin et al., 2013).

Восходящая миграция «флюидов» метана и талой воды к поверхности морского дна осуществляется за счет процессов конвекции и диффузии, а относительный вклад каждого из этих процессов определяется проницаемостью пород (Santos et al., 2011). При миграции метан может находиться в растворенной форме в поровой воде или в виде отдельных пузырьков. Геохимические аспекты эмиссии метана, вызванной деградацией прибрежной субаквальной мерзлоты на акватории Карского моря, представляют особенный интерес вследствие их сравнительно малой изученности. В то же время, по данным И. Д. Стрелецкой с соавт. (2015), залежи пластового льда в районе полярной станции Марре-Сале на побережье Западного Ямала представляют собой значимый резервуар иммобилизованного метана. Следует полагать, что и субаквальная мерзлота приямальского шельфа аккумулирует метан. На прибрежных мелководьях метан, скопившийся под подошвой мерзлоты в виде свободного газа, мигрирует через сквозные талики и оттаивания осадков в кровле мерзлоты в виде пузырьков. В данном случае метан не успевает

перейти в доступную для АОМ растворенную форму, а высокая проницаемость осадков обеспечивает возможность адвекции пузырьков с последующей разгрузкой в водную толщу и атмосферу (Shakhova et al., 2010). Растворенный метан, мигрирующий путем диффузии, может быть полностью уничтожен АОМ непосредственно в пределах фронта протаивания, о чем свидетельствуют недавние работы по мерзлоте моря Лаптевых (Overduin et al., 2015).

Цель исследований — установить геохимические особенности миграции метана в зоне локальной газонасыщенности, связанной с деградацией субаквальной мерзлоты, на примере приямальской части южнокарского шельфа.

Материалы и методы

Основой исследований являются материалы, полученные в ходе экспедиционных работ ФГУП «ВНИИОкеангеология» в августе–сентябре 2012 г. в рамках проведения комплексной газогеохимической съемки по сейсмическим профилям 2D с опережающим сейсмоакустическим профилированием на приямальской части южнокарского шельфа. Сейсмоакустическое профилирование и опробование донных осадков выполнялись с борта морского спасательного буксира «Неотразимый».

Сейсмоакустическое профилирование проводилось профилографом EdgeTech 3100 SB-216S с частотным диапазоном 2–14 kHz, обеспечивающим проникновение сигнала на глубину до 20 м с вертикальной разрешающей способностью ~0,5–1 м. Метод позволяет выявить участки с амплитудными аномалиями, характеризующими присутствие субаквальной мерзлоты и газовых эманаций.

Геохимическое опробование выполнялось гравитационной трубкой с внутренним диаметром 127 мм. После изъятия керна из керноприемника по разрезу колонки отбирались пробы на аналитические исследования в судовой и стационарной лабораториях.

Непосредственно на борту судна проводилось извлечение газовой компоненты из донных осадков с помощью дегазационной установки СУОК-ДГ (Патент (19) RU (11) 2348931 (13) C1). Масса проб осадка для дегазации составляла 200–250 г, объем выделенного газа варьировался в пределах 15–20 мл. Образцы газа хранили под солевым затвором в пенициллиновых флаконах емкостью 25 мл.

В стационарной лаборатории выполнялись следующие виды аналитических исследований: анализ углеводородных газов, определение содержания общего органического углерода ($C_{орг}$), катионно-анионный состав поровых вод, состав стабильных изотопов углерода и водорода метана (δC^{13} и δD), гранулометрический и минералогический анализы.

Для проведения аналитических исследований в стационарной лаборатории пробы предварительно замораживали в морозильной камере при температуре –18 °C, а затем лиофилизировали на борту судна с помощью лиофильной сушки ScanVac Coolsafe 1100. Высушенные образцы измельчали в судовой лабораторной мельнице Retsch 100.

Анализ углеводородных газов состава C_1–C_4 проводился на газовом хроматографе Shimadzu GC 2014 с пламенно-ионизационным детектором и колонкой Restek Rt-Aluminia BOND/Na_2SO_4 (длина 60 м, внутренний диаметр 0,53 мм, толщина пленки 10 мкм). Погрешность анализа не превышала 5%.

Содержание $C_{орг}$ в донных осадках определяли на элементном анализаторе Shimadzu TOC-V CSN, оснащенном Solid Sample Unit SSM-500A.

Анализ состава анионов поровых вод, выполненный согласно методикам ГОСТов (ГОСТ 26423-85, ГОСТ 26424-85, ГОСТ 26425-85), включал измерение концентраций растворенного карбоната (CO_3^{2-}), бикарбоната (HCO_3^-), хлорида (Cl^-) и сульфата (SO_4^{2-}). Содержание растворенного неорганического углерода (DIC — dissolved inorganic carbon) рассчитывали как сумму концентраций растворенных карбоната (CO_3^{2-}) и бикарбоната (HCO_3^-) в поровой воде (без учета растворенной углекислоты). Для определения концентраций вышеуказанных солей образец воды титровали раствором серной кислоты в присутствии индикаторов — фенолфталеина (pH 8,3) и метилового оранжевого (pH 4,4).

Для измерения концентрации хлорида (Cl^-) пробу водной вытяжки титровали 0,02 Н раствором $AgNO_3$ в присутствии 10% K_2CrO_4. Концентрацию сульфата (SO_4^{2-}) анализировали весовым методом, осаждая растворенный сульфат хлоридом бария с последующим взвешиванием прокаленного осадка. Для предотвращения осаждения других солей бария пробу подкисляли соляной кислотой.

Гранулометрический и минералогический анализы были выполнены по методике, специально разработанной для арктических осадков (Ла-

пина, 1977). По результатам гранулометрического анализа были определены количества песчаной (1–0,05 мм), алевритовой (0,05–0,005 мм) и пелитовой (<0,005 мм) фракций. Минералы тяжелой фракции определялись оптическим методом во фракции 0,05–0,1 мм (Лапина, 1977).

Состав стабильных изотопов углерода и водорода метана (δC^{13} и δD) измеряли методом хроматомасс-спектрометрии (GC-IRMS) в аналитическом центре ISOLAB (Нидерланды). Стабильные изотопы углерода анализировали на хроматографе Agilent 6890N GC, соединенном с масс-спектрометром Finigan 233 Delta S, а водорода — на газовом хроматографе Agilent 7890A 234, соединенном с масс-спектрометром Thermo scientific MAT 253 IRMS. Результаты изотопных исследований углерода и водорода выражены в единицах δ относительно стандартов VPDB и SMOW соответственно.

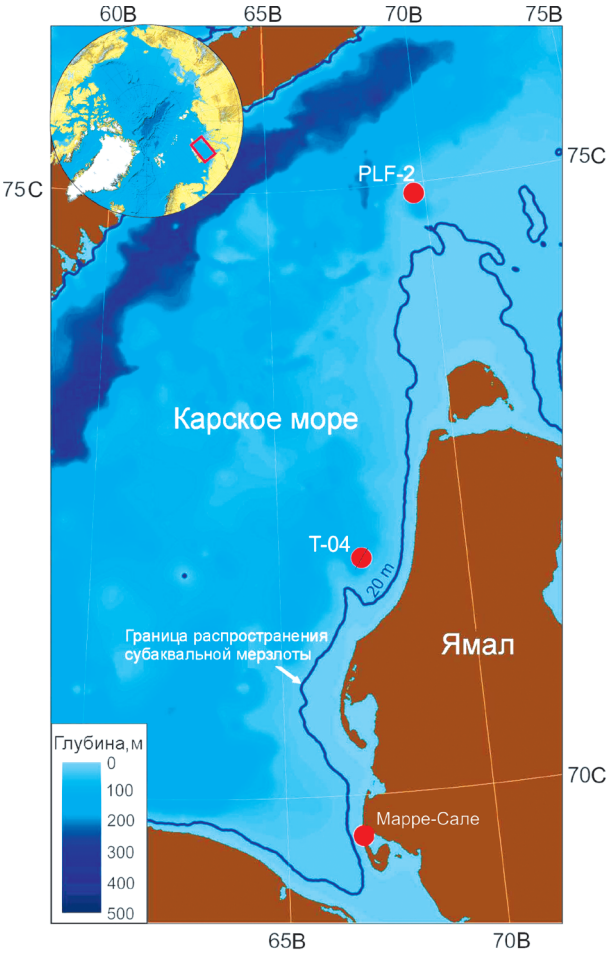

Рис. 1. Схема расположения участков, для которых проведено изучение метана в современных отложениях. Т-04 — данные ФГБУ «ВНИИОкеангеология»; PLF-2 — данные по (Serov et al., 2015); Марре-Сале — данные по (Стрелецкая и др., 2015)

Результаты

По результатам сейсмоакустического профилирования на акватории приямальской части южнокарского шельфа было выявлено большое количество амплитудных аномалий в верхней части осадочного чехла, связанных с присутствием субаквальной мерзлоты и наличием газовых эманаций. Наибольший интерес представляет участок с амплитудной аномалией в центральной части района работ (рис. 1). Здесь установлена вертикальная зона потери корреляции сигнала, секущая субгоризонтальные сейсмические рефлекторы, которая связана с присутствием газовых эманаций. Ширина и глубина аномалии составляют около 120 и 20 м соответственно. Аномалия четко прослеживается до поверхности морского дна на глубине моря 45 м (рис. 2). В центральной части аномалии была выполнена станция геологического опробования (Т-04), мощность вскрытого разреза которой составила 110 см. В извлеченном керне было опробовано семь интервалов, характеризующихся различными литологическими разностями.

Изменчивость литологического состава по разрезу колонки показана на рис. 3. Как видно из рис. 3, вниз по разрезу закономерно увеличивается содержание песчаной фракции, которая достигает максимальных значений на забое (65%), где осадки представлены мелкозернистыми песками.

Из минералов тяжелой фракции аутигенный пирит (FeS_2) маркирует интенсивность диагенетической СР в разрезе осадков. Распределение аутигенного пирита по разрезу колонки показано на рис. 4. В интервале 30–45 см отмечаются максимальные содержания — 55,4 и 32,3% соответственно, тогда как в других интервалах опробования его содержание колеблется от 0,8 до 5,4% (см. рис. 4).

Распределение концентраций CH_4 по разрезу колонки имеет пилообразный характер (см. рис. 4) с максимальными концентрациями (724,5 мМ) в забое на глубине 110 см и минимальными (0,85 мМ) в верхней части разреза. Однако следует отметить, что в интервале 5–10 см осадки характеризуются высокой активностью анаэробного окисления метана (АОМ), на что указывает резкое снижение концентрации метана (практически в 300 раз) в направлении к верхней части колонки, что связано процессом сульфат-редукции (см. рис. 4).

Отношение концентраций метана к сумме его гомологов практически во всех образцах характеризуется высокими значениями (табл.).

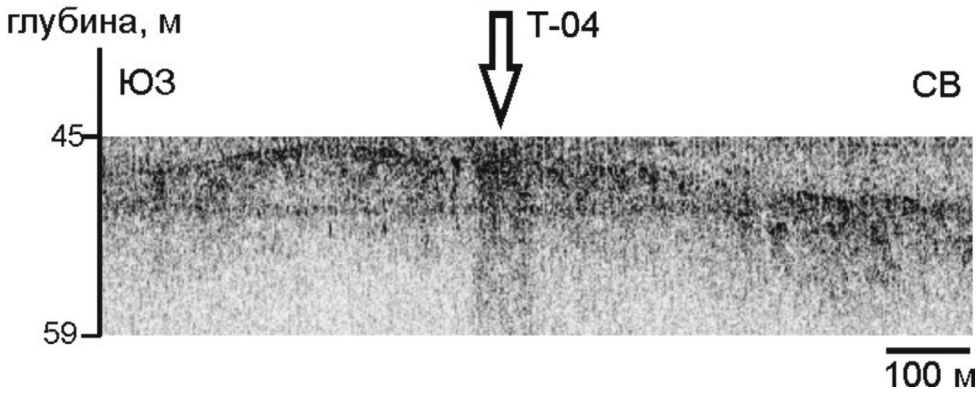

Рис. 2. Аномальная зона на сейсмоакустическом разрезе и положение станции донного опробования Т-04

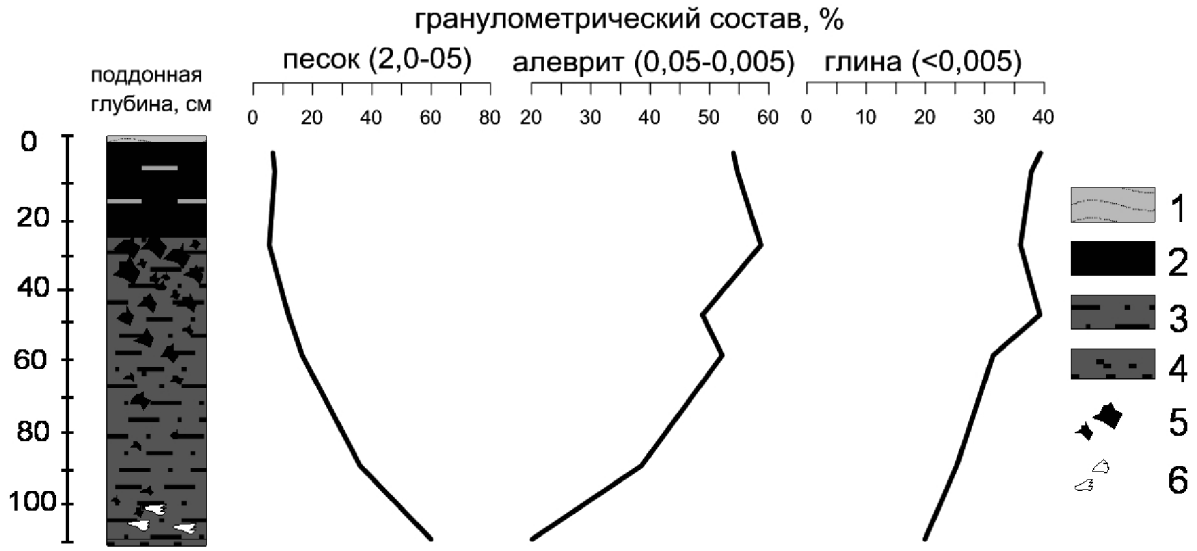

Рис. 3. Гранулометрический состав донных осадков по разрезу колонки Т-04: 1 — наилок текучий, палевый; 2 — ил (алевропелит) глинистый, черный; 3 — песок мелкозернистый глинистый; 4 — песок мелкозернистый; 5 — гнезда гидротроиллита; 6 — раковинный детрит

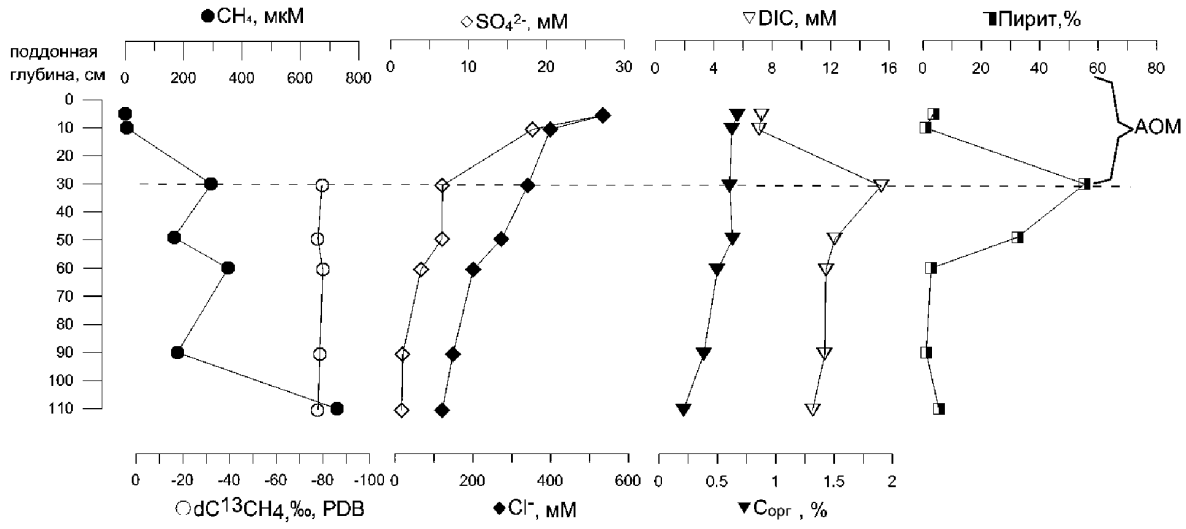

Рис 4. Изменение содержаний метана, изотопного состава углерода метана, $C_{орг}$, пирита в донных осадках и концентраций анионов, растворенного неорганического углерода (DIC) в поровой воде по разрезу колонки Т-04. AOM — зона аэробного окисления

Таблица

Состав углеводородных газов донных осадков по интервалам опробования колонки Т-04

Поддонная глубина, см	5	10	30	45	60	90	110
Метан CH_4, мМ	0,87	5,42	298,26	168,96	356,78	180,80	734,39
Этан C_2H_6, нМ	6,65	10,99	73,39	24,08	42,81	37,41	107,08
Этилен C_2H_4, нМ	3,87	3,35	4,13	2,69	4,46	6,17	15,79
Пропан C_3H_8, нМ	4,36	5,59	11,02	6,74	10,10	9,23	55,51
Пропилен C_3H_6, нМ	0,67	1,40	2,60	1,45	2,47	3,61	3,90
i-Бутан i-C_4H_{10}, нМ	1,67	1,22	2,92	1,85	2,65	3,36	23,72
n-Бутан n-C_4H_8, нМ	1,86	1,66	2,70	1,74	2,76	2,67	24,07
Бутен-1 C_4H_8, нМ	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
i-Бутилен i-C_5H_{12}, нМ	1,57	1,08	1,47	1,42	1,42	1,60	3,22
i-Пентан n-C_5H_{12}, нМ	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
n-Пентан C_5H_{12}, нМ	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Пентен-1 C_5H_{10}, нМ	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
$C_1/\Sigma C_2+$	42,13	214,31	3036,34	4227,17	5351,43	2822,80	3147,97

При этом, как и в случае с метаном, резкое понижение значений соотношения метана к сумме его гомологов происходит в интервале 5–30 см, где проявляется высокая активность анаэробного окисления метана.

Значения δC^{13} метана варьируются незначительно: от –77,8 до –79,9‰ VPDB (см. рис. 4). Данные по составу стабильных изотопов углерода в образцах с горизонтов 5 и 10 см отсутствуют ввиду низких концентраций метана, недостаточных для измерения использованным методом. Значения $\delta D\text{-}CH_4$ колеблются от 296 до 281‰ VSMOW.

Содержание $C_{орг}$ (см. рис. 4) закономерно снижается вниз по разрезу колонки с 0,67% в верхней части разреза до 0,21% в забое, что коррелируется с увеличением содержания песчаной фракции в этом же направлении.

Концентрация сульфат-иона (SO_4^{2-}) в поровой воде резко снижается вниз по разрезу колонки (см. рис. 4), составляя 27,1 мМ в верхней части разреза до 1,38 мМ в забое. При этом резкий скачок концентрации происходит в интервале 5–10 см, характеризующемся высокой активностью анаэробного окисления метана (AOM), а также влиянием процесса сульфат-редукции (см. рис. 4).

Распределение концентраций хлорид-иона (Cl^-) в поровой воде в целом повторяет распределение концентраций сульфат-иона (SO_4^{2-}), характеризуясь максимальными значениями (536,4 мМ) в верхней части разреза и минимальными (121,3 мМ) в забое. Однако следует отметить менее ярко выраженный скачок в зоне AOM (см. рис. 4).

Распределение концентраций DIC практически полностью повторяет распределение содержания аутигенного пирита (см. рис. 4) и характеризуется резким скачком максимальных концентраций 15,44 мМ на глубине 30 см, где интенсивно проявлена дигенетическая сульфат-редукция. Далее вниз по разрезу колонки происходит плавное снижение концентраций, достигая значений в забое 10,70 мМ (см. рис. 4).

Обсуждение

Внешняя граница распространения стабильной субаквальной мерзлоты на приямальском шельфе Карского моря, по данным Portnov et al. (2013), проходит по изобате 20 м, а по результатам других авторов (Rekant, Vasiliev, 2011; Rekant et al., 2005) — по изобате 60 м. По мере удаления от берега, с увеличением длительности пребывания в субаквальных условиях, мощность слоя многолетнемерзлых пород закономерно уменьшается, и вблизи своей внешней границы в отдельных случаях она имеет «островное» распространение (Portnov et al., 2014). За пределами изобаты 20 м также наблюдаются многочисленные признаки газонасыщенности верхнего слоя осадков, предположительно связанные с увеличением проницаемости осадочного чехла (Portnov et al., 2013, 2014).

В нашем случае станция опробования донных осадков расположена в непосредственной близости от изобаты 20 м, которая, по современным данным, служит границей распределения стабильной субаквальной мерзлоты в западной части Карского моря (Portnov et al., 2013), а также в пределах участка, где присутствует геоакустическая аномалия газонасыщенности, достигающая поверхности дна. Последнее, по всей видимости, связано с деградацией субаквальной мерзлоты.

Визуальный осмотр керна не выявил ожидаемых признаков дегазации осадка в результате декомпрессии, что могло выражаться в присутствии в осадке отдельных округлых пустот. При этом на глубине 110 см концентрация метана составляет 724 мМ, что в 158 раз превышает его среднее значение в интервале 90–110 см (4,58 мМ), рассчитанное для 126 станций опробования, выполненных в ходе геолого-съемочных и геофизических работ в пределах листов R-41, 42 (Государственная геологическая карта..., 2012). Максимальное значение концентрации метана, наблюдаемое в донных осадках колонки, существенно меньше предела растворимости для условий *in situ*, определяющего концентрацию раствора метана, уравновешенного свободной газовой фазой (Yamamoto et al., 1976). Следовательно, метан в изученных осадках присутствовал *in situ* только в растворенной форме.

В верхней части колонки донных осадков в интервале 5 см концентрация метана составляет 0,85 мМ, что более чем в два раза выше его средней концентрации 0,38 мМ в соответствующем интервале по данным региональных съемочных работ (Государственная геологическая карта..., 2012).

Значения δC^{13} метана в газовой компоненте исследуемых донных осадков варьируются от –77,8 до –79,9‰ и соответствуют диапазону, характерному для микробного (сингенетического) метана (Whiticar, 1999). Отсутствие значимой термогенной примеси в метане подтверждается и высокими значениями отношения концентрации метана к сумме его гомологов (см. табл.). Резкое снижение значения C_1/C_{2+} в интервале колонки 5–10 см связано с молекулярным фракционированием углеводородных газов вследствие протекания АОМ (Whiticar, 1999).

Появление высоких концентраций микробного метана в исследуемых донных осадках может быть связано с метаногенезом *in situ* и миграцией метана из зоны генерации или аккумуляции, расположенной в осадках ниже по разрезу. Низкое содержание $C_{орг}$ в осадках, а также отсутствие других предпосылок, в частности восстановление углекислого газа до метана ($CO_2 + 4H_2 \rightarrow CH_4 + 2H_2O$) для высокой активности метаногенеза в изучаемой обстановке, свидетельствуют в пользу его миграционной природы.

Обратные тренды распределения концентраций метана и сульфата в верхней части разреза характерны для АОМ (см. рис. 4). Интервал максимальной интенсивности АОМ, определяемый крутым наклоном кривых распределения метана и сульфата, ограничен снизу поддонной глубиной 30 см. К указанной глубине приурочены максимальные значения концентрации DIC (15,44 мМ) в поровой воде и максимум содержания кристаллов пирита в донных осадках. Анализ приведенных выше данных говорит о формировании типичной для метановых сипов узкой зоны АОМ, нижняя граница которой залегает чрезвычайно близко к поверхности морского дна (30 см поддонной глубины). Отсутствие признаков кинетического изотопного эффекта в распределении δC^{13} (Whiticar, 1999) и избирательного исчезновения метана в распределении C_1/C_{2+} (см. табл.) ниже горизонта 30 см подтверждают компактную локализацию АОМ в приповерхностном слое осадков. Учитывая умеренно высокие концентрации метана, наблюдаемое смещение зоны АОМ к поверхности морского дна указывает на существование дополнительного фактора, способствующего снижению концентрации сульфата.

Снижение содержаний $C_{орг}$ вниз по разрезу колонки осадков (наиболее выраженное в интервале 45–110 см), вероятно, не связано с постседиментационными преобразованиями осадка, а обусловлено убыванием в разрезе содержания глинистой фракции, сорбционно связывающей органику. Это подтверждается почти линейной зависимостью концентрации $C_{орг}$ от содержания пелитовой фракции (<0,005 мм) (рис. 5). В интервале 5–40 см, характеризующемся наименьшей вариабельностью по гранулометрическому составу осадков, снижение содержания $C_{орг}$ проявлено слабо (см. рис. 4). Очевидно, что при постседиментационном преобразовании осадка органокластическая СР (ОСР) не может быть значимым потребителем сульфата по той же причине, что и метаногенез *in situ* не способен обеспечить продукцию метана в количестве, заметно превышающем наблюдаемые значения в интервале зоны АОМ.

Отдельного внимания заслуживает распределение концентрации хлорид-иона (см. рис. 4).

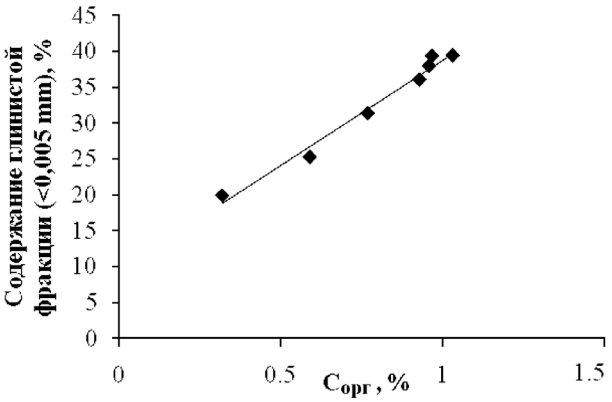

Рис. 5. График зависимости содержания $C_{орг}$ от содержания глинистой фракции (<0,005 мм) в донных осадках станции Т-04

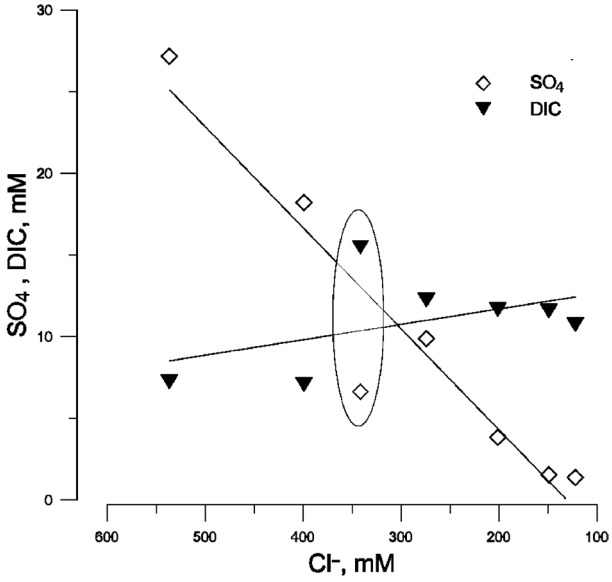

Рис. 6. Диаграмма зависимости концентрации сульфата и DIC от концентрации хлорида. Овалом обозначена область активности АОМ на поддонной глубине 30 см

Поскольку этот анион не участвует в постседиментационных биогеохимических процессах и не подвержен сорбции матрицей осадка, изменение его вертикального распределения в осадках может быть связано только с изменением состава поровых вод. Нисходящий градиент хлорида вниз по разрезу колонки донных осадков (см. рис. 4) свидетельствует о влиянии потока более пресной воды. По литературным данным, подобные профили распределения хлорида характерны для зон разгрузки фильтрующихся потоков грунтовых вод (Schlüter et al., 2004). В нашем случае фронт смешения (определяемый отклонением концентрации хлорида от значения, характерного для интактной поровой воды) не достигает поверхности морского дна и фиксируется на поддонной глубине 10 см.

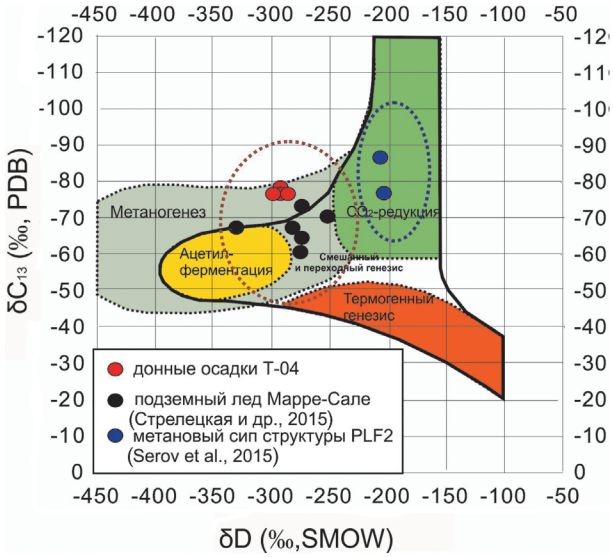

Рис. 7. Значения изотопного состава углерода ($\delta^{13}C$ (CH_4)) и водорода (D (CH_4)) в метане газовой фазы современных отложений различных участков Карского моря

Вместе с тем разгрузка пресной воды решающим образом влияет на картину раннего диагенеза в осадках. На диаграмме смешения (Pohlman et al., 2008) отрицательные отклонения SO_4^{2-} совпадают с положительными отклонениями DIC, что демонстрирует активность АОМ на фоне общего тренда убывания концентраций (рис. 6). Становится очевидным, что разбавление пресной водой является фактором снижения концентрации сульфата, определяющим формирование узкой зоны АОМ, смещенной к поверхности морского дна.

Восходящая миграция растворенного метана и разгрузка пресной воды в изучаемом разрезе могут быть следствием независимых процессов, однако нельзя исключить возможность их изначальной взаимосвязи. С этой позиции интерес представляют данные по изотопному составу метана. На рис. 7 представлена диаграмма изотопного состава углерода ($\delta^{13}C$ (CH_4)) и водорода (D (CH_4)) в метане, построенная на основе многочисленных эмпирических данных и позволяющая графически идентифицировать метан различного происхождения по значениям δC^{13} и δD (Whiticar, 1999). На приводимой диаграмме сопоставляются данные, характеризующие три различных источника микробного метана в исследуемом районе (см. рис. 1): в анализируемых осадках (Т-04), подземный лед полярной станции Марре-Сале на западном побережье Ямала (Стрелецкая и др., 2015) и в осадках пингоподобной структуры (PLF-2) вблизи восточной границы Приновоземельского желоба (Serov et

al., 2015). На рис. 7 отмечается сходство метана анализируемых осадков с метаном подземных льдов в районе Марре-Сале по значениям δD (от –296 до –281‰), что свидетельствует о существенной роли ацетокластического метаногенеза, обычно преобладающего в континентальных условиях, где поровые воды почв и осадков не обогащены сульфатом. Значимая доля примеси метана континентального происхождения может служить косвенным подтверждением взаимосвязи мигрирующего флюида с деградирующей мерзлотой, изначально образовавшейся на суше. Значения δC^{13}, определяющие локализацию метана исследуемых осадков в транзитной области CD диаграммы (см. рис. 7), вероятно, отражают закономерный вклад метана, образовавшегося из реликтового ОВ деградирующей мерзлоты. Необходимо подчеркнуть, что в осадках прибрежных морских акваторий роль ацетатного метаногенеза может быть относительно высока. Однако геомикробиологические исследования в Карском море свидетельствуют о повсеместном преобладании водородного метаногенеза, что обусловлено как низкой концентрацией ацетата в поровых водах осадков, так и высокой концентрацией бикарбоната в холодных арктических водах (Лейн, Иванов, 2009).

Основываясь на приведенных выше данных, можно предположить, что геохимические особенности анализируемых осадков обусловлены восходящей миграцией пресной воды, содержащей существенное количество растворенного метана, высвобожденного в ходе деградации субаквальной мерзлоты. В пользу последнего свидетельствует, с одной стороны, расположение станции вблизи внешней границы распространения стабильной субаквальной мерзлоты, а с другой — геоморфологические особенности района исследований, для которого характерен плоский рельеф прибрежной равнины. Плоский рельеф на побережье западного Ямала в силу отсутствия перепада высот не создает условий для гидравлического транспорта грунтовых вод (часто насыщенных почвенным метаном) в осадки прибрежных морских акваторий, удаленных от берега (Bugna et al., 1996).

Миграция распресненной воды к поверхности морского дна может происходить в силу плотностной конвекции, обусловленной высвобождением менее плотной пресной воды, деградирующей субаквальной мерзлотой (Osterkamp, 2001). Разгрузка талых вод в результате деградации субаквальной мерзлоты в виде подводных флюидов была зафиксирована и количественно охарактеризована в недавних исследованиях прибрежной зоны моря Бофорта (Dimova et al., 2015).

Выводы. Методом сейсмоакустического профилирования выявлена характерная аномалия, возможно обусловленная субвертикальной миграцией газа к поверхности морского дна.

В опробованном разрезе приповерхностных донных осадков в пределах геоакустической аномалии метан представлен растворенной формой, что отражает неоднородность его распределения в зоне разгрузки.

Геохимические особенности анализируемых осадков обусловлены восходящей миграцией пресной воды, содержащей существенное количество растворенного метана, при деградации субаквальной мерзлоты.

Механизмом восходящей миграции распресненной воды может служить плотностная конвекция вследствие деградации субаквальной мерзлоты (Osterkamp, 2001). Разгрузка талых вод на поверхности морского дна в результате деградации субаквальной мерзлоты была зафиксирована исследованиями в прибрежной зоне моря Бофорта (Dimova et al., 2015).

Наиболее вероятным источником восходящего флюида в изученной обстановке служит талая вода субаквальной мерзлоты, вовлеченная в конвективный массоперенос.

Изотопные соотношения углерода и водорода метана (δC^{13} и δD) в составе флюида говорят о бактериальной природе метана, в генерации которого значительную роль играет ацеткластический метаногенез, преобладающий в континентальных условиях.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ: 16-05-00979 А.

Список литературы

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист R-41 — Амдерма. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 383 с.

Лапина Н. Н. Методика изучения вещественного состава донных отложений (на примере Северного Ледовитого океана). Л.: Недра, 1977. 56 с.

Леин А. Ю., Иванов М. В. Биохимический цикл метана в океане / отв. ред. А. П. Лисицын. М.: Наука, 2009. 576 с.

Стрелецкая И. Д., Васильев А. А., Мельников В. П., Облогов Г. Е. Метан в подземных льдах и мерзлых четвертичных отложениях западного Ямала // ДАН. 2015. Т. 465, № 5. С. 604–607.

Boetius A., Ferdelman T., *Lochte K*. Bacterial activity in sediments of the deep Arabian Sea in relation to vertical flux // Deep-Sea Res. 2000. II 47. P. 2835–2875.

Bugna G. C., Chanton J. P., Cable J. E. et al. The importance of groundwater discharge to the methane budgets of nearshore and continental shelf waters of the northeastern Gulf of Mexico // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1996. Vol. 60. P. 4735–4746.

Coffin R., Smith J., Plummer R. et al. Spatial variation in shallow sediment methane sources and cycling on the Alaskan Beaufort Sea Shelf/Slope // Marine and Petroleum Geology. 2013. Vol. 45. P. 186–197.

Dimova N., Paytan A., Kessler J. D. et al. Current Magnitude and Mechanisms of Groundwater Discharge in the Arctic: Case Study from Alaska // Environmental Science and Technologies. 2015. Vol. 49 (20). P. 12036–12043.

Frederick J. M., Buffett B. A. Effects of submarine groundwater discharge on the present-day extent of relict submarine permafrost and gas hydrate stability on the Beaufort Sea continental shelf // J. Geophys. Res. Earth Surf. 2015. Vol. 120 (3). P. 417–432.

Grosse G., Romanovsky V., Jorgenson T. et al. Vulnerability and feedbacks of permafrost to climate change // Eos Trans. AGU. 2015. Vol. 92 (9).

Iversen N., Jurgensen B. B. Anaerobic methane oxidation rates at the sulphate–methane transition in marine sediments from Kattegat and Skagerrak (Denmark) // Limnol. Oceanorg. 1985. Vol. 30. P. 944–955.

Iversen N., Jørgensen B. B. Diffusion coefficients of sulfate and methane in marine sediments: influence of porosity // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. Vol. 53. P. 571–578.

Osterkamp T. E. 2001. Sub-sea permafrost, in Encyclopedia of Ocean Sciences, vol. 5 / edited by J. H. Steele, S. A. Thorpe, and K. K. Turekian. P. 2902–2912. Acad. Press. New York, and London.

Overduin P. P., Liebner S., Knoblauch C. et al. Methane oxidation following submarine permafrost degradation: Measurements from a central Laptev Seashelf borehole // J. Geophys. Res. Biogeosci. 2015. Vol. 120. P. 965–978.

Pohlman J. W., Ruppel C., Hutchinson D. et al. Assessing sulfate reduction and methane cycling in a high salinity pore water system in the northern Gulf of Mexico // Mar. Petr. Geol. 2008. Vol. 25. P. 942–951.

Portnov A., Smith A., Mienert Ju. et al. Widespread gas release limited by the 20-m isobath at the South Kara Sea Shelf // Gephysical Research letters. 2013. Vol. 40. P. 3962–3967.

Portnov A., Mienert Ju., Serov P. Modeling the evolution of climate sensitive Arctic subsea permafrost in regions of extensive gas expulsion at the West Yamal shelf // Journal of geophysical research: Biogeosciences. 2014. Vol. 119. P. 2082–2094.

Rekant P., Vasiliev A. Distribution of subsea permafrost at the Kara Sea shelf // Cryosphere of the Earth. 2011. XV (4). P. 69–72.

Rekant P., Cherkashev G., Vanstein B. & *Krinitsky P.* Submarine permafrost in the nearshore zone of the southwestern Kara Sea // Geo-Marine Letters. 2005. Vol. 25. P. 183–189.

Santos I. R., Eyre B. D., Huettel M. B. D. The driving forces of porewater and groundwater flow in permeable coastal sediments: A review // Estuar. oast. Shelf Sci. 2011. Vol. 98. P. 1–15.

Schlüter M., Sauter E. J., Andersen C. E. et al. Spatial distribution and budget for submarine groundwater discharge in Eckernforde Bay (Western Baltic Sea) // Limnology and Oceanography 2004. Vol. 49. P. 157–167.

Serov P., Portnov A., Mienert Ju. et al. Methane release from pingo-like features across the South Kara Sea shelf, an area of thawing offshore permafrost // Journal of Geophysical Research — Earth Surface. 2015. Vol. 120 (8). P. 1515–1529.

Shakhova N., Semiletov I., Salyuk A. et al. Extensive Methane Venting to the Atmosphere from Sediments of the East Siberian Arctic Shelf // Science. 2010. Vol. 327 (5970). P. 1246–1250.

Whiticar M. J. Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane // Chemical Geology. 1999. Vol. 161 (1). P. 291–314.

Yamamoto S., Alcauskas J. B., Crozier T. E. Solubility of methane in distilled water and seawater // J. Chem. Eng. 1976. Vol. 21. P. 78–80.