УДК 551.35(268.55)

# ГУМИФИКАЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ВЕРХНЕГО СЛОЯ ОСАДКОВ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ

## © 2025 г. А.А. Марьяш\*, К.И. Аксентов, М.В. Иванов

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, ул. Балтийская, 43, Владивосток, 690041 Россия

\*e-mail: annam@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 19.03.2024 г. После доработки 23.11.2024 г. Принята к публикации 04.12.2024 г.

Представлены новые данные о содержании гуминовых веществ (ГВ) в Восточно-Сибирском море. Результаты исследований показали, что степень гумификации органического вещества (ОВ) в исследованных пробах верхнего слоя донных осадков моря меняется от 21 % до 9 % и в среднем составляет 15 %, что характерно для низкопродуктивных арктических морей. Установлено, что средние значения ГВ (по рассматриваемым разрезам) составили 0.16 и 0.20 %, что характерно для окисленных морских осадков. Концентрация органического углерода ( $C_{opr}$ ) изменялась от 0.34 % до 1.89 % в зависимости от гранулометрического типа осадка. Показано, что весь С <sub>орг</sub> на 10–40 % состоит из ГВ, сами ГВ на 12–30 % состоят из гуминовых кислот (ГК) и на 70–88 % из фульвокислот (ФК), что говорит о ранней гумификации осадков. ГК определены только в осадках прибрежной части моря, ФК определены во всех исследованных донных осадках.

**Ключевые слова:** осадок, органический углерод, органическое вещество, гуминовые вещества, гуминовые кислоты, фульвокислоты, гумификация

DOI: 10.31857/S0016752525040033, EDN: FXIVRJ

## ВВЕДЕНИЕ

Органическое вещество морских осадков привлекает внимание исследователей как компонент, играющий большую роль в диагенетическом преобразовании осадков. Исследования состава, распределения и особенностей трансформации ОВ охватили все районы Мирового океана (Бордовский, 1974; Виноградов и др., 2000; Романкевич, Ветров, 2021; Berner, 1982; Hedges and Keil, 1995; Dittmar, Kattner., 2003; Battin et al., 2009). Изучение Арктического бассейна в последние десятилетия имеет приоритетное значение для научного сообщества, это связано: (1) с глобальным изменением природной среды; (2) с изменением климата; (3) с комплексным изучением цикла углерода; (4) с минеральными и углеводородными ресурсами региона (Романкевич, Ветров, 2001; Crane, 2005; Holmes et al., 2012; Hilton et al., 2015; Durocher et al., 2019; Nielsen et al., 2022).

Одним из основных процессов изменения химической природы ОВ и его трансформации на стадии диагенеза является гумификация. Минимальная степень гумификации характерна для эвпелагических красных глин и составляет 1-2 % (Романкевич, 1977), 4 % (Бордовский, 1974), максимальная степень гумификации характерна для восстановленных осадков (до 30 %) (Романкевич, 1977). Процесс гумификации – это возникновение нового класса природных органических соединений – гуминовых веществ. ГВ подразделяют на три главные фракции: гуминовые кислоты и фульвокислоты, гумин. Гуминовые кислоты и фульвокислоты являются наиболее подвижной и реакционно способной составляющей ГВ. ГК и ФК активно участвуют в химических процессах, протекающих в наземных и водных экосистемах (Stevenson, 1982; Орлов, 1993; Hedges, 1997; Bondareva and Fedorova, 2020; Peng et al., 2022; Qianting et al., 2022). Содержание ГК и ФК в составе ОВ современных морских и океанских осадках колеблется от 0.003 до 9.15 % (Романкевич, 1977; Романкевич и др., 2009). Гумин - это часть гуминовых веществ, не извлекаемых никакими растворителями, его содержание в общем ОВ осадков Мирового океана изменяется от 13.8 до 83.6 % (Романкевич, 1977; Орлов, 1997; Романкевич и др., 2009).

В данной статье изучается Восточно-Сибирское море с примыкающей глубоководной частью Северного Ледовитого океана. Ранее в осадках Восточно-Сибирского моря измеряли гранулометрический состав, содержание  $C_{opr}$ , содержание N, элементно-изотопный состав OB, молекулярный состав *н*-алканов (Романкевич, Ветров, 2001; Ветров и др., 2008; Дударев и др., 2016; Stein R., Macdonald R. W. 2004; Su et al., 2023). Данные по гуминовым веществам в осадках (подвижная форма OB, которая вступает в процессы образования прочных комплексов с ионами металлов, глинистыми минералами) практически отсутствуют.

Учеными было сделано предположение, что гуминовые кислоты, образованные в почвах, должны в больших количествах поступать в осадки Восточно-Сибирского моря с терригенным ОВ (Романкевич, Ветров, 2001; Ветров и др., 2008).

Цель данной работы: определить содержание гуминовых веществ в составе  $C_{opr}$  в верхнем слое осадков Восточно-Сибирского моря и глубоководной части Северного Ледовитого океана; провести разделение ГВ на гуминовые и фульвокислоты; выявить источники происхождения ГК и ФК; рассчитать степень гумификации осадка.

# РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Восточно-Сибирское море (913 тыс. км<sup>2</sup>) – самое ледовитое из арктических морей, даже к концу лета оно на 65 % покрыто льдами (Ветров и др., 2008; Романкевич, Ветров, 2021). Климат Восточно-Сибирского моря формируется под воздействием Атлантического и Тихого океанов, Азиатского материка и арктических льдов на севере.

Восточно-Сибирское море мелководно: 72 % акватории имеет глубину менее 50 м, почти половина — глубины менее 30 м; наименьшие глубины (менее 10 м) расположены в западной части моря; восточная часть характеризуется глубинами до 40 м (Дударев и др., 2016). Дно Восточно-Сибирского моря выравнивается под воздействием волн и плавающих льдов (Романкевич, Ветров, 2021).

Западные районы моря подвержены притоку вод реки Лены, восточная часть находится под прямым влиянием тихоокеанских вод (Semiletov et al., 2005). В западной части к морю подходит заболоченная тундра, а восточнее реки Колымы начинается гористое побережье. В восточной части моря располагаются тяжелые многолетние льды Айонского ледяного массива, загрязненные донным материалом. Береговой припай в западной части моря достигает 450–500 км, в восточной – не превышает 20 км (Романкевич, Ветров, 2021).

Длительная продолжительность ледяного покрова и ослабленность волновых процессов привела к формированию крайне выположенного рельефа на внутреннем шельфе, нетипичном для подобной зоны (Панова и др., 2017). Продолжительная устойчивая подледная седиментация обеспечивает накопление преимущественно тонкодисперсных осадков вне зависимости от их удаленности от побережья, при этом периодические взмучивания, вызванные волновой деятельностью, приводят к их перераспределению, в том числе азональному (Дударев и др., 2016; Никифоров, 1985).

Основным источником OB в Восточно-Сибирском море является первичная фотосинтетическая продукция от 20 млн тС $_{\rm opr}$ /год (Vetrov, Romankevich, 2004) до 30 млн тС $_{\rm opr}$ /год (Sakshaug., 2004).

Волновая абразия и процесс термоабразии берегов высвобождает огромное количество терригенного материала с содержанием в нем до 2.2 млн тС<sub>орг</sub>/год (Vetrov Romankevich, 2004), который поступает в водную толщу и накапливается на морском дне на различных расстояниях от источников (Vonk et al., 2012; Дударев и др., 2016).

Реки (Индигирка и Колыма) являются поставщиками OB в Восточно-Сибирское море с континента, дренируя многолетнемерзлые породы термообразионных побережий, где средняя величина  $C_{opr}$  составляет 8 % (Романкевич, Ветров, 2021; Семилетов, 1999; Дударев и др., 2003). Речной сток составляет 1.9 млн т $C_{opr}$ /год (Vetrov et al., 2004). Так же свой вклад OB в Восточно-Сибирское море вносят эоловые поступления (0.16 млн т $C_{opr}$ /год) и подземный сток (0.1 млн т $C_{opr}$ /год) (Vetrov et al., 2004).

Автохтонные поступления ОВ в Восточно-Сибирское море превышают поступления с суши, однако в осадках вследствие различной устойчивости к разложению свежего морского ОВ и терригенного ОВ соотношение аллохтонного и автохтонного отличается от соотношения поступающих в море (Vetrov, Romankevich, 2004; Stein, Macdonald, 2004; Ветров и др., 2008). Арктические условия и мелководность моря определяют характер его седиментогенеза. Поступившее с суши, а также вновь образованное ОВ быстро достигает дна моря, и основная трансформация ОВ происходит в верхнем слое осадков и на их поверхности.

Пробы донных осадков Восточно-Сибирского моря и глубоководной части Северного Ледовитого океана были получены в августе—сентябре 2016 г. в российско-китайской экспедиции на НИС "Академик Лаврентьев" (77-й рейс). Осадки отобраны бокскорером на 36 станциях (рис. 1): по профилю



Рис. 1. Схема расположения станций в Восточно-Сибирском море, изолинии – глубина (м).

вдоль побережья и по двум субширотным разрезам (один начинался от устья реки Индигирки, второй – от устья реки Колымы, оба заканчивались в Северном Ледовитом океане 79-й параллелью). Для проведения исследований отбирали верхний слой осадка толщиной 1–2 см (отобранный верхний слой осадков был рыжего цвета), на борту судна отобранный осадок хранили в холодильнике при t = +4 °C. В лаборатории пробы осадка в естественном состоянии замораживали при t = -34 °C, затем сушили в лиофильной системе и гомогенизировали. Все анализы проводили на берегу в лабораториях Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева ДВО РАН.

## МЕТОДЫ

## Определение гранулометрического состава осадка

Гранулометрический состав осадка измеряли методом лазерной дифракции на приборе "Analysette 22 NanoTec" (фирмы Fritsch, Германия), (предварительная отситовка песчаной фракции не проводилась). Время обработки ультразвуком составило 5 мин. Правильность результатов проверяли на эталонном образце F-500 0.3–300 мкм (Fritsch). Для классификации использовали международную шкалу граничных фракций и трехкомпонентную типизацию: < 4 мкм (пелит), 4–63 мкм (алеврит) и > 63 мкм (песок) (Shepard, 1954). Данная методика была использована в ранее опубликованных работах (Шакиров и др., 2020; Kim et al., 2023).

## Определение общего органического углерода

Определение общего органического углерода проводили на анализаторе модели TOC-VCPN приставкой для сжигания твердых проб SSM-5000A фирмы "Shimadzu". Метод основан на измерении поглощения инфракрасного излучения двуокисью углерода, образующейся при сжигании содержащих углерод органических (ОУ) и неорганических соединений (НУ). Органический углерод (ОУ) определяли по разности общего и неорганического углеродов (НУ). Для определения общего углерода навески осадка массой 50-60 мг сжигали в потоке высокочистого кислорода (99.995 %) при  $t = 905 \,^{\circ}\text{C}$  в присутствии смешанного катализатора. Для определения содержания НУ пробы массой 40-45 мг подкисляли фосфорной кислотой и сжигали при t = 200 °C. Ошибка измерения составила: при определении общего ОУ - 1.2 %; при определении НУ – 1.5 %. Данный метод был применен в ранее опубликованных работах (Марьяш и др., 2015; Колесник и др., 2019: Astakhov et al., 2019: Aksentov et al., 2021; Sattarova et al., 2021) и многих др.

#### Определение гуминовых веществ

Гуминовые вещества общепринято разделять по способу их выделения на: гуминовые кислоты, растворимые только в щелочных растворах; фульвокислоты, растворимые во всем диапазоне pH (Орлов, 1990, 1997).

Для выделения гуминовых веществ ИЗ осадков брали навеску сухого осадка массой 2 г. добавляли 20 мл раствора едкого натра 0.5 М (анализировали 3 параллельные навески) и 3 раза по 3 часа проводили экстрагирование при непрерывном перемешивании на водяной бане при  $T = 55 \,^{\circ}\text{C}$ . Затем каждый экстракт разделяли на ГК и ФК (Орлов и др., 1969). Полученные растворы ГК и  $\Phi$ К доводили до рH = 8 и на спектрофотометре UV-3600 PC фирмы "Shimadzu" измеряли их оптические плотности в диапазоне длин волн 200-600 нм. Расчет проводили по формулам:

$$\Gamma K(\Gamma C/\pi) = (D_{254} - D_{600}) / (42.7l), \qquad (1)$$

$$\Phi K(\Gamma C/\pi) = (D_{254} - D_{600}) / (30.7l), \qquad (2)$$

где  $D_{254}$  и  $D_{600}$  — величины оптической плотности при 254 и 600 нм, l — длина кюветы (1см). Величины 42.7 и 30.7 представляют собой коэффициенты экстинции для ГК и ФК в осадках соответственно (Ходоренко, 2012). Содержание ГВ рассчитывали как сумму ГК и ФК. Данная методика использовалась в работах (Марьяш и др., 2015; Тищенко и др, 2020; Колесник и др., 2023). Статистическая обработка результатов исследований проводилась в пакете стандартной программы STATISTICA-12.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

### Гранулометрический состав осадков

Прибрежная часть осадка представлена пелитовым алевритом с примесью песка (содержание фракций *A*, *Pl* и *Ps* варьирует в диапазонах 42–61 %, 28–50 % и 0–19 % соответственно) (табл. 1, 2; рис. 1). Центральная часть Восточно-Сибирского моря покрыта осадками с одинаковым содержанием двух фракций *A* и *Pl* в диапазонах 44–51 % и 44–54 % соответственно, с примесью песчаной фракции от 0 до 10 % (табл. 1, 2; рис. 1). На станциях, расположенных на континентальном склоне, с глубинами более 500 м пелитовая фракция осадка составляет 57–70 %, фракция песка 1–5 % (табл. 1, 2; рис. 1).

Предыдущие исследования отмечают повсеместное доминирование тонкодисперсных осадков на шельфе Восточно-Сибирского моря, вне зависимости от их удаленности от побережья. Данному обстоятельству способствуют: специфика материала поставляемого из терригенной области сноса (Павлидис и др., 1998; Кошелева, Яшин, 1999; Дударев и др., 2016); продолжительная устойчивая подледная седиментация; а периодические взмучивания, вызванные волновой деятельностью, приводят к их перераспределению (Дударев и др., 2016; Никифоров, 1985).

Прибрежная часть осадка, представленная пелитовым алевритом, на мелководье замещается алевритовым пелитом, что объясняется изменением условий седиментации под влиянием прибрежного Сибирского течения (Ветров и др., 2008). На востоке Колымского залива происходит размыв и переотложение осадков (Романкевич, Ветров, 2001; Дударев и др., 2016).

На континентальном склоне увеличению пелитовой фракции способствуют размыв рыхлых алеврито-пелитовых пород ледового комплекса, осаждение глинистых частиц при отсутствии волновых возмущений (Виноградов и др., 2000; Романкевич, Ветров. 2001) и вынос терригенных илов на дальнее расстояние и их накопление на свалах глубин (Галимов, 1981; Stein, Macdonald, 2004).

# Пространственное распределение органического углерода

Полученная концентрация  $C_{opr}$  в верхнем слое осадков Восточно-Сибирского моря меняется от 0.34 % до 1.89 % от сухого вещества осадка при среднем значении 1.11 % (табл. 1, 2). В осадках при-

ГЕОХИМИЯ том 70 № 4 2025

:(%	
<u>ا</u> د. ۶	
(Mŝ	
дда	
epc	
Ц	
eм	
ΒH	
ние	
жағ	
Iep	
coj	
() И	
%	
00	
KOB	
адь	
I OC	
ЮГ	
lo c	
(He)	
epy	
AB B	
CL	
йс	
КИ	
чес	
гри	
Me	
улс	$\widehat{\mathbf{O}}$
ран	0 (]
а, П	KOL
ИН	Jec
Пуб	чин
IX I.	рга
a, <sub>E</sub>	нео
õop	И
DT(	Ω Ο
ций	Ĕ
'aHI	010
I CT	SCK
laTb	уни
цин	ган
doc	do
Kc	Ĵ.
a 1.	D (T
ПИП	Jerc
Ta6.	обц

obщero (TC), opri									
№ станции	Широта	Долгота	Глубина моря, м	Пелиты, %	Алевриты, %	Песок, %	TC, %	IC, %	TOC, %
Lv77-10	70°15.1412N	177°18.64E	47	42	50	8	1.89	0.00	1.89
Lv77-11	70°07.0919N	174°19.98E	29	45	52	3	1.59	0.00	1.59
Lv77-12	70°43.4698N	174°19.82E	37	40	09	0	1.44	0.0	1.35
Lv77-14	72°13.9102N	174°46.09E	38	42	55	ю	1.78	0.00	1.78
Lv77-15	71°14.9156N	170°51.78E	35	51	47	2	0.34	0.00	0.34
Lv77-16	70°05.0556N	165°58.01E	17	42	42	15	1.24	0.06	1.18
Lv77-17	71°00.6912N	166°11.66E	21	51	47	2	1.45	0.00	1.45
Lv77-18	71°40.3705N	166°31.50E	24	39	50	11	1.41	0.00	1.41
Lv77-19	72°09.0727N	162°31.37E	22	31	50	19	1.06	0.00	1.06
Lv77-20	72°54.1650N	166°51.82E	25	51	48	1	1.17	0.00	1.17
Lv77-21	72°54.1650N	166°51.83E	43	46	44	10	1.36	0.00	1.36
Lv77-22	75°10.6501N	167°48.27E	99	47	52	1	1.48	0.00	1.48
Lv77-23	75°50.8295N	168°07.81E	141	48	52	0	1.43	0.00	1.43
Lv77-24	76°36.0123N	168°32.23E	247	48	51	1	66.0	0.00	66.0
Lv77-25	77°48.9608N	169°17.07E	297	51	48	1	1.67	0.00	1.67
Lv77-26	78°30.5270N	169°43.40E	1488	58	37	5	1.45	0.53	0.92
Lv77-27	79°09.8536N	169°54.30E	2569	64	36	0	1.26	0.37	0.89
Lv77-28	79°12.1556N	163°27.64E	1373	71	29	0	1.3	0.08	1.22
Lv77-29	78°51.8687N	163°12.27E	363	61	38	1	1.05	0.08	0.97
Lv77-30	77°53.2141N	162°04.59E	131	53	40	7	1.09	0.00	1.09
Lv77-31	77°13.5046N	161°18.47E	91	48	47	5	1.2	0.00	1.2

ГЕОХИМИЯ том 70 № 4 2025

МАРЬЯШ и др.

ани
ннох
0
ua 1
бли
Ta

ГЕОХИМИЯ	том 70	<u>№</u> 4	2025

Jourda     Jourda     Tuybutta     Iteutrus, %     Anespurus, %     Itecox, %     TC, %       6N     160°15.48E     68     49     49     2     1.34       2N     159°15.43E     68     49     49     2     1.34       2N     159°15.43E     68     49     49     2     1.34       2N     159°15.43E     35     54     45     7     1.2       3N     159°15.43E     35     44     49     7     1.3       3N     157°19.06E     43     46     47     7     1.3       3N     155°35.31E     36     49     7     1.3       3N     155°35.31E     18     2     1.32       3N     155°35.31E     18     2     1.04	ΞL	an								
160°15.48E     68     49     49     2     1.34       159°15.43E     45     54     45     54     45     1.3       159°15.43E     45     54     45     47     7     1.2       158°30.04E     35     44     49     7     1.2       158°30.04E     35     46     47     7     1.2       157°19.06E     43     46     47     7     1.2       157°19.06E     43     46     47     7     1.3       157°19.06E     13     46     47     7     1.3       155°35.31E     36     49     49     7     1.3       155°35.31E     36     49     7     1.3       155°35.31E     36     49     7     1.3       155°35.31E     36     49     7     1.04       155°35.31E     18     23     56     9     1.04       155°46.07E     18     23     56     9     1.04	Широта		Долгота	Глубина моря, м	Пелиты, %	Алевриты, %	Песок, %	TC, %	IC, %	TOC, %
159°15.43E     45     54     45     54     45     1     1.4       158°30.04E     35     44     49     7     1.2       158°30.04E     35     44     49     7     1.3       157°19.06E     43     46     47     7     1.3       157°19.06E     43     49     7     1.3       157°19.06E     15     36     49     7     1.3       157°10.06E     15     36     49     2     1.32       157°23.76E     15     35     56     9     1.04       157°23.76E     15     35     56     9     1.04       157°23.76E     19     36     61     4     1.05       157°23.76E     18     23     55     18     0.77       157°20.21E     18     23     59     18     0.77       153°15.22E     12     28     19     18     0.77       153°15.22E     13     50     50	76°29.9346N		160°15.48E	68	49	49	2	1.34	0.00	1.34
158°30.04E     35     44     49     7     1.2       157°19.06E     43     46     47     7     1.3       157°19.06E     43     46     47     7     1.3       157°19.06E     36     49     27     1.3       157°23.1E     36     49     29     1.32       157°23.76E     15     35     56     9     1.04       157°23.76E     19     36     61     4     1.05       157°23.76E     19     36     61     4     1.05       157°23.76E     18     23     59     18     0.77       159°46.07E     19     36     61     4     1.05       157°23.76E     18     23     59     18     0.77       157°20.21E     18     23     59     18     0.77       153°15.22E     12     28     69     3     1.24       153°15.22E     21     58     69     3     1.24	75°50.6412N		159°15.43E	45	54	45	1	1.4	0.00	1.4
157°19.06E     43     46     47     7     1.3       155°35.31E     36     49     49     2     1.32       155°35.31E     36     49     49     2     1.32       155°35.31E     36     49     49     2     1.32       157°23.76E     15     35     56     9     1.04       157°23.76E     15     35     56     9     1.04       157°23.76E     19     36     61     4     1.05       159°46.07E     19     36     61     4     1.05       159°46.07E     18     23     59     18     0.77       157°20.21E     18     23     59     18     0.77       153°15.22E     12     28     69     3     1.24       153°15.22E     24     41     58     1     1.16       153°15.22E     21     50     50     0     1.41       153°15.23E     21     50     50     0	74°15.0329N		158°30.04E	35	44	49	7	1.2	0.00	1.2
$155^{\circ}35.31E$ $36$ $49$ $49$ $2$ $1.32$ $157^{\circ}23.76E$ $15$ $35$ $56$ $9$ $1.04$ $157^{\circ}23.76E$ $19$ $36$ $61$ $4$ $1.05$ $159^{\circ}46.07E$ $19$ $36$ $61$ $4$ $1.05$ $159^{\circ}46.07E$ $19$ $36$ $61$ $4$ $1.05$ $159^{\circ}46.07E$ $19$ $36$ $61$ $4$ $1.04$ $159^{\circ}46.07E$ $19$ $36$ $61$ $4$ $1.05$ $157^{\circ}20.21E$ $18$ $23$ $59$ $18$ $0.77$ $157^{\circ}20.21E$ $18$ $23$ $59$ $18$ $0.77$ $157^{\circ}20.21E$ $18$ $23$ $59$ $18$ $0.77$ $157^{\circ}20.21E$ $12$ $28$ $69$ $3$ $1.24$ $153^{\circ}15.22E$ $12$ $28$ $69$ $3$ $1.24$ $154^{\circ}08.59E$ $24$ $41$ $58$ $1$ $1.16$ $154^{\circ}08.59E$ $24$ $41$ $50$ $50$ $0$ $1.41$ $155^{\circ}12.84E$ $31$ $50$ $50$ $0$ $1.41$ $155^{\circ}12.84E$ $31$ $50$ $50$ $0$ $1.41$ $155^{\circ}12.84E$ $12$ $47$ $50$ $2$ $1.12$ $155^{\circ}12.84E$ $12$ $47$ $50$ $2$ $1.12$ $157^{\circ}11.84E$ $12$ $34$ $61$ $5$ $1.06$	74°37.5674N		157°19.06E	43	46	47	7	1.3	0.00	1.3
I57°23.76E     I5     35     56     9     1.04       I59°46.07E     19     36     61     4     1.05       I59°46.07E     19     36     61     4     1.05       I59°46.07E     18     23     59     18     0.77       I57°20.21E     18     23     59     18     0.77       I57°20.21E     18     23     59     18     0.77       I57°20.21E     18     23     59     18     0.77       I53°15.22E     12     28     69     3     1.24       I53°15.22E     24     41     58     1     1.16       I54°08.59E     24     41     58     1     1.16       I54°08.59E     31     50     50     0     1.41       I55°12.84E     31     50     50     0     1.41       I55°10.29E     22     47     50     2     1.12       I53°10.29E     12     34     61     5	74°04.1593N		155°35.31E	36	49	49	2	1.32	0.00	1.32
159°46.07E     19     36     61     4     1.05       157°20.21E     18     23     59     18     0.77       157°20.21E     18     23     59     18     0.77       153°15.22E     12     28     69     3     1.24       153°15.22E     24     41     58     1     1.16       154°08.59E     24     41     58     1     1.16       154°08.59E     24     41     58     1     1.16       155°12.84E     31     50     50     0     1.16       155°12.84E     21     70     50     0     1.16       155°10.29E     22     47     50     2     1.12       153°10.29E     12     34     61     5     1.06	73°33.4945N		157°23.76E	15	35	56	6	1.04	0.00	1.04
157°20.21E   18   23   59   18   0.77     153°15.22E   12   28   69   3   1.24     153°15.22E   12   28   69   3   1.24     153°15.22E   24   41   58   1   1.16     154°08.59E   24   41   58   1   1.16     155°12.84E   31   50   50   0   1.41     155°12.84E   22   47   50   2   1.12     153°10.29E   22   47   50   2   1.12     153°10.29E   12   34   61   5   1.06	72°33.6930N		159°46.07E	19	36	61	4	1.05	0.00	1.05
153°15.22E 12 28 69 3 1.24   154°08.59E 24 41 58 1 1.16   155°12.84E 31 50 50 0 1.41   155°12.84E 31 50 50 0 1.41   155°12.84E 31 50 50 0 1.41   155°10.29E 22 47 50 2 1.12   151°11.84E 12 34 61 5 1.06	72°51.8790N		157°20.21E	18	23	59	18	0.77	0.00	0.77
154°08.59E 24 41 58 1 1.16   155°12.84E 31 50 50 0 1.41   153°10.29E 22 47 50 2 1.12   151°11.84E 12 34 61 5 1.06	71°53.8352N		153°15.22E	12	28	69	3	1.24	0.00	1.24
155°12.84E     31     50     50     0     1.41       153°10.29E     22     47     50     2     1.12       151°11.84E     12     34     61     5     1.06	72°33.2987N		154°08.59E	24	41	58	1	1.16	0.00	1.16
153°10.29E     22     47     50     2     1.12       151°11.84E     12     34     61     5     1.06	73°09.3765N		155°12.84E	31	50	50	0	1.41	0.00	1.41
151°11.84E     12     34     61     5     1.06	73°22.1730N		153°10.29E	22	47	50	2	1.12	0.00	1.12
	73°32.2888N		151°11.84E	12	34	61	5	1.06	0.00	1.06

Элемент	Кол-во проб	Среднее значение	Минимальное значение	Максимальное значение	Стандарт отклонение
Пелиты, %	34	46	23	71	10
Алевриты, %	34	49	29	69	8
Песок, %	34	5	0	19	5
TC, %	34	1.27	0.34	1.89	0.28
IC, %	34	0.04	0.00	0.53	0.11
TOC, %	34	1.23	0.34	1.89	0.30

Таблица 2. Основные статистические показатели распределения литолого-геохимических параметров

брежной части моря концентрации  $C_{opr}$  определена в пределах 1.05—1.44 %, в центральной части шельфа  $C_{opr}$  варьирует от 1.21 до 1.48 %. Минимальная концентрация  $C_{opr}$  обнаружена на востоке Колымского залива (ст. 15), максимальные концентрации  $C_{opr}$  определены в проливе Лонга (ст. 10) и в восточной части моря (ст. 14) (рис. 1, табл. 1).

По разрезам (от устьев рек по направлению к Северному Ледовитому океану) концентрация С<sub>орг</sub> меняется следующим образом: от устья р. Индигир-ки С<sub>орг</sub> варьирует от 1.09 % до 1.41 %, от устья р. Колымы С<sub>орг</sub> составляет 0.99–1.67 %, что соответствует средним значениям органического углерода 1.26 % и 1.35 % для двух разрезов (рис. 1, табл. 1).

На станциях (с глубинами более 500 м), расположенных на континентальном склоне Северного Ледовитого океана, концентрации  $C_{opr}$  в пробах донных осадков лежат в пределах 0.89–1.22 % (рис. 1, табл. 1).

Измеренные концентрации  $C_{opr}$  на шельфе Восточно-Сибирского моря являются распространенными для алеврито-пелитовых и пелитовых илов арктического шельфа и согласуются с ранее полученными результатами (Романкевич, Ветров, 2001; Ветров и др., 2008; Petrova et al., 2004; Дударев и др., 2016). Максимальные концентрации  $C_{opr}$  в восточной части моря объясняются высокой продуктивностью трансформированных вод тихоокеанского происхождения (Semiletov et al., 2005); минимальным концентрациям  $C_{opr}$  на востоке Колымского залива способствует размыв и переотложение осадков (Романкевич, Ветров, 2001; Дударев и др., 2016).

Полученные концентрации С<sub>орг</sub> на континентальном склоне подтверждаются и другими исследователями (Романкевич, Ветров, 2021). Несмотря на большие глубины континентального склона, поступлению ОВ способствуют: переотложение донных осадков и сползание их по континентальному склону; доставка ОВ в океан ледовым разносом (вынос терригенных илов на дальнее расстояние и их накопление на свалах глубин); а также первичная продукция, формирующаяся при цветении на подтаивающих весной краях льдин (Лисицын, 2010; Романкевич, Ветров, 2021; Stein, Macdonald, 2004).

По полученным данным, зависимости  $C_{opr}$  от глубины не выявлено (табл. 1).

## Пространственное распределение неорганического углерода

Неорганический углерод ( $C_{_{\text{неорг}}}$ ) или карбонатный углерод ( $C_{_{\text{карб}}}$ ) определен в Восточно-Сибирском море только на отдельных станциях около побережья, где концентрация  $C_{_{\text{карб}}}$  составила 0.06 и 0.09 %. В осадках континентального склона неорганический углерод определен на всех станциях, значение  $C_{_{\text{карб}}}$  варьирует от 0.08 до 0.53 % (рис. 1, табл. 1, 2).

Низкие содержания С<sub>карб</sub> – характерная черта для донных отложений арктических морей, обусловлена суровыми условиями жизни планктона и бентоса в ледовых условиях, недонасыщенностью вод карбонатами кальция, низкой температурой, что не способствует биоценозу карбонатов и их сохранению (Романкевич, Ветров, 2001).

## Пространственное распределение гуминовых веществ

Гуминовые вещества определены на 14 станциях двух рассматриваемых разрезов (рис. 1, табл. 3). Концентрация ГВ в донных осадках лежит в пределах 0.08-0.30 % от сухого вещества осадка при среднем значении 0.18 % (табл. 3). Концентрация ГВ на разрезе от устья р. Индигирки уменьшается в сторону Северного Ледовитого океана от 0.24до 0.09 % (среднее значение 0.16 %), на разрезе от устья р. Колымы уменьшается от 0.30 до 0.08 % (среднее 0.20 %) (табл. 3).

Максимальные концентрации ГВ по двум разрезам наблюдаются недалеко от побережья, в зонах влияния течения рек, средние значения концентраций ГВ определены в центральной части Восточно-Сибирского моря, минимальные кон-

№ станций	ГВ, %	ГК, %	ФК, %	(ΓB/C <sub>opr</sub> ), %
	Pa	зрез от устья реки Инс	дигирки	
Lv77-42	0.24	0.07	0.17	17
Lv77-40	0.21	0.05	0.16	17
Lv77-36	0.16	0.03	0.13	12
Lv77-34	0.12	0.02	0.1	10
Lv77-32	0.16	0.03	0.13	12
Lv77-29	0.09	0.01	0.08	10
Lv77-28	0.12	0.01	0.11	10
	P	Разрез от устья реки Ко	Элымы	
Lv77-16	0.21	0.04	0.17	18
Lv77-18	0.30	0.09	0.21	21
Lv77-20	0.20	0.05	0.15	17
Lv77-22	0.24	0.06	0.18	16
Lv77-24	0.10	0.01	0.09	10
Lv77-25	0.26	0.04	0.22	15
Lv77-27	0.08	0.01	0.07	9

**Таблица 3.** Содержание гуминовых (ГК) и фульвокислот (ФК), их суммы (ГВ) и степень гумификации органического вещества (ГВ/С<sub>от</sub>) (мас. %)

центрации ГВ наблюдаются в осадках Северного Ледовитого океана, на континентальном склоне наблюдается резкое увеличение концентрации ГВ (в 2.5 раза) (табл. 3). Такое распределение ГВ в верхнем слое осадка по разрезам соответствует распределению  $C_{opr}$  и согласуется с гранулометрическим составом исследуемых осадков. Максимальные концентрации ГВ определены для пелито-алевритовых осадков Восточно-Сибирского моря, минимальные содержания ГВ обнаружены в осадках с примесью песка (табл. 1, 3).

При построении корреляционной зависимости  $C_{opr}$  от ГВ получили уравнение Y = 2.4487X + +0.807, где коэффициент довольно высокий и равен R<sup>2</sup> = 0.66 (при построении корреляционной прямой мы объединили полученные значения концентраций  $C_{opr}$  и ГВ на двух разрезах, так как при расчете критерия Фишера средние их значения статистически не различаются) (рис. 2а).

Для лучшего понимания накопления гуминовых веществ и их роли в осадках водоемов, важно разделить ГВ на группы: гуминовые кислоты и фульвокислоты.

Концентрация ГК на разрезах невысокая: на разрезе от устья р. Индигирки уменьшается от 0.07 до 0.01 % (среднее 0.04 %), (табл. 3); на разрезе от устья р. Колымы уменьшается от 0.09 до 0.01 % (среднее значение 0.05 %). Распределение ГК на

ГЕОХИМИЯ том 70 № 4 2025

двух разрезах одинаковое: максимальные и средние концентрации определены в зонах влияния течения рек; минимальные — на станциях, находящихся в Северном Ледовитом океане; средние значения определены на станциях центральной части Восточно-Сибирского моря (табл. 3). Уравнение корреляционной прямой С<sub>орг</sub> от ГК имеет вид Y = 5.413X + 1.048, коэффициент корреляции не высокий R<sup>2</sup> = 0.41 (при построении корреляционного графика значения ГК для двух разрезов так же объединили) (рис. 26).

Концентрация ФК по разрезу от устья р. Индигирки меняется от 0.17 % до 0.08 % (среднее 0.13 %), по разрезу от устья р. Колымы значения концентраций ФК варьируют от 0.22 % до 0.07 % (среднее 0.16 %) (табл. 3). Распределение ФК в осадках подобно распределению ГВ (табл. 3). Для построения корреляционного графика С<sub>орг</sub> от ФК объединили концентрации ФК для двух разрезов (расчет критерия Фишера дал статистически неразличимые средние значения ФК, полученные для двух разрезов), получаем уравнение корреляции Y = 3.876X ++ 0.704 с довольно высоким коэффициентом  $R^2 =$ = 0.74 (рис. 2в).

Полученные средние концентрации  $\Phi K$  (0.13 % и 0.16%) для двух разрезов в исследуемых осадках составляют большую часть от средних концентраций ГВ (0.16 % и 0.20 %) и в 4 раза превышают



**Рис. 2.** Корреляционная взаимосвязь между содержанием органического углерода и гуминовых веществ (а); органическим углеродом и гуминовыми кислотами (б); органическим углеродом и фульвокислотами (в), в осадках. Пунктирные линии – доверительные интервалы. (*Число проб* N = 14, уровень статистической значимости полученных корреляционных зависимостей p < 0.05).

средние концентрации ГК (0.4 % и 0.5 %), по такому соотношению ФК к ГК выявляется ранняя стадия гумификации осадка (Бордовский, 1974). Начальная стадия диагенетических преобразований ОВ в осадках Восточно-Сибирского моря в окислительных условиях подтверждена и высокими значениями индекса нечетности СРІ (отношение суммы нечетных к сумме четных *н*-алканов) при изучении углеводородов (Ветров и др., 2008).

## Степень гумификации органического вещества

Одним из важных показателей трансформации органического вещества в гуминовые является степень гумификации осадка — отношение количества углерода гуминовых веществ к общему количеству органического углерода. Степень гумификации ОВ исследованных осадков в Восточно-Сибирском море меняется от 21 % до 9 % (табл. 3) и в среднем составляет 15 %. В осадках, находящихся в Северном Ледовитом океане, степень гумификации составляет 9–10 %.

Максимальные значения степени гумификации определены на станциях недалеко от побережья, средние наблюдаются в центральной части моря и минимальная степень гумификации определена на станциях в океане. По разрезу реки Индигирки среднее значение степени гумификации составляет 12 %, по разрезу реки Колымы немного выше – 15 % (табл. 3).

Полученная степень гумификации осадков Восточно-Сибирского моря сопоставима со степенью гумификации в осадках ранее изученных морей: в Каспийском море средняя степень гумификации составляет 11 %, в Азовском – 20 %, в Карском море – 17 % (Бордовский, 1974; Романкевич, Ветров, 2001). В осадках, находящихся в Северном Ледовитом океане, полученная степень гумификации сопоставима с гумификацией ОВ осадков в Индийском океане – в среднем 10 % и превышает гумификацию осадков Тихого океана – 5 % (Бордовский, 1974).

## ОБСУЖДЕНИЕ

В настоящем исследовании верхнего слоя осадков Восточно-Сибирского моря получены низкие концентрации ГВ (0.08-0.30 %), что характерно для окисленных осадков (Бордовский, 1974; Ведерников и др., 1994), действительно отобранный слой осадков был рыжего цвета. Полученное распределение ГВ по рассматриваемым разрезам и сопоставление полученных концентраций ГВ со значениями  $\delta^{13}$ C (взятых из других источников) дает возможность предположить происхождение ГВ в осадках Восточно-Сибирского моря. Недалеко от побережья Восточно-Сибирского моря, где большая часть взвеси и осадочного материала принадлежит терригенной составляющей со значениями δ<sup>13</sup>С от -25.30 ‰ до -26.40 ‰ (Пфейфер и др., 2005; Stein, Macdonald, 2004), в осадки поступают максимальные концентрации ГВ; в центральной части моря ГВ образуются in situ из продуктов разложения планктона морского льда и воды, здесь определен изотоп <sup>13</sup>С планктонного происхождения со значениями -23.65 ‰ и -23.78 ‰ (Schell, 1983; Hobson et al., 1995; Cooper et al., 1998; Naidu et al., 2000; Su et al., 2023); в осадках Северного Ледовитого океана органический углерод по значению  $\delta^{13}$ C имеет смешанный источник (терригенный и планктонный) (Dittmar, Kattner., 2003; Stein, Macdonald, 2004; Su et al., 2023), а содержание ГВ минимальное. В работе (Su et al., 2023) проанализированы пробы осадков, представленные в настоящей статье,

а остальные работы подтверждают полученные данные по изотопу  $^{\rm 13}{\rm C}$  рассматриваемых районов.

По полученным концентрациям ГК и ФК гуминовые вещества представлены в основном из ФК (табл. 3). ФК определены во всех отобранных пробах осадков, а достоверные концентрации ГК определены только недалеко от побережья (на остальных станциях ГК определены в пределах ошибки метода – около 3 %) (табл. 3). Предполагаем, что ГК и ФК поступают в приконтинентальную часть шельфа Восточно-Сибирского моря со стоками рек в составе растворенного и взвешенного ОВ с терригенной составляющей (извлекаемой из остатков растений) и оседают в руслах рек и в эстуариях (Dittmar, Kattner., 2003), а открытой части моря достигают лишь низкие (следовые) их количества (Kellerman et al., 2023). Низкомолекулярные ФК могут образоваться in situ из продуктов разложения фитопланктона морского льда и воды, поэтому их присутствие зафиксировано на всей рассматриваемой акватории в разных концентрациях.

Повышенный коэффициент корреляции С<sub>орг</sub> с ФК (рис. 26, 2в) показывает, что ОВ верхнего слоя осадков Восточно-Сибирского моря в большей степени связанно с ФК, а не с ГК.

Невысокая степень гумификации органического вещества (средняя 15 %) (табл. 3), полученная в настоящем исследовании, характерна для низкопродуктивных арктических морей и означает, что относительная роль гуминовых веществ в составе органического вещества донных отложений Восточно-Сибирского моря, несмотря на большую составляющую терригенного сноса (абразию материкового склона, стока рек), невелика.

## выводы

Исследования показали, что в общем  $C_{opr}$  содержание гуминовых веществ (сумма ГК и  $\Phi$ K) составляет 10–40 %.

Гуминовые вещества на 12–30 % состоят из гуминовых кислот и на 70–88 % – из фульвокислот.

Концентрации ФК в 4 раза превышают концентрации ГК, что характерно для ранней стадии гумификации рассматриваемых осадков.

Полученные низкие концентрации ГВ характеризуют окисленный этап диагенеза в осадках и согласуются со средними значениями ГВ окисленных осадков других арктических морей (Карское и Баренцево).

Среднее значение степени гумификации ОВ осадков в Восточно-Сибирском море сопоставимо с ранее изученной гумификацией осадков Каспийского, Черного и Карского морей. В осадках

#### МАРЬЯШ и др.

Северного Ледовитого океана полученная степень гумификации сопоставима с гумификацией OB осадков в Индийском океане и превышает степень гумификации осадков Тихого океана.

ГК определены только в приконтенентальной части шельфа Восточно-Сибирского моря, а ФК обнаружены на всей территории шельфа моря, на континентальном склоне и в осадках Северного Ледовитого океана.

Предполагаем, что источником ГК и ФК в осадках Восточно-Сибирского моря являются остатки высших растений, которые в составе растворенного и взвешенного ОВ со стоками рек попадают в приконтинентальную часть шельфа с терригенной составляющей. Низкомолекулярные ФК также могут образоваться *in situ* из продуктов разложения фитопланктона морского льда и воды.

ОВ верхнего слоя осадков Восточно-Сибирского моря в большей степени связано с ФК.

Полученные результаты требуют дополнительных исследований.

Авторы признательны за помощь в выполнении экспедиционных работ команде НИС "Академик М.А. Лаврентьев", научному составу 77-го рейса и н.с. лаборатории гидрохимии ТОИ ДВО РАН Е.М. Шкирниковой за помощь в выполнении аналитических работ. Выражаем огромную благодарность рецензенту к.г.-м.н., с.н.с. лаборатории Химии Океана ИО РАН Н.А. Беляеву за советы и рекомендации в работе над статьей, а также научному редактору д.г.-м.н. В.Ю. Русакову за помощь в подготовке статьи.

Работа была выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования (тема № 124022100084-8).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бордовский О.К. (1974) Органическое вещество морских и океанских осадков в стадию раннего диагенеза. М.: Наука, 104 с.

Ведерников В.И., Демидов А.Б., Судьин А.И. (1994) Первичная продукция и хлорофилл в Карском море в сентябре 1993 г. *Океанология*. **34**(5), 693–703.

Ветров А.А., Семилетов И.П., Дударев О.В., Пересыпкин В.И., Чаркин А.Н. (2008) Исследование состава и генезиса органического вещества донных осадков Восточно-Сибирского моря. *Геохимия* (2), 183–195.

Vetrov A.A., Semiletov I.P., Dudarev O.V., Peresypkin V.I., Charkin A.N. (2008) Composition and Genesis of the Organic Matter in the Bottom Sediments of the East Siberian Sea. *Geochem. Int.* **46**(2), 156–167.

Виноградов М.Е., Ведерников В.И., Романкевич Е.А., Ветров А.А. (2000) Компоненты цикла углерода в арктических морях России: Первичная продукция и поток С<sub>орг</sub> из фотического слоя. *Океанология*. **40**(2), 221–233. Галимов Э.М. (1981) Природа биологического фракционирования изотопов. М.: Наука, 247 с.

Дударев О.В., Боцул А.И., Семилетов И.П, Чаркин А.Н. (2003) Современное осадкообразование в прибрежно-шельфовой криолитозоне пролива Дмитрия Лаптева (Восточно-Сибирское море). *Тихоокеанская геология*. **22**(1), 51–60.

Дударев О.В., Чаркин А.Н., Шахова А.К., Семилетов И.П. (2016) Современный литоморфогенез на восточно-арктическом шельфе России. Томск.: Изд-во Томский политехнический университет, 192 с.

Колесник О.Н., Колесник А.Н., Вологина Е.Г., Марьяш А.А. (2019) Минералогическая характеристика песчаной фракции в четвертичных осадках южной окраины Чукотского плато, Северный Ледовитый океан. Океанология. **59**(4), 617–640.

Кошелева В.А., Яшин Д.С. (1999) Донные осадки арктических морей России. СПб.: ВНИИ Океанология, 286 с.

Лисицын А.П. (2010) Новый тип седиментогенеза в Арктике – ледовый морской, новые походы к исследованию процессов. *Геология и геофизика*. **52(**10), 1398–1439.

Марьяш А.А., Ходоренко Н.Д., Звалинский В.И., Тищенко П.Я. (2015) Органический углерод в эстуарии реки Раздольная (Амурский залив, Японское море) в период ледостава. *Геохимия*. **53**(8), 734–742.

Maryash A.A., Khodorenko N.D., Zvalinskii V.I., Tishchenko P.Ya. (2015) Organic Carbon in the Razdol, naya River Estuary (Amur Bay, Sea of Japan) during the Period of Ice Cover. *Geochem. Int.* **53**(8), 726–734.

Никифоров С.Л. (1985) Подводные аккумулятивные формы на шельфе Восточно-Сибирского моря. *Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов*. М.: Наука, 96–101.

Орлов Д.С., Гришина Л.А., Ерошичева Н.Л. (1969) Практикум по биохимии гумуса. М.: Изд-во МГУ, 160 с.

Орлов Д.С. (1990) Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации. М.: Изд-во МГУ, 325 с.

Орлов Д.С. (1993) Гуминовые вещества в биосфере. М.: Наука, 238 с.

Орлов Д.С. (1997) Гуминовые вещества в биосфере. *Соросовский образовательный журнал* (2), 56–63.

Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А., Дунаев Н.Н. (1998) Арктический шельф: позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М.: ГЕОС, 187 с.

Панова Е.В., Рубан А.С., Дударев О.В., Тези Т., Бредер Л., Густафссон О., Гринько А.А., Шахова Н.Е., Гончаров И.В., Мазуров А.К., Семилетов И.П. (2017) Литологические особенности донных осадков и их влияние на распределение органического материала на территории Восточно-Сибирского шельфа. Томск.: Известия Томского политехнического университета **328**(8), 94–105.

Пфейфер Е.М., Лесовия С., Заварзина А., Журбенко М. (2005). Величина δ<sup>13</sup>С мхов и лишайников и их значение для оценки качества OB холодных почв. Пущино, 56–57.

Романкевич Е.А. (1977) Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 256 с.

Романкевич Е.А., Ветров А.А. (2001) Цикл углерода в арктических морях России. М.: Наука, 302 с.

Романкевич Е.А., Ветров А.А., Пересыпкин В.И. (2009) Органическое вещество мирового океана. *Геология и геофизика*. **50**(4), 401–411. Романкевич Е.А., Ветров А.А. (2021) Углерод в Мировом океане. М.: ГЕОС, 352 с.

Семилетов И.П. (1999) Разрушение мерзлых пород побережья как важный фактор биогеохимии шельфовых вод Арктики. ДАН. **368**(5), 679–682.

Тищенко П.Я., Ходоренко Н.Д., Барабанщиков Ю.А., Волкова Т.И., Марьяш А.А., Михайлик Т.А., Павлова Г.Ю., Сагалаев С.Г., Семкин П.Ю., Тищенко П.П., Швецова М.Г., Шкирникова Е.М. (2020). Диагенез органического вещества в осадках, покрытых зарослями зостеры морской (ZOSTERA MARINA L.) Океанология. **60**(3), 393–406.

Ходоренко Н.Д., Волкова Т.И., Звалинский В.И., Тищенко П.Я. (2012) Кинетика извлечения и количественное определение гуминовых веществ в донных отложениях. *Гео-химия*. **49**(4), 423–430.

Khodorenko N.D., Volkova T.I., Zvalinskii V.I. (2012) Extraction Kinetics and Quantitative Analysis of Bottom Sediments for Humic Substances. *Geochem. Int.* **50**(4), 385–391.

Шакиров Р.Б., Сорочинская А.В., Яцук А.В., Аксентов К.И., Карабцов А.А., Вовна В.И., Осьмушко И.С., Короченцев В.В. (2020) Икаит в зоне метановой аномалии на континентальном склоне Японского моря. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле.* **46**(2), 72–84.

Aksentov K.I., Astakhov A.S., Ivanov M.V., Shi X., Hu L., Alatortsev A.V., Sattarova V.V., Mariash A.A., Melgunov M.S. (2021) Assessment of mercury levels in modern sediments of the East Siberian sea. *Mar. Pollut. Bull.* **168**. 112426.

Astakhov A.A., Sattarova V.V., Shi Xuefa, Hu Limin, Aksentov K.I., Alatortsev A.V., Kolesnik O.N., Mariash A.A. (2019) Distribution and sources of Rare earth elements in sediments from the Chukchi and East Siberian seas. *Polar Science*. **20**(2), 148–159.

Battin T.J., Luyssaert S., Kaplan L.A., Aufdenkampe A.K., Richter A., Tranvik L.J. (2009) The boundless carbon cycle. *Nature Geoscience*. **2**(9), 598–600.

Berner R.A. (1982) Burial of organic carbon and pyrite sulfur in the modern ocean; its geochemical and environmental significance. *American J. Science.* **282**(4), 451–473.

Bondareva L., Fedorova N. (2020) The effect of humic substances on metal migration at the border of sediment and water flow. *Environ. Res.* 190:109985. https://doi.org/10.1016/j. envres.2020.109985

Cooper L.W., Grebmeier J.M., Larsen I.I., Reed A.J. (1998) Inventories and distribution of radiocessium in arctic marine sediments: influence of biological and physical processes. *Chemistry Ecology.* **15**, 27–46.

Crane K. (2005) Russian-American long-term census of the Arctic. Initial expedition to the Bering and Chukchi Seas. *Arctic Research of the United States.* **19**, 73–76.

Dittmar T., Kattner G. (2003) The biogeochemistry of the river and shelf ecosystem of the Arctic Ocean: a review. *Marine Chemistry*. **83**, 103–120.

Durocher M., Requena A.I., Burn D.H., Pellerin J. (2019) Analysis of trends in annual streamflow to the Arctic Ocean. *Hydrological Processes.* **33**(7), 1143–1151.

Hedges J.I., and Keil R.G. (1995) Sedimentary organic matter preservation: An assessment and speculative synthesis. *Marine Chemistry*. 49(2-3), 81-115.

Hedges J.I., Oades J.M. (1997) Comparative organic geochemistries of soils and marine sediments. *Org. Geochem.* 27, 319–361.

Hilton R.G., Galy V., Gaillardet J., Dellinger M., Bryant C.O, Regan M. (2015) Erosion of organic carbon in the Arctic as a geological carbon dioxide sink. *Nature*. **524**(7563), 84–87.

Hobson K.A., Ambrose Jr.W.G. Renaud P.E. (1995) Sources of primary production bentic-pelagic coupling and trophic relationships within the Northeast Water Potynya: insights from  $\delta^{13}$ C and  $\delta^{14}$ N analysis. *Marine Ecology Progress Senies*, **64**(1–3), 1–10.

Holmes R.M., McClelland J.W., Peterson B.J., Tank S.E., Bulygina E., Englinton T.I. (2012) Seasonal and annual fluxes of nutrients and organic matter from large rivers to the Arctic Ocean and surrounding seas. *Estuaries and coasts*. **35**(2), 369–382.

Kellerman A.M., Hernes P.J., McKenna A.M., Clark J.B., Edmund A., Grunert B., Mann P.J., Novak M., Zimov N., Spencer R.G. (2023) Mixing behavior of dissolved organic matter at the Yukon and Kolyma land ocean interface. *Marine Chemistry*. **255**, 104281.

Kim D.V., Aksentov K.I., Astakhov A.S., Sattarova V.V., Ivanov M.V., Alatorsev A.V., Obrezkova M.S., Selutin S.A. (2023) Geochemistry aspects of modern mercury accumulation in bottom sediments from the south-western Chukchi Sea. *Mar. Pollut. Bull.* **189**, art. No 114768.

Naidu A.S., Cooper L.W., Finey B.P. (2000) Organic carbon isotope rations ( $\delta^{13}$ C) of Arctic American Continental shelf sediments. *Inter. J. Earth. Sciences.* **89**(3), 522–532.

Nielsen D.M., Pieper P., Barkhordarian A., Overduin P., Ilyina T., Brovkin V. (2022) Increase in Arctic coastal erosion and its sensitivity to warming in the twenty–first century. *Nature Climate Change*. **12**(3), 263–270.

Peng X.X., Gai S., Cheng K., Yang E. (2022) Roles of humic substances redox activity on environmental remediation. *J. Hazard. Mater.* 435:129070. https://doi.org/10.1016/j. jhazmat.2022.129070

Petrova V.I., Batova G.I., Zinchenko A.G. (2004) The East Siberian Sea: distribution, sources and burial of organic carbon. In *The Organic Carbon Cycle in the Arctic Ocean* (Eds. Stein R., Macdonald R.W.). Berlin: Springer, 204–212.

Qianting Y., Zecong D., Rong L., Zhenqing S. (2022) Kinetics of cadmium (Cd), nickel (Ni), and lead (Pb) release from fulvic acid: role of re-association reactions and quantitative models. *Sci. Total Environ.* 843:156996. https://doi.org/10.1016/j. scitotenv.2022.156996

Sakshaug E. (2004) Primary and secondary production in the Arctic Seas. In *The Organic Carbon Cycle in the Arctic Ocean* (Eds. Stein R. and Macdonald R. W.) Berlin: Springer, 204–212.

Sattarova V.V., Aksentov K.I., Astakhov A.S., Shi X., Hu L., Alatortsev A.V., Mariash A.A., Yaroshchuk E.I. (2021) Trace metals in surface sediments from the Laptev and East Siberian Seas: levels, enrichment, contamination assessment and sources. *Mar. Pollut. Bull.* **173**(A), 112997.

Semiletov I., Dudarev O., Luchin V. (2005) The East-Siberian Sea as a transition zone between the Pacific origin water and local shelf water. *Geophysical Research Letters*. **32**, L10614.

Stein R., Macdonald R.W. (2004) The Organic Carbon Cycle in the Arctic Ocean. Berlin: Springer, 363 p.

Stevenson F.J. (1982) Humus chemistry: genesis, composition, reactions. Wiley-Interscience. New York, 443 p.

Schell D.M. (1983) Carbon-13 and carbon-14 abundences in Alaskan aquatic organisms: delayed production from peat in Arctic food webs. *Science*. **219**, 1068–1071.

ГЕОХИМИЯ том 70 № 4 2025

Shepard F.P. (1954) Nomenclature Based on Sand-silt-clay Ratios. *Sediment. Res.* 24, 151–158.

Su L., Ren J., Sicre M-A., Bai Y., Zhao R., Han X., Li Z., Jin H., Astakhov A.S., Shi X., Chen J. (2023) Changing sources and burial of organic carbon in the Chukchi Sea sediments with retreating sea ice over recent centuries. *Chim.* **19**, 1305–1320. Vetrov A.A., Romankevich E.A. (2004) Carbon Cycle in the Russian Arctic Seas. Berlin: Springer. 331.

Vonk J.E., Sanchez-Garcia L., van Dongen B.E., Alling V., Kosmach D., Charkin A., Semiletov I., Dudarev O., Shakhova N. (2012) Activation of old carbon by erosion of coastal and subsea permafrost in Arctic Siberia. *Nature*. **489**(7414), 137–140.

# HUMIFICATION OF THE ORGANIC MATTER IN THE SURFACE BOTTOM SEDIMENTS OF THE EAST SIBERIAN SEA

## © 2025 A.A. Mariash\*, K. I. Aksentov, M. V. Ivanov

Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Baltiyskaya Str., 43, Vladivostok, 690041 Russia

## \*e-mail: annam@poi.dvo.ru

Received March 19, 2024; revised November 23, 2024; accepted December 4, 2024

New data on the content of humic substances (HS) in the East Siberian Sea are presented. The results of the studies showed that the degree of humification of organic matter (OM) in the studied samples of the upper layer of bottom sediments of the sea varies from 21 % to 9 % and averages 15 %, which is typical of low-productivity Arctic seas. It was found that the average HA values (for the considered profiles) were 0.16 and 0.20 %, which is typical of oxidized marine sediments. The concentration of organic carbon ( $C_{org}$ ) varied from 0.34 % to 1.89 % depending on the granulometric type of sediment. It is shown that the total  $C_{org}$  consists of 10–40 % HS, the HS themselves consist of 12–30 % humic acids (HA) and 70–88 % fulvic acids (FA), which indicates early humification of sediments. HAs were determined only in the sediments of the coastal part of the sea. FAs were determined in all studied bottom sediments.

**Keywords:** Earth Sciences, Earth and Environmental Sciences, Geochemistry, Marine Chemistry, Ocean Sciences