

УДК 551.35

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЧУКОТСКОГО МОРЯ

© 2023 г. Е. Г. Вологина¹ *, М. Штурм², Н. В. Кулагина¹, К. И. Аксентов³¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия²Швейцарский федеральный институт науки и технологии окружающей среды, Дюбендорф, Швейцария³Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

*e-mail: vologina@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 25.01.2022 г.

После доработки 19.04.2022 г.

Принята к публикации 16.08.2022 г.

Целью исследования являлось комплексное изучение позднеголоценовых донных отложений из южной части Чукотского моря и реконструкция условий их накопления. Аналитические методы включали макроскопическое описание с просмотром препаратов-мазков (smear-slides), датирование отложений по ²¹⁰Pb, определение биогенных компонентов, измерение магнитной восприимчивости, гранулометрический, палинологический и минеральный анализы. Скорость современного осадконакопления, установленная в точке исследования, составляет 8–10 мм/год. Осадки представлены преимущественно алевритовым материалом. В верхней части разреза отмечаются повышенные концентрации SiO₂^{биог.}, C_{орг.}, N_{общ.} и пониженные значения магнитной восприимчивости. Вероятно, это связано с возросшей за последние годы биопродуктивностью Чукотского моря, вызванной современным потеплением климата. Палинологический состав изученных отложений отражает тундровую и лесотундровую растительность на суше, прилегающей к Чукотскому морю. Наличие неогеновой пыльцы в позднеголоценовых осадках является свидетельством их переноса из размываемых древних отложений.

Ключевые слова: Чукотское море, донные отложения, гранулометрический состав, магнитная восприимчивость, скорости современного осадконакопления, биогенные компоненты, пыльца

DOI: 10.31857/S0030157423010161, **EDN:** AFUKVY

ВВЕДЕНИЕ

Арктика является одним из наиболее чувствительных регионов к климатическим изменениям. За последние годы, на фоне потепления климата, здесь фиксируется повышение среднегодовых температур [42], приводящее в частности к сокращению площади ледяного покрова [30]. Донные осадки, накопленные в бассейнах Северного полушария, представляют собой своеобразный архив, позволяющий проводить палеорекострукции природной среды [14]. В условиях современного изменения климата исследование донных отложений, накопленных сравнительно недавно, приобретает особую актуальность.

Объектом наших исследований является Чукотское море, расположенное в пределах материковой отмели и являющееся окраинным бассейном Северного Ледовитого океана. Его площадь составляет 595 тыс. км², более 85% которой приходится на глубины менее 200 м. Рельеф дна достаточно ровный, преобладают глубины около 50 м. Отличительной особенностью Чукотского

моря по сравнению с другими арктическими морями является достаточно высокая биопродуктивность фитопланктона и бентоса, что объясняется проникновением относительно теплых тихоокеанских вод [15, 35]. Как следствие этого в донных осадках отмечается преимущественно планктоногенное органическое вещество [4, 35]. Позднеголоценовые донные отложения Чукотского моря имеют, главным образом, терригенный состав. Они формируются преимущественно из материала, образованного при размыве дна, абразии берегов и за счет поступления осадочного вещества в результате ледового переноса. Роль речного стока и эоловых процессов здесь невелика [11, 20, 21]. Кроме того, на осадконакопление в Чукотском море значительное влияние оказывает привнос материала течениями, направленными из Берингова пролива на север [15, 16, 20, 23, 44]. При этом особенно сильное влияние тихоокеанских вод приходится на южную часть Чукотского моря [18]. Установлено, что тихоокеанское течение приносит в Чукотское море в основном алевритовый и пелитовый материал [20].

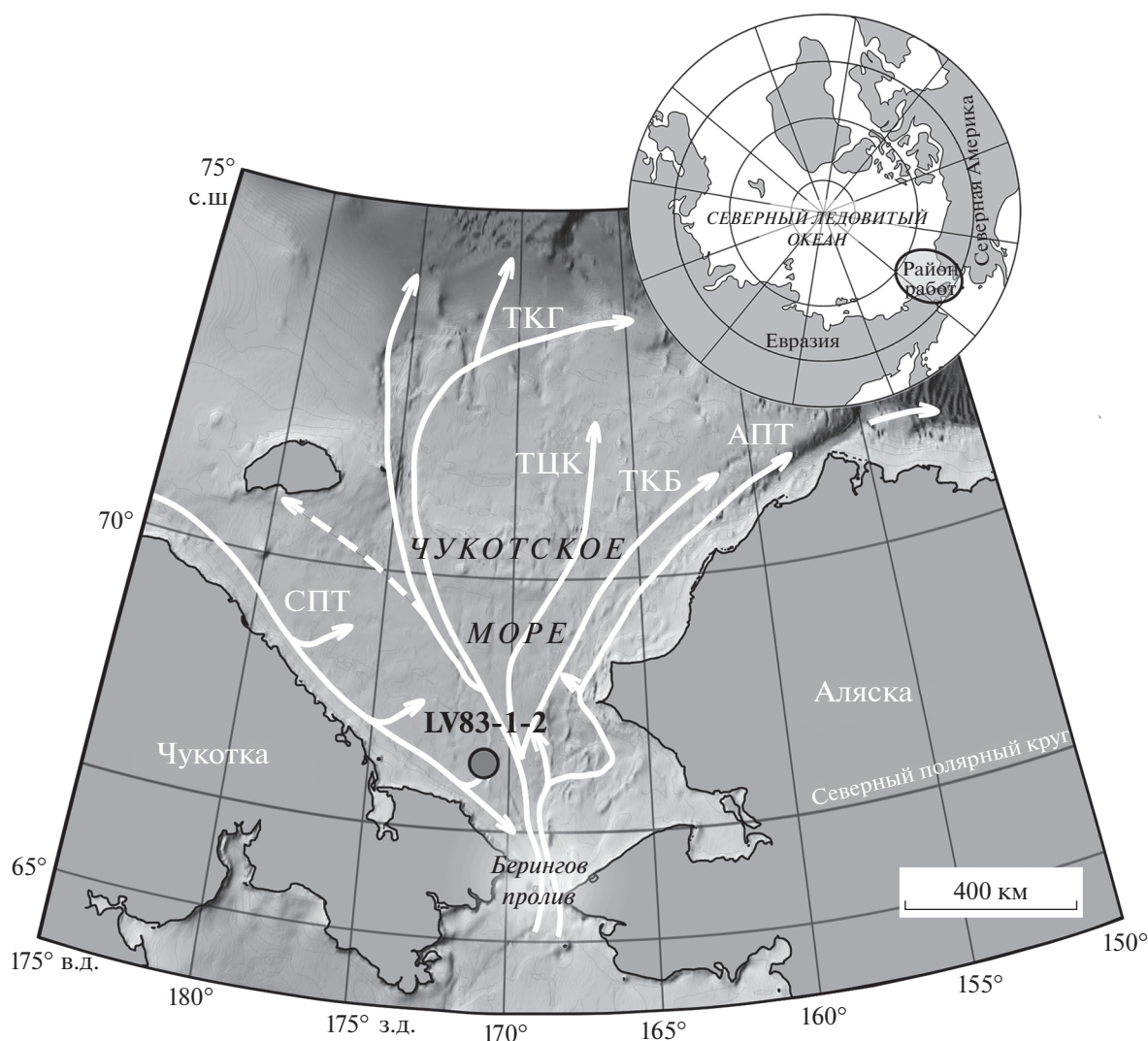


Рис. 1. Схема Чукотского моря с точкой отбора колонки LV83-1-2. Стрелками отмечены основные течения (по [41]): СПТ – Сибирское прибрежное течение; ТКГ – течение каньона Геральд; ТЦК – течение центрального канала; ТКБ – течение каньона Барроу; АПТ – Аляскинское прибрежное течение.

В последние годы резко возросло число работ по изучению позднеголоценовых донных осадков Чукотского моря [2, 3, 5, 19, 24, 29, 38, 40, 44]. При этом одной из проблем является недостаточное использование междисциплинарного подхода к исследованиям. Отмеченный пробел некоторым образом предполагает заполнить данная статья. В ней приводятся результаты изучения позднеголоценовых донных отложений, отобранных в южной части Чукотского моря, с целью исследования современного осадконакопления. Получены новые данные по скоростям современного осадконакопления, с высокой детальностью исследован вещественный состав донных отложений. Показано, что современное потепление климата влияет на осадконакопление и ведет в частности к повышению биопродуктивности Чукотско-

го моря. Представленные в статье результаты изучения верхней части позднеголоценовых донных осадков дополняют известные материалы по более длинным колонкам и ставят новые задачи для дальнейших исследований.

Предварительные результаты работы опубликованы в [6].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Колонка LV83-1-2 (длина 35.5 см) была отобрана на глубине 50 м в южной части Чукотского моря (рис. 1). Отбор выполнялся пробоотборником типа “multicorer” (КС Multi-corer, Model 71.500, Denmark) с борта научно-исследовательского судна “Академик М.А. Лаврентьев” в 2018 г.

Координаты точки отбора: 67°29'27.5" с.ш., 170°56'18.4" з.д.

Проведено макроскопическое описание донных отложений с просмотром препаратов-мазков (smear-slides) на бинокулярном микроскопе SK14 (PZO WARSZAWA, Poland) с увеличением 100× и 400×. На этом этапе была выполнена приблизительная оценка гранулометрического состава осадков, определялась наличие диатомей, спикул губок и других компонентов.

С шагом 1 см измерена магнитная восприимчивость отложений с использованием поверхностного зонда марки Bartington GT-2 (Bartington Instruments Ltd., England) [25].

Выполнены определения влажности, естественной плотности и плотности сухого осадка. Всего проанализировано 19 проб. Пробы объемом 5 мл отбирались обрезанными шприцами “Инжект Дуо – Б. Браун” сразу после отбора керна, помещались в пластиковые виалы с плотно-завинчивающимися крышками и дополнительно герметизировались лентой “Parafilm M”. Затем проводилось взвешивание влажных проб и последующая их сушка в лиофильной сушилке. После взвешивания сухих образцов выполнялось определение влажности, естественной плотности и плотности сухого осадка по стандартным формулам [13].

Гранулометрический анализ, датирование осадков, определение биогенного кремнезема ($\text{SiO}_{2\text{биог}}$), органического углерода ($\text{C}_{\text{орг}}$) и общего азота ($\text{N}_{\text{общ}}$) выполнялись в Швейцарском федеральном институте науки и технологии окружающей среды (EAWAG). Гранулометрический состав отложений исследован на приборе MALVERN-MASTERIZER®Hydro 2000S (Malvern Panalytical Ltd, United Kingdom). Результаты анализа представлены в соответствии с классификацией международной организации по стандартизации ISO 14688-1:2002. Выделены следующие основные фракции: пелит – <2 мкм, алевроит – 2–63 мкм, песок – >63.0 мкм. Предварительно все пробы были высушены посредством вакуумного вымораживания (лиофильная сушилка с системой охлаждения до -50°C , модель Labconco FreeZone 2.5 (Labconco Corporation, USA). Содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ и $\text{N}_{\text{общ}}$ измерены на CNS-газохроматографе “НЕКАТЕСН EuroAE” (NEKAtech GmbH, Germany). Определение концентраций $\text{SiO}_{2\text{биог}}$ выполнено методом, описанным в [39]. Всего проанализировано 36 проб с шагом от 0.5 см до 1 см сверху вниз по разрезу (интервалы 0–0.5, 1–1.5, …, 35–35.5 см).

Для датирования отложений и вычисления скоростей современного осадконакопления (ССО) использовались гамма-измерения ^{210}Pb (период полураспада 22.3 года). Пробы были отобраны с интервалом 1 см, высушены в лиофильной сушилке и измерены откалиброванным полупроводнико-

вым Ge (Li) детектором (Canberra Industries, Inc, USA) при 46.5 кэВ в течение 24 ч. Количество неравновесного ^{210}Pb вычислено посредством вычитания фоновой радиоактивности от общего ^{210}Pb [45]. ССО определены с использованием кривой распада неравновесного ^{210}Pb в соответствии с моделью CRS, подробно описанной в [22].

Проведен минералогический анализ гранулометрической фракции 0.25–0.05 мм по методике, описанной в работе [17]. Проанализировано 7 проб (интервалы 0–5, 5–10, 10–14, 14–20, 20–25, 25–30, 30–36 см), навеска каждой пробы составила 30 грамм. Глинистая составляющая была выделена методом отмучивания, а песчано-алевритовый материал рассеян на ситах. Минералы легкой и тяжелой фракций были разделены в бромформе с удельным весом 2.9 и изучены на микроскопе МИН-8 (ЛОМО, СССР). При этом в легкой фракции определялось 250 зерен с использованием иммерсионных жидкостей с показателями преломления (ПП) 1.54 и 1.53, в тяжелой – 500 зерен в иммерсионной жидкости с ПП = 1.63.

Палинологическим анализом исследовано 18 образцов, отобранных в интервале 0.5–34.5 см с шагом 2 см. Подготовка проб (навеска 10 г) к анализу проводилась по известной методике [26]. Определение пыльцы и спор производилось с помощью биологического микроскопа Микромед 3 (Россия). По особенностям видового состава палиноспектров и количественным соотношениям между доминантами по разрезу выделено три интервала (0.5–10.5 см, 10.5–24.5 см и 24.5–34.5 см). Кроме того, учитывалось присутствие цист водорослей, переотложенной пыльцы, устьиц хвойных деревьев.

РЕЗУЛЬТАТЫ

По литологическому описанию колонки LV83-1-2 выделяются 4 интервала:

- 0–2 см – оливково-зеленый алевроитовый ил. Консистенция – жидкая;
- 2–7 см – оливково-зеленый алевроитовый ил. Консистенция – переходная от жидкой к мягкой;
- 7–11 см – алевроитовый ил. Цвет: от темно-серого до черного. Консистенция – мягкая;
- 11–36 см – осадок в целом аналогичный интервалу 7–11 см, но уплотненный. На глубине 28–29 см отмечаются обломки раковин моллюсков.

Просмотр препаратов-мазков (smear-slides) свидетельствует о том, что отложения представлены, главным образом, алевроитовым материалом с незначительным содержанием пелита и песка. Осадки имеют биогенно-терригенный состав. Терригенный материал преобладает (более 2/3). Он состоит из минеральных зерен и наземных растительных остатков. Биогенная часть пред-

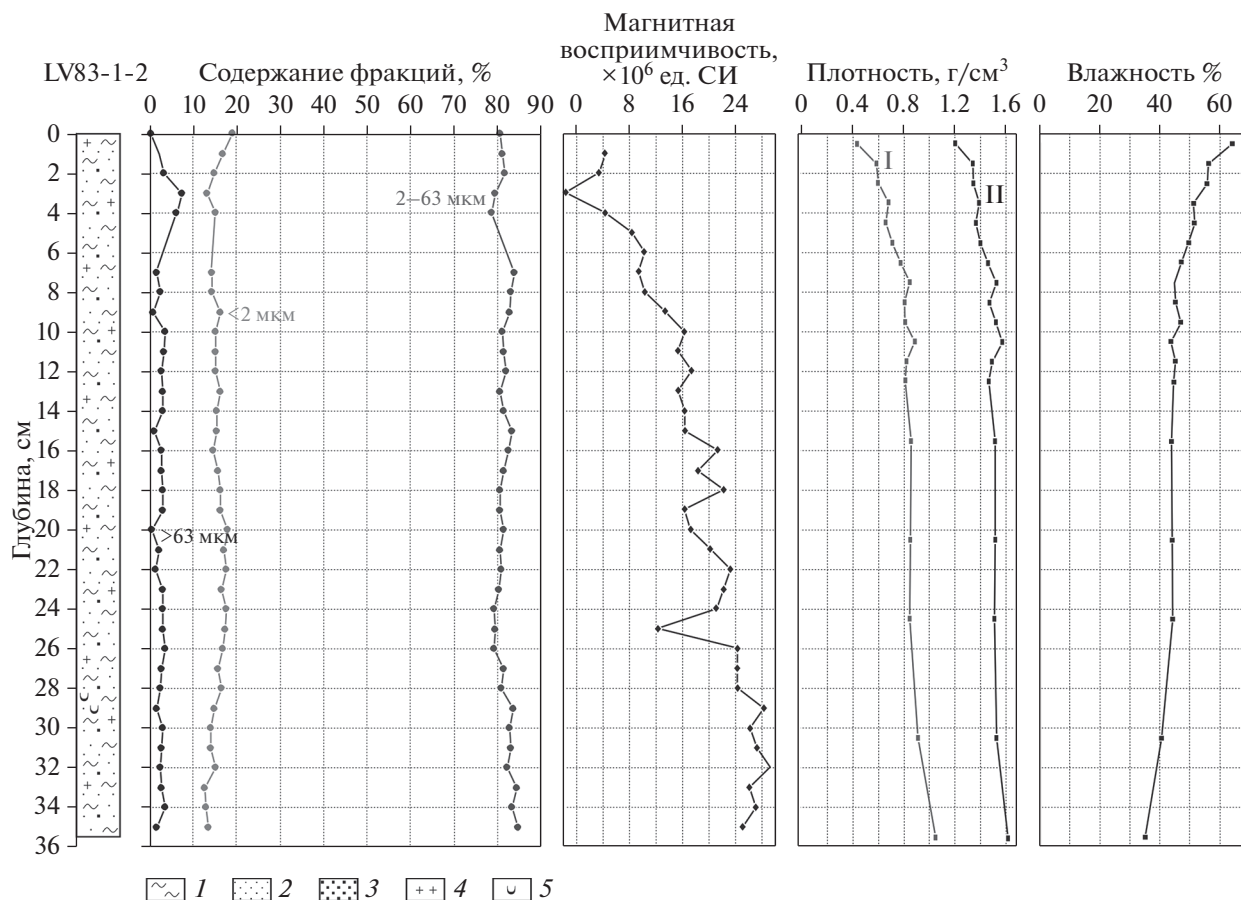


Рис. 2. Результаты гранулометрического анализа, магнитная восприимчивость, плотность (I – влажный осадок; II – сухой осадок) и влажность донных отложений колонки LV83-1-2: 1 – пелит, 2 – алеврит, 3 – песок, 4 – диатомеи, 5 – раковины моллюсков.

ставлена створками диатомей, единичными спикулами губок и раковинами моллюсков.

Гранулометрический состав исследованных проб достаточно однороден (рис. 2). Преобладает алеврит (2–63 мкм) – 78.6–84.8%. Содержание пелита (<2 мкм) варьирует от 12.8 до 19.1%, доля песка (>63.0 мкм) составляет 0.21–7.33%.

Данные минералогического анализа гранулометрической фракции 0.25–0.05 мм приведены в таблицах 1 и 2. *Легкая фракция*, представленная главным образом породообразующими минералами, доминирует (более 99% фракции 0.25–0.05 мм). Преобладают кварц (68.0–77.2% легкой фракции (здесь и далее), плагиоклазы (9.2–20.4%), полевые шпаты (4.0–8.0%), менее распространены биотит (1.2–3.2%) и мусковит (0.4–2.0%). Почти во всех пробах присутствует вулканическое стекло (до 1.6%), карбонаты (до 0.4%) и графит (в значковых количествах). На протяжении всего разреза отмечаются слюдисто-глинистые агрегаты (до 2.8%) и обломки пород (до 0.8%). Отмечается небольшое количество угля и углистого вещества (до 0.4%). Почти во всех пробах, но, как правило,

на уровне знаков, наблюдаются углефицированные растительные остатки, створки диатомей и спикулы губок (табл. 1). *Минералы тяжелой фракции* не превышают 0.24–0.59% фракции 0.25–0.05 мм. Они представлены группой эпидота (32.6–47.2% тяжелой фракции (здесь и далее), ильменитом (7.6–18.6%), магнетитом (1.8–17.4%); группами гранатов (5.2–12.8%), амфиболов (4.8–10.0%) и пироксенов (4.2–7.8%); сфеном (2.8–7.8%), лейкоксеном (3.8–7.2%) и гетитом (1.4–6.0%). В незначительных количествах присутствуют хлоритоид (1.0–2.8%), брукиит (0.8–2.8%), гематит (0.4–2.0%), апатит (0.2–2.0%), турмалин (0.4–1.8%), циркон (0.2–1.4%), карбонаты (до 0.8%). В некоторых пробах отмечаются силлиманит (до 0.2%), хромшпинелиды (до 0.2%), ставролит (до 0.2%) и рутил (до 0.2%) (табл. 2).

Магнитная восприимчивость (МВ) отложений изменяется от 3×10^{-6} до 29×10^{-6} единиц СИ и повышается сверху вниз по разрезу (рис. 2). Минимальные величины (не более 10×10^{-6} единиц СИ) наблюдаются в верхних 8 см колонки

Таблица 1. Состав и содержание (%) легкой фракции донных отложений Чукотского моря, вскрытых керном LV83-1-2

<i>Интервал, см</i>	<i>0–5</i>	<i>5–10</i>	<i>10–14</i>	<i>14–20</i>	<i>20–25</i>	<i>25–30</i>	<i>30–36</i>
Кварц	77.2	70.8	68	69.6	71.6	75.2	76
Плагиоклазы	9.2	18.4	15.2	20.4	13.6	18	15.2
Калишпаты	7.6	4.8	8	5.6	4.4	4	4.8
Биотит	1.2	2	2	3.2	3.2	1.2	1.2
Мусковит	0.8	1.6	2	0.8	2	0.4	1.6
Карбонаты	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	–	–
Графит	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	знаки	–	ед. зн.
Вулканическое стекло	1.2	1.6	2	–	1.2	1.2	0.8
Агрегаты	1.2	0.4	2.4	знаки	2.8	ед. зн.	0.4
Обломки пород	0.8	ед. зн.	знаки	ед. зн.	0.4	знаки	ед. зн.
Уголь и углистое вещество	0.4	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	–	ед. зн.	ед. зн.
Углефицированные растительные остатки	ед. зн.	знаки	ед. зн.	ед. зн.	знаки	ед. зн.	ед. зн.
Диатомеи	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	знаки	–	ед. зн.
Спикулы губок	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	0.4	–	–

Сокращения: ед. зн. – единичные знаки.

Таблица 2. Состав и содержание (%) тяжелой фракции донных отложений Чукотского моря, вскрытых керном LV83-1-2

<i>Интервал, см</i>	<i>0–5</i>	<i>5–10</i>	<i>10–14</i>	<i>14–20</i>	<i>20–25</i>	<i>25–30</i>	<i>30–36</i>
Группа эпидота	33.6	44.6	42.8	43.8	32.6	47.2	35
Ильменит	11.2	7.8	9.4	7.6	18.6	8.8	13
Магнетит	17.4	3.2	2.8	3	4.6	1.8	5.6
Группа гранатов	8.6	5.2	7.8	9.6	12.8	6.8	9.8
Группа амфиболов	6.6	8.8	7.4	7.4	4.8	10	7.6
Группа пироксенов	4.2	7.8	7.4	5.4	7.2	6.4	7.2
Сфен	2.8	5.2	4.6	7.8	3.6	3.8	6.2
Лейкоксен	4	4.4	7.2	4	4.8	4.8	3.8
Гетит	6	3.4	1.8	1.4	2.2	1.8	2.4
Хлоритоид	1	2	2.6	2	1	2.2	2.8
Брукит	1.2	2.6	0.8	2.6	2.4	2.2	2.8
Гематит	1.2	0.8	0.8	0.4	2	1	0.8
Апатит	0.8	2	1.8	2	0.4	1.2	0.2
Турмалин	0.4	1.4	1.8	1.2	0.8	1	1.4
Циркон	0.4	0.2	0.2	1.4	1.2	0.6	0.2
Карбонаты	0.4	0.4	0.4	–	0.6	0.2	0.8
Гематит	1.2	0.8	0.8	0.4	2	1	0.8
Рутил	–	ед. зн.	–	ед. зн.	0.2	–	–
Силлиманит	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	–	–
Хромшпинелиды	–	–	0.2	0.2	–	–	0.2
Ставролит	–	–	–	–	–	0.2	0.2

(рис. 2), максимальные (до 25×10^{-6} – 29×10^{-6} единиц СИ) – в интервале 29–35 см.

Плотность влажного и сухого осадка увеличивается сверху вниз по разрезу (рис. 2). В интервале 0–10.5 см эти величины изменяются от 1.2 до 1.57 г/см³ и от 0.43 до 0.88 г/см³ соответственно. Ниже по колонке плотность стабилизируется и в среднем равна 1.52 г/см³ для влажного и 0.87 г/см³ для сухого осадка.

Влажность отложений в противовес плотности уменьшается сверху вниз по разрезу от 64% до 45% в верхних 7.5 см осадка. В интервале 7.5–35.5 см эта величина сравнительно постоянна и в среднем составляет 43% (рис. 2). Таким образом, распределение влажности по колонке имеет “зеркальное” отражение по отношению к плотности.

Результаты измерений ²¹⁰Pb в колонке LV83-1-2 приведены на рис. 3. Скорость современного осадконакопления, рассчитанная по CRS-модели, в точке отбора этого ядра составляет 8–10 мм/год.

Содержания биогенного кремнезема варьируют по разрезу от 4.51 до 6.83% при средней величине 5.72%. Максимальные значения отмечаются в верхних 2 см осадка (рис. 4).

Органический углерод и общий азот составляют 1.11–1.82% и 0.14–0.23% при средних значениях 1.45 и 0.18% соответственно. Подобно SiO₂биог концентрации C_{орг} и N_{общ} повышены в верхних 2 см разреза (рис. 4).

Отношение C/N, позволяющее оценивать генезис органической составляющей осадков [37, 40], изменяется от 6.4 до 7.9 (рис. 4).

Результаты палинологического анализа приведены на рис. 5. Содержание спор и пыльцы колеблется от 305 до 505 зерен.

В верхней части колонки (0.5–10.5 см) наблюдаются спектры, в которых пыльца деревьев составляет 29–38%, кустарников – 15–18%, трав – 19–25%; споры – 26–33%. Преобладают *Picea obovata*, *Betula* sp., *Duschekia* sp., *Artemisia* sp., Сурепaceae, Ericales, *Sphagnum* sp. В целом для данного интервала свойственны периодические смены доминантов. На фоне мало меняющегося состава пыльцы древесных (с ведущей *Picea obovata*), периодически увеличивается роль то пыльцы кустарников, то трав. Помимо названных видов отмечается пыльца *Pinus* sec. *Cembra*, *P. sylvestris*, *Abies sibirica*, *Larix* sp., *Alnus* sp.; *Betula* type *Nanae*, *Salix* sp.; Роaceae, Asteraceae, *Valeriana* sp., *Juniperus* sp., Cichoriaceae, Chenopodiaceae, Ranunculaceae, *Rumex* sp., *Polygonum* sp., Brassicaceae, Rosaceae, Caryophyllaceae, Lamiaceae Onagraceae, *Polemonium* sp., Ариaceae и споры Polypodiaceae, Lycopodiaceae (*Lycopodium dubium*, *L. annotinum*, *L. clavatum*, *Huperzia selago*), Hepaticae, *Riccia* sp., *Selaginella rupestris*. Присутствуют устьица *Picea* sp., переотложенная неогеновая пыльца (*Tsuga* sp.,

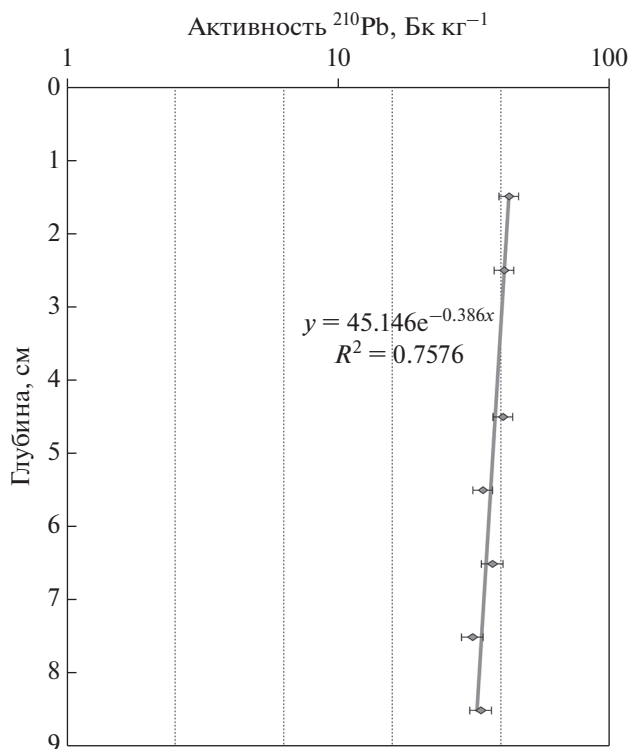


Рис. 3. Изменения активности ²¹⁰Pb по разрезу LV83-1-2 (даны в логарифмическом масштабе и сопровождаются соответствующим уравнением).

Juglandaceae, *Fagus* sp., *Corylus* sp.), цисты Dinoflagellata, водоросли *Pediastrum* sp., *Botrycoccus* sp. и неопределенные водоросли. Отмечено появление водоросли *Spirogira* sp.

В интервале 10.5–24.5 см пыльца древесных пород также преобладает (32–41%), на пыльцу кустарников приходится 10–19%, трав – 13–18%; на споры – 28–35%. В группу доминирующих растений входят *Picea obovata*, *Sphagnum* sp., *Duschekia* sp., Ericales. На фоне сохранения видового и количественного состава пыльцы деревьев (*Pinus* sec. *Cembra*, *P. sylvestris*, *Abies sibirica*, *Larix* sp., *Betula* sp., *Alnus* sp.), среди кустарников наряду с *Betula* type *Nanae*, *Salix* sp. возрастает число *Duschekia* sp. Несколько меняется видовой состав пыльцы трав. К более представительным Ericales, *Artemisia* sp., Сурепaceae, Роaceae, Asteraceae примешиваются *Valeriana* sp., *Juniperus* sp., *Ephedra* sp., Cichoriaceae, Chenopodiaceae, *Rumex* sp., *Polygonum* sp., Brassicaceae, Rosaceae, Caryophyllaceae, Lamiaceae, *Polemonium* sp., Onagraceae, Ариaceae, *Nuphar* sp. Число спор несколько уменьшается, по-прежнему преобладает *Sphagnum* sp. Кроме того, присутствуют Lycopodiaceae (включая *L. dubium*, *L. annotinum*, *L. clavatum*, *Huperzia selago*), Polypodiaceae, *Selaginella rupestris*, Hepaticae, *Riccia* sp., *Meesia* sp., *Botrychium* sp. Переотложенная неогеновая пыльца представлена *Tsuga* sp., Juglan-

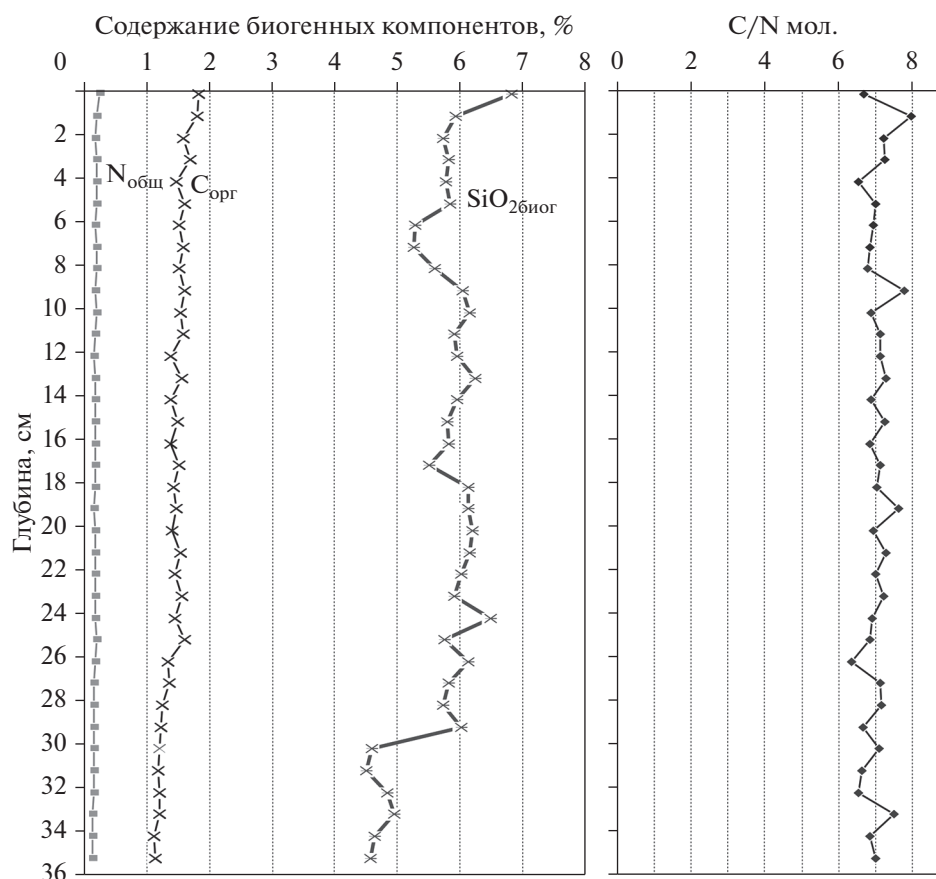


Рис. 4. Содержания биогенных компонентов ($\text{SiO}_{2\text{биог}}$, $\text{C}_{\text{орг}}$ и $\text{N}_{\text{общ}}$) и отношение C/N в отложениях колонки LV83-1-2.

daceae, *Fagus* sp., *Quercus* sp., *Corylus* sp. Здесь определено больше устьиц *Picea* sp. и наибольшее по разрезу число цист Dinoflagellata, водорослей *Pediastrum* sp., *Botryococcus* sp. и неопределенных водорослей.

В нижней части колонки (24.5–34.5 см) в общем составе спектров пыльцы деревьев составляет 31–45%, кустарников – 4–18%, трав – 11–20%; споры – 31–47%. Доминирующими видами являются *Picea obovata*, *Betula* sp., Ericales, *Sphagnum* sp. Пыльца сопутствующих растений принадлежит древесным породам – *Pinus* sec. *Cembra*, *P. sylvestris*, *Abies sibirica*, *Larix* sp., *Alnus* sp.; кустарникам – *Duschekia* sp., *Betula* type *Nanae*, *Salix* sp.; травам – *Artemisia* sp., Cyperaceae, Poaceae, Asteraceae, *Valeriana* sp., Cichoriaceae, Chenopodiaceae, Ranunculaceae, *Polygonum* sp., Rosaceae, Caryophyllaceae, Elaeagnaceae, *Polemonium* sp., Onagraceae, Apiaceae, *Nuphar* sp. Также отмечаются споры Polypodiaceae, Lycoperdiaceae (в том числе *Lycopodium annotinum*, *L. clavatum*, *Huperzia selago*, *H. petrovii*), *Selaginella rupestris*. Редко встречаются *S. selaginoides*, *Botrychium* sp., Hepaticae, *Riccia* sp. В спектрах присутствуют устьица *Picea* sp., неогеновая пыльца – *Tsuga* sp., Juglandaceae, *Carya* sp., *Corylus* sp. и

споры *Osmunda* sp. Кроме того, во всех образцах встречаются цисты Dinoflagellata, водоросли *Pediastrum* sp., *Botryococcus* sp. На глубине 34.5 см фиксируется максимум спор (47%), особенно *Sphagnum* sp. (23%), цисты и водоросли отсутствуют.

ОБСУЖДЕНИЕ

В составе отложений колонки LV83-1-2 терригенный материал преобладает. Относительно однородный литологический состав свидетельствует о стабильной обстановке осадконакопления во время их образования. Минимальные значения МВ наблюдаются в верхней части разреза, где также отмечается пониженная плотность осадков и фиксируется некоторое повышение биогенных компонентов (рис. 2, 4). Минеральный состав фракции 0.25–0.05 мм в колонке LV83-1-2 в целом соответствует таковому в голоценовых отложениях Чукотского моря [9, 11]. Поскольку выход минералов тяжелой фракции, среди которых преобладают среднемагнитные разности [10], минимален, минеральный состав, очевидно, не оказывает значительного влияния на МВ. Увеличение МВ вниз по разрезу, вероятно, связано с

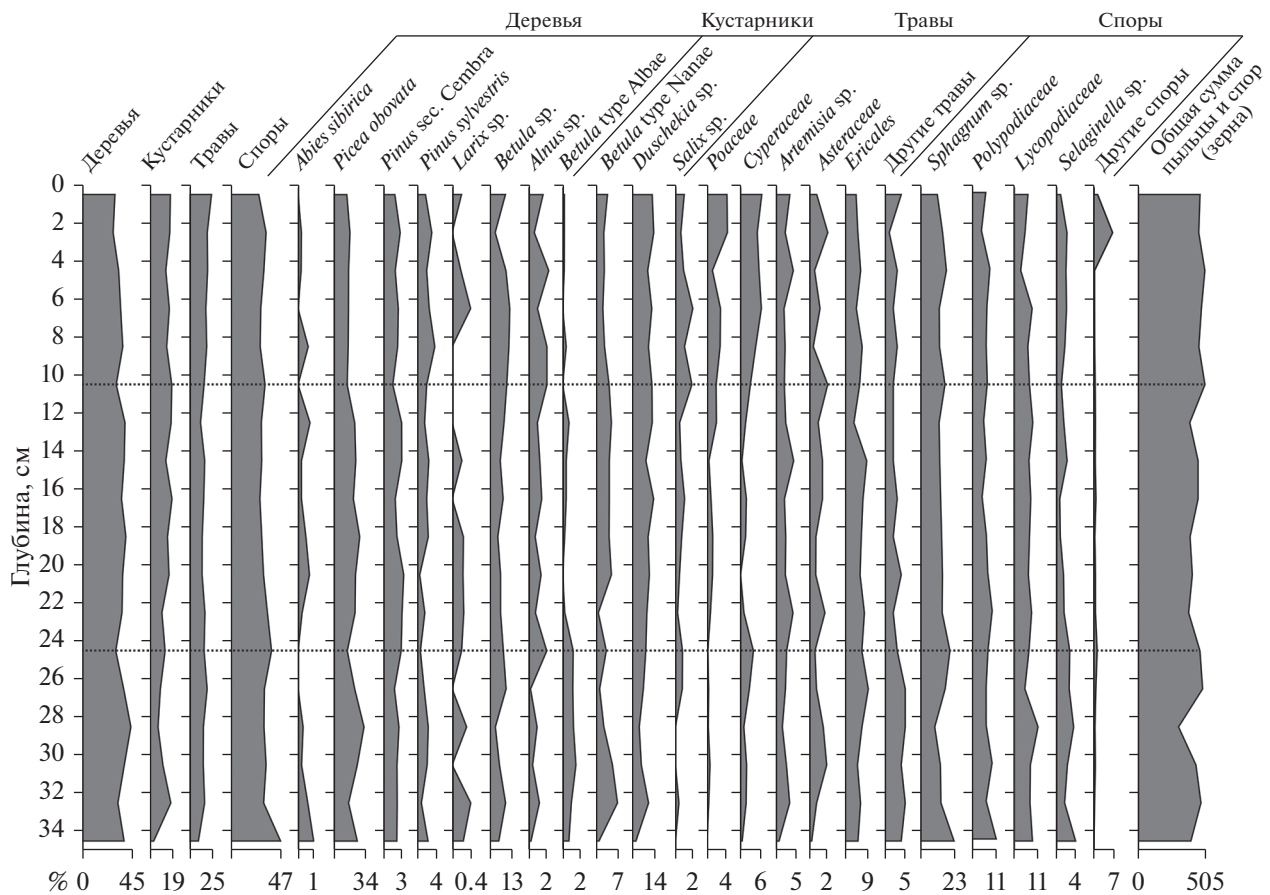


Рис. 5. Спорно-пыльцевая диаграмма донных осадков из южной части Чукотского моря (колонка LV83-1-2).

уменьшением роли биогенного немагнитного материала.

ССО в разных районах Чукотского моря, установленные ранее, варьируют от 0.3 до 5.4 мм/год [2, 3, 24, 27, 33, 36, 43, 44]. Измеренная нами ССО в точке отбора керна LV83-1-2 (8–10 мм/год) является максимальной из ранее зарегистрированных. Вероятно, это связано с близостью данной станции к Берингову проливу и к берегу (рис. 1). Скорости течений в Беринговом проливе могут достигать 30–100 см в секунду [12, 18]. Очевидно, такие быстрые течения способны переносить взвешенный материал на значительные расстояния. Проявлением этого процесса, например, является наличие южнобореальных, субтропических и тропических видов диатомей в голоценовых осадках, вскрытых в северной части Чукотского моря [5].

Гамма-измерения ^{210}Pb проводились для верхних 8.5 см колонки. При ССО 8–10 мм/год возраст этого слоя оценивается в 8–11 лет. Литологическое описание и данные измерения плотности и влажности (рис. 2) указывают, что ниже 11 см по разрезу отмечается более плотный и менее влажный осадок. Таким образом, по результатам измерений ^{210}Pb мы не можем точно определить воз-

раст отложений ниже 8.5 см. Это задача дальнейших исследований.

Результаты, полученные нами по биогенным компонентам, хорошо соотносятся с данными предшественников. Известно, что Чукотское море характеризуется максимальными содержаниями растворенного кремния по сравнению со всеми другими районами Северного Ледовитого океана [15]. Кремнекислота поступает в Чукотское море за счет водообмена с Тихим океаном через Берингов пролив и извлекается кремнистыми организмами, основную часть которых составляют диатомеи. Все это определяет высокую биопродуктивность фитопланктона и бентоса в Чукотском море в целом и повышенные концентрации $\text{SiO}_{2\text{биог}}$ в донных отложениях в частности [15, 35]. Полученные нами величины $\text{SiO}_{2\text{биог}}$ и $\text{C}_{\text{орг}}$ соизмеримы с ранее опубликованными данными по содержаниям этих компонентов в поверхностных осадках Чукотского моря [1, 11, 15]. Повышение концентраций $\text{SiO}_{2\text{биог}}$, $\text{C}_{\text{орг}}$ и $\text{N}_{\text{общ}}$, а также Br [6] в верхней части колонки LV83-1-2, вероятно, объясняется возросшей биологической продуктивностью вод и, как следствие, повышением содержания биогенных компонентов в поверхностных

осадках Чукотского моря. Пониженные значения МВ в этой части разреза косвенно подтверждают данный вывод. Причинами этого могут быть увеличение потока теплых тихоокеанских вод через Берингов пролив [47] и уменьшение ледовитости [24] в условиях современного потепления климата [28, 31, 32, 46]. Подобная закономерность в распределении биогенных компонентов в позднеголоценовых отложениях отмечалась и для других районов Чукотского моря [5, 6].

Результаты измерения С/Н в донных отложениях южной части Чукотского моря подтверждают полученные ранее данные о преимущественно планктонном органическом веществе в Чукотском море [4, 35]. Воды Тихого океана и Берингова моря, поступая в Чукотское море через Берингов пролив, приносят большое количество биогенных веществ и значительную долю автотрофного (то есть полученного из водорослей) материала [34]. Таким образом, планктонное вещество Чукотского моря имеет как автохтонное, так и аллохтонное происхождение.

В палиноспектрах изученных отложений в целом отражена лесотундровая и тундровая растительность, распространенная на суше, прилегающей к Чукотскому морю. Современный растительный покров Чукотки включает в себя большое разнообразие местных сочетаний растительности и наборов видов. Здесь встречаются светлохвойные леса, в которых растут даурские лиственницы и карликовые березы. Распространены тундры с кустарниковой ольхой (душекией), кедровым стлаником, осокой, пушицей, голубикой и брусникой. Наиболее типичен ландшафт горных и арктических тундр с мелкими кустарниками, травами, мхами и лишайниками [8]. Результаты палинологического анализа не фиксируют значительных колебаний состава спектров в колонке LV83-1-2. В среднем по керну пыльца древесных составляет 29–45%, кустарников – 4–19%, трав – 11–25%, на споры приходится 26–47%. Следует отметить, что значительное содержание пыльцы хвойных, источником которой вероятно является ветровой занос с побережий и привнос течениями, в определенной степени искажает характеристику спектров донных осадков. Наличие устьиц ели свидетельствует об ее произрастании на близлежащих территориях. Присутствие переотложенных неогеновых форм, по-видимому, связано с поступлением их в результате абразии берегов и последующего переноса течениями.

Выделенные три группы спектров в интервалах 24.5–34.5 см, 10.5–24.5 см и 0.5–10.5 см различаются по изменению количественных соотношений основных представителей среди пыльцы и спор. В нижней части керна (24.5–34.5 см) повышенное число спор, в том числе сфагнома

(*Sphagnum* sp.), отсутствие цист динофлагиллят и водорослей, возможно, является отголоском более низких температур. В интервале 10.5–24.5 см определено больше устьиц *Picea* sp. и наибольшее по разрезу число цист Dinoflagellata, водорослей *Pediastrum* sp., *Botryococcus* sp., что указывает на некоторое потепление обстановки. Спектры верхней части керна (0.5–10.5 см) по составу наиболее близки современной растительности побережья. Появление водоросли *Spirogira* sp. в этой части разреза может быть связано с потеплением климата. В целом, преобладание пыльцы кустарников, трав и спор свидетельствует о существовании тундровых и лесотундровых сообществ во время накопления верхнего слоя донных осадков. Результаты палинологического анализа соответствуют последнему этапу позднего голоцена и сопоставимы с материалами Е.А. Гусева и др. [7].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальные исследования колонки донных отложений из южной части Чукотского моря позволяют охарактеризовать недавние изменения природной среды в этом районе Северного Ледовитого океана. Повышенные содержания биогенных компонентов ($\text{SiO}_{2\text{биог}}$, $\text{C}_{\text{орг}}$ и $\text{N}_{\text{общ}}$) и минимальная МВ в самой верхней части изученного разреза, вероятно, связаны с возросшей биопродуктивностью Чукотского моря на фоне современного потепления климата.

Изученные отложения представлены главным образом алевритовым материалом и имеют преимущественно терригенный состав. В них преобладает планктонное органическое вещество.

Темпы осадконакопления, измеренные нами в точке отбора керна LV83-1-2, являются максимальными из ранее опубликованных. Вероятно, это объясняется близким расположением данной станции к берегу и к Берингову проливу.

Учитывая маломощность и небольшой возраст изученных осадков, наблюдаемые изменения в видовом составе спорово-пыльцевых спектров свидетельствуют о незначительных колебаниях климата и отражают тундровые и лесотундровые обстановки побережий моря.

Благодарности. Авторы признательны капитану и команде НИС “Академик М.А. Лаврентьев”, соруководителям экспедиции А.А. Босину и Ху Лимину (Hu Limin), коллегам из ТОИ ДВО РАН за помощь в выполнении экспедиционных работ; И. Брюннер (EAWAG), Е.Г. Поляковой и О.Н. Шестаковой (ИЗК СО РАН) за аналитическую работу. Мы также благодарны д.г.-м.н. А.Г. Матулю и анонимному рецензенту за конструктивные замечания и рекомендации, позволившие улучшить содержание статьи.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научно-го фонда (проект № 21-17-00081). Экспедиционные работы проводились при поддержке Минобрнауки РФ (проект АААА-А17-117030110033-0) и гранта провинции Шаньдунг для Национальной лаборатории морских наук и технологий в Циндао (Grant 2018SDKJ0104-3). В работе частично задействовалось оборудование ЦКП “Геодинамика и геохронология” Института земной коры СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астахов А.С., Гусев Е.А., Колесник А.Н., Шакиров Р.Б. Условия накопления органического вещества и металлов в донных осадках Чукотского моря // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 9. С. 1348–1365.
2. Астахов А.С., Акуличев В.А., Дарьин А.В. и др. Ледовые условия Чукотского моря в последние столетия: реконструкции по седиментационным записям // Докл. РАН. 2018. Т. 480. № 4. С. 485–490.
3. Астахов А.С., Вологина Е.Г., Дарьин А.В. и др. Отражение глобальных климатических изменений последних столетий в химическом составе донных осадков Чукотского моря // Метеорология и гидрология. 2018. № 4. С. 68–76.
4. Ветров А.А., Семилетов И.П., Дударев О.В. и др. Исследование состава и генезиса органического вещества донных осадков Восточно-Сибирского моря // Геохимия. 2008. Т. 48. № 2. С. 183–195.
5. Вологина Е.Г., Калугин И.А., Дарьин А.В. и др. Позднеголоценовое осадконакопление в активных геологических структурах Чукотского моря // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 199–219.
6. Вологина Е.Г., Штурм М., Астахов А.С. и др. Свидетельства климатических изменений в вещественном составе поверхностных донных отложений Чукотского моря // Сб. науч. материалов всерос. конф. с международным участием “Глобальные проблемы Арктики и Антарктики”, посвященной 90-летию со дня рождения академика Н.П. Лаврова. Архангельск, 2–5 ноября. 2020. С. 91–95.
7. Гусев Е.А., Аникина Н.Ю., Деревянко Л.Г. и др. Развитие природной среды южной части Чукотского моря в голоцене // Океанология. 2014. Т. 54. № 4. С. 505–517.
8. Кожевников Ю.П. Геосистемные аспекты растительного покрова Чукотки. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 308 с.
9. Колесник О.Н., Колесник А.Н., Вологина Е.Г., Марьяш А.А. Минералогическая характеристика четвертичных осадков южной окраины Чукотского плато, Северный Ледовитый океан // Океанология. 2019. Т. 59. № 4. С. 617–640.
10. Копченова Е.В. Минералогический анализ шлихов и рудных концентратов. М.: Недра, 1979. 247 с.
11. Кошелева В.А., Яшин Д.С. Донные осадки Арктических морей России. Санкт-Петербург, 1999. 286 с.
12. Коучмен Л.К., Очард К., Трини Р.Б. Берингов пролив. Л.: Гидрометеоздат, 1979. 199 с.
13. Левин В.С. Методы анализа состава и физических свойств сублиторальных морских донных осадков в экологических исследованиях. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 88 с.
14. Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
15. Огородников В.И., Русанов В.П. Условия накопления и распределение аморфного кремнезема в донных осадках Чукотского моря // Океанология. 1978. Т. 18. № 6. С. 1049–1052.
16. Павлидис Ю.А. Обстановка осадконакопления в Чукотском море и фашиально-седиментационные зоны его шельфа // Проблемы геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа. М.: Наука, 1982. С. 47–76
17. Павлов С.Ф., Кашик С.А., Мазилев В.Н. и др. Позднепалеозойский литогенез на востоке Тунгусского бассейна. Новосибирск: Наука, 1982. 101 с.
18. Романкевич Е.А., Ветров А.А. Цикл углерода в арктических морях России. М.: Наука, 2001. 301 с.
19. Цой И.Б., Обрезкова М.С., Аксентов К.И. и др. Позднеголоценовые изменения среды юго-западной части Чукотского моря по результатам диатомового анализа // Биология моря. 2017. Т. 43. № 4. С. 246–255.
20. Шуйский Ю.Д., Огородников В.И. Условия осадконакопления и основные закономерности формирования гранулометрического состава терригенных осадков Чукотского моря // Литология и полезные ископаемые. 1981. № 2. С. 11–25.
21. Яшин Д.С. Голоценовый седиментогенез арктических морей России // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. Вып. 3. С. 57–67.
22. Appleby P.G. Chronostratigraphic techniques in recent sediments // Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Developments in Paleoenvironmental Research / Eds. W.M. Last, J.P. Smol. Springer, Dordrecht. 2002. V 1. P. 171–203.
23. Astakhov A.S., Bosin A.A., Kolesnik A.N., Obrezkova M.S. Sediment geochemistry and diatom distribution in the Chukchi Sea: Application for bioproductivity and paleoceanography // Oceanography. 2015. Т. 28. № 3. P. 190–201.
24. Astakhov A.S., Bosin A.A., Liu Yanguang et al. Reconstruction of ice conditions in the northern Chukchi Sea during recent centuries: geochemical proxy compared with observed data // Quaternary International. 2019. V. 522. P. 23–37.
25. Bartington Instruments Limited. Preliminary Specification for the MS2E Sensor. Bartington Instruments Limited. Oxford, 1995. 2 p.
26. Berglund B.E., Ralska-Jasiewiczowa M. Pollen analysis and pollen diagrams // Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology / Berglund B.E. (Ed.). Interscience, New-York, 1986. P. 455–484.
27. Baskaran M., Naidu A.S. ²¹⁰Pb-derived chronology and the fluxes of ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs isotopes into continental shelf sediments, East Chukchi Sea, Alaskan Arctic // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. V. 59. № 21. P. 4435–4448.
28. Brohan P., Kennedy J.J., Harris I. et al. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature

- changes: a new dataset from 1850 // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. D12106.
29. Cooper L.W., Grebmeier J.M. Deposition patterns on the Chukchi shelf using radionuclide inventories in relation to surface sediment characteristics // *Deep-Sea Research. Part II.* 2018. V. 152, P. 48–66.
 30. Crane K. Russian-American Long-term Census of the Arctic. Initial Expedition to the Bering and Chukchi Seas // *Arctic Research of the United States.* 2005. V. 19. P. 73–76.
 31. Cronin T.M., O'Regan M., Pearce C. et al. Deglacial sea level history of the East Siberian Sea and Chukchi Sea margins // *Clim. Past.* 2017. V. 13. P. 1097–1110.
 32. de Vernal A., Hillaire-Marcel C. Variability of sea ice cover in the Chukchi Sea (western Arctic Ocean) during the Holocene // *Paleoceanography.* 2005. V. 20. P. 1–15.
 33. Fox A.L., Hughes E.A., Trocinea R.P. et al. Mercury in the northeastern Chukchi Sea: Distribution patterns in seawater and sediments and biomagnification in the benthic food web // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography.* 2014. V. 102. P. 56–67.
 34. Frigstad H., Andersen T., Bellerby R.G.J. et al. Variation in the seston C:N ratio of the Arctic Ocean and pan-Arctic shelves // *Journal of Marine Systems.* 2014. V. 129. P. 214–223.
 35. Grebmeier J.M., Cooper L.W., Feder H.M., Sirenko B.I. Ecosystem dynamics of the Pacific influenced Northern Bering and Chukchi Seas in the Amerasian Arctic // *Progress in Oceanography.* 2006. V. 71. P. 331–361.
 36. Ma H., Zeng S., Chen L. et al. History of heavy metals recorded in the sediment of the Chukchi Sea // *Journal of oceanography in Taiwan Strait.* 2008. V. 27. № 1. P. 15–20.
 37. Mahapatra D.M., Chanakya H.N., Ramachandra T.V. C : N ratio of sediments in a sewage fed Urban Lake // *International Journal of Geology.* 2011. V. 5. № 3. P. 86–92.
 38. Obrezkova M.S., Pospelova V.Yu. Distribution of Diatoms and Dinocysts in Surface Sediments from the East Siberian and Chukchi Seas // *Paleontological Journal.* 2019. V. 53. № 8. P. 790–794.
 39. Ohlendorf C., Sturm M. A modified method for biogenic silica determination // *Journal of Paleolimnology.* 2008. V. 54. P. 137–142.
 40. Pirtle-Levy R., Grebmeier J.M., Cooper L.W., Larsen I.L. Chlorophyll a in Arctic sediments implies long persistence of algal pigments // *Deep-Sea Research. Part II.* 2009. V. 56. P. 1326–1338.
 41. Stein R., Fahl K., Schade I. et al. Holocene variability in sea ice cover, primary production, and Pacific-Water inflow and climate change in the Chukchi and East Siberian Seas (Arctic Ocean) // *Journal of Quaternary Science.* 2017. V. 32. № 3. P. 362–379.
 42. Stone R.S. Variations in western Arctic temperatures in response to cloud radiative and synoptic-scale influences // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres.* 1997. V. 102. № D18. P. 21769–21776.
 43. Trefry J.H., Trocinea R.P., Cooper L.W., Dunton K.H. Trace metals and organic carbon in sediments of the northeastern Chukchi Sea // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography.* 2014. V. 102. P. 18–31.
 44. Vologina E.G., Sturm M., Astakhov A.S., Shi Xuefa Anthropogenic traces in bottom sediments of Chukchi Sea // *Quaternary International.* 2019. V. 524. P. 86–92.
 45. Von Gunten H.R., Sturm M., Erten H.N. et al. Sedimentation rates in the central Lake Constance determined with ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs // *Schweiz. Z. Hydrol.* 1987. V. 49. № 3. P. 275–283.
 46. Wilson R., D'Arrigo R., Buckley B. et al. A matter of divergence: tracking recent warming at hemispheric scales using tree ring data // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. D17103.
 47. Woodgate R.A. Increases in the Pacific inflow to the Arctic from 1990 to 2015, and insights into seasonal trends and driving mechanisms from year-round Bering Strait mooring data // *Progress in Oceanography.* 2018. V. 160. P. 124–154.

Composition of Late Holocene Deposits of Southern Part of the Chukchi Sea

E. G. Vologina^{a, #}, M. Sturm^b, N. V. Kulagina^a, K. I. Aksentov^c

^a*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia*

^b*Swiss Federal Institute of Aquatic Science and Technology, Dübendorf, Switzerland*

^c*Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*

[#]*e-mail: vologina@crust.irk.ru*

The aim of the study was comprehensive study of Late Holocene bottom sediments from the southern part of the Chukchi Sea and reconstruction of the conditions of their accumulation. Analytical methods included macroscopic description with smear slides inspection, ²¹⁰Pb dating of the sediments, determination of biogenic components, magnetic susceptibility measurements, grain size distribution, palynological and mineral analyzes. The rate of modern sedimentation established at the study point is 8–10 mm/year. Sediments are mainly represented by silts. In the upper part of the core, there are increased concentrations of SiO₂biog, C_{org}, N_{tot} and decreased values of magnetic susceptibility. This is probably due to the increased bioproductivity of the Chukchi Sea during last years, caused by the current climate warming. The palynological composition of the studied deposits reflects the tundra and forest-tundra vegetation on land adjacent to the Chukchi Sea. The presence of Neogene pollen in the Late Holocene sediments is evidence of their transfer from eroded ancient sediments.

Keywords: Chukchi Sea, bottom sediments, grain size distribution, magnetic susceptibility, rates of recent sedimentation, biogenic components, pollen