

УДК 551.793

ТЕРРИГЕННОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ НА ПОДВОДНОМ ХРЕБТЕ ШИРШОВА (БЕРИНГОВО МОРЕ) ВО ВРЕМЯ ПОСЛЕДНЕЙ ДЕГЛЯЦИИ

© 2019 г. И. О. Мурдмаа^{1,*}, Е. В. Дорохова^{1,**}, Е. А. Овсепян^{1,***},
О. М. Дара¹, Д. Нюрнберг²

¹ Институт океанологии им. П. П. Шишова РАН
117997 Москва, Нахимовский проспект, 36

² ГЕОМАР, Гельмгольц центр по исследованию океана г. Киль
Германия, Киль, D-24148, Вишхофштрассе 1–3

*E-mail: murdmaa@mail.ru

**E-mail: zhdorokhova@gmail.com

***E-mail: eovsepyan@ocean.ru

Поступила в редакцию 22.12.2017 г.

Подводный хребет Ширшова представляет собой самостоятельную систему терригенной седиментации, геоморфологически изолированную от придонных потоков поступления терригенного материала в глубоководную котловину Берингова моря. Это позволило на его примере исследовать фоновую гемипелагическую седиментацию тонкодисперсной терригенной взвеси из водной толщи и осаждение более крупнозернистого материала ледового разноса в западной части глубоководной котловины. Гранулометрический и минеральный состав послеледниковых отложений хребта Ширшова изучен в колонках SO201-2-85KL и SO201-2-77KL, отобранных в локальных впадинах центральной и южной частей хребта, соответственно. Статистическая обработка непрерывных гранулометрических распределений (ГР) терригенной составляющей послеледниковых отложений методом моделирования конечных элементов (КЭ) выявила смешивание трех КЭ в реальном гранулометрическом составе осадков из двух колонок. КЭ-1 и КЭ-2 отражают гемипелагическую седиментацию без влияния и с влиянием придонных течений, соответственно, а КЭ-3 с модой в области мелкозернистого песка характеризует ГР материала ледового разноса. Реконструированы механизмы поступления терригенного материала на хребет Ширшова — адвекция взвеси в составе поверхностных и промежуточных водных масс и ледовый разнос. Оценена относительная роль обоих механизмов терригенного осадконакопления в условиях изменчивых скоростей придонных течений для интервалов максимума последнего оледенения, ранней дегляциации, события Хайнриха 1, беллинга/аллереда, позднего дриаса и раннего голоцена. Выявлена зависимость гранулометрического состава терригенной составляющей осадков от климатических изменений, ледовитости, путей дрейфа и условий таяния припайного льда, подвижности придонных вод. Над южной частью хребта во второй половине события Хайнриха 1, вероятно, существовали условия с плотным скоплением дрейфующих льдов или сплошным ледовым покровом. При малой подвижности придонных вод происходило только подледное гемипелагическое осаждение тонких фракций из фонового резерва взвеси. Резкое сокращение поступления материала ледового разноса реконструировано для интервала потепления беллинга/аллереда. Придонные течения влияли на осадконакопление в центральной части хребта в течение всей дегляциации (кроме второй половины события Хайнриха 1), а в его южной части — в беллинге/аллереде, позднем дриасе и раннем голоcene.

Ключевые слова: гранулометрия, конечные элементы, гемипелагическая седиментация, ледовый разнос, придонные течения, палеообстановки, климатические изменения.

DOI: 10.31857/S0024-497X20192102-118

Изучение послеледниковой истории терригенного осадконакопления позволяет получить представление о взаимодействии суши и моря в приконтинентальных областях Мирового океана в драматический период дегляциации континентальных ледниковых щитов последнего оледенения и связанной с этим гляциоэвстатической трансгрессии. Подводный хребет Ширшова

в глубоководной котловине Берингова моря является уникальным объектом для исследования специфических процессов фоновой гемипелагической седиментации и ледового разноса, поскольку терригенное осадконакопление на нем геоморфологически изолировано от мощных придонных потоков осадочного материала, спускающихся по континентальным склонам.

Терригенный материал попадает в Берингово море главным образом с речным стоком, в меньшей степени — путем абразии берегов [Лисицын, 1959] и в результате эолового переноса [Serno et al., 2014]. Он перераспределяется ледовым и водорослевым разносом [Лисицын, 1959; Lisitzin, 2002], транспортировкой водными массами в составе взвеси, поступающей из устьев рек [Wang et al., 2016]. Поскольку все крупные реки разгружают выносимый ими терригенный материал на обширный северный шельф Берингова моря (рис. 1), поле терригенной взвеси над глубоководной котловиной и хребтом Ширшова образовано тонкодисперсной смесью остатков выноса нескольких крупных рек после селективного осаждения значительной доли осадочного материала при его транспортировке через шельф [Лисицын, 1959, 1966; Мурдмаа, 1987]. Остаточная суспензия разделяется за краем шельфа на два потока — поверхностный и придонный [Алексеева и др., 2015]. Придонный поток стелется по абиссальной равнине глубоководной котловины моря, а поверхностный образует фоновый резерв терригенной взвеси в верхних слоях водной толщи. Только этот латеральный поток взвеси обеспечивает гемипелагическую терригенную седиментацию на подводных возвышенностях, в том числе на хребте Ширшова. Вклад эоловой пыли сверхдальнего разноса, поступающей, главным образом, из аридной зоны центральной и восточной Азии [Serno

et al., 2014], в условиях субполярной гумидной зоны ничтожно мал, по сравнению с поставкой флювиального терригенного материала [Lisitzin, 2002].

Исследования питающих провинций Берингова моря проводились методами минералогического анализа современного натурального осадка [Лисицын, 1959; Nechaev et al., 1994; Lisitzin, 2002], глинистых минералов [Naidu et al., 1995; Левитан и др., 2013; Алексеева и др., 2015; Wang et al., 2016] и изотопно-геохимического состава эоловой пыли в атмосфере над северо-западной частью Тихого океана и ее следов в поверхностном слое осадков [Asahara et al., 2012; Serno et al., 2014].

Данных об эволюции осадконакопления в Беринговом море в течение ледниково-межледниковых циклов сравнительно немного. Изменчивость гранулометрического и минерального состава натурального осадка в течение двух последних ледниково-межледниковых циклов изучена в работах [Левитан и др., 2013; Алексеева и др., 2015]. Первые оценки вариаций скоростей течений вблизи дна в пределах этого же интервала времени приведены в статье [Левитан и др., 2013].

Целью данной работы является реконструкция особенностей накопления терригенных осадков на хребте Ширшова в западной части Берингова моря в течение последней дегляциации (Терминации I), то есть постепенного

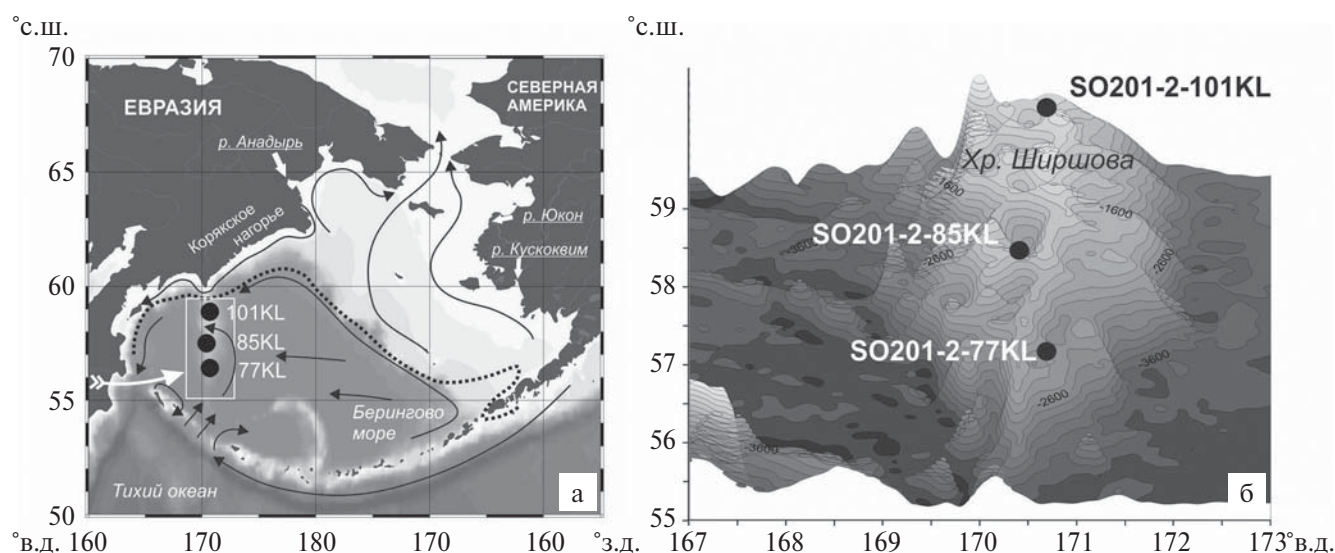


Рис. 1. Карта Берингова моря и положение изученных колонок (а). Увеличенная батиметрическая карта хребта Ширшова по данным батиметрической базы данных ЕТОРО1 с разрешением 1 минута [Amante, Eakins, 2009] с положением упоминающихся в работе станций (б). Черные стрелки показывают направление поверхностных течений, белая стрелка маркирует направление распространения вулканического материала, пунктирная линия обозначает современную границу распространения морских льдов, по [Zhang et al., 2010].

перехода от максимума последнего оледенения к современному межледниковью. Механизмы терригенного осадконакопления и изменчивость скоростей придонных течений восстановлены на основании непрерывных гранулометрических распределений (ГР) натурального осадка и его терригенной составляющей с применением статистических методов моделирования конечных элементов (КЭ) [Weltje, 1997; Weltje, Prins, 2003; Prins et al., 2002; Hamann et al., 2008; Jmker et al., 2012 и др.] и расчета среднего диаметра сортируемого силта (\overline{SS}) [McCave et al., 1995; McCave, Hall, 2006]. Сопоставление ГР образцов натурального осадка и их терригенной составляющей показало, что удаление биогенных компонентов оказывает минимальное влияние на соотношение гранулометрических фракций. Следовательно, разрезы обеих колонок в пределах рассматриваемого здесь интервала времени представлены в основном терригенными осадками различных гранулометрических типов, с небольшой примесью биогенного материала.

В исследованных разрезах встречены два слоя вулканического пепла, которые рассматриваются отдельно от терригенного осадконакопления, тогда как примесь пепла в терригенных осадках отнесена к вулканогенно-терригенным компонентам. Реконструкции палеобстановок выполнены, с использованием опубликованной возрастной модели [Max et al., 2012], для шести временных интервалов: максимума последнего оледенения (22–20 тысяч лет назад (т.л.н.)), ранней дегляциации (20–17.5 т.л.н.), события Хайнриха 1 (17.5–14.8 т.л.н.), беллинга/аллереда (14.8–12.9 т.л.н.), позднего дриаса (12.9–11.6 т.л.н.) и раннего голоцена (11.6–9.2 т.л.н.).

СОВРЕМЕННЫЕ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Берингово море находится в северной субполярной области Тихого океана. На севере оно соединяется с Северным Ледовитым (Арктическим) океаном через мелководный (~50 м) Берингов пролив, а с юга ограничивается Командоро-Алеутской островной дугой (см. рис. 1). Северную и северо-восточную часть бассейна занимает обширный шельф, в то время как центральная и западная части представлены глубоководной котловиной с плоским дном и максимальной глубиной 4151 м, в которой располагаются асейсмичные хребты Шиர்шова и Бауэрса.

Поверхностная циркуляция вод представляет собой циклонический круговорот, начало которого находится в южной части Берингова моря, где поверхностные воды северной части Тихого океана проникают в акваторию бассейна через проливы Командоро-Алеутской островной дуги [Арсеньев, 1967]. Затем поверхностные воды следуют вдоль континентального склона, огибая глубоководную котловину Берингова моря, и возвращаются в открытую часть Тихого океана через Камчатский пролив.

Вертикальная структура водной толщи представлена четырьмя водными массами: поверхностной, которая проявляется только в летнее время (от 0 до 25–50 м), промежуточной беринговоморской (от 25–50 до 100–150 м), промежуточной тихоокеанской (150–800 м) и глубинной (> 800 м) [Лучин и др., 1999]. В настоящее время водная масса, располагающаяся ниже 800 м поступает из открытой области Тихого океана и представляет собой продукт смешения североатлантической глубинной, циркумполярной глубинной и антарктической промежуточной водных масс. Эта вода отличается повышенными концентрациями биогенных элементов и имеет гомогенную структуру. Таким образом, в настоящее время места отбора наших колонок омывает одна и та же водная масса. Зона кислородного минимума развивается на глубинах 500–1700 м, с максимумом проявления на 900–1000 м [WOA, 2009].

В настоящее время сезонный припайный морской лед формируется в северной и северо-восточной прибрежных зонах моря [Niebauer et al., 1999]. На прибрежных мелководьях море замерзает до дна, и в результате лед нагружается донными осадками, составляющими основу материала ледового разноса. Этот лед начинает формироваться в ноябре и достигает максимума своего распространения в марте. Приливы, приводящие к подъему уровня воды в среднем на 1.5–2 м в северной части, происходящие со скоростью 1–2 м/с, играют важную роль в загрузке льда донными осадками [Lisitzin, 2002]. Поверхность моря над глубоководной котловиной остается свободной ото льда в течение всего года.

Атмосферная циркуляция связана с положением центров атмосферного давления — Алеутского минимума и зимнего Сибирского максимума. В том случае, когда Алеутский минимум смещается к востоку, над акваторией Берингова моря преобладают холодные северные ветры, которые способствуют активному формированию морского льда в прибрежных полыньях и обширному распространению плавучих льдов

на юг [Cavalieri, Parkinson, 1987]. При смещении Алеутского минимума к западу, направление ветра меняется на южное, и теплые потоки воздуха замедляют формирование морского льда, а также препятствуют его распространению в глубоководную котловину [Cavalieri, Parkinson, 1987].

Среди рек, впадающих в Берингово море, крупнейшими источниками терригенной взвеси являются Юкон, Кукоквим и Анадырь. Юкон поставляет 68×10^6 т/год терригенного материала [Lisitzin, 2002]. Водосборные бассейны Юкона и Кукоквима на Аляске сложены палеозойскими и мезозойскими метаморфизованными осадочными и вулканическими породами [Beikman, 1980]. Анадырь дренирует, главным образом, вулканические породы и гранитоиды мелового — третичного возраста Чукотки [Zonenshain et al., 1990].

Многочисленные действующие вулканы Камчатки и Алеутских островов при взрывных извержениях поставляют пепловый материал

в северную часть Тихого океана, который может распространяться воздушным путем более чем на 1000 км от центра извержения.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для решения поставленных задач изучены образцы, отобранные из двух колонок SO201-2-85KL ($57^{\circ}30.30'$ с.ш., $170^{\circ}24.79'$ в.д., глубина 968 м) и SO201-2-77 KL ($56^{\circ}19.90'$ с.ш., $170^{\circ}41.97'$ в.д., глубина 2163 м), поднятых с хребта Ширшова в 2009 г. на НИС “Зонне” [SO201-KALMAR ..., 2009]. Предварительное описание разрезов, вскрытых колонками, выполненное по результатам визуального наблюдения, приведено в этом же отчете (рис. 2). Пробы для анализов отобраны на борту судна и высушены в лиофильной сушке.

Возрастные модели колонок интервала дегляциации основаны на региональной корреляции кривых относительного содержания кальция,

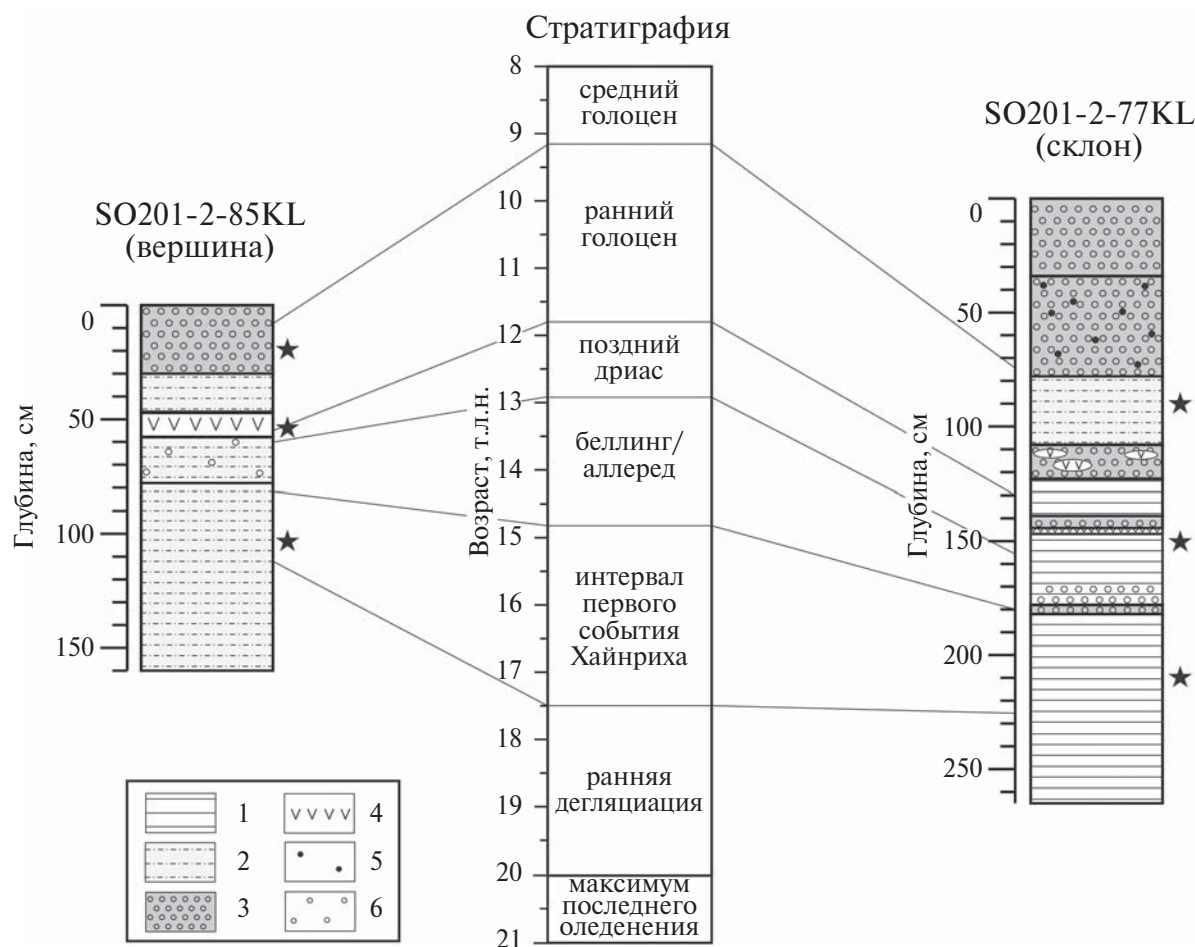


Рис. 2. Литология и стратиграфия колонок SO201-2-85KL и SO201-2-77KL. Литология — по [SO201-KALMAR ..., 2009] с изменениями, возрастная модель — согласно [Max et al., 2012]. Звездочками отмечено положение образцов, отобранных на минералогический анализ.

1 — песчано-силтово-глинистый ил, 2 — песчано-глинистый сilt, 3 — диатомовый ил, 4 — вулканический пепел, 5 — терригенная примесь, 6 — диатомовые.

определенного рентгено-флюоресцентным методом. Возраст верхних частей колонок подтвержден радиоуглеродным датированием, которое выполнено методом ускорительной масс-спектрометрии [Max et al., 2012].

Гранулометрический анализ. Гранулометрические анализы проводились на лазерном дифракционном анализаторе размеров частиц SALD 2300 (Shimadzu, Япония) в лаборатории геологии Атлантики Атлантического отделения ИО РАН. Главным преимуществом лазерного анализа является получение непрерывных функций гранулометрических распределений (ГР). Для каждого образца анализ выполнялся дважды — для натурального осадка, после удаления из него органического вещества перекисью водорода, и для его терригенной составляющей, после последова-

тельного удаления органического вещества перекисью водорода, карбонатов — соляной кислотой и биогенного кремния — гидроксидом натрия (рис. 3). Дезинтеграция частиц перед проведением анализа проводилась с помощью триполифосфата натрия и ультразвуковой ванны.

Гранулометрические фракции были выделены согласно модифицированной шкалы К.А. Вентворса [Wentworth, 1922], где граница между песком и силтом принята на уровне 63 мкм, а между силтом и глиной — 2 мкм [Friedman, Sanders, 1978]. В качестве показателя интенсивности палеотечений использовался средний размер силта, сортируемого придонными течениями (терригенная фракция 10–63 мкм, или “sortable silt” — \overline{SS}) [McCave et al., 1995; McCave, Hall, 2006]. Повышенные значения по-

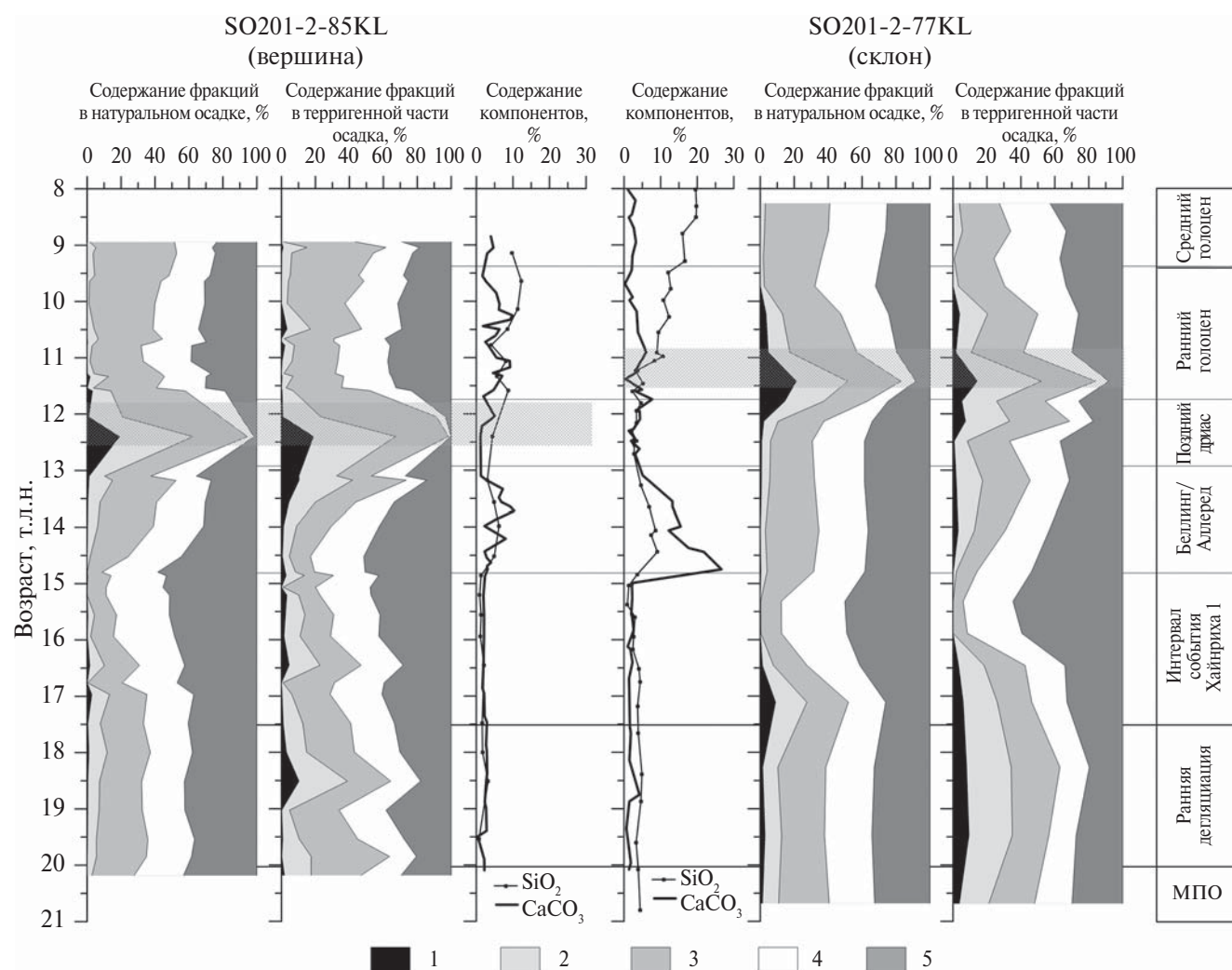


Рис. 3. Сравнение гранулометрического состава натурального осадка и его терригенной части. Содержание CaCO_3 и SiO_2 дано по [Riethdord et al., 2013]. Серыми прямоугольниками выделены интервалы присутствия вулканического пепла, по [SO201-KALMAR ..., 2009]. Размеры фракции: 1 — >125 мкм, 2 — 63–125 мкм, 3 — 10–63 мкм, 4 — 2–10 мкм, 5 — <2 мкм.

казателя соответствуют увеличению относительной скорости палеотечения.

Статистические параметры гранулометрических распределений (SS , среднее, сортировка) рассчитаны в программе GRADISTAT [Blott, Pye, 2001].

Для математически обоснованного выделения модальных фракций ГР, отражающих основные источники осадочного материала и процессы транспортировки осадков, применен метод моделирования КЭ (“end-member modeling”). Суть метода заключается в разделении исходной функции на конечные элементы (субпопуляции) и определении вклада рассчитанных функций в каждом ГР. Метод получил довольно широкое распространение при генетической интерпретации данных дробного гранулометрического анализа [Weltje, 1997; Weltje, Prins, 2003; Prins et al., 2002; Namann et al., 2008; Ijmker et al., 2012 и др.].

Для математического разделения полимодального ГР реального осадка на генетически обусловленные субпопуляции частиц, нами использовался непараметрический (произвольный) метод

выделения КЭ. Из расчетов исключены образцы из интервалов 47–57 см колонки SO201-2-85KL и 109–122 см колонки SO201-2-77KL, соответствующие прослоям вулканического пепла, которые были сильно нарушены при извлечении колонок из трубки [SO201-KALMAR ..., 2009; Ponomareva et al., 2013]. Обработка данных проводилась в программе AnalySize 1.1.2, работающей на базе Mathlab [Paterson, Heslop, 2015]. Соответствие рассчитанных (модельных) КЭ и первичных ГР представлено графически на рис. 4а. Выделено три КЭ, наилучшим образом описывающих реальные ГР (см. рис. 4б).

Рентгенофазовый анализ. Минеральный состав образцов изучен с использованием метода рентгенографической порошковой дифрактометрии в Аналитической лаборатории ИО РАН. Анализ проб проведен на рентгеновском дифрактометре D8 ADVANCE (Bruker AXS), Cu-K α , с Ni 0.02-фильтром, 40 kV, 40 mA, с линейным детектором LYNXEYE со сканированием в дискретном режиме с шагом 0.02, экспозицией 8 секунд/шаг в интервале 2.5–70°2 θ и с вращением. Для первичной обработки, получения дифракционных

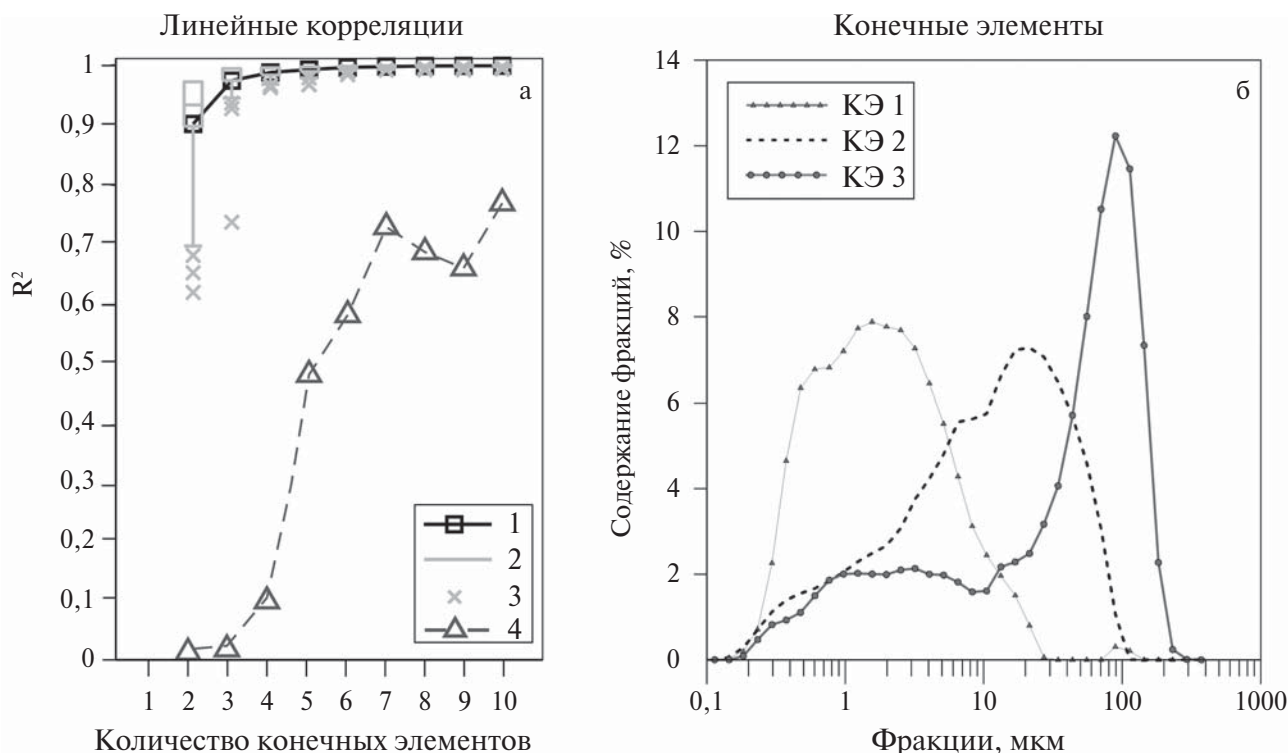


Рис. 4. Результаты применения метода расчета конечных элементов (КЭ) для гранулометрических данных, полученных для осадков колонок 85KL и 77KL.

а — степень соответствия между числом полученных КЭ и исходных данных: 1 — корреляция между реальными гранулометрическими распределениями (ГР) и рассчитанными КЭ для всего набора данных, 2 — бокс-плот корреляций между количеством моделированных КЭ и отдельными ГР, 3 — отдельные ГР, не попадающие в 95% доверительный интервал, 4 — корреляция между КЭ, R^2 — коэффициент детерминации; б — гранулометрические распределения рассчитанных конечных элементов.

характеристик и расшифровки спектров использована программа DIFFRAC.EVA. Для количественного анализа использовались корундовые числа из базы данных ICDD.

По три пробы из каждой колонки на рентгенофазовый минералогический анализ были отобраны для характеристики литологически и климатически контрастных интервалов (см. рис. 2). Нижние пробы в каждой колонке характеризуют осадки события Хайнриха 1. Средние пробы взяты из отложений холодного позднего дриаса в колонке SO201-2-77KL и из слоя вулканического пепла того же возраста в колонке SO201-2-85KL. Верхние пробы относятся к раннему голоцену в обеих колонках.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Гранулометрический состав натурального осадка и его терригенной компоненты. Натуральный осадок колонки SO201-2-85KL сложен в основном глинистыми (<2 мкм) и сiltовыми (2–63 мкм) частицами (см. рис. 3). Содержание глинистой фракции плавно снижается от 36–58% в нижней части колонки до 23–38% в ее верхней части, а в среднем составляет 35.6%. Минимальные содержания глинистой фракции 1.7–19% наблюдаются в интервале 47–57 см, соответствующем слою вулканического пепла [SO201-KALMAR ..., 2009] в позднем дриасе.

Содержание силта в целом постоянно и в среднем составляет 57%. Вклад песчаной фракции (>63 мкм) незначителен, среднее значение содержания песка 5.3%. Однако в интервале 47–57 см, в котором находится деформированный слой вулканического пепла (12.4 т.л.н.), содержание песка достигает 62.3% (см. рис. 3).

После удаления биогенных компонентов (CaCO_3 и биогенного опала-а), пропорциональное содержание глины, силта и песка в осадке изменилось. В частности, содержание глинистой фракции в колонке 85KL снизилось и составило в среднем 31.8%. Содержание силта также снизилось, среднее значение составило 55.3%. Одновременно увеличилось содержание песчаных фракций до 20–38% на горизонтах 101–102 см, 121–122 см, 134–137 см, соответствующих событию Хайнриха 1 и ранней дегляциации.

В образцах натурального осадка колонки SO201-2-77KL содержание глинистой фракции практически постоянно и в среднем составляет 32%, что несколько ниже, чем в колонке SO201-2-85KL. Содержание силта такое же, как в колонке SO201-2-85KL и равно в среднем 56.6%. Несколь-

ко выше, чем в колонке SO201-2-85KL, содержание песчаной фракции, среднее значение которого в натуральном осадке 11.4%. Максимумы содержания песчаной фракции (27 и 51%) приходятся на горизонты 121–122 см и 221–222 см, соответствующие пепловым прослоям на границе поздний дриас–ранний голоцен и в середине интервала события Хайнриха 1, соответственно. Максимальное содержание песчаной фракции (17%) в пробе 121–122 см относится к слою вулканического пепла [Ronomareva et al., 2013].

В терригенном материале колонки SO201-2-77KL содержание глинистой фракции несколько выше, по сравнению с натуральным осадком (в среднем 34.4%). Содержание силта после удаления биогенных компонентов снизилось и составило в среднем 49.1% за счет увеличения содержания песчаной фракции, среднее значение которой возросло до 16.5%.

ГР терригенной составляющей осадка подразделяются на одномодальные и бимодальные. Результаты расчета КЭ по всем терригенным ГР, кроме слоев вулканического пепла, представлены на рис. 4. Коэффициент детерминации (R^2) исходных и рассчитанных данных показывает, что для обеих колонок наиболее приемлема аппроксимация ГР тремя функциями КЭ. В этом случае наблюдается высокая линейная корреляция исходных и рассчитанных данных ($R^2 = 0.97$), которая сопровождается низкой корреляцией между рассчитанными КЭ ($R^2 = 0.008$) (см. рис. 4а). Оба эти условия являются необходимыми для успешной аппроксимации исходных данных, например [Paterson, Heslop, 2015]. ГР трех рассчитанных КЭ показаны на рис. 4б.

Минеральный состав осадков. Несмотря на многообразие пород, слагающих окружающую Берингово море сушу, в том числе водосборные бассейны трех крупнейших рек [Beikman, 1980; Zonenshain et al., 1990], набор главных породообразующих минералов, диагностированных в донных осадках рентгено-дифракционным методом, довольно однообразен (таблица). Исключение является проба (56–57 см), отобранная из слоя вулканического пепла (47–57 см) в колонке SO201-2-85KL, в которой диагностирован анортит (62%), в ассоциации с необычным для пирокластического материала ортоклазом (7%), кварцем (6%) и следами магнезиального кальцита, вероятно попавшим в пробу из вмещающего осадка. В составе терригенного обломочного минерала остальных пяти проб определены: кварц (16–25%), альбит (16–24%), микроклин (6–9%), роговая обманка (3–5%), моноклинные пирок-

Таблица. Минеральный состав донных осадков западной части Берингова моря по данным рентген-дифрактометрического фазового анализа

№ колонки, проба	SO 201-2-77KL			SO 201-2-85KL		
	91–92 см	151–152 см	211–212 см	20–21 см	56–57 см	101–102 см
Минерал						
Кварц	22	16	17	16	6	25
Альбит	24	16	21	19		20
Анортит					62	
Микроклин	6	6	9	8		8
Ортоклаз					7	
Амфибол	3	5	5	5		4
Пироксен	4	3	4	4		3
Кальцит	5	2	2	7	5	3
Mg-кальцит					1	
Доломит		1	1	1		1
Смектит	6	5	6	6	3	5
Иллит	13	30	15	14	6	14
Каолинит	5	5	5	5	2	5
Хлорит	10	10	12	10	3	10
Гипс	1	1	3		2	1
Бассанит		следы		2		
Пирит				3	3	

сены — диопсид, авгит (3–4%). В большинстве проб присутствует доломит (до 1%).

Соотношение четырех главных терригенных глинистых минералов было определено в неориентированных порошковых препаратах. Для глинистой фракции всех изученных проб характерна хлорит-иллитовая ассоциация с подчиненным содержанием смектита и каолинита (рис. 5). Содержание суммы глинистых минералов в общем минеральном составе осадков находится в пределах 34–38%. Однако наиболее обогащенный глинистыми минералами (около 50%) горизонт 151–152 см колонки SO201-2-77KL отличается аномально высоким содержанием иллита (около 30% валовой пробы).

Ассоциация глинистых минералов имеет весьма однообразный состав и представлена диоктаэдрическим смектитом, триоктаэдрическим железо-магниевым хлоритом, иллитом с низким содержанием смектитовых слоев и каолинитом.

Смешанослойные фазы встречены в следовых количествах только в пробе 211–212 см из колонки SO201-2-77KL и в пробе 56–57 см из колонки SO201-2-85KL.

Кальцит (2–7%) в натуральных осадках связан с известковыми биогенными остатками — раковинами фораминифер и кокколитами. В двух верхних пробах из колонки SO201-2-85KL диагностирован пирит (до 3%), очевидно, диагенетического происхождения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Гранулометрический и минеральный состав терригенной компоненты исследованных послеледниковых осадков хребта Ширшова был сформирован в результате смешивания терригенного материала, поступающего из разных питающих провинций окружающей суши. Количественные соотношения выделенных трех конечных элементов гранулометрических распределений частиц (рис. 6) позволяют выявить относительный вклад двух главных механизмов транспорта и осаднения — гемипелагической седиментации и ледового разноса, а также влияние на них придонной циркуляции вод. Минеральный состав послеледниковых терригенных осадков, покрывающих хребет, сформирован в результате смешения материала, вынесенного из разных удаленных питающих провинций.

Источники и пути транспорта терригенного материала. Как показано предшествующими исследованиями [Лисицын, 1959, 1966; Lisitzin, 2002; Wang et al., 2016], основную часть терригенного материала, от песка до тончайших (субмикронных) глинистых частиц, поставляют сейчас и поставляли в течение всего рассматриваемого интервала времени (около 20–22 тыс. лет), крупные реки: Юкон, Кускоквим, Анадырь.

В настоящее время, в условиях голоценового межледникового и высокого стояния уровня океана, эти реки разгружают выносимый ими терригенный материал на широкий шельф, где под действием волн и течений происходит первичная дифференциация речных выносов

на относительно крупнозернистую (преимущественно песчаную) и тонкозернистую (силтово-глинистую) фракции. Песок (63–2000 мкм) осаждается на дно и сортируется по крупности, главным образом, в зоне активного волнового воздействия (до глубин около 30–50 м). Тонкодисперсный силтово-глинистый материал некоторое время удерживается во взвешенном состоянии в виде приустьевых плюмов суспензии, детально изученных, например, на северо-восточном побережье Черного моря [Завьялов и др., 2014]. Далее, при смешивании опресненных вод этих плюмов с морской водой, суспензия опускается ко дну, образуя на внешнем шельфе придонные потоки высокой плотности, ведущие себя как “тяжелая жидкость”,

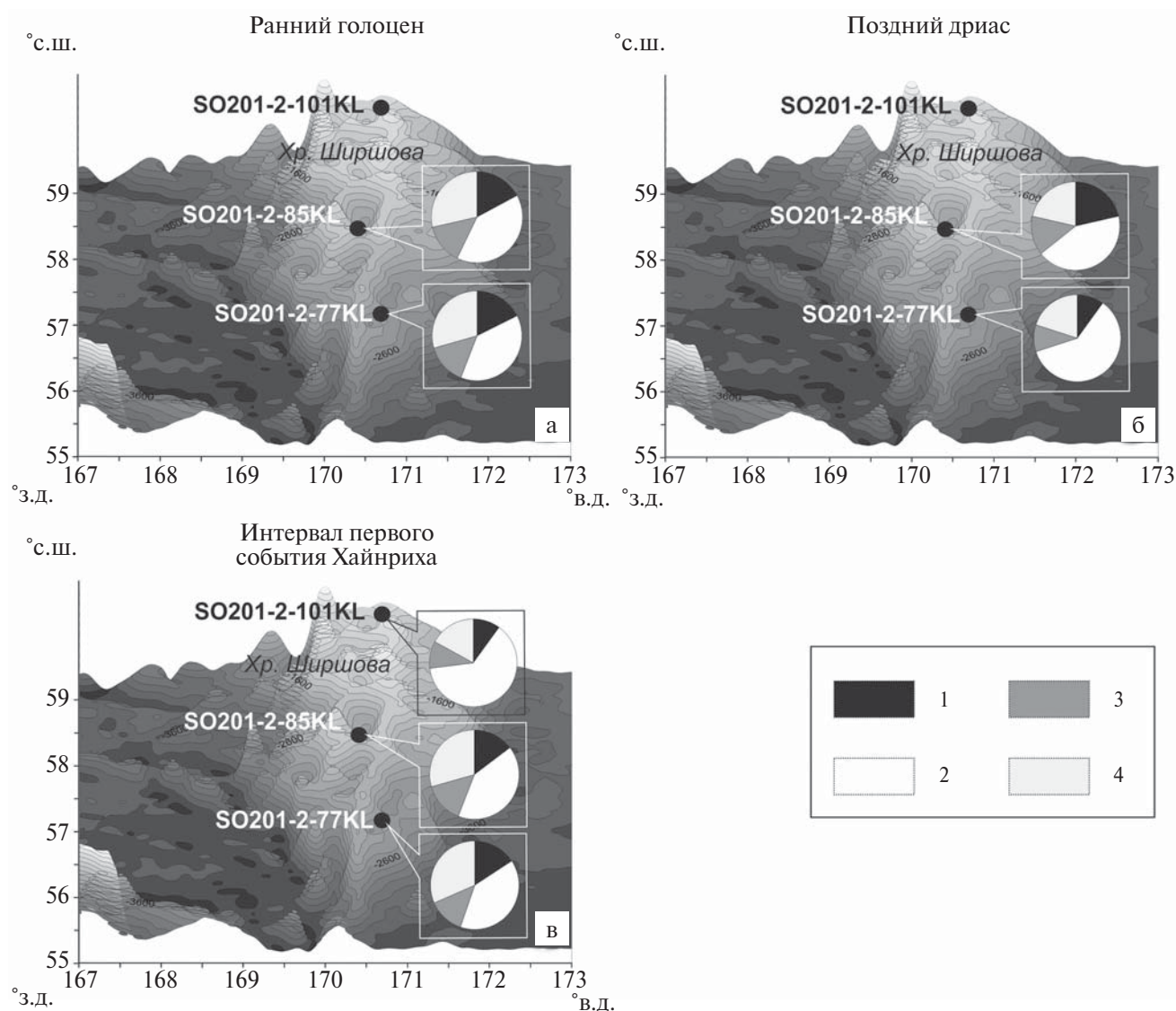


Рис. 5. Содержание глинистых минералов в послеледниковых отложениях колонок SO201-2-101KL [Левитан и др., 2013], SO201-2-85KL и SO201-2-77KL.

а — ранний голоцен, б — поздний дриас, в — интервал первого события Хайнриха.

1 — смектит, 2 — иллит, 3 — каолинит, 4 — хлорит.

способная стекать вниз по каньонам континентального склона под действием силы тяжести, находясь под толщей более легкой “чистой” воды [Якубенко, 2011; Esin et al., 2018]. Именно из этого придонного слоя суспензии выпадают тонкозернистые осадки внешнего

шельфа. Лишь небольшая доля речных выносов пополняет фоновый резерв взвеси верхних слоев водной толщи. Несмотря на существенные отличия Берингова моря от Черного, можно предположить, что и здесь, в условиях значительно более широкого шельфа, “работает”

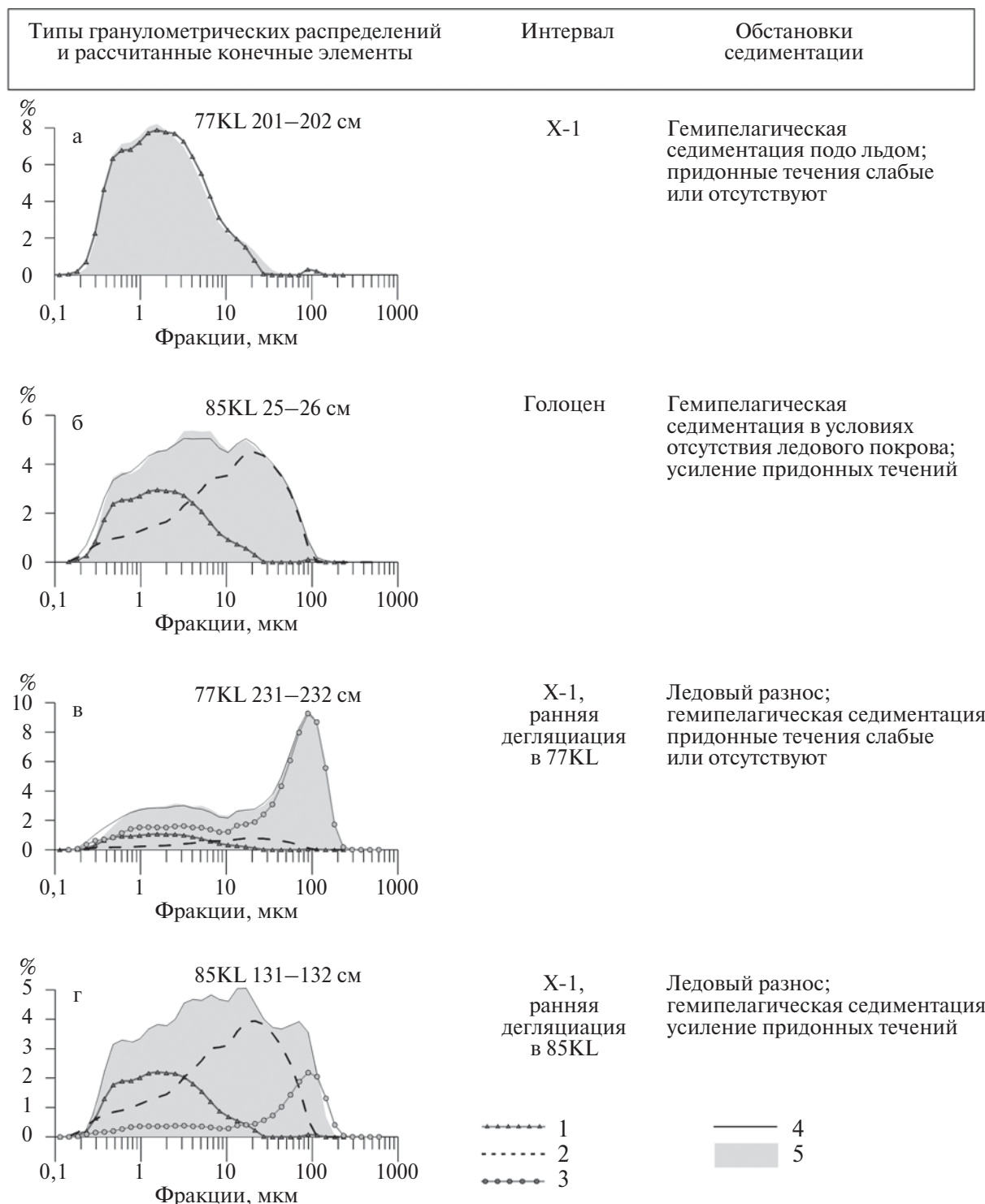


Рис. 6. Основные типы гранулометрических распределений (ГР) в терригенной части осадка с добавлением распределения конечных элементов (КЭ), стратиграфической привязкой образцов и интерпретацией. 1 — КЭ-1, 2 — КЭ-2, 3 — КЭ-3, 4 — итоговая аппроксимирующая функция, 5 — исходное ГР.

подобный механизм распределения твердого стока рек в условиях высокого стояния уровня океана.

Совершенно иная ситуация сложилась во время максимума последнего оледенения и связанного с ним низкого стояния уровня океана, когда шельф представлял собой прибрежную равнину, а реки разгружались прямо на континентальный склон. Наряду с резким понижением базиса эрозии и размывом рыхлых осадков бывшего шельфа, это должно было привести к значительному возрастанию объемов терригенного материала, поступающих в глубоководную котловину, в том числе в виде взвеси. Соответственно, в этом случае можно было бы ожидать увеличения скорости гемипелагического осадконакопления на хребте Ширшова и погребения накопившихся там гемипелагических осадков. Однако, подобных трендов не наблюдается (см. рис. 3, рис. 7). Можно предположить, что и в таких экстремальных условиях основная масса речных выносов переносилась гравитационными потоками разного типа вниз по континентальному склону

на дно глубоководной котловины, и вариации объема поступающего осадочного материала не контролировали существенно процессы гемипелагической седиментации на хребте Ширшова. Разумеется, такая гипотеза требует дальнейшей проверки.

Разработанная впервые на примере Берингова моря концепция ледового разноса [Лисицын, 1959], касается, прежде всего, грубообломочного материала, т. е. обломков пород крупнее 2 мм. В изученных нами колонках встречены только редкие гравийные зерна, а более крупные обломки отсутствуют. Разнос морским льдом объясняет попадание на хребет Ширшова значительного количества песка и какого-то количества крупного силта, перенос которых во взвеси на большое расстояние вряд ли возможен.

Главную роль в ледовом разносе терригенного материала играет, безусловно, дрейфующий припайный лед, который наиболее интенсивно загружается осадками на прибрежных мелководьях, замерзающих до дна [Niebauer et al., 1999].

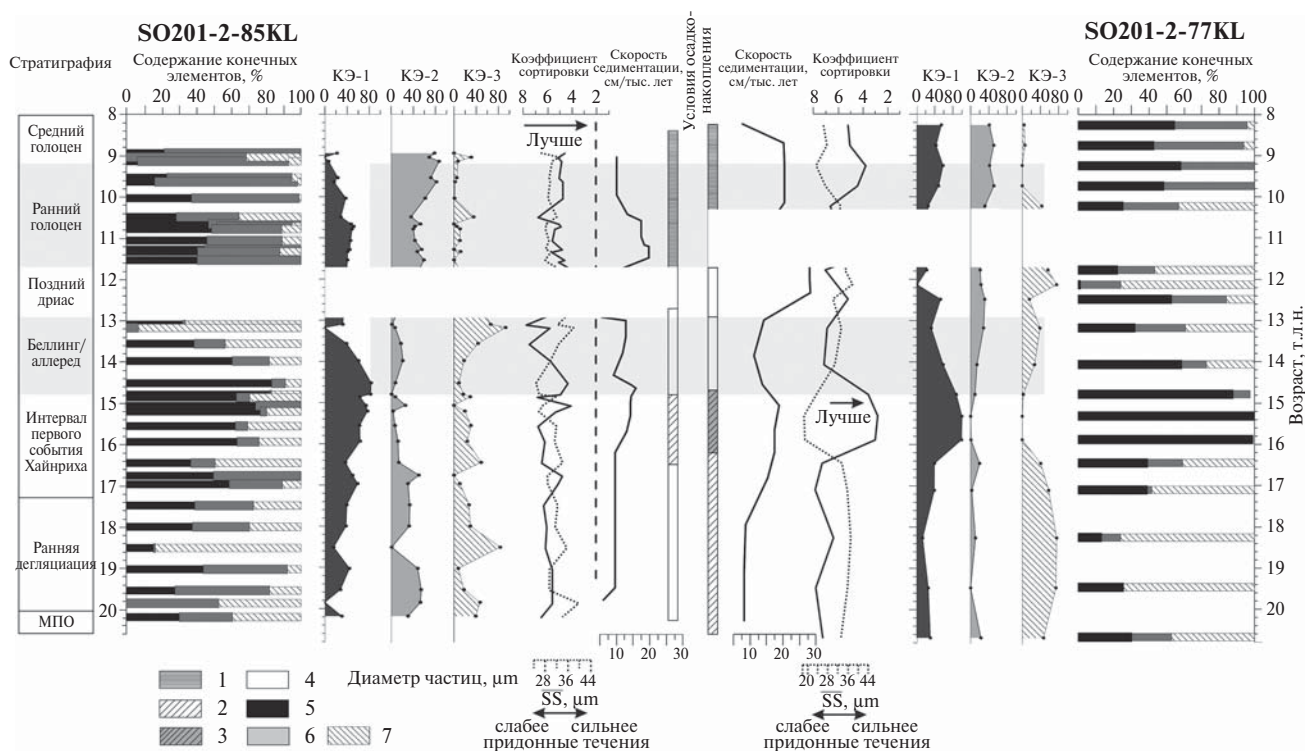


Рис. 7. Результаты гранулометрического анализа, данные статистической обработки и интерпретация обстановок терригенного осадконакопления на хребте Ширшова для интервала последних 22 тыс. лет. SS — сортируемый сilt (10–63 мкм).

1 — гемипелагическое осаджение при отсутствии ледового покрова, усиление придонных течений, 2 — гемипелагическое осаджение, ледовый разнос, придонные течения слабые или отсутствуют, 3 — гемипелагическое осаджение в условиях плотного скопления дрейфующих льдов и/или постоянного ледового покрова, 4 — гемипелагическое осаджение, ледовый разнос, усиление придонных течений, 5 — конечный элемент КЭ-1, 6 — конечный элемент КЭ-2, 7 — конечный элемент КЭ-3. Из анализа исключены гранулометрические данные, полученные из прослоев вулканического пепла в позднем дриасе (SO201-2-85KL) и раннем голоцене (SO201-2-77KL).

Гораздо меньшее значение имеет взвесь, вмерзшая в лед открытого моря. Транспорт дрейфующего льда контролируется поверхностной циркуляцией вод, в нашем случае — циклоническим круговоротом над глубоководной котловиной. Центр круговорота представляет собой основной район сезонного таяния дрейфующих льдов, включая припайный лед, а значит, является основным местом высвобождения и осаждения материала ледового разноса. Однако, как показывают наши реконструкции, в холодные периоды Терминации I в центре круговорота круглогодично собирается плотный дрейфующий лед, или образуется сплошной ледовый покров. При этом лед вследствие отрицательных температур поверхностной воды не тает, и ледовый разнос прекращается.

Содержание главных обломочных и глинистых минералов в послеледниковых осадках является довольно однородным в обеих колонках и на всех изученных временных срезах. Это позволяет судить о единой усредненной терригенно-минералогической питающей провинции, отражающей смешивание продуктов денудации разнообразных пород, поступающих с окружающей суши. Строго специфическим является только минеральный состав вулканического пепла, поступившего из действующих вулканов Камчатки в моменты взрывных извержений и не имеющий прямого отношения к процессам рассматриваемой в данной статье терригенной седиментации. Более того, единственная проанализированная проба пепла с глубины 56–57 см из колонки SO201-2-85KL содержит минералы, не свойственные пирокластическому материалу, что, возможно, свидетельствует о загрязнении пробы вмещающим терригенным осадком при извлечении колонки [SO201-KALMAR ..., 2009]. Согласно имеющимся в литературе данным, вулканический пепел в колонке SO201-2-77KL является продуктом извержения вулкана Плоский, расположенного на полуострове Камчатка [Ponomareva et al., 2013].

Преобладание полевых шпатов над кварцем, высокие содержания амфиболов и моноклинных пироксенов при отсутствии высоко-устойчивых аксессуарных минералов гранитно-метаморфического комплекса пород, позволяет охарактеризовать суммарную питающую провинцию как «незрелую» вулканогенно-осадочную. Кварц-альбитовая ассоциация легких минералов и пироксен-амфиболовая тяжелых (при значительном содержании хлорита среди глинистых минералов), свидетельствует в пользу основных

вулканических пород, подвергшихся низкотемпературному (зеленокаменному?) метаморфизму, в размываемом петрофонде. Такое предположение подтверждается находками эпидота в тонкопесчаной фракции (63–100 мкм). Хлорит-иллитовая ассоциация глинистых минералов с низким содержанием смектита и каолинита согласуется с предположением о преобладании физического выветривания в интегрированной питающей провинции.

Заметных различий в минеральном составе продуктов гемипелагической седиментации и ледового разноса не обнаружено.

Выводы об источнике поступления материала не противоречат результатам недавних исследований современных питающих провинций Берингова моря [Wang et al., 2016].

Генетическая интерпретация ГР и КЭ. Сравнение результатов гранулометрического анализа натурального осадка и его терригенной составляющей в колонках SO201-2-85KL и SO201-2-77KL показало, что биогенные компоненты осадка в основном характеризуются силтовым размером, т. е. представлены, преимущественно, остатками диатомовых и кокколитами. Профили кривых и основные тренды распределения размера частиц в натуральном осадке и в его терригенной составляющей после удаления биогенных компонентов, в целом, сохранились. Наибольшее влияние на гранулометрический состав осадка присутствие биогенных компонентов оказывало в беллинге/аллереде и голоцене, когда биопродуктивность поверхностных вод была повышена.

Применение метода моделирования КЭ позволило выделить генетически значимые популяции частиц. По относительному вкладу трех КЭ в суммарные ГР двух рассматриваемых колонок удалось реконструировать особенности терригенной седиментации на хребте Ширшова в послеледниковое время.

Рассчитанное гранулометрическое распределение КЭ-1 характеризует вклад глинистой и самой мелкой силтовой фракций в терригенное осадконакопление. Мода КЭ-1 приходится на 2–3 мкм. Фракции слабо сортированы, коэффициент сортировки 3.13. Глинистый КЭ-1 отражает накопление осадков в ходе процессов гемипелагической седиментации. Источником частиц глинистой фракции (<2 мкм) является, в основном, твердый речной сток — главным образом рек Юкон, Кускоквим и Анадырь, что согласуется с результатами определений грануло-

метрического состава осадков хребта Ширшова другими исследователями [Левитан и др., 2013; Алексеева и др., 2015]. Не исключено также присутствие в глинистой фракции тонкозернистого материала ледового разноса при высвобождении вмержших в морской лед взвешенных тонкозернистых частичек [Reimnitz et al., 1998]. Вероятным является относительно небольшой вклад эолового переноса в накопление глинистой фракции [Serno et al., 2014; Wang et al., 2016].

Рассчитанный КЭ-2 имеет моду 20–30 мкм и коэффициент сортировки 4.3 (см. рис. 4б). Данный тип ГР также сформировался в результате процессов гемипелагического осадконакопления, но под влиянием придонных течений. Смещение моды рассчитанного гранулометрического распределения во фракцию сортируемого силта (SS) характеризует избирательное осаждение под влиянием придонного течения умеренной интенсивности.

Рассчитанный КЭ-3 отражает поступление частиц песчаного размера, основным источником которых на хребте Ширшова является материал ледового разноса [Левитан и др., 2013; Алексеева и др., 2015]. Функция КЭ-3 характеризуется наихудшей сортировкой (коэффициент сортировки 5.8). Распределение бимодальное, с хорошо выраженной первой модой — 100 мкм и пологой второй модой — 1–5 мкм. Первая, отчетливо выраженная мода, вероятно, является следствием загрузки припайного льда хорошо сортированным мелкозернистым песком на промерзающем до дна прибрежном мелководье, с последующей его разгрузкой в результате таяния дрейфующих льдин над хребтом Ширшова. Вторая мода отражает загрузку припайного льда несортированным илом.

Сочетание рассчитанных КЭ в измеренных ГР терригенной компоненты осадков позволяет реконструировать условия седиментации в течение последней дегляциации (Терминации I) в районе отбора колонок (см. рис. 6, рис. 7). Выделено 4 типа ГР, сформированных при различных условиях осадконакопления.

ГР первого типа, со 100% вкладом КЭ-1, соответствует подледной гемипелагической седиментации глинистого и тонко-силтового материала, принесенного водными массами в условиях покрытия поверхности моря сплошным льдом, при слабых или отсутствующих придонных течениях (см. рис. 6а). Материал ледового разноса на хребет не поступал вследствие низких темпе-

ратур воды и отсутствия таяния льда. Такие условия характерны для второй половины события Хайнриха 1 в южной части хребта Ширшова (колонка SO201-2-77KL). В колонке SO201-2-85KL из средней части хребта только два горизонта (84–85 см и 104–105 см) во время события Хайнриха 1 характеризуются отсутствием вклада материала ледового разноса, при этом отмечается незначительное усиление влияния придонных течений (см. рис. 7).

ГР второго типа, характеризуемые повышенным содержанием КЭ-1 и КЭ-2, при отсутствии КЭ-3, сформировались, когда материал ледового разноса не поступал в условиях свободной ото льда поверхности моря, существовавшей в районе отбора колонок (см. рис. 6б). Глинисто-силтовые гемипелагиты второго типа накапливались под воздействием придонных течений, приводивших к избирательному осаждению частиц сортируемого силта (SS) из взвеси и формировавших хорошо выраженную моду КЭ-2 20–30 мкм, в соответствии с теоретическими разработками И.-Н. Маккейва с соавторами [McCave, Hall, 2006; McCave et al., 2017]. Признаки осадконакопления подобного типа в раннем и среднем голоцене наблюдаются в обеих колонках. Отсутствие моды КЭ-3 исключает возможность возникновения силтовой моды КЭ-2 в результате поступления материала ледового разноса. Подобная интерпретация подтверждается также результатами моделирования КЭ гранулометрического состава поверхностных осадков северной части Тихого океана и Берингова моря [Wang et al., 2016], где распределение с модой 30–40 мкм соответствует отложениям, накопившимся под воздействием придонных течений. Необходимо отметить, что в колонке SO201-2-85KL, отобранной на промежуточных глубинах, вклад КЭ-2 больше, чем в колонке SO201-2-77KL в пределах всего исследуемого интервала.

Третий тип ГР описывается высоким содержанием КЭ-3 и примерно равными малыми вкладами КЭ-1 и КЭ-2, что свидетельствует о поступлении в осадок как материала ледового разноса, так и тонкозернистых фракций за счет гемипелагической седиментации (см. рис. 6в). Такая ситуация характерна для холодных периодов ранней дегляциации и первой половины события Хайнриха 1 в колонке SO201-2-77KL. В колонке SO201-2-85KL подобная ситуация наблюдается во второй половине события Хайнриха 1 и в течение беллинг/аллереда в условиях повышенных скоростей накопления как геми-

пелагитов, так и материала ледового разноса в условиях слабых придонных течений.

Усиление влияния придонных течений (повышенный вклад КЭ-2) при интенсивном ледовом разносе (большой вклад КЭ-3) отмечается во время ранней дегляциации в отложениях колонки SO201-2-85KL, исключая горизонт 121–122 см (см. рис. 6г). В раннем—среднем голоцене в обеих колонках также отмечаются признаки усиления придонных течений на фоне значительного снижения вклада ледового разноса (см. рис. 7). Ослабление течений, вплоть до полного отсутствия КЭ-2, характерно для второй половины события Хайнриха 1 и беллинг/аллереда, что наблюдается в обеих колонках. В среднем, влияние придонных течений более отчетливо отражается в отложениях колонки SO201-2-85KL, по сравнению с SO201-2-77KL, в течение всего исследуемого интервала времени, что, вероятно, обусловлено меньшей глубиной отбора колонки.

Усиление интенсивности придонных течений могло происходить при перестройке циркуляции водных масс как в результате открытия Берингова пролива, так и вследствие климатических изменений в ходе дегляциации. Согласно новейшим данным [Jakobsson et al., 2017], сухопутный Берингов перешеек последний раз был затоплен в раннем голоцене 11 т.л.н., что могло оказать влияние на формирование промежуточных вод, омывающих склоны хребта Ширшова на глубинах отбора обеих колонок. Предположение об усиленном их формировании при осушении Берингова пролива во время максимума последнего оледенения и последующей дегляциации высказано в многих работах (например, [Max et al., 2014; Knudson, Ravelo, 2015]). В то же время известно, что темпы и объемы формирования промежуточной водной массы в Беринговом море возрастали во время холодных событий Хайнриха 1 и позднего дриаса за счет более широкого распространения ледового покрова по сравнению с современными условиями. Согласно исследованиям [Max et al., 2014], в течение, по крайней мере, события Хайнриха 1 нижняя граница промежуточной водной массы опускалась до глубин 2 км. Таким образом, усиление придонных течений, отраженное в осадках колонки SO201-2-85KL (глубина 968 м) во время ранней дегляциации и первой половине события Хайнриха 1, могло быть связано с возрастанием объемов и темпов формирования промежуточных вод.

Однако во второй половине холодного события Хайнриха 1 нами получены данные о слабых или отсутствующих придонных течениях в обеих колонках. Это не подтверждает сделанное нами предположение об усилении придонных течений в холодные периоды. Таким образом, по-прежнему остается неясным, связаны ли вариации интенсивности придонной циркуляции с изменениями климата, колебаниями объемов и темпов формирования промежуточных вод, или же влиянием каких-то иных факторов.

Попытка оценить скорости течений по \overline{SS} [McCave et al., 2017] оказалась неудачной. Во фракцию сортируемого сита попадает материал ледового разноса, что увеличивает значения \overline{SS} и приводит к получению неправдоподобно больших расчетных величин скоростей придонных палеотечений. Оценка величин скорости течений по параметру \overline{SS} в областях влияния ледовой седиментации остается пока нерешенной до конца задач.

Условия осадконакопления на хребте Ширшова в послеледниковое время. Терригенное осадконакопление во время максимума последнего оледенения, ранней дегляциации и первой половины события Хайнриха 1 в южной и центральной частях хребта Ширшова было обусловлено сочетанием гемипелагической седиментации и поступления терригенного материала с морским льдом (см. рис. 7). Придонные течения на промежуточных глубинах также влияли на процессы осадконакопления

Во второй половине события Хайнриха 1 в южной части подводного хребта реконструируется только гемипелагическое осаднение, что было связано, вероятно, с развитием сплошного ледового покрова или плотным скоплением дрейфующих морских льдов, не таявших в районе отбора колонки вследствие низкой температуры в поверхностных водах. В этих условиях происходила специфическая подледная седиментация, характеризовавшаяся отсутствием пеллетного механизма осаднения взвеси из-за низкой продукции зоопланктона.

В течение беллинг/аллереда над хребтом Ширшова господствовали условия высокой биологической продуктивности и действовал пеллетный механизм гемипелагической седиментации. По-видимому, центральной и южной частей хребта Ширшова достигали лишь отдельные льдины, и влияние ледового разноса на терригенное осадконакопление было незначительным.

В позднем дриасе в малоподвижных придонных водах южной части хребта происходило осаждение тонкой взвеси из водной толщи, а также выпадение более крупных частиц ледового разноса (см. рис. 7).

В начале голоцена в южной части хребта, вероятно, господствовало гемипелагическое осаждение взвеси из водной толщи, при отсутствии морского льда и заметного влияния придонных течений. В центральной части хребта ледовый разнос практически отсутствовал в течение всего голоцена, а терригенная седиментация обеспечивалась в основном гемипелагическим осаждением взвеси, приносимой водными массами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Реконструированы особенности терригенного осадконакопления на хребте Ширшова в течение последней дегляциации (Терминации I). Анализ результатов статистической обработки гранулометрических данных позволил выявить основные механизмы поставки терригенного материала на хребет Ширшова: гемипелагическую седиментацию, происходившую под влиянием придонных течений различной интенсивности, и осаждение материала ледового разноса. Определена их относительная роль в терригенном осадконакоплении в течение шести этапов Терминации I. В период, продолжавшийся от ранней дегляциации до беллинга/аллереда, терригенное осадконакопление было обусловлено сочетанием гемипелагической седиментации и ледового разноса. Над южной частью хребта во второй половине события Хайнриха 1, вероятно, существовали условия с плотным скоплением дрейфующих льдов или сплошным ледовым покровом, в результате чего происходило подледное гемипелагическое осаждение тонких фракций. В течение голоцена (современного межледниковья) терригенное осадконакопление происходило в результате гемипелагического осаждения взвеси на фоне активизации придонных течений. Такая обстановка осадконакопления могла существовать в локальных впадинах, из которых были отобраны колонки. На гребнях хребта влияние придонных течений было, по-видимому, значительно больше в течение всего рассматриваемого отрезка геологического времени. Об этом свидетельствует высокое содержание (более 50%) алевритовой фракции (0.01–0.1 мм) в современных осадках хребта [Лисицын и др., 1970, рис. 74].

Анализ минерального состава осадков показал, что источником терригенного материала, поступавшего на хребет Ширшова в течение последних 22 тыс. лет, являлись водосборные бассейны рек Юкон, Кускоквим и Анадырь, которые формировали в пределах его развития единую смешанную терригенно-минералогическую провинцию. Кроме того, вулканы Камчатки при взрывных извержениях поставляли в район проведения исследований вулканический пепел, из которого, вне связи с терригенной седиментацией, образовались пепловые слои и линзы в обеих колонках.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 16-35-60063 мол_а_дк) и в рамках Госзадания Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН (проект № 0149-2019-0007).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеева Т. Н., Мурдмаа И. О., Иванова Е. В. и др. Осадконакопление на подводном хребте Ширшова (Берингово море) от предпоследнего оледенения до голоцена // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 5. С. 387–407.
- Арсеньев В. С. Течения и водные массы Берингова моря. М.: Наука, 1967. 136 с.
- Завьялов П. О., Маккавеев П. Н., Коновалов Б. В. и др. Гидрофизические и гидрохимические характеристики морских акваторий у устьев малых рек российского побережья Черного моря // Океанология. 2014. Т. 54. № 3. С. 293–308.
- Левитан М. А., Кузьмина Т. Г., Лукша В. Л. и др. Позднеплейстоценовая история осадконакопления на подводном хребте Ширшова (Берингово море) // Геохимия. 2013. № 3. С. 195–228.
- Лисицын А. П. Географическая характеристика Берингова моря. Рельеф дна и донные отложения // Тр. Ин-та океанологии. 1959. Т. XXIX. 187 с.
- Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 574 с.
- Лисицын А. П., Мурдмаа И. О., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Гранулометрический состав осадков // Осадкообразование в Тихом океане / Под ред. П. Л. Безрукова. Тихий океан. М.: Наука, 1970. С. 296–323.
- Лучин В. А., Меновщиков В. А., Лаврентьев В. М., Хен Г. В. Гидрология вод // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 10 // Берингово море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеиздат, 1999. С. 77–153.
- Мурдмаа И. О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 302 с.
- Якубенко В. Г. Придонное течение на шельфе и континентальном склоне северо-восточной части Черного моря // Комплексные исследования Черного моря / Под ред. Н. В. Есина, Б. С. Ломазова. М.: Научный мир, 2011. С. 68–74.

- Amante C., Eakins B.W.* ETOPO11 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis // NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. 2009. P. 19.
- Asahara Y., Takeuchi F., Nagashima K. et al.* Provenance of terrigenous detritus of the surface sediments in the Bering and Chukchi Seas as derived from Sr and Nd isotopes: Implications for recent climate change in the Arctic regions // Deep-Sea Research II. 2012. V. 61–64. P. 155–171.
- Beikman H.M.* Geologic Map of Alaska. Scale 1:2,500,000. U.S. Geol. Surv., Arlington., 1980. http://dggs.alaska.gov/webpubs/usgs/un/oversized/beikman_1980_sh001.pdf.
- Blott S., Pye K.* Gradstat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments // Landforms. 2001. V. 26. P. 1237–1248.
- Cavaliere D.J., Parkinson C.L.* On the relationship between atmospheric circulation and the fluctuations in the Sea ice extents of the Bering and Okhotsk Seas // J. Geophys. Res. 1987. V. 92 (7). P. 7141–7162.
- Esin N.V., Murdmaa I.O., Esin N.I., Evsyukov Y.D.* Dynamics of slow suspension flows on the Black Sea abyssal plain // Quat. Int. 2018. V. 465. P. 54–62.
- Friedman G.M., Sanders J.E.* Principles of Sedimentology. N. Y.: Freeman, 1978. 792 p.
- Hamann Y., Ehrmann W., Schmiedl G. et al.* Sedimentation processes in the Eastern Mediterranean Sea during the Late Glacial and Holocene revealed by end-member modelling of the terrigenous fraction in marine sediments // Mar. Geol. 2008. V. 248. P. 97–114.
- Jmker J.I., Stauch G., Dietze E. et al.* Characterisation of transport processes and sedimentary deposits by statistical end-member mixing analysis of terrestrial sediments in the Donggi Cona lake catchment, NE Tibetan Plateau // Sediment. Geol. 2012. V. 281. P. 166–179.
- Jakobsson M., Pearce C., Cronin T.M. et al.* Post-glacial flooding of the Bering Land Bridge dated to 11 cal ka BP based on new geophysical and sediment records // Clim. Past. 2017. V. 13. P. 991–1005.
- Knudson K.P., Ravelo A.C.* North Pacific Intermediate Water circulation enhanced by the closure of the Bering Strait // Paleoceanography. 2015. V. 30. P. 1287–1304.
- Lisitzin A.P.* Sea ice and iceberg sedimentation in the ocean: recent and past. Berlin: Springer-Verlag, 2002. 563 p.
- Max L., Riethdorf J.-R., Tiedemann R. et al.* Sea surface temperature variability and sea ice extend in the subarctic Northwest Pacific during the past 15000 years // Paleoceanography. 2012. V. 27. PA3213.
- Max L., Lembke-Jene L., Riethdorf J.-R. et al.* Pulses of enhanced North Pacific Intermediate Water ventilation from the Okhotsk Sea and Bering Sea during the last deglaciation // Clim. Past. 2014. V. 10. P. 591–605.
- McCave I.N.* Size sorting of fine sediment during transport and deposition: difficulties with mud // Res. Centre Terramare Reports. 2005. V. 13. P. 117–119.
- McCave I.N.* Formation of sediment waves by turbidity currents and geostrophic flows: A discussion // Mar. Geol. 2017. V. 390. P. 89–93.
- McCave I.N., Hall I.R.* Sizesorting in marine muds: Processes, pitfalls, and prospects for paleoflow-speed proxies // Geochem. Geophys. Geosyst. 2006. V. 7. Q10N05.
- McCave I.N., Manighetti B., Robinson S.G.* Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: parameters for paleocurrent speed and paleoceanography // Paleoceanography. 1995. V. 10. P. 593–610.
- Naidu A.S., Han M.W., Mowatt T.C., Wajda W.* Clay minerals as indicators of sources of terrigenous sediments, their transportation and deposition: Bering Basin, Russian-Alaskan Arctic // Mar. Geol. 1995. V. 127. P. 87–104.
- Nechaev V.P., Sorochinskaya A.V., Tsoy I.B., Gorbarenko S.A.* Clastic components in Quaternary sediments of the northwest Pacific and their paleo-oceanic significance // Mar. Geol. 1994. V. 118. P. 119–137.
- Paterson G.A., Heslop D.* New methods for unmixing sediment grain size data // Geochem. Geophys. Geosyst. 2015. V. 16 (12). P. 4494–4506.
- Ponomareva V.V., Portnyagin M., Derkachev A. et al.* Early Holocene M~6 explosive eruption from Plosky volcanic massif (Kamchatka) and its tephra as a link between terrestrial and marine paleoenvironmental records // Int. J. Earth Sci. 2013. V. 102. P. 1673–1699.
- Prins M.A., Bouwer L.M., Beets C.J. et al.* Ocean circulation and iceberg discharge in the glacial North Atlantic: Inferences from unmixing of sediment size distributions // Geology. 2002. V. 30. P. 555–558.
- Reimnitz, E., McCormick M., Bischof J., Darby D.* Comparing sea-ice sediment load with Beaufort Sea shelf deposits: Is entrainment selective? // J. Sediment. Res. 1998. V. 68. P. 777–787.
- Riethdorf J.-R., Nürnberg D., Max L. et al.* Millennial-scale variability of marine productivity and terrigenous matter supply in the western Bering Sea over the past 180 kyr // Clim. Past. 2013. V. 9 (3). P. 1345–1373.
- Serno S., Winckler G., Anderson R.F. et al.* Eolian dust input to the Subarctic North Pacific // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. V. 387. P. 252–263.
- SO201-KALMAR Leg 2 Cruise Report / Eds C. Dullo, B. Baranov, C. van den Bogaard. Kiel: IFM-GEOMAR, 2009.
- Wang R., Biskaborn B., Ramisch A. et al.* Modern modes of provenance and dispersal of terrigenous sediments in the North Pacific and Bering Sea: implications and perspectives for palaeoenvironmental reconstructions // Geo-Mar. Lett. 2016. V. 36 (4). P. 259–270.
- Weltje G.J.* End-member modelling of compositional data: numerical-statistical algorithms for solving the explicit mixing problem // Math. Geol. 1997. V. 29. P. 503–549.
- Weltje G.J., Prins M.A.* Muddled or mixed? Inferring palaeoclimate from size distributions of deep-sea clastics // Sediment. Geol. 2003. V. 162. P. 39–62.
- Wentworth C.* A scale of grade and class terms for clastic sediments // J. of Geology. 1922. V. 30. P. 377–392.

WOA, 2009. World Ocean Atlas. http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA09/pr_woa09.html.

Zhang J., Woodgate R., Moritz R. Sea ice response to atmospheric and oceanic forcing in the Bering Sea // J. Phys. Oceanogr. 2010. V. 40. P. 1729–1747.

Zonnenshain L. P., Kuzmin M. I., Natapov L. M. Koryak-Kamchatka foldbelt // Geology of the U.S.S.R.: A Plate-Tectonic Synthesis (Geodynamics Ser., 21) / Ed. B. M. Page. Am. Geophys. Union, Washington, D. C., 1990. P. 149–167.

TERRIGENOUS SEDIMENTATION ON THE SUBMARINE SHIRSHOV RIDGE (BERING SEA) DURING THE LAST DEGLACIATION

I. O. Murdmaa¹, *, E. V. Dorokhova¹, **, E. A. Ovsepyan¹, ***, O. M. Dara¹, D. Nürnberg²

¹ Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Nakhimovskii pr. 36, Moscow, 117997 Russia

² GEOMAR, Helmholtz Center for Ocean Research Kiel, Wischhofstrasse 1–3, D-24148 Kiel, Germany

*E-mail: murdmaa@mail.ru

**E-mail: zhdorokhova@gmail.com

***E-mail: eovsepyan@ocean.ru

Received December 22, 2017

The submarine Shirshov Ridge is an independent system of terrigenous sedimentation, which is geomorphologically isolated from bottom terrigenous influx into the deep-water basin of the Bering Sea. Using the ridge as example, we studied background hemipelagic sedimentation of the finely dispersed terrigenous suspended material from water column and deposition of the coarser grained ice-rafted material in the western part of the deep-water basin. The grain-size and mineral composition of postglacial sediments of the Shirshov Ridge was studied in cores SO201-2-85KL and SO201-2-77KL taken from local basins in the central and southern parts of the ridge, respectively. Statistic treatment of uninterrupted grain-size distributions (GD) of terrigenous component of the postglacial sediments by end-member (EM) modelling revealed that the grain-size distributions of terrigenous sediments from two cores are determined by the mixing of three EMs. EM-1 and EM-2 reflect the hemipelagic sedimentation with and without bottom currents influence respectively, while EM-3 with mode at fine-grained sand characterizes GD of the ice-rafted material. Reconstructed mechanisms of terrigenous influx on the Shirshov Ridge involve advection of the suspended matter with surface and intermediate water masses and ice-rafting. The relative role of both mechanisms of the terrigenous sedimentation under the influence of varying bottom current velocities for intervals of Last Glacial Maximum, early deglaciation, Heinrich event 1, Bølling–Allerød, Younger Dryas, and Early Holocene is estimated. It is ascertained that the grain-size distribution of terrigenous component is defined by climate variations, sea ice coverage, sea ice drift pathways, conditions of fast ice melting, and mobility of bottom waters. High concentrations of drifting ice or seasonal sea ice cover likely existed above the southern part of the ridge during the second half of the Heinrich 1 event. The low mobility of bottom waters facilitated only the subice hemipelagic sedimentation of fine fractions from the background reserve of suspended material. A sharp reduction of ice-rafted flux was reconstructed for the Bølling–Allerød warming interval. Bottom currents affected sedimentation in the central part of the ridge during the entire deglaciation (in addition to the second half of the Heinrich 1 event), and in the southern part during the Bølling–Allerød, Younger Dryas, and Early Holocene.

Keywords: grain size, end members, hemipelagic sedimentation, sea ice rafting, bottom currents, paleoenvironments, climate change.

DOI: 10.31857/S0024–497X20192102–118