

УДК 551.35

СКОРОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ ПОСЛЕДНИХ ПЯТИ МОРСКИХ ИЗОТОПНЫХ СТАДИЙ В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ

© 2015 г. М. А. Левитан

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва**e-mail: m-levitan@mail.ru*

Поступила в редакцию 10.10.2014 г., после доработки 24.11.2014 г.

Скорость седиментации — один из важнейших фациальных параметров, в том числе в морях и океанах. В статье представлен литературный обзор имеющихся данных по осредненным скоростям седиментации для отложений последних пяти морских изотопных стадий, т.е. последних 130 тыс. лет, в Северном Ледовитом океане (за исключением шельфов). Отмечено проявление ярко выраженной циркумконтинентальной зональности и асимметрии в распределении рассмотренного параметра. Рассмотрено влияние структуры твердого стока, океанической циркуляции, ледового режима, климатических изменений и рельефа дна на скорости седиментации.

DOI: 10.7868/S0030157415030119

1. ВВЕДЕНИЕ

Скорость седиментации осадков является одним из ключевых фациальных параметров при анализе фациальной изменчивости осадочного чехла, в том числе — в Мировом океане [12]. Традиционно этот параметр выражается в см/тыс. лет, однако для наиболее быстро накапливающихся осадков, например, озерных ленточных глин, используют размерность мм/год, а для наиболее медленно формирующихся отложений, например, для эвпелагических красных глин — мм/тыс. лет. В честь известного немецкого геолога С. Бубнова, который уделял большое внимание проблемам геологического времени и скоростям седиментации, величина 1 мм/тыс. лет названа единицей Бубнова [29]. При характеристике крупных осадочных бассейнов с мощным заполнением иногда пользуются размерностью км/млн. лет.

Скорость седиментации (осадконакопления) широко используется в нефтяной литологии и в так называемом бассейновом анализе [1]. В применении к осадкообразованию в океанах круг проблем, связанных со скоростью седиментации, в частности, с методами определения возраста осадков и особенностями картирования рассматриваемого параметра, детально рассмотрен в монографии Лисицына [10]. Именно этот исследователь внес наибольший вклад в картирование современных скоростей седиментации в океанах (за исключением Северного Ледовитого океана). Карты скоростей седиментации традиционно входят в состав геолого-геофизических атласов основных океанических бассейнов.

Отдельного внимания заслуживает вопрос о роли скоростей седиментации в вычислении аб-

солютных масс накопления или — в сокращенном варианте — абсолютных масс осадков. Метод абсолютных масс широко используется в мировой морской геохимии для изучения потоков элементов. Валовые абсолютные массы рассчитываются перемножением величины скорости седиментации на плотность натурального осадка и на величину, связанную с натуральной влажностью. Экспериментальные данные показывают, что плотности натурального осадка могут отличаться примерно в 1.5 раза, а влажность — в 2.0–2.5 раза. В то же время, например, в Северном Ледовитом океане, наибольшие современные скорости седиментации (во фьордах и депоцентрах зон смешения речных и морских вод) достигают нескольких сот см/тыс. лет, а на глубоководном ложе иногда составляют менее 1 см/тыс. лет [5]. Таким образом, разница значений составляет до 3 порядков и поэтому именно вариации скоростей седиментации играют наиболее важную роль при расчетах абсолютных масс.

Геологи уже давно обратили внимание на несоответствие между очень высокими величинами параметра В/Л (отношения площади водосборного бассейна к площади бассейна седиментации) и низкими значениями скоростей седиментации в центре Северного Ледовитого океана. Эта проблема, в частности, была всесторонне рассмотрена в статье Я. Бэкмана с соавторами [22] с выразительным названием “Является ли Центральная Арктика осадочно “голодающим” бассейном?”.

В Северном Ледовитом океане основными методами определения “абсолютного” возраста четвертичных осадков являются изотопные методы: радиоуглеродный метод (особенно в модификации ускорительной масс-спектрометрии — AMS ^{14}C), определения ^{127}Cs , ^{210}Pb , $^{230}\text{Th}/\text{U}$. Кроме того, ис-

пользуются методы, связанные с люминесценцией, а также с рацемизацией аминокислот. Более косвенными являются методы изотопно-кислородной стратиграфии, $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$, магнитостратиграфии и биостратиграфии. Для стратиграфического расчленения и корреляции используются также данные по изменению вещественного состава и физических свойств осадков, привязанные к датировкам возраста.

2. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Как указывалось ранее [7], в толще четвертичных отложений Северного Ледовитого океана широко развито переслаивание осадков ледниковых эпох и межледниковий. Типы переслаиваний в различных регионах отличаются. Например, в приполярном сегменте хребта Ломоносова ломоносовская свита [6], состоящая из чередующихся контрастных отложений последних шести морских изотопных стадий (МИС) со средней относительно высокой скоростью седиментации [43], перекрывает однообразные медленно накапливавшиеся осадки полярной свиты [6], начавшие формироваться в эоплейстоцене и закончившие аккумуляцию во время МИС 7 [43]. На Чукотском плато и в центре поднятия Менделеева, напротив, описаны разрезы осадков, непрерывно накапливавшихся примерно с одной невысокой скоростью в течение 1.3 млн. лет и представленные чередованием отложений оледенений и межледниковий [25, 45].

Р. Штайн и М.А. Левитан собрали и опубликовали в 2007 г. известные к тому времени данные по скоростям седиментации в Северном Ледовитом океане в течение каждой из последних пяти МИС [5]. Средние скорости для всей толщи, чей возраст составляет 130 тыс. лет, не вычислялись. В 2009 г. Л. Поляк с соавторами опубликовал данные по средним скоростям седиментации для последних пяти МИС в Западной Арктике, основываясь на результатах исследования, главным образом, собственной коллекции осадков, собранных в экспедиции НОТРАХ [46]. В 2010 г. Р. Штайн с коллегами опубликовал такого же рода материалы для Американо-Арктического бассейна [51], базируясь, в основном, на собственных данных по колонкам донных осадков, поднятых на борт НИС “Поларштерн” (Германия).

В данном обзоре мы объединили все вышеуказанные данные, рассчитав при этом средние скорости для последних пяти МИС по приведенным нами ранее данным [5, 8] и добавив материалы из отдельных статей отечественных и иностранных исследователей, опубликованных за последние годы [3, 9, 15, 19, 20, 24, 28, 31, 35, 38, 39, 41, 44].

На рис. 1 показано расположение использованных в данном обзоре колонок донных осадков,

для которых известно стратиграфическое расчленение сверху вниз вплоть до границы МИС 5/МИС 6. Степень обоснованности такого расчленения в различных колонках различна. Батиметрической основой послужила известная карта GEBCO 2004 г. в полярной стереографической проекции масштаба 1 : 25000000 по 75° с.ш. [21].

Обращает на себя внимание неравномерность изучения Северного Ледовитого океана: не приведены данные по шельфам; очень мало колонок в море Бофорта и в целом в глубоководных котловинах; довольно редки колонки на континентальных склонах и подножьях. Относительно многочисленны изученные разрезы на подводных хребтах Нортвинд, Ломоносова, на поднятии Менделеева. Отсюда следует, что при указанной степени изученности сделанные в статье выводы об особенностях распределения средних скоростей седиментации для последних пяти МИС с неизбежностью носят предварительный характер.

Схематическая карта такого распределения показана на рис. 2. Здесь скорости седиментации откартированы на всей площади Северного Ледовитого океана за пределами шельфов и выражены изолиниями от 1 до 4 см/тыс. лет. Кроме того, рядом с точками, соответствующими названиям колонок на рис. 1, приведены значения средних скоростей седиментации с точностью до одной десятой.

3. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Средняя скорость седиментации для последних пяти морских изотопных стадий является довольно сложным параметром, чья величина и особенности распределения обусловлены множеством факторов. Рассмотрим наиболее важные из них в предельно кратком виде.

Климатические изменения. Выше отмечалось, что в течение изучаемого отрезка времени (последние 130 тыс. лет) в Арктике чередовались условия оледенений и межледниковий. К межледниковьям относится так называемое последнее межледниковье (МИС 5.5) и голоцен (МИС 1). Между ними существовало оледенение позднего неоплейстоцена, имеющее сложную структуру, со стадиями и интерстадиями (МИС 5.4 – МИС 2). Для Баренцевско-Карского ледникового щита указываются, например, следующие периоды наиболее сильных оледенений: 160–140 тыс. лет (МИС 6, за пределами изучаемого отрезка времени); 90–80 тыс. лет (МИС 5.2), 60–50 тыс. лет (переход от МИС 4 к МИС 3), 20–15 тыс. лет (максимум последнего оледенения, МИС 2) [52].

Во время межледниковий, как и в современную эпоху, шельфы были заняты морями, а мощный ледниковый щит существовал только в Гренландии. Терригенный материал поставлялся, в основном, реками и абразией берегов.

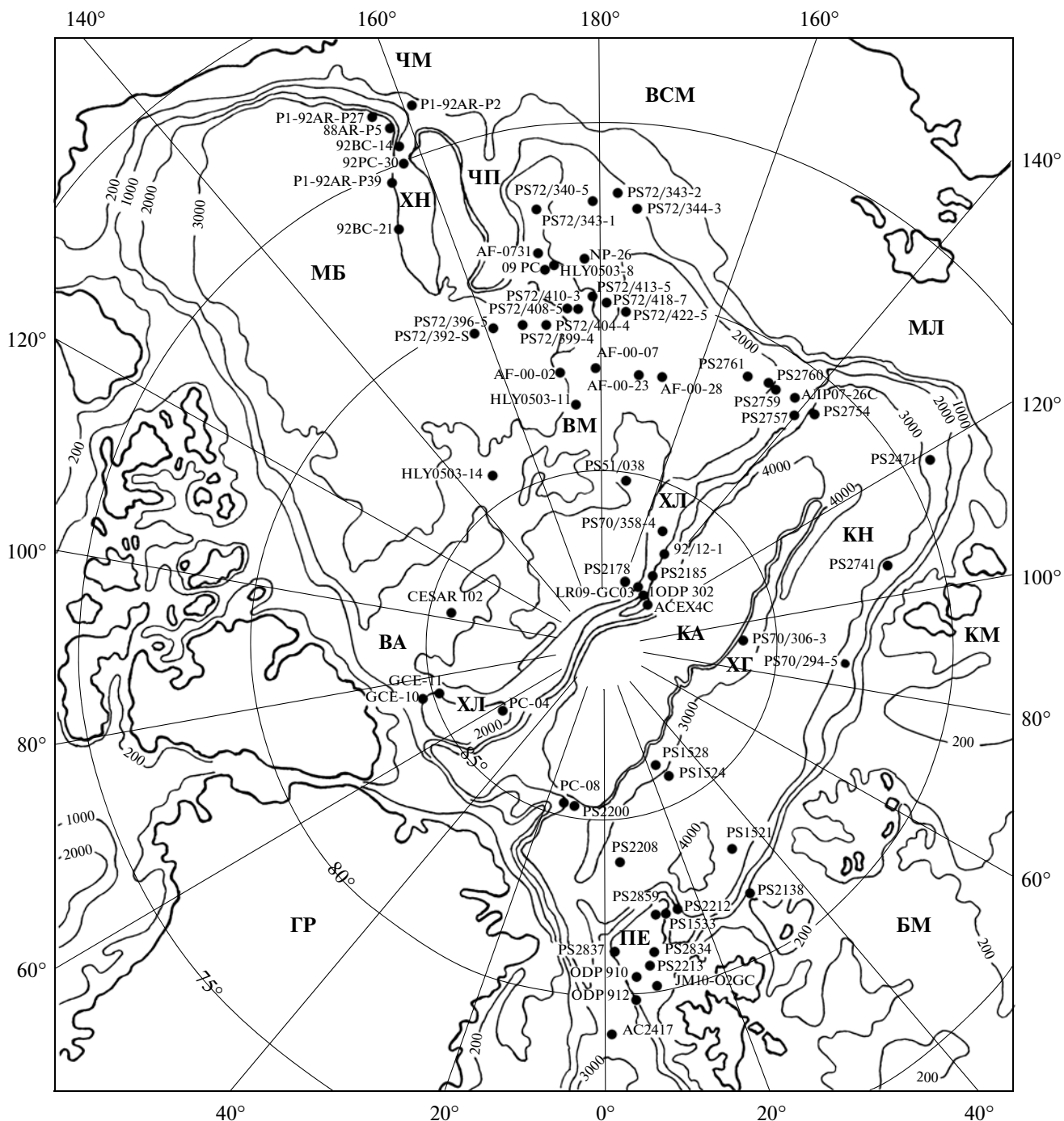


Рис. 1. Расположение в Северном Ледовитом океане колонок донных осадков с известными средними скоростями седиментации для последних пяти МИС. Изобаты даны в метрах. ГР – Гренландия; ХЛ – хребт Ломоносова; ВА – возвышенность Альфа; МБ – море Бофорта; ХН – хребт Нортвинд; ЧМ – Чукотское море; ЧП – Чукотское плато; ВСМ – Восточно-Сибирское море; ВМ – возвышенность Менделеева; МЛ – море Лаптевых; КН – котловина Нансена; КМ – Карское море; ХГ – хребт Гаккеля; КА – котловина Амундсена; БМ – Баренцево море; ПЕ – плато Ермак.

Во время оледенений огромные площади в пределах современных шельфов и прилегающих континентов были заняты крупными ледниковыми щитами (Баренцево-Карским, Гренландским, Иннуитским, Лаврентийским) и поставка осадочного вещества в океан осуществлялась в значитель-

ной степени ледовыми агентами (айсбергами, ледовыми потоками, при наступании ледниковых щитов за счет “бульдозерного эффекта”; тальми водами при дегляциациях и терминациях, в том числе за счет прорыва подпрудных озер). В эти эпохи Берингов пролив был закрыт и водообмен

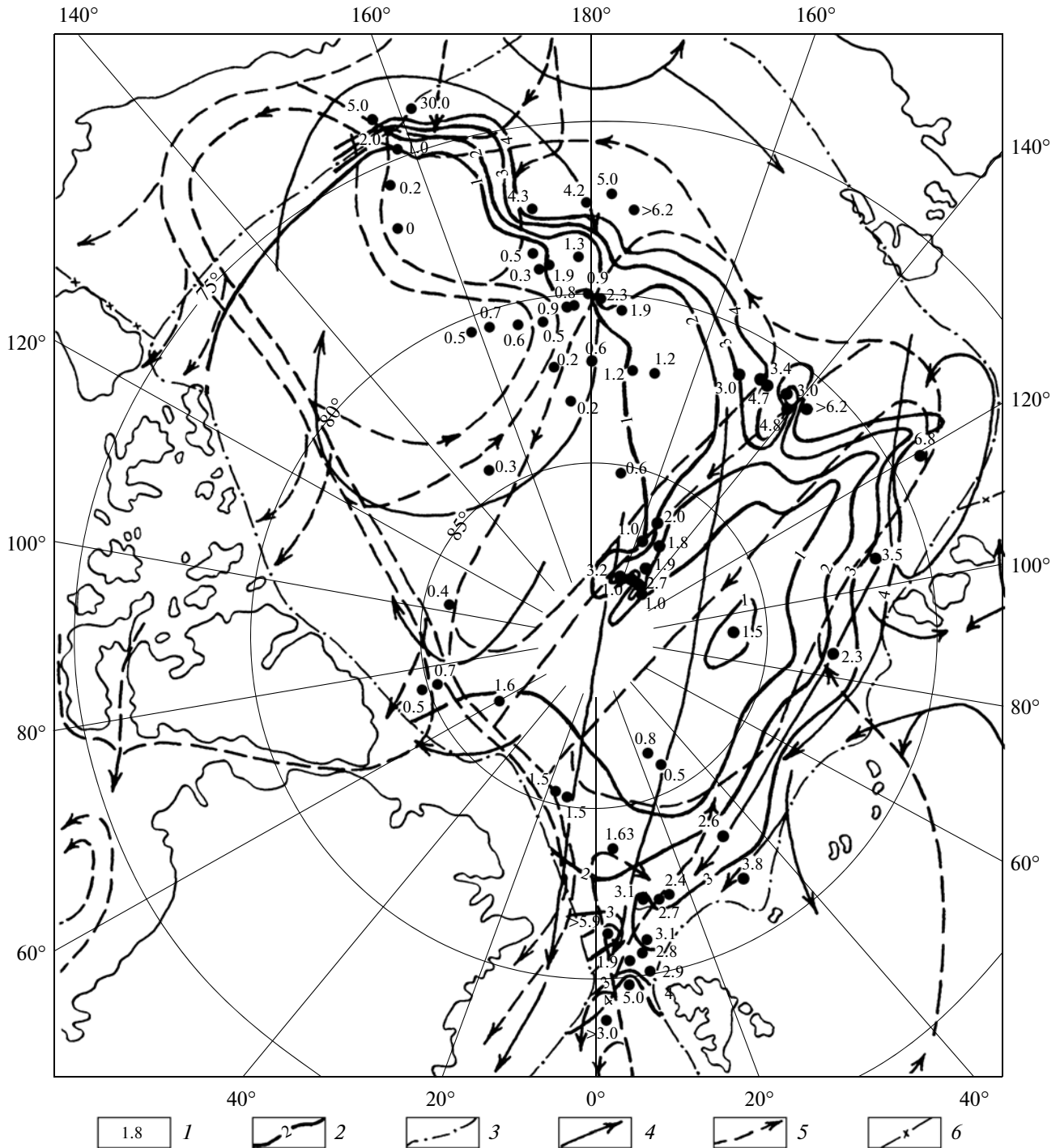


Рис. 2. Схематическая карта распределения средних скоростей седиментации (см/тыс. лет) для последних пяти МИС. 1 – рассчитанная средняя скорость седиментации для данной колонки; 2 – изолинии средних скоростей седиментации; 3 – граница распространения морского льда в летний сезон; 4 – основные течения в поверхностной водной массе; 5 – основные течения в промежуточной водной массе; 6 – границы распространения ледниковых щитов во время максимума последнего оледенения.

Северного Ледовитого океана с Мировым проходом только через пролив Фрама.

Большое значение имеет фациальная принадлежность рассматриваемого разреза в зависимости от геологической истории. Например, в рабо-

те 2009 г. [36] мы показали, что на гляциальных окраинах Северного Ледовитого океана в течение МИС 5 – МИС 1 средние скорости седиментации изменялись прямо пропорционально объему льда Северного полушария, а для глубоководного ло-

жа океана характерна обратная тенденция. Подробное объяснение этому феномену дано в [7]. История скоростей седиментации на негляциальных окраинах не подчинялась ни одной из отмеченных закономерностей.

Нельзя не отметить, что с эпохами оледенений связано накопление на глубоководном ложе повышенных количеств материала ледового разноса (IRD) за счет интенсивной его поставки айсбергами [7]. Таким образом, в эти эпохи относительная роль айсбергов сильно возросла по сравнению с морским льдом и флювиальным питанием осадочным веществом.

Структура твердого стока с континентов. Изучаемые осадки в вещественно-генетическом отношении относятся к терригенной группе. При рассмотрении карты (рис. 2) обращают на себя внимание, прежде всего, две особенности распределения скоростей седиментации: циркумконтинентальная зональность и асимметрия распределения. Как правило, на континентальных склонах скорости седиментации выше, чем на глубоководном ложе, и далее уменьшаются по направлению к центру океана. Вполне очевидно, что такая циркумконтинентальная зональность, прежде всего, связана с поставкой терригенного материала с окружающих океан континентов. В то же время рассматриваемая зональность асимметрична: со стороны Евразии и Северной Америки наблюдаются заметно более высокие скорости седиментации, чем со стороны Гренландии и Канадской Арктики.

Основные реки бассейна Северного Ледовитого океана (Печора, Обь, Енисей, Лена, Маккензи) находятся за пределами карты, однако есть смысл привести обобщенные данные по флювиальному выносу в океан. Так, модуль стока взвешенных наносов реками в Северный Ледовитый океан составляет 10.1 т/км² год (значительно меньше, чем во все другие океанические бассейны), при этом вся евразийская Арктика составляет 7.8 т/км² год [2]. Твердый сток основных рек евразийской Арктики равен 102.2 млн. т/год, а общий твердый сток в Арктику составляет 250 млн. т/год [2]. С учетом твердого стока р. Маккензи (15 млн. т/год) и р. Юкон (88 млн. т/год, при этом порядка 90% поступает через Берингов пролив в Северный Ледовитый океан) [10] получается, что почти 80% твердого стока основных рек в рассматриваемый океан в современную эпоху поступает с территории Евразии и Северной Америки. Как отмечалось, из-за закрытия в периоды оледенений Берингова пролива сток пр. Юкона попадал исключительно в Берингово море [4]. Естественно, что в плане флювиальной поставки вклад Гренландии и Канадской Арктики совершенно незначителен.

Общая величина современной поставки терригенного материала за счет абразии берегов в

Северный Ледовитый океан составляет порядка 431 млн. т/год, из которых почти 98% приходится на Евразию [30].

Таким образом, представляется, что именно структура твердого стока (на примере современной эпохи) прежде всего и определяет отмеченные особенности распределения средних скоростей седиментации для последних пяти морских изотопных стадий (рис. 2).

Агенты транспортировки и аккумуляции терригенного осадочного материала. Водная толща. Поступающее за счет абразии берегов терригенное вещество в основном накапливается на площади шельфов, а подавляющая часть (до 93%) твердого флювиального материала в современную эпоху задерживается в зонах смешения речных и морских вод, приуроченных к внутренним шельфам (см. обзор в [7]). Оставшаяся часть терригенного вещества переносится и аккумуляруется под действием весьма обширного набора течений в различных горизонтах водной толщи, а также морского льда и айсбергов (что будет рассмотрено отдельно). Здесь следует указать со всей определенностью, что исходя из существующих данных по скоростям (и абсолютным массам) современной седиментации, доминирующая часть осадочного материала оседает на шельфах [7].

Схематически циркуляция поверхностной водной массы Северного Ледовитого океана за пределами шельфов изображена по данным [18] на рис. 2. Здесь существуют две основные циркуляционные системы: система Трансполярного дрейфа, состоящая из Сибирской и Полярной ветвей, и ячейка циркуляции моря Бофорта. Отметим, что названные системы циркуляции переносят не только поверхностную водную массу, но и определяют дрейф морских льдов и айсбергов.

На рис. 2 обращает на себя внимание, что “превразийская” часть хребта Ломоносова выделяется повышенными значениями средних скоростей седиментации по сравнению с окружающими котловинами. Основной причиной этого явления, на наш взгляд, является ее близкое положение к стрежню течения Полярной ветви Трансполярного дрейфа, которое далее направляется в сторону пролива Фрама. Воды этого течения, как было показано ранее, обогащены терригенным материалом, в основном, из моря Лаптевых [6]. Ближе к спрединговому хребту Гаккеля проходит другая ветвь Трансполярного дрейфа – Сибирская, и именно поэтому и средняя скорость седиментации здесь ниже, чем на хребте Ломоносова (рис. 2), и средние химические составы осадков на обоих хребтах также различаются (рис. 3). Судя по рис. 3, средний химический состав осадков хребта Гаккеля практически совпадает со средним составом глинистых сланцев протерозойских складчатых поясов (в данном случае – Северной Земли), а средний хи-

мический состав осадков хребта Ломоносова близок к составу глинистых сланцев мезозойско-кайнозойских складчатых поясов (в данном случае – Вержоянско-Колымского складчатого пояса).

Для промежуточной водной массы, в которой важную роль играют Атлантические трансформированные теплые и соленые воды, характерна принципиально иная схема циркуляции, состоящая из множества ячеек, ограниченных основными элементами подводного рельефа (континентальными склонами, подводными хребтами и возвышенностями). Циркуляция промежуточных вод, по данным, главным образом, [47], схематически показана также на рис. 2. Отметим, что вдоль хребта Ломоносова осуществляется и поворот течения промежуточных (в том числе и Атлантических) вод, что также может внести небольшой вклад в скорости седиментации на этом хребте. По данным [49], адвекция Атлантических вод в Северный Ледовитый океан была наиболее активной во время межледниковий (МИС 5.5, МИС 1), некоторых интерстадиалов (МИС 3, МИС 5.1 и МИС 5.3) и (в меньшей степени) во время некоторых стадиалов и оледенений (МИС 4 и МИС 2).

С точки зрения автора, весьма важную роль в транспортировке и аккумуляции осадочного материала играет система циркуляции глубинной и, особенно, придонной водной массы, а также перемещение осадков гравитационными процессами на более низкие батиметрические уровни. В целом речь идет, в основном, о склоновых процессах, включающих в себя каскадинг плотных холодных вод, образующихся при осеннем льдообразовании с шельфов на большие глубины; потоки турбидных вод (мутьевые течения), иловые потоки, зерновые потоки, обломочные потоки, во время оледенений – ледовые потоки, а также подводные оползни и обвалы. Все эти процессы приурочены, главным образом, к континентальным склонам, а также к склонам подводных хребтов и возвышенностей, однако мутьевые течения способны распространяться далеко за пределы склонов, проникая на сотни километров вглубь глубоководных котловин. Действительно, было показано, что около 40% колонок донных осадков глубоководных котловин Северного Ледовитого океана содержат прослой турбидитов [26]. Кроме склоновых процессов здесь следует иметь в виду и вдоль-склоновые течения водных масс (в том числе контурные), осуществляющих транспортировку, аккумуляцию осадочного материала и эрозию морского дна (в зависимости от скорости течения и других факторов). Непосредственно в Северном Ледовитом океане контуриты пока изучены слабо, однако ясно, что число их находок со временем будет возрастать.

Немногочисленные данные о взвешенном веществе в водной толще над глубоководным ложем

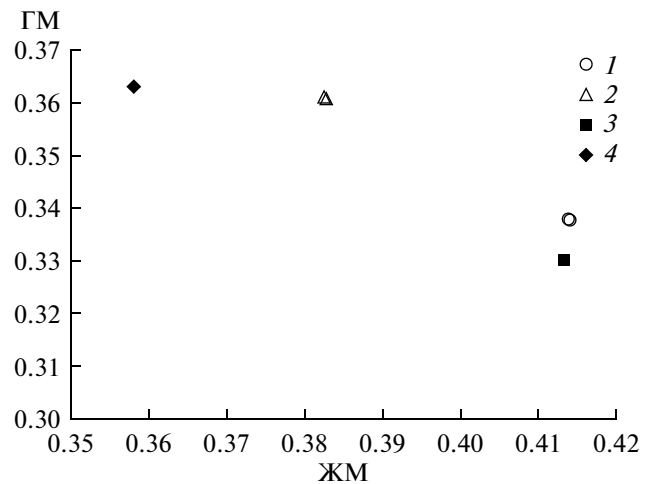


Рис. 3. Модульная диаграмма [17] среднего химического состава осадков последних пяти МИС хребта Ломоносова [6] и хребта Гаккеля [14]. ГМ – гидролизный модуль $(Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO)/SiO_2$; ЖМ – железный модуль $(Fe_2O_3 + FeO + MnO)/(TiO_2 + Al_2O_3)$. Средние составы глинистых пород складчатых поясов [13]: 1 – глинистые сланцы протерозойских складчатых поясов; 2 – глинистые сланцы мезозойско-кайнозойских складчатых поясов. Океанические осадки последних пяти МИС: 3 – осадки хребта Гаккеля (колонка PS70/306); 4 – осадки хребта Ломоносова (колонка PS70/358).

свидетельствуют о существовании трехслойной структуры, с повышенными концентрациями в поверхностном и, особенно, придонном слое и пониженной концентрацией в среднем слое [37]. При этом для поверхностного максимума характерно повышенное содержание биогенных частиц, а для придонного – минеральных (в том числе – ресуспензированных).

При рассмотрении упомянутой выше карты GEBCO [21] бросается в глаза существенно более высокое положение поверхности дна в глубоководной котловине Нансена, чем в котловине Амундсена. С нашей точки зрения, это явление объясняется заполнением котловины Нансена направленным к северу потоком терригенного материала в придонном слое с континентального склона Евразии, ограниченным с севера “порогом” невысокого (несколько сот метров над дном котловин) спредингового хребта Гаккеля. Расположенная к северу от хребта Гаккеля глубоководная котловина Амундсена такого потока практически лишена.

Эти соображения свидетельствуют в пользу важного значения придонного (нефелоидного) слоя в распределении скоростей седиментации. Средний слой водной толщи в этом плане играет, скорее всего, незначительную роль, хотя с точки зрения климата, переноса тепла и солей его значение очень велико. Наконец, необходимо отметить также существенное значение поверхност-

ного слоя водной толщи в распределении осадочного вещества по площади Северного Ледовитого океана и ведущую его роль в дрейфе морского льда и айсбергов. Напомним, что в нашей предыдущей работе [7] уже было высказано мнение о доминировании в современной Арктике латерального переноса осадочного материала морскими течениями, каждое из которых обладает своей средней концентрацией взвешенного вещества с его характерными минеральным и химическим составами.

Специальные палеоокеанологические исследования показали, что указанная выше схема циркуляции водной толщи с определенными колебаниями была устойчивой на протяжении всего исследуемого интервала времени [40].

Морской лед и айсберги. О геологической роли льда в осадкообразовании в Северном Ледовитом океане написано очень много, особенно в последние годы (например, [6, 11, 32, 33, 45, 50]). Автор придерживается точки зрения о незначительности этой роли в современную эпоху, а также во время последнего межледниковья, и существенном возрастании ее значения во время оледенений позднего неоплейстоцена [7].

На рис. 2 показана средняя летняя граница распространения морского льда в современную эпоху (взята с изменениями из [48]). Большинство указанных на рис. 1 колонок расположены внутри этой зоны развития ледового покрова. Не исключено и влияние сплоченности морского льда на скорости седиментации [46], поскольку летом увеличивается количество разводий, особенно в периферической зоне распространения морских льдов. В разводьях возрастает количество планктона из-за увеличения содержания питательных веществ за счет таяния льдов и летнего освещения. В свою очередь, рост первичной продукции влечет за собой повышение биофильтрации и биотранспорта, что, в конечном счете, приводит к некоторому возрастанию скорости седиментации терригенного материала. Если показать положение и зимней границы, то внутри нее окажутся уже все колонки. Такова ситуация сейчас, во время межледниковья голоцена.

Изучение рис. 2 показывает, что все немногочисленные колонки, расположенные вне зоны развития паковых льдов, демонстрируют заметно более высокие скорости седиментации, чем колонки, находящиеся внутри этой зоны. Это, безусловно, характеризует важное влияние морского льда на скорости седиментации. Кроме того, например, в работе [41] было убедительно показано, что скорости седиментации на хребте Ломоносова около Гренландии были очень низкими в течение МИС 5.4 – МИС 1, т.к. аккумуляция происходила в подледных условиях, и резко выросли во время последнего межледниковья (МИС 5.5) в условиях отсутствия ледового покрова.

Поставка морского льда с шельфов Северного Ледовитого океана в его центральную часть в современную эпоху весьма неравномерна: с шельфов морей Чукотского и Бофорта поставляется 20 км³/год, Восточно-Сибирского моря – 150 км³/год, моря Лаптевых – 670 км³/год, Карского моря – 240 км³/год, Баренцева – 35 км³/год [27]. Судя по немногочисленным публикациям, существует определенная фациальная изменчивость криозолей в современную эпоху, выражаемая неравномерным распределением концентрации осадочного материала во льду [23, 42], его петрографического [23, 40] и минерального [42] составов. Соответственно, в различных ветвях дрейфа морских льдов также находятся отличающиеся по своей концентрации и составу криозоли.

Таким образом, отмеченная ранее специфика химического состава осадков подводных хребтов Ломоносова и Гаккеля (рис. 3) объясняется не только различным составом взвеси течений в поверхностной водной массе, но и различным составом криозолей и в целом материала ледового разноса в различных ветвях дрейфа морских льдов во время последних пяти МИС (особенно в эпохи максимального развития оледенений).

Если иметь в виду именно эти эпохи, то к массивам морского льда по периферии добавятся ледниковые щиты окружающих континентов и шельфов. По данным, приведенным в [50], на рис. 2 пунктирной линией на уровне примерно 110° в.д. и примерно 125° з.д. показаны, соответственно, границы распространения Баренцевско-Карского и слившихся воедино Гренландского, Иннуитского и Лаврентийского ледниковых щитов во время максимума последнего оледенения.

Роль подводного рельефа. В предыдущих разделах статьи частично затрагивалась тема связи крупных элементов подводного рельефа со средними скоростями седиментации для последних пяти МИС. Здесь вкратце отметим только несколько моментов.

Континентальные склоны и подножья служат зонами и повышенной аккумуляции, и транзита осадочного материала с прилегающей суши. Особую роль здесь играют склоновые процессы, приводящие, в частности, к накоплению в районе континентального подножья подводных конусов выноса на траверзе висячих поперечных желобов Баренцева и Карского морей [16]. Средние скорости седиментации на континентальных склонах Евразии и Аляски гораздо выше, чем на аналогичных формах рельефа, соседствующих с Канадской Арктикой и Гренландией.

В эпохи оледенений специфика данных элементов рельефа местами приводила к появлению таких особенностей ледовой системы как ледовые шельфы (особенно вдоль Северной Америки, Канадской Арктики и Гренландии) [33], ледовые по-

токи и сёрджи (surges) с формированием армاد айсбергов [8, 50].

Глубоководные котловины в целом отличаются довольно низкими фоновыми скоростями седиментации (если не учитывать турбидитов), что связано с их удалением от мощных источников осадочного материала и, местами, изоляцией от придонных потоков осадочного вещества подводными хребтами и возвышенностями. Глубоководная Канадская котловина, а также котловины Макарова и Подводников в значительной степени находятся под влиянием ячейки циркуляции моря Бофорта, несущей очень прозрачные поверхностные воды из-за близости к питающей провинции Гренландии и Канадской Арктики. Свою роль здесь играет и массив многолетних льдов Центральной Арктики. Как отмечалось, в этом плане исключением является глубоководная котловина Нансена, беспрепятственно получающая огромные массы осадков с континентальной окраины Евразии.

Подводные хребты, прилегающие к Чукотскому морю (Нортвинд и Чукотское плато), а также **возвышенность Менделеева** в районах сочленения с континентальными склонами вне паковых льдов получают достаточно обильное терригенное питание, но под льдом попадают в зону действия циркуляции моря Бофорта, и скорости седиментации на них резко падают.

Хребет Ломоносова, как уже отмечалось, находится частично “в зоне действия” Полярной ветви Трансполярного дрейфа в своей “приевразийской” части и поэтому на нем отмечены довольно высокие скорости седиментации, однако в районе Северного полюса направление дрейфа и простираение хребта расходятся, остальная (“пригренландская”) часть хребта попадает под влияние циркуляции моря Бофорта и, скорее всего (пока очень мало данных), скорости седиментации снижаются.

Специфика спредингового **хребта Гаккеля** состоит в развитии очень расчлененного рельефа (включая рифтовую долину) на больших глубинах и отсутствии осадочного покрова на весьма значительной части поверхности хребта, где обнажаются базальты и ультрабазиты [53]. Кроме того, к хребту приурочены многочисленные мелкофокусные землетрясения [34]. Все это способствует накоплению осадочного материала лишь в изолированных депрессиях и “карманах” рельефа.

На подводной возвышенности Альфа отмечены очень низкие скорости седиментации, что обусловлено территориальной близостью к области со слабой поставкой осадочного материала, расположением под толстыми многолетними льдами и нахождением в зоне влияния циркуляции моря Бофорта.

В целом для континентальных склонов, различных подводных хребтов и возвышенностей

необходимо отметить такие общие черты, как развитие склоновых процессов (в том числе — подводных оползней) и повышенную гидродинамическую активность придонного слоя (для хребта Ломоносова примеры последней описаны в [6]).

Наконец, нельзя обойти вниманием и четвертичные тектонические подвижки, которые локально изменяют рельеф дна, приводят к подводным осыпям, обвалам и оползням [7] и, тем самым, влияют на рассчитываемые скорости седиментации.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование показало, что средние скорости седиментации для последних пяти МИС (130 тыс. лет) в Северном Ледовитом океане являются параметром, отражающим множество факторов. Вероятно, на первом месте по своему значению находятся циркумконтинентальная зональность и асимметричность поставки терригенного материала реками и абразией берегов. Второе место занимает система течений в водной толще океана, причем наиболее важна циркуляция в поверхностной и придонной водных массах. Третье по важности роль играет ледовая система океана, значение которой резко возросло в периоды оледенений (особенно их максимумов). Существенный вклад в исследуемую проблему вносит система подводного рельефа. Наконец, совершенно необходимо учитывать и историко-геологические аспекты формирования изучаемых разрезов в различных фациальных областях.

Не подлежит сомнению, что происходящее активное изучение Северного Ледовитого океана (особенно Западной Арктики) уже в ближайшее время принесет много новой информации, касающейся обсуждаемой в статье проблемы.

Автор благодарит Т.А. Антонову, Т.Н. Гельви и К.В. Сыромятникова за оформление рисунков.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 14-05-00265) и Программы Президиума РАН № 5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов. М.: МПР РФ, 1999. 524 с.
2. Гордеев В.В. Геохимия системы река-море. М.: Изд-во И.П. Матушкина И.И., 2012. 452 с.
3. Крылов А.А., Шилов В.В., Андреева И.А., Мирюлюбова Е.С. Стратиграфия и условия накопления верхнечетвертичных осадков северной части поднятия Менделеева (Амеразийский бассейн Северного Ледовитого океана) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 2 (88). С. 7–22.
4. 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.

5. 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.
6. Левитан М.А., Рощина И.А., Русаков В.Ю. и др. Четвертичная история седиментации на подводном хребте Ломоносова (Северный Ледовитый океан) // Строение и история развития литосферы. Отв. ред. Леонов Ю.Г. М.- СПб.: Paulsen Editions, 2010. С. 464–490.
7. Левитан М.А., Сыромятников К.В., Кузьмина Т.Г. Некоторые литолого-геохимические особенности современной и четвертичной седиментации в Северном Ледовитом океане // Геохимия. 2012. № 7. С. 627–643.
8. Левитан М.А., Сыромятников К.В. Методики изучения тонкой структуры полярной толщи и отложений морской изотопной стадии 6 в центральной части Северного Ледовитого океана // Геохимия. 2015 (в печати).
9. Левитан М.А., Штайн Р. История скоростей осадконакопления в Северном Ледовитом океане в течение последних 130 тыс. лет // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. М.: ГЕОС, 2007. С. 224–226.
10. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. Количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974. 438 с.
11. Лисицын А.П. Новый тип седиментогенеза в Арктике – ледовый морской, новые подходы к исследованию процессов // Геол. и геофиз. 2010. Т. 15. № 1. С. 18–60.
12. Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 304 с.
13. Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 182 с.
14. Русаков В.Ю., Левитан М.А., Рощина И.А. и др. Химический состав глубоководных верхнеплейстоцен-голоценовых осадков хребта Гаккеля (Северный Ледовитый океан) // Геохимия. 2010. № 10. С. 1062–1078.
15. Талденкова Е.Е., Николаев С.Д., Рекант П.В. и др. Палеогеография хребта Ломоносова (Северный Ледовитый океан) в плейстоцене: литология осадков и микрофауна // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2009. № 4. С. 45–54.
16. Тарасов Г.А., Матишов Г.Г., Казанин Г.С. Геологическое строение и эволюция баренцевоморского шельфа в позднем кайнозое // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 1. М.: ГЕОС, 2009. С. 45–53.
17. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
18. Aagard K., Carmack E.C. The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. (C. 10). P. 14485–14498.
19. Adler R.E., Polyak L., Ortiz J.D. et al. Sediment record from the western Arctic Ocean with an improved Late Quaternary age resolution: HOTRAX core HLY0503-8JPC, Mendeleev Ridge // Global Planet. Change. 2009. V. 68. P. 18–29.
20. Alexanderson H., Backman J., Cronin T.M. et al. An Arctic perspective on dating Mid-Late Pleistocene environmental history // Quatern. Sci. Rev. 2013, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.09.023>.
21. Arctic Ocean. GEBCO World Map. 2004. www.gebco.net
22. Backman J., Jakobsson M., Løvlie R. et al. Is the central Arctic Ocean a sediment starved basin? // Quatern. Sci. Rev. 2004. V. 23. P. 1435–1454.
23. Bischof J. Ice drift, ocean and climate change. Berlin: Springer, 2000. 214 p.
24. Chauhan T., Rasmussen T.L., Noormets R. et al. Glacial history and paleoceanography of the southern Yermak Plateau since 132 ka BP // Quatern. Sci. Rev. 2013, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.10.0123>.
25. Cronin T.M., Polyak L., Reed D. et al. A 600-ka Arctic sea-ice record from Mendeleev Ridge based on ostracodes // Quatern. Sci. Rev. 2013, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.12.010>
26. Darby D.A., Naidu A.S., Mowatt T.C., Jones G.A. Sediment composition and sediment processes in the Arctic Ocean // The Arctic Seas: climatology, oceanography, geology, and biology / Ed. Herman Y. New -York: Van-Nostrand Reinhold, 1989. P. 657–720.
27. Eicken H. The role of Arctic ice in transporting and cycling of terrestrial organic matter // The Arctic Ocean Organic Carbon Cycle: Present and Past / Eds. Stein R., Macdonald R. Berlin: Springer, 2004. P. 45–52.
28. Fagel N., Not C., Gueibe J. et al. Late Quaternary evolution of sediment provenances in the Central Arctic Ocean: mineral assemblage, trace element composition and Nd and Pb isotope fingerprints of detrital fraction from the Northern Mendeleev Ridge // Quatern. Sci. Rev. 2013, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.12.0181>.
29. Fisher A.G. Geological time-distance rates: the Bubnoff unit // Bull. Geol. Soc. Amer. 1969. V. 80. P. 549–552.
30. Grigoriev M.N., Rachold V., Hubberten H.-W., Schirmeister L. Organic carbon input to the Arctic Seas through coastal erosion // The Arctic Ocean Organic Carbon Cycle: Present and Past / Eds. Stein R., Macdonald R. Berlin: Springer, 2004. P. 41–45.
31. Hanslik D., Löwemark L., Jakobsson M. Biogenic and detrital-rich intervals in central Arctic Ocean cores identified using x-ray fluorescence scanning // Polar Research. 2013. V. 32. 18386, <http://dx.doi.org/10.3402/polar.v32i0.18386>.
32. Jakobsson M., Nilsson J., O'Regan M. et al. An Arctic Ocean and ice shelf during MIS 6 constrained from new geophysical and geological data // Quatern. Sci. Rev. 2010. V. 29. P. 3505–3517.
33. Jakobsson M., Andreassen K., Bjarnadóttir I.R. et al. Arctic Ocean glacial history // Quatern. Sci. Rev. 2014. V. 92. P. 40–67.
34. Jokat W., Schmidt-Aursch M.C. Geophysical characteristics of the ultraslow spreading Gakkell Ridge, Arctic Ocean // Geophys. J. Int. 2007. V. 168. P. 983–998.
35. Kaufman D.S., Polyak L., Adler R. et al. Dating late Quaternary planktonic foraminifer *Neoglobobulimina pachyderma* from the Arctic Ocean using amino acid racemization // Paleoceanography. 2008. V. 23, PA3224, doi: 10.1029/2008PA001618.

36. *Levitan M.A., Lavrushin Yu.A.* Sedimentation history in the Arctic Ocean and Subarctic Seas for the last 130 kyr. Berlin-Heidelberg: Springer, 2009. 387 p.
37. *Lisitzin A.P.* Sea-ice and iceberg sedimentation in the Ocean: recent and past. Berlin: Springer, 2002. 563 p.
38. *Löwemark L., März C., O'Regan M., Gyllencreutz R.* Arctic Ocean Mn-stratigraphy: genesis, synthesis and inter-basin correlation // *Quatern. Sci. Rev.* 2013, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.11.018>.
39. *März C., Stratmann A., Matthiessen J. et al.* Manganese-rich brown layers in Arctic Ocean sediments: Composition, formation mechanisms, and diagenetic overprint // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2011. V. 75. P. 7668–7687.
40. *Nørgaard-Pedersen N.* Late Quaternary Arctic Ocean sediment records: surface ocean conditions and provenance of ice-rafted debris // *GEOMAR REPORTS.* 1997. № 65. 107 p.
41. *Nørgaard-Pedersen N., Mikkelsen N., Kristoffersen Y.* Arctic Ocean record of last two glacial-interglacial cycles off North Greenland/Ellesmere Island – Implications for glacial history // *Mar. Geol.* 2007. V. 244. P. 93–108.
42. *Nürnberg D., Wollenburg I., Dethleff D. et al.* Sediments in Arctic sea ice: Implications for entrainment, transport and release // *Mar. Geol.* 1994. V. 119. P. 185–214.
43. *O'Regan M., King J., Backman J. et al.* Constraints on the Pleistocene chronology of sediments from the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography.* 2008. V. 23. PA1S19, [doi:10.1029/2007PA001551](https://doi.org/10.1029/2007PA001551).
44. *Polyak L., Alley R.B., Andrews J.T. et al.* History of sea ice in the Arctic // *Quatern. Sci. Rev.* 2010. V. 29. P. 1757–1778.
45. *Polyak L., Best K.M., Crawford K.A. et al.* Quaternary history of sea ice in the western Arctic Ocean based on foraminifera // *Quatern. Sci. Rev.* 2013, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.12.018>
46. *Polyak L., Bischof J., Ortiz J.D. et al.* Late Quaternary stratigraphy and sedimentation patterns in the western Arctic Ocean // *Global Planet. Change.* 2009. V. 68. P. 5–17.
47. *Rudels B., Jones E.P., Anderson L.G., Kattner G.* On the intermediate depth waters of the Arctic Ocean // *The Polar Oceans and Their Role in Shaping of the Global Environment. Geophys. Monogr. Ser. V. 85.* AGU, Washington D.C., 1994. P. 33–46.
48. *Spielhagen R.F.* History of Atlantic Water advection to the Arctic Ocean: a review of 20 years of progress since the “Oden” – “Polarstern” Expedition in 1991 // *Polarforschung.* 2012. V. 82. № 1. P. 19–36.
49. *Spielhagen R.F., Baumann K.-H., Erlenkeuser H. et al.* Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history // *Quatern. Sci. Rev.* 2004. V. 23. P. 1455–1484.
50. *Stein R., Fahl K., Müller J.* Proxy reconstruction of Cenozoic Arctic Ocean sea-ice history – from IRD to IP₂₅ // *Polarforschung.* 2012. V. 82. № 1. P. 37–71.
51. *Stein R., Matthiessen J., Niessen F. et al.* Towards a better (litho-) stratigraphy and reconstruction of Quaternary paleoenvironment in the Amerasian Basin (Arctic Ocean) // *Polarforschung.* 2010. V. 79 (2). P. 97–121.
52. *Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al.* Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quatern. Sci. Rev.* 2004. V. 23. P. 1229–1271.
53. *Thiede J. (Ed.).* “Polarstern” Arctis XVII/2 Cruise Report: Amore 2001 // *Ber. Polarforsch.* 2002. V. 421. 128 p.

Sedimentation Rates in the Arctic Ocean during the Last Five Marine Isotope Stages

M. A. Levitan

Sedimentation rate is one of the most important facies parameters in sedimentation basins including seas and oceans. The paper contains a review of available data concerning average sedimentation rates for the last five marine isotope stages (last 130 kyr) in the Arctic Ocean (with exception of shelves). We have revealed a sharply expressed circumcontinental zonality and asymmetry in the distribution of abovementioned parameter. The influence of solid discharge structure, oceanic circulation, ice regime, climate changes and bottom topography for sedimentation rates are considered.