

## ИСТОРИЯ СКОРОСТЕЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ В ТЕЧЕНИЕ ПОСЛЕДНИХ 130 ТЫС. ЛЕТ

М.А. Левитан, Р. Штайн

Литологи традиционно изучают скорость осадконакопления в качестве одного из главных количественных параметров современной и древней седиментации. Обзор литературы на эту тему выходит за рамки данной публикации, однако, с нашей точки зрения, нельзя не упомянуть А.Б. Ронova, С. Бубнова и А.П. Лисицына. Публикации А.Б. Ронova пронизаны стремлением к количественной характеристике процессов седиментации (в том числе по площадям, массам, объемам, скоростям и интенсивности осадконакопления). Известный немецкий геолог С. Бубнов сделал для изучения роли времени в геологических процессах так много, что его именем названа единица скорости седиментации: 1 Бубнов = 1 м/млн. лет [Лисицын, 1974]. А.П. Лисицын впервые создал картографические обобщения распределения скоростей современной седиментации в основных океанических бассейнах [Лисицын, 1974]. Наконец, все версии бассейнового анализа уже в обязательном порядке включают определения скоростей осадконакопления [Геоисторический ..., 1999].

Представляется полезным кратко остановиться на некоторых методических аспектах определения скоростей седиментации в морях и океанах. Здесь выделяются два направления, связанные, соответственно, с определениями толщины (мощности) слоя, для которого рассчитываются скорости, и с определением продолжительности накопления этого слоя.

Наиболее точные данные по мощности современных или очень молодых осадков получаются с помощью малти-кореров или коробчатых пробоотборников. Грунтовые трубки, как правило, разбивают своими клапанами верхние несколько сантиметров (до 10 см и более) осадков. В поршневых трубках, особенно в сверхдлинных (длинной по несколько десятков метров) модификациях, происходит растягивание колонки за счет всасывания осадочного вещества в верхних горизонтах (до 30–37% в сверхдлинных трубках). Гравитационное уплотнение при диа- и катагенезе также искажает первичные (сложившиеся на этапе седиментогенеза) значения толщины слоя.

Продолжительность формирования рассматриваемого слоя определяется с помощью методов стратиграфии и геохронометрии. В приложении к Центральной Арктике долгое время главным методом служила литостратиграфия в сочетании с магнитостратиграфией [Clark, 1970]. Дополнительную роль играли био- и изотопно-стратиграфические методы. Отсутствие значительных количеств биогенных карбонатов и планктоногенного органического вещества в донных осадках этого региона сдерживали применение радиоуглеродного метода для осадков возрастом до первых десятков тысяч лет. По материалам, полученным во второй половине прошлого века, сложилось широко распространенное мнение о крайне низких скоростях пелагического осадконакопления, измерявшихся в миллиметрах в тысячу лет. Затем произошли три события, способствовавшие появлению взглядов о более высоких скоростях седиментации. Во-первых, был создан радиоуглеродный анализ микроколичеств углерода с помощью ускорительной масс-спектрометрии (AMS  $^{14}\text{C}$ ). Во-вторых, было показано, что предполагавшиеся в качестве инверсий периоды существования отрицательного магнитного поля во многих разрезах донных осадков на самом деле соответствуют экскурсам, т.е. являются гораздо более молодыми (см. рассмотрение этой проблемы в [Backman et al., 2004]). В-третьих, начали применять новые методы датирования: оптико-симулирующую люминесценцию (OSL), хемотратиграфию по Mn, цветовую стратиграфию [Jakobsson et al., 2000, 2001, 2003]. Необходимо специально сделать акцент на роли именно Мартина Якобссона в состоявшейся смене парадигмы относительно средних скоростей накопления донных осадков в пелагической части Северного Ледовитого океана. В результате к настоящему времени уже обоснованно доминирует точка зрения о том, что характерные скорости седиментации в этом районе составляют первые сантиметры в тысячу лет.

Следует отметить еще два аспекта рассматриваемой проблемы. Я. Бэкман с коллегами спра-

ведливо указал на то, что в глубоководных котловинах Северного Ледовитого океана в периоды оледенений из-за ослабленной термохалинной циркуляции возраст изотопного резервуара увеличивался на несколько сот лет, возможно, достигая 1000 лет [Backman et al., 2004]. Это необходимо учитывать при переводе радиоуглеродного возраста в календарный. Кроме того, известны данные о широком распространении гравиационных отложений на дне как континентальных окраин, так и глубоководных котловин. Например, описаны турбидиты [Левитан и др., 2002] и дебриты [Winkelman et al., 2006] на склонах плато Ермак. До 40% колонок донных осадков в глубоководных котловинах Арктики содержат прослойки турбидитов [Darby et al., 1989]. Многочисленные доказательства подводной эрозии найдены с помощью литологических и сейсмостратиграфических методов [Poore et al., 1999].

Трудности исследования Северного Ледовитого океана и некоторые из упомянутых проблем привели к тому, что надежно датированных колонок с хорошо выполненным стратиграфическим расчленением в Центральной Арктике немного. Нами собраны данные по этим колонкам ([Stein et al., 1994; Schneider et al., 1996; Darby et al., 1989, 1997, 2001; Nørgaard-Pedersen et al., 1998, 2003; Grantz et al., 1999; Nowaczyk et al., 2001; Poore et al., 1999] и другие работы) и опубликована соответствующая таблица с расчетами скоростей осадконакопления [Левитан и др., 2006]. Расположение изученных колонок показано в [Левитан, Штайн, 2007]. В основном они приурочены к Евразийскому бассейну. Мы использовали для расчетов только колонки с изотопно-кислородной стратиграфией и с AMS  $^{14}\text{C}$  определениями возраста для верхних горизонтов разрезов. Возраст границ изотопно-кислородных стадий (ИКС) принимался по [Martinson et al., 1987]. Разделение ИКС 5 на отложения земского (микулинского) межледниковья и вайхсельские слои выявило всего несколько таких разрезов, поэтому соответствующие схемы распределения скоростей осадконакопления для этих отложений не составлены. Отобраны колонки, приуроченные к глубоководному ложу, континентальным склонам и подножьям, при этом из рассмотрения исключались, как правило, разрезы, в которых имелись пачки отложений подводных оползней, турбидитов и т.п. В целом осадки представлены глинистыми и обломочно-глинистыми гемипелагическими терригенными отложениями с варьирующим содержанием грубообломочного материала ледового разноса и биогенного карбоната кальция, представленного в основном остатками фораминифер. Упрощенная батиметрия взята из банка

данных «Ocean data view» ([www.pangaea.de](http://www.pangaea.de)). Названия морфоструктур ложа приведены по [Johnson, 1990].

В результате проделанной работы нами впервые составлены схемы распределения скоростей осадконакопления (СО) для каждой из последних пяти ИКС. Таким образом, освещена история СО за последние 130 тыс. лет для Северного Ледовитого океана.

На схеме СО для ИКС 5 (рис. 1А) видно, что градация свыше 5 см/тыс. лет была распространена только в районе пролива Фрама и на южном окончании хребта Ломоносова. Градация 1–5 см/тыс. лет охватывала континентальные окраины Северной Гренландии и Баренцево-Карского бассейна, а также обширные участки котловины Нансена и хребта Ломоносова. СО менее 1 см/тыс. лет зафиксированы для хребта Гаккеля, котловины Амундсена и котловины Макарова.

Для ИКС 4 характерен несколько иной характер распределения СО (рис. 1В). Унаследованно сохраняется градация более 5 см/тыс. лет в проливе Фрама и можно предположить ее развитие также вдоль континентальных окраин морей Баренцева, Карского и Лаптевых. На хребте Гаккеля и в котловине Макарова оконтурены области с минимальными (менее 1 см/тыс. лет) СО. Обширные площади дна в котловинах Нансена и Амундсена, а также на хребте Ломоносова служили ареной седиментации с СО от 1 до 5 см/тыс. лет.

Во время ИКС 3 появились области с СО более 10 см/тыс. лет (рис. 1В). Они приурочены к континентальным окраинам Северо-Восточной Гренландии и моря Лаптевых. Градация 5–10 см/тыс. лет окаймляет ранее указанную градацию с севера и по направлению к центральной части пролива Фрама. Есть основания считать, что она занимала обширные площади вдоль континентальных окраин морей Баренцева, Карского и Лаптевых. Кроме того, отмечено точечное развитие СО от 5 до 10 см/тыс. лет в северной части хребта Ломоносова. Градация 1–5 см/тыс. лет расположена к северу от областей развития СО 5–10 см/тыс. лет, занимая плато Ермак, южную часть котловины Нансена и большую часть хребта Ломоносова. Весьма обширные участки морского дна в котловинах Нансена, Амундсена и Макарова, а также на хребтах Гаккеля и Менделеева были ареной замедленной седиментации с СО менее 1 см/тыс. лет. Нельзя не отметить неравномерность осадконакопления вдоль простирания хребта Ломоносова.

В ИКС 2 существовали области с СО свыше 20 см/тыс. лет, например, на континентальных окраинах Баренцева моря и, в меньшей степени,

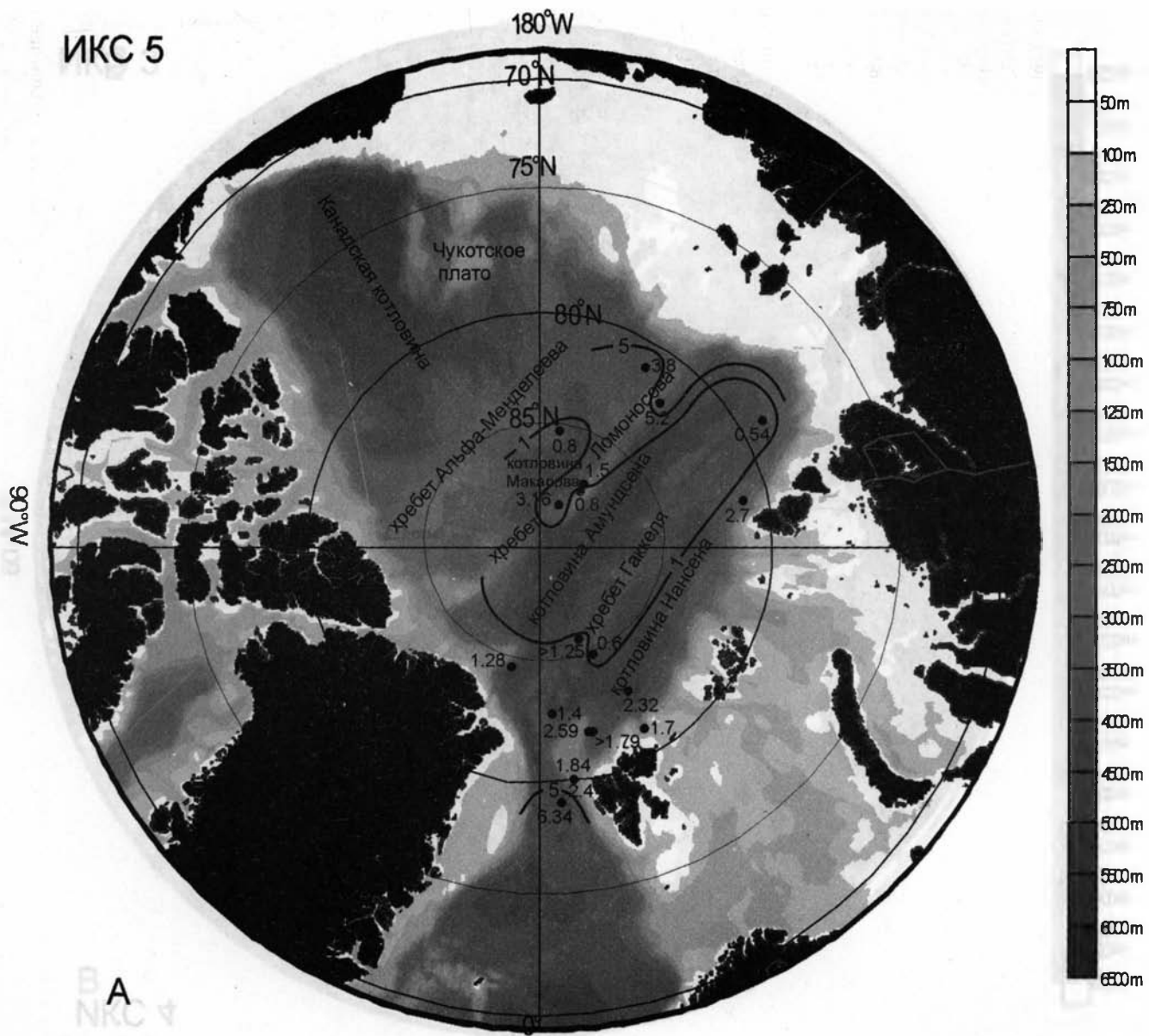


Рис. 1. Схемы распределения скоростей осадконакопления (см/тыс. лет) в Северном Ледовитом океане:

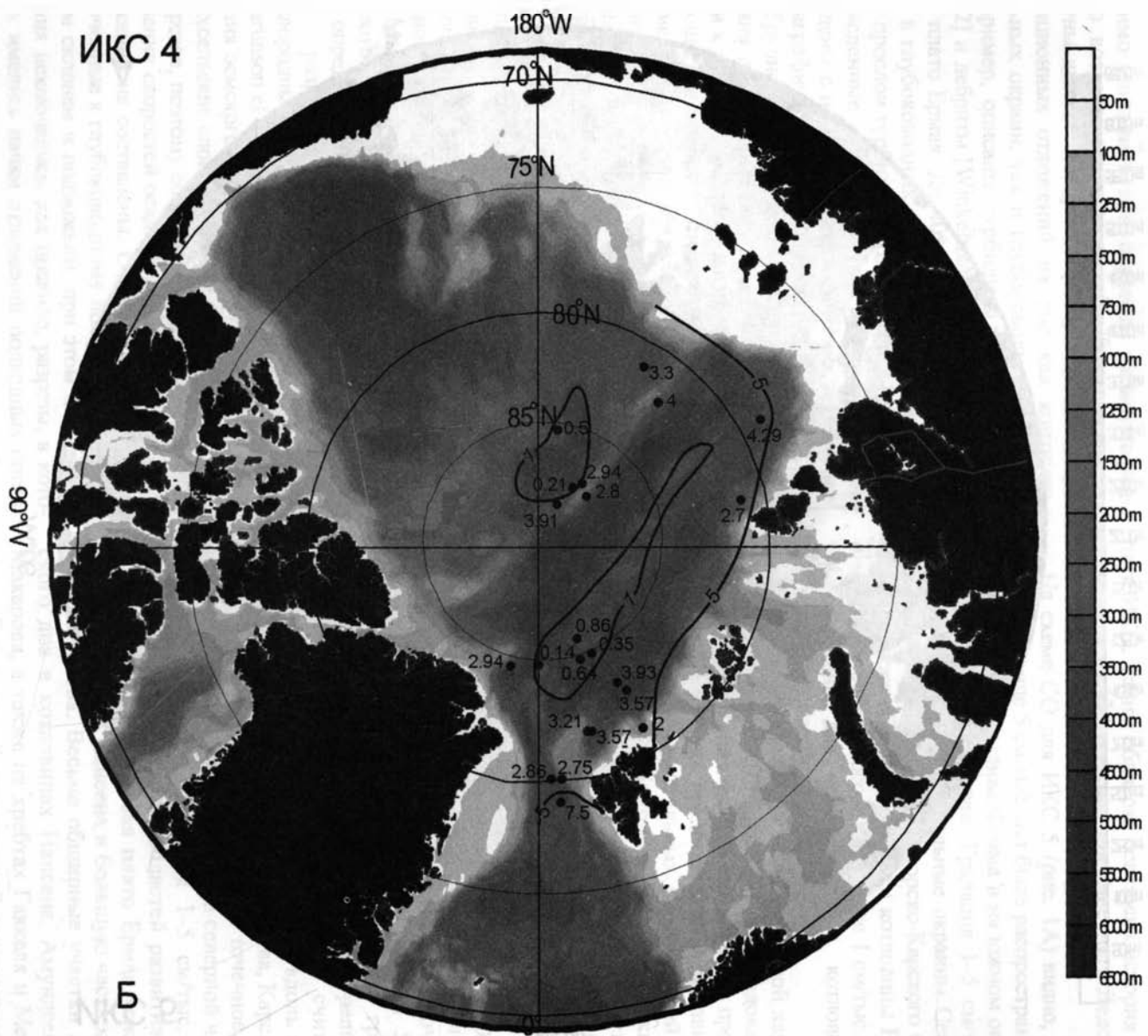


Рис. 1. Продолжение

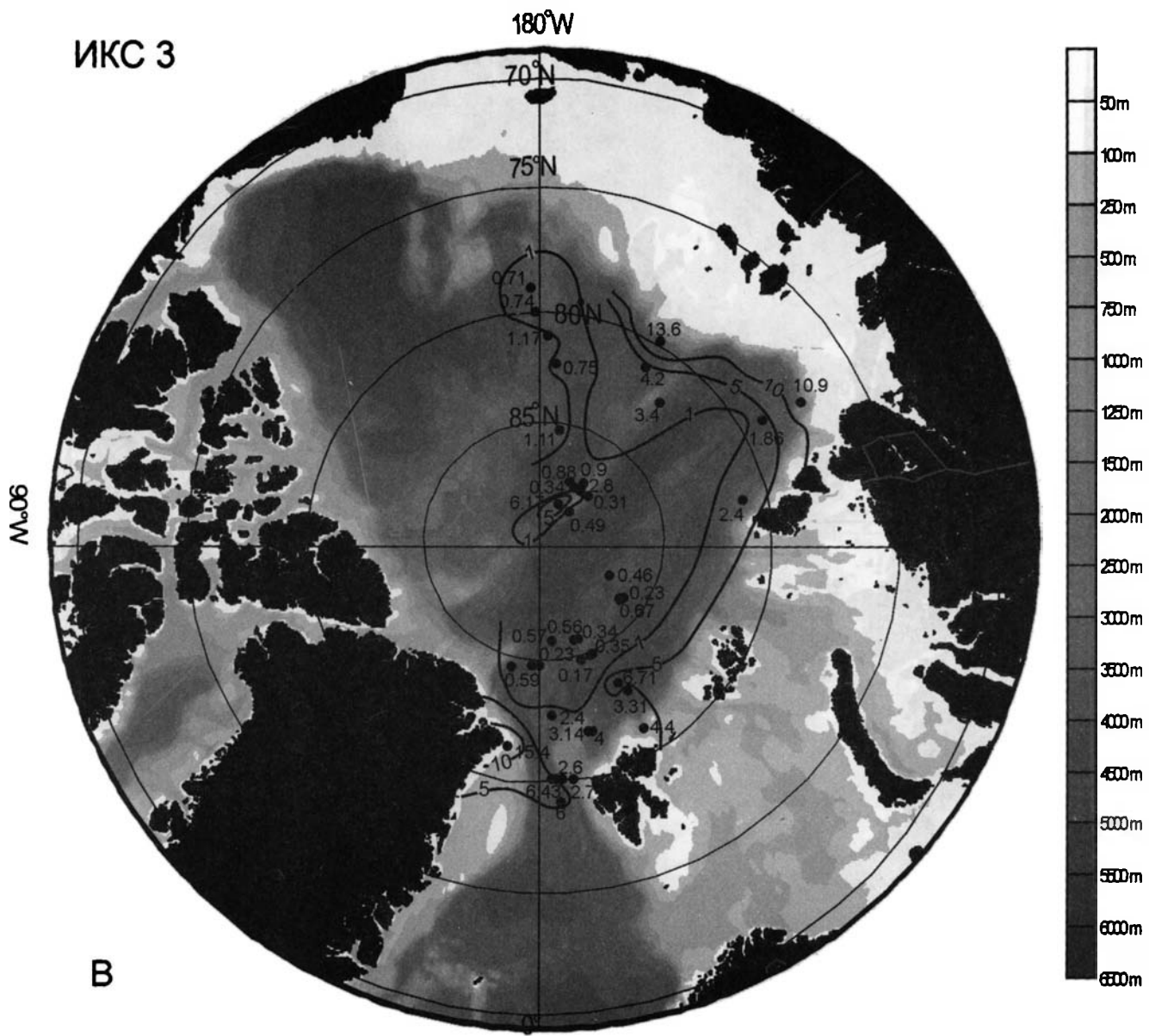


Рис. 1. Продолжение

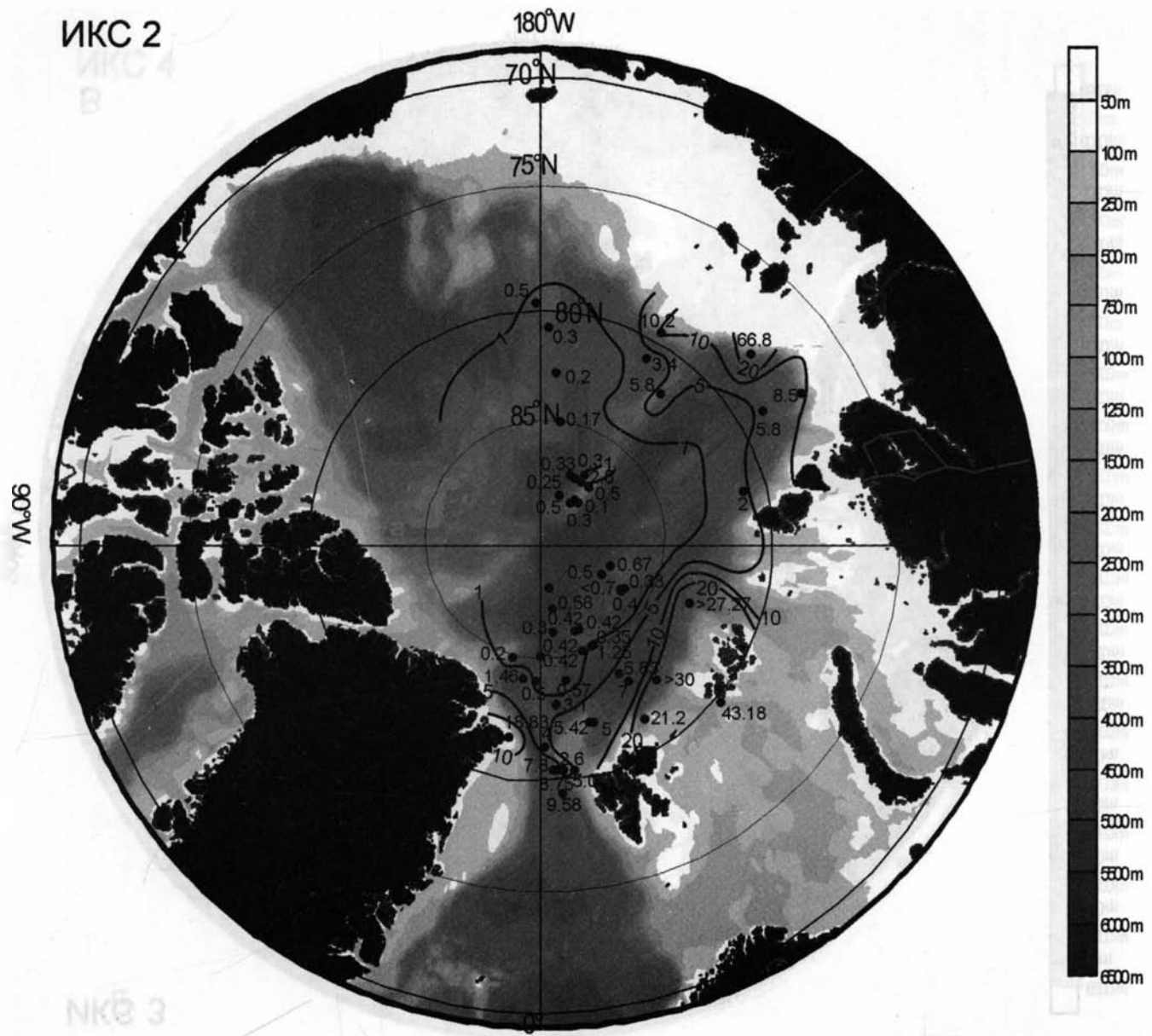


Рис. 1. Продолжение

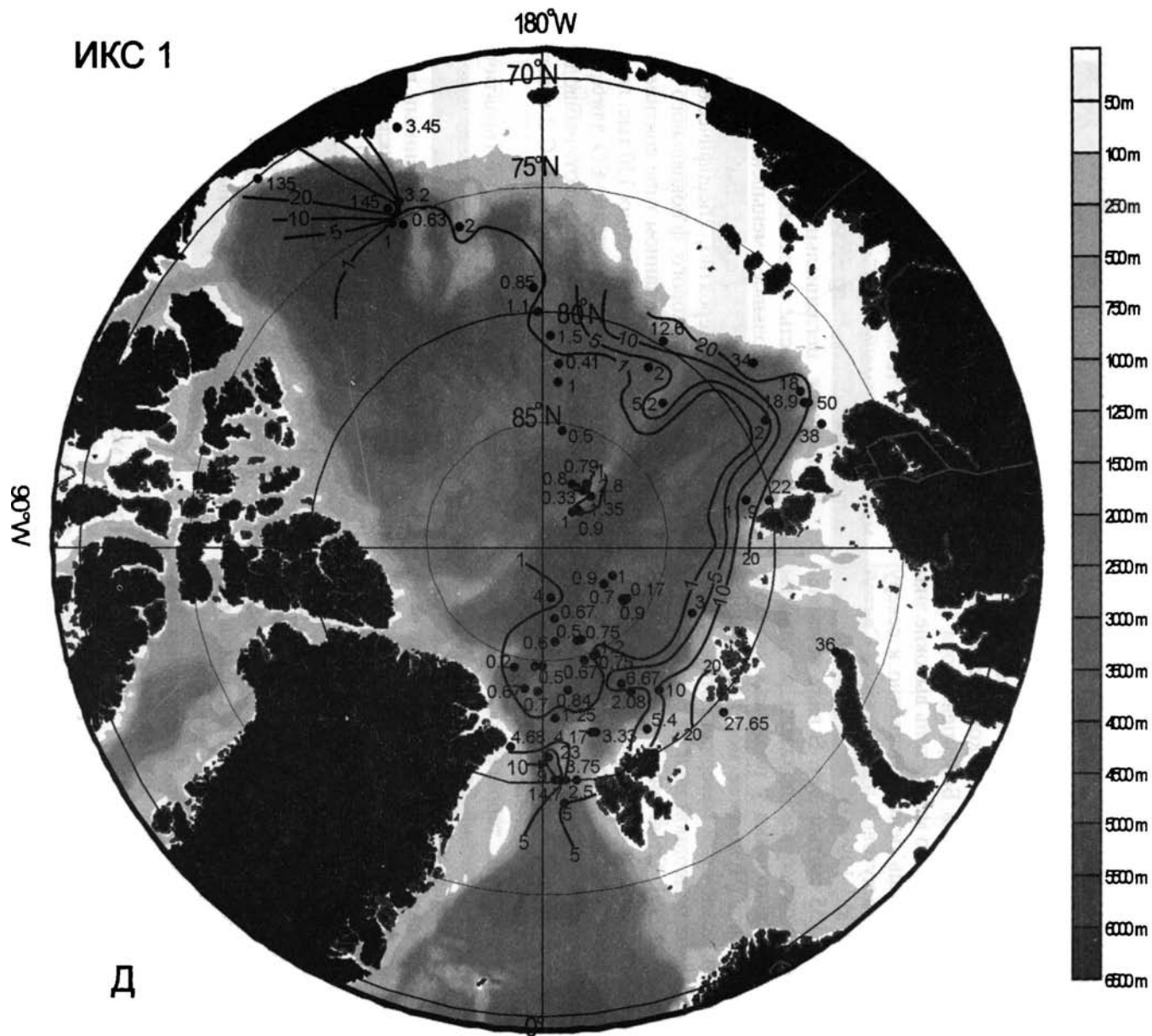


Рис. 1. Окончание

моря Лаптевых (рис. 1Г). Градации 10–20, 5–10 и 1–5 см/тыс. лет последовательно окаймляли их в северном направлении. Кроме того, как и в ИКС 3, отмечена градация 10–20 см/тыс. лет на континентальной окраине Северо-Восточной Гренландии. Почти всю Центральную Арктику (хребет Гаккеля, котловину Амундсена, северную половину хребта Ломоносова, котловину Макарова, хребет Менделеева) занимала область развития СО менее 1 см/тыс. лет.

Во время ИКС 1 СО свыше 20 см/тыс. лет достоверно закартированы на континентальной окраине моря Лаптевых и Баренцева моря (рис. 1Д). На севере Карского моря столь высокие значения известны лишь непосредственно к северу от Новой Земли (в кутовой части желоба Святой Анны) [Hald et al., 1999]. В фэне р. Мак-Кензи СО достигают 135 см/тыс. лет. В виде исключения на данной схеме мы показали результаты расчетов СО для колонки у подножья краевого плато Норд Винд (Чукотское море), сложенной турбидитами, осадочный материал которых принесен из района подводной дельты р. Мак-Кензи [Grantz et al., 1999]. Отмеченная полоса распространения градации свыше 20 см/тыс. лет вдоль континентальной окраины Евразии окаймляется в северном направлении зонами развития СО 10–20 и 5–10 см/тыс. лет. Северо-Восточная Гренландия в это время уже не служила достаточно мощным источником терригенного вещества. Небольшое поле значений более 10 см/тыс. лет на западном склоне плато Ермак и в проливе Фрама скорее связано с разгрузкой осадочного материала из таявших морских льдов и айсбергов, выносившихся Трансполярным Дрейфом из Центральной Арктики. Градация СО 1–5 см/тыс. лет в своем распространении в основном четко отражает циркумконтинентальную зональность седиментации, однако на хребте Ломоносова скорости осадконакопления такого порядка развиты довольно широко. За этим исключением во время ИКС 1 практически вся Центральная Арктика являлась ареной медленной (менее 1 см/тыс. лет) седиментации.

Таким образом, последовательное рассмотрение представленных схем СО выявило достаточно сложную картину истории изменения скоростей седиментации. Более или менее очевидна циркумконтинентальная зональность СО для каждой из рассмотренных ИКС. Для того, чтобы разобраться в полученных данных, мы разделили континентальные окраины Северного Ледовитого океана на гляциальные и негляциальные. При этом основой служили построения [Svendsen et al., 2004], закартировавшие, в частности, распространение

ледникового щита во время максимума последнего оледенения. В пределах глубоководного ложа были выделены подводные хребты различного генезиса и глубоководные котловины. Для всех типов структур были рассчитаны средние арифметические СО для каждой из проанализированных ИКС. Полученные результаты показаны в таблице, опубликованной в [Левитан и др., 2006].

Для гляциальных окраин получен четкий тренд изменения СО: возрастание от ИКС 5 к ИКС 2 и затем – уменьшение в течение ИКС 1 (рис. 2). Эта закономерность полностью совпадает с результатами аналогичного анализа для Норвежско-Гренландского бассейна [Левитан, Штайн, 2005]. Отметим, что те же особенности ранее были отмечены для изменения объемов льда в Северном полушарии [Loutre, Berger, 2003].

В пределах негляциальных окраин описана иная закономерность: возрастание СО от ИКС 5 к ИКС 3, далее небольшое уменьшение в ИКС 2 и затем увеличение СО во время ИКС 1 (см. рис. 2). Это объясняется, вероятно, специфическими соотношениями ледникового, флювиального и абразионного факторов на данном типе континентальных окраин в течение последних 130 тыс. лет.

В среднем тренды изменения СО для хребтов и котловин в пелагиали совпадают: наблюдается четкое уменьшение от ИКС 5 к ИКС 2 и затем – возрастание в ИКС 1 (рис. 3).

Скорее всего, столь различные (практически противоположные) тренды для гляциальных окраин и пелагических районов объясняются одинаковыми климатическими изменениями в течение ледниково-межледникового цикла, которые проявляются в воздействии на СО оледенений разного типа: континентальных (плюс шельфовых) в первом случае и океанического (пакового льда) – во втором. Действительно, нарастание континентальных ледников приводило к продвижению краев ледниковых щитов при максимальном развитии оледенений на бровку шельфа и – через совокупность целого ряда седиментационных механизмов в условиях понижавшегося уровня моря – к усиленной поставке осадочного материала в соседние морские бассейны. При дегляциации мощные потоки талой воды поддерживали высокую интенсивность питания бассейнов седиментации осадочным веществом. Затем в результате прекращения этих процессов и достижения высокого уровня моря в условиях теплого климата межледниковья СО в прилегающих морских бассейнах заметно ослабевали (прежде всего это явление касалось терригенного материала, т.к. интенсивность биогенной седиментации отчасти подчиняется другим законам).



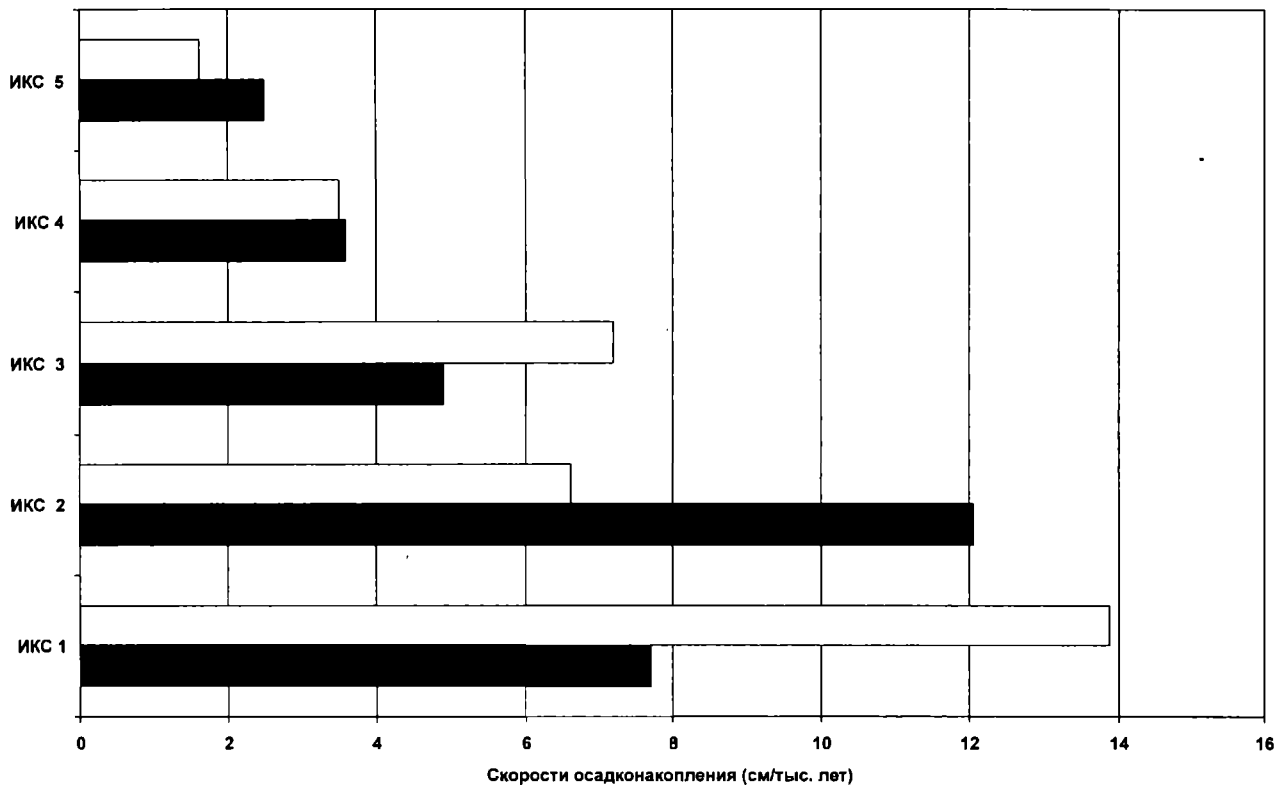


Рис. 2. Гистограммы средних арифметических скоростей осадконакопления на гляциальных (темное) и негляциальных (светлое) континентальных окраинах Северного Ледовитого океана в течение ИКС 1–ИКС 5.

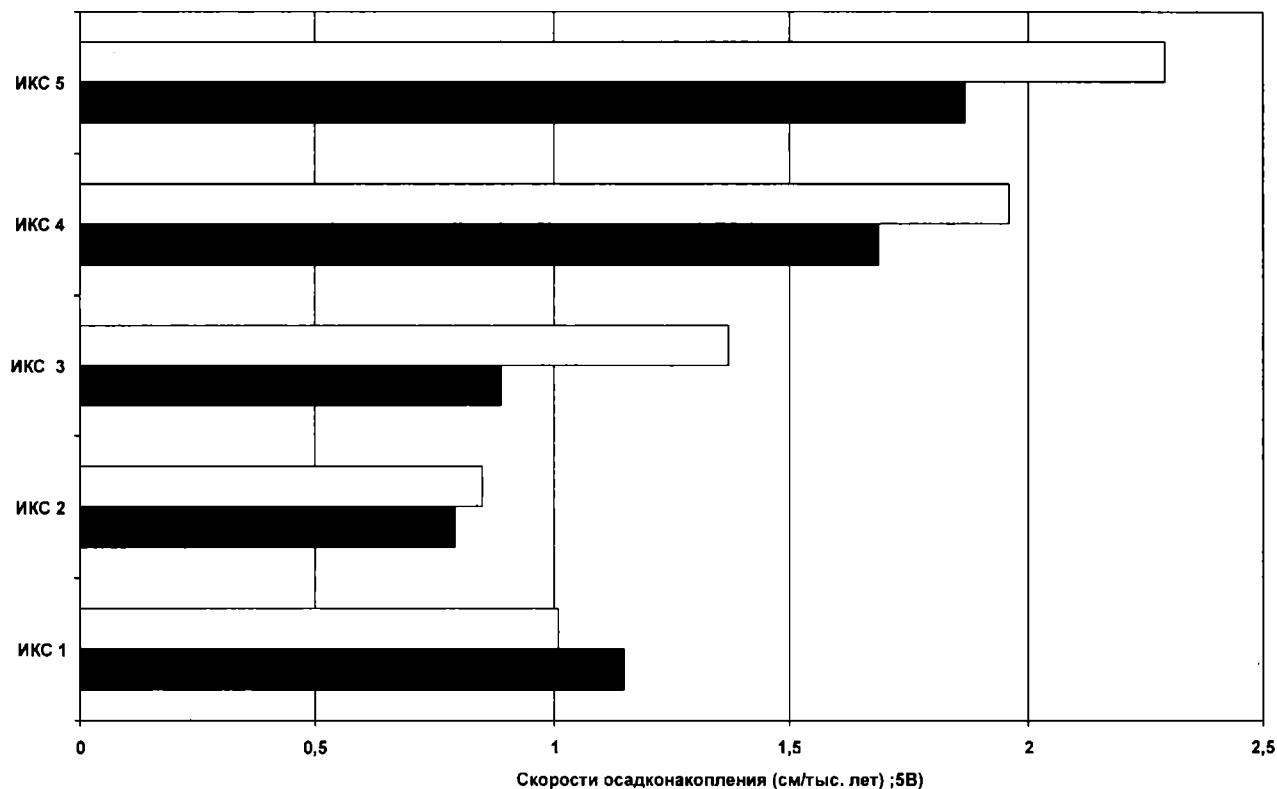


Рис. 3. Гистограммы средних арифметических скоростей осадконакопления на подводных хребтах (темное) и в глубоководных котловинах (светлое) Северного Ледовитого океана в течение ИКС 1–ИКС 5.

Обширные по площади покровы пакового льда, естественно, таяли быстро в летние сезоны межледниковий, поставляя на дно осадочный материал криозолей. При похолоданиях и – тем более – оледенениях скорость таяния уменьшалась, доходя до минимума в течение максимума последнего оледенения. Таким образом, описанный тренд изменения СО для структур пелагических районов Центральной Арктики (см. рис. 3) доказывает, что за исключением гравититов большая часть терригенного осадочного материала поступает на дно при таянии морских льдов и айсбергов. Интересно, что именно на отложения ИКС 2 приходится наибольшее развитие перерывов в седиментации [Poore et al., 1999]. Таким образом, и в Арктике выполняется правило Бергера [Левитан, 1980] о том, что частота встречаемости перерывов в океанических бассейнах обратно пропорциональна средней скорости седиментации.

Возвращаясь к упоминавшейся дискуссии по поводу СО в Северном Ледовитом океане, следует отметить как пространственно-временные вариации этого параметра, так и циркумконтинентальную зональность СО для каждого временного среза. Наиболее достоверные данные по СО в Арктике относятся к отложениям, датированным радиоуглеродным методом, т.е. к осадкам ИКС 1, ИКС 2 и позднего периода ИКС 3.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 16 (тема 5.3), Программы ОНЗ РАН № 14, РФФИ (грант 05-05-64342), ФЦП «Мировой океан».

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 16 (тема 5.3), Программы ОНЗ РАН № 14, РФФИ (грант 05-05-64342), ФЦП «Мировой океан».

## Литература

- Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов. М., 1999. 524 с.
- Левитан М.А. Перерывы в осадочном чехле Атлантического океана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55. № 3. С. 111–116.
- Левитан М. А., Штайн Р. Влияние оледенения Северного полушария в последнем климатическом цикле на скорости седиментации и состав осадков в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики // Геология морей и океанов. М.: ГЕОС. 2005. Т. 1. С. 23–24.
- Левитан М.А., Штайн Р. История скоростей осадконакопления в ледовой зоне седиментации за последние 130 тыс. лет // Литология и полез. ископаемые. 2007 (в печати).
- Левитан М.А., Мусатов Е.Е., Буртман М.В. История осадконакопления на плато Ермак в течение последних 190 тыс. лет. Сообщение 2. Палеоокеанологическая интерпретация // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 6. С. 577–588.
- Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории осадконакопления в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики за последние 130 тыс. лет. М.: ГЕОС. 2006. 428 с.
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука. 1974. 438 с.
- 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.
- Clark D.L. Magnetic reversals and sedimentation rates in the Arctic Basin // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. V. 81. P. 3129–3134.
- Darby D.A., Naidu A.S., Mowatt T.C., Jones G.A. Sediment composition and sedimentary processes in the Arctic Ocean // The Arctic Seas: climatology, oceanography, geology, and biology (Ed. Y. Herman). New York, VanNostrand Reinhold. 1989. P. 657–720.
- Darby D.A., Bischof J.F. and Jones G.A. Radiocarbon chronology of depositional regimes in the western Arctic Ocean // Deep-Sea Res. II. 1997. V. 44. P. 1745–1757.
- Darby D.A., Bischof J.F., Spielhagen R.F. et al. Arctic ice export events and their potential impact on global climate during the late Pleistocene // Paleoceanography. 2001. № 2. PA000639 (1–17).
- Grantz A., Phillips R.L. and Jones G.A. Holocene pelagic and turbidite sedimentation rates in the Amerasia Basin, Arctic Ocean from radiocarbon age-depth profiles in cores // GeoResearch Forum. 1999. V. 5. P. 209–222.
- Hald M., Kolstad V., Polyak L. et al. Late-glacial and Holocene paleoceanography and sedimentary environments in the St. Anna Trough, Eurasian Arctic Ocean // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1999. V. 146. P. 229–249.
- Jakobsson M., Løvlie R., Al-Hanbali H. et al. Manganese and color cycles in Arctic Ocean sediments constrain Pleistocene chronology // Geology. 2000. V. 28. № 1. P. 23–26.
- Jakobsson M., Løvlie R., Arnold E.M. et al. Pleistocene stratigraphy and paleoenvironmental variation from Lomonosov Ridge sediments, central Arctic Ocean // Global Planet. Change. 2001. V. 31. P. 1–22.
- Jakobsson M., Backman J., Murray A., Løvlie R. Optically Stimulated Luminescence dating supports central Arctic Ocean cm scale sedimentation rates // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2003. V. 4. № 2. 1016 doi:10.1029/2002GC000423. P. 1–11.
- Johnson G.L. Morphology and plate tectonics: The modern Polar Oceans // Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic (Eds U. Bleil, J. Thiede). Dordrecht, Kluwer Acad. Publ. 1990. P. 11–28.
- Loutre M.F., Berger A. Marine isotope stage 11 as an analogue for the present interglacial // Global Planet. Change. 2003. V. 36. P. 209–217.
- Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D. et al. Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of

- a high-resolution 0 to 300 000 years chronostratigraphy // *Quatern. Res.* 1987. V. 27. P. 1–29.
- Nørgaard-Pedersen N., Spielhagen R.F., Thiede J., Kassens H.* Central Arctic surface ocean environment during the past 80 000 years // *Paleoceanography*. 1998. V. 13. P. 193–204.
- Nørgaard-Pedersen N., Spielhagen R.F., Erlenkeuser H. et al.* Arctic Ocean during the Last Glacial Maximum: Atlantic and Polar domains of surface water mass distribution and ice cover // *Paleoceanography*. 2003. V. 18. № 3. 1063, doi: 10.1029/2002PA000781.
- Nowaczyk N.R., Frederichs T.W., Kassens H. et al.* Sedimentation rates in the Makarov Basin, central Arctic Ocean: A paleomagnetic and rock magnetic approach // *Paleoceanography*. 2001. V. 16. P. 368–389.
- Poore R.Z., Osterman L., Curry W.B., Phillips R.L.* Late Pleistocene and Holocene meltwater events in the western Arctic Ocean // *Geology*. 1999. V. 27. P. 759–762.
- Schneider D.A., Backman J., Curry W.B., Possnert G.* Paleomagnetic constraints on sedimentation rates in the eastern Arctic Ocean // *Quatern. Res.* 1996. V. 46. P. 62–71.
- Stein R., Schubert C., Vogt C., Fütterer D.* Stable isotope stratigraphy, sedimentation rates, and salinity changes in the latest Pleistocene to Holocene eastern central Arctic Ocean // *Mar. Geol.* 1994. V. 119. P. 333–355.
- 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.
- Winkelmann D., Jokat W., Niessen F. et al.* Age and extent of the Yermak Slide north of Spitsbergen, Arctic Ocean // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2006. V. 7. Q06007, di:10.1029/2005GC001130.