ФАЦИАЛЬНАЯ СТРУКТУРА И КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПАРАМЕТРЫ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДВОДНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ЗЕМЛИ УИЛКСА И МОРЯ РОССА (АНТАРКТИДА)

М. А. Левитан, Т. Н. Гельви, Л. Г. Домарацкая

Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН, Москва

m-levitan@mail.ru

Впервые описана литолого-фациальная зональность нео- и эоплейстоцена континентальной окраины Антарктиды в районе Земли Уилкса и моря Росса. Обсчет соответствующих литолого-фациальных карт и схем изопакит, построенных авторами, с помощью объемного метода А. Б. Ронова позволил рассчитать количественные параметры седиментации для выделенных различных типов плейстоценовых осадков. Выявлено доминирование терригенных отложений над другими группами осадков. В неоплейстоцене они накапливались интенсивнее, чем в эоплейстоцене. В эоплейстоцене, напротив, кремнистые осадки представлены шире, чем в неоплейстоцене.

Ключевые слова: Земля Уилкса, подводная окраина, море Росса, эоплейстоцен, неоплейстоцен, площади, объемы, массы сухого осадочного вещества, массы осадков в единицу времени, терригенные осадки.

FACIES STRUCTURE AND QUANTITATIVE PARAMETERS OF PLEISTOCENE SEDIMENTS FROM SUBMARINE CONTINENTAL MARGIN OF WILKES LAND AND THE ROSS SEA (ANTARCTICA)

M. A. Levitan, T. N. Gelvi, L. G. Domaratskaya

V. I. Vernadsky Institute of geochemistry and analytical chemistry RAS, Moscow

Lithological-facies zonation of Neopleistocene and Eopleistocene sediments from Antarctic continental margin off Wilkes Land and in the Ross Sea has been described for the first time. Processing of respective maps and isopach schemes, compiled by authors, by means of volumetric method by A. B. Ronov gave an opportunity to calculate quantitative parameters of sedimentation for mapped types of Pleistocene sediments. We revealed the dominance of terrigenous sediments. In Neopleistocene they accumulated more intensively than in Eopleistocene. In Eopleistocene, vice versa, siliceous sediments accumulated wider than in Neopleistocene.

Keywords: Wilkes Land, submarine continental margin, Ross Sea, Eopleistocene, Neopleistocene, areas, volumes, masses of dry sediment matter, masses of sediments per time unit, terrigenous sediments.

Настоящая статья продолжает цикл наших работ по плейстоценовым отложениям подводных окраин Мирового океана [4]. В этом цикле раздельно рассматриваются неоплейстоцен, т. е. средний и поздний плейстоцен (Q_{2+3} , 0.01–0.80 млн лет), и эоплейстоцен, или ранний плейстоцен (Q_1 , 0.80–1.80 млн лет по «старой» шкале [15]).

В работе [4], касавшейся задуговых осадочных бассейнов активной окраины, была подробно описана методика исследования и отмечено, что оно базируется главным образом на результатах глубоководного бурения. В данной статье мы опишем историю формирования плейстоценовых отложений гляциального варианта пассивной окраины. Сравнительно недавно было установлено, что в пелагических районах Тихого, Индийского и Атлантического океанов скорость аккумуляции терригенного вещества в неоплейстоцене была выше, чем в эоплейстоцене [2]. Отсюда следует актуальность выявления этого тренда на континентальных окраинах Мирового океана, причем на окраинах разных типов важно определить относительную роль тектоники и климата в истории плейстоценовой седиментации.

Современная седиментация

Настоящая работа посвящена тому району тихоокеанской окраины Антарктиды, в который входит подводная окраина Земли Уилкса и море Росса (рис. 1). Здесь фациальная зональность современной и плейстоценовой седиментации определяется прежде всего историей климата и связанной с ней динамикой ледникового щита Восточной Антарктиды: его наступлениями и отступлениями; связанными с этими явлениями колебаниями уровня моря, границами распространения морских льдов и т. д. Четких проявлений неотектонических движений в четвертичное время не описано.

В современную эпоху Земля Уилкса и западное побережье моря Росса заняты крайним восточным сегментом Восточно-Антарктического ледникового щита, а примерно посередине моря Росса (с юга на север), в пределах шельфового ледника Росса, расположена граница между Восточно- и Западно-Антарктическими ледниковыми щитами [5]. На рис. 1 показаны линии тока для данного участка Восточно-Антарктического ледникового щита [12] и летняя граница распространения морского льда [14]. В гляциологии под линиями тока принято понимать сово-

Рис. 1. Расположение буровых скважин в изученном регионе. 1 — буровые скважины [16, 13, 18]; 2 — линии тока в Восточно-Антарктическом ледниковом щите [12]; 3 — граница летних морских льдов [14]

Fig. 1. Location of drill holes in the studied region. 1 — drill holes [16, 13, 18]; 2 — flow lines of the East Antarctic ice sheet [12]; 3 — boundary of summer sea ice [14]

купность воображаемых линий, вдоль которых происходит расплывание ледника (ледникового купола, ледникового щита) в латеральном направлении, т. е. одновременно происходит перемещение льда сверху вниз и по горизонтали.

В целом характерной особенностью антарктической подводной окраины является переуглубленный шельф (из-за давления огромных масс льда, сосредоточенных в ледниковых щитах) и общее закономерное погружение его дна в сторону океана. Средние глубины шельфовых областей составляют 400–600 м, но в отдельных местах дно может быть опущено до 1000–1500 м [8]. Обычно такие глубины свойственны внутренним частям шельфа и связаны с локальными, чаще всего линейными, депрессиями морского ложа, в которых иногда зафиксированы огромные скорости седиментации голоценовых шельфовых диатомовых илов [13]. Местами шельфы пересекаются долинами глубиной до 800 м, окруженными мелководными (100–200 м) участками (банками). Специфическая форма рельефа антарктических шельфов связана с действием нагрузки ледникового щита и экзарационно-аккумулятивной деятельностью ледника в недавнем прошлом. На шельфах в современную эпоху в основном чередуются участки дна, покрытые плохо сортированными терригенными осадками голоценового морского перигляциала (среди которых практически нет айсберговых осадков), и выходы диамиктитов верхнего плейстоцена. Термин «морской перигляциал» введен Г. Г. Матишовым [9] и означает совокупность фациальных условий, форм рельефа и осадочных образований морского бассейна, прилегающего к области континентального оледенения, в рассматриваемый период времени.

На дне верхних частей континентальных склонов преобладают айсберговые осадки [5], состоящие из разнообразных терригенных миктитов. Этот литологический термин введен В. И. Гуревичем [11] и означает плохо сортированные терригенные осадки, состоящие из нескольких (2–4) гранулометрических фракций примерно одинакового содержания. В современную эпоху и в голоцене на обширной площади континентальных склонов господствует накопление гемипелагических терригенных илов с материалом айсбергового разноса, местами с прослоями терригенных турбидитов и айсбергитов [6]. Айсбергитами принято называть морские (океанические) обломочные терригенные осадки, в которых явно доминирует обломочный материал айсбергового разноса. Нередко осадки континентальных склонов обогащены диатомеями и спикулами кремневых губок. В них также встречаются раковинки фораминифер и радиоларий. На склонах и их подножьях широко развиты подводные каньоны и сопряженные с ними намывные валы, которые сложены турбидитами. Вдоль каньонов происходит сток холодных плотных вод повышенной солености, образующихся при сезонном морском льдообразовании, и турбидных потоков. В эпохи оледенений по этим же каналам распространялись ледовые и обломочные потоки [5]. Упомянутые плотные воды повышенной солености являются основной частью формирующейся глубинной водной массы Южного океана — антарктических донных вод, причем главные районы их образования (в том числе в море Росса) связаны с шельфовыми ледниками.

На континентальных подножьях терригенные и кремнистые илы иногда формируют контуристы — в виде осадочных хребтов, образование которых связано с донными (контурными) течениями. Следует отметить, что практически повсеместно вдоль континентальной окраины Антарктиды современные течения в водной толще направлены на запад (так называемые прибрежные течения), хотя возможны и существенные отклонения их направлений в зависимости от морфологии морского дна.

Фактический материал и методика исследования

В рассматриваемом районе подводной континентальной окраины Антарктиды были совершены два рейса глубоководного бурения: № 28 [16] в море Росса и № 318 [13] на континентальной окраине Земли Уилкса (рис. 1). Кроме того, важное значение имеют данные по буровому проекту ANDRILL, осуществляемому в течение последних лет с поверхности шельфового ледника в море Росса [18, 17].

Из указанных отчетов по бурению авторами взяты данные по литологии и стратиграфии четвертичных отложений (стратиграфическое расчленение и корреляция выполнены участниками бурения, в основном по диатомеям). Кроме того, использованы материалы по физическим свойствам осадков.

На основе буровых данных нами построены литолого-фациальные схемы (с изопакитами) для двух возрастных срезов: неоплейстоцена и эоплейстоцена (рис. 2, а, б). Схемы построены на поперечной равноугольной азимутальной картографической проекции масштаба 1 : 20000000; изобаты показаны на основе батиметрической схемы, базирующейся на карте ГЕБКО [19]. Практически рассматриваемые глубины дна ограничены изобатой 3000 м.

Рис. 2. Литолого-фациальные карты неоплейстоценовых (а) и эоплейстоценовых (б) отложений: 1 — диамиктиты; 2 — миктиты; 3 — переслаивание диамиктитов и межледниковых отложений; 4 — переслаивание гемипелагических и диатомовых глин; 5 — материал ледового разноса; 6 — терригенные турбидиты; 7 — границы литолого-фациальных зон; 8 — изопахиты (в м); 9 — буровые скважины

Fig. 2. Lithology-facies maps of Neopleistocene (a) and Eopleistocene (b) sediments: 1 — diamictites; 2 — micrites; 3 — interlayering of diamictites and interglacial deposits; 4 — interlayering of hemipelagic and diatom clays; 5 — ice-rafted; 6 — terrigenous turbidites; 7 — boundaries of lithology facies zones; 8 — isopachites (m); 9 — drill holes

Затем указанные карты были исследованы объемным методом А. Б. Ронова [10]. Для этого измерялись площади, занятые отдельными литологическими градациями на литолого-фациальных картах, и объемы этих градаций. Далее полученные объемы трансформировались в массы сухого осадочного вещества с использованием данных по влажности и плотности натуральных осадков по формуле [3]. Наконец, рассчитывались массы сухого осадочного вещества в единицу времени.

Полученные результаты

На рис. 2, а показана литолого-фациальная схема для неоплейстоцена. На ней хорошо видна фациальная структура с последовательной сменой основных фаций от современной береговой линии в пелагическом направлении. Внутренний шельф занят континентальным субгляциальным диамиктитом, т. е. основной мореной континентального ледника позднеплейстоценового возраста. Наиболее полный разрез этих образований получен в скв. AND-1B [17]. Он представлен 62.7 м грубообломочных диамиктитов, состоящих из обломков интрузивных, метаморфических и осадочных горных пород, а также матрикса (до 10 %). Изредка встречаются тонкие прослои немых глин (иногда с органическими остатками), отвечающих межледниковьям. Суммарная мощность таких прослоев едва достигает 10 % от общей мощности разреза. На окраине Земли Уилкса мощность неоплейстоценового разреза этого типа не превышает 5 м.

Мористее диамиктиты сменяются трехчленными терригенными миктитам, очень плохо сортированными, включающими более крупный материал ледового разноса (марино-гляциальными осадками). Их мощность в скважинах 28 рейса глубоководного бурения варьирует от 2 до 20 м [16]. Участниками рейса они интерпретируются как айсберговые осадки проксимального морского перигляциала. В море Росса они занимают существенно большую площадь, чем на континентальной окраине Земли Уилкса. На крайнем западе изученного района рассматриваемые миктиты фациально замещаются проксимальными терригенными турбидитами мощностью 16 м, описанными в скв. U 1355 [13].

В нижней части континентального склона и на континентальном подножье в неоплейстоцене накапливалась толща переслаивания гемипелагических и диатомовых глин (в примерной пропорции 60 : 40), содержащая обломки материала ледового разноса. Ее мощность составляет 18–23 м. Она аккумулировалась в гемипелагических открыто-морских условиях с плавающими айсбергами [13]. При этом серые гемипелагические глины, в которых обломков айсбергового разноса больше, преимущественно формировались в течение периодов оледенений, а диатомовые глины — во время межледниковий. На крайнем западе изученного района рассматриваемая толща фациально замещается проксимальными терригенными турбидитами.

Представленная на рис. 2, б литолого-фациальная схема для эоплейстоцена очень похожа на схему для неоплейстоцена. Перечислим основные различия неоплейстоценовых и эоплейстоценовых отложений. Во-первых, в скв. AND-1B диамиктиты эоплейстоцена в основном содержат обломки осадочных пород, а в целом эоплейстоценовые образования представлены толщей переслаивания диамиктитов (55 %), вулканогенных песчаников (20 %), плотных глин с биогенными остатками (20 %) и диатомитов (5 %). Считается, что эта толща сформировалась в условиях более теплого климата, чем в неоплейстоцене, с гораздо более заметными по амплитуде колебаниями положения кромки ледника во время ледниково-межледниковых циклов и с преобладанием морских условий во время межледниковий [17]. Во-вторых, скорости седиментации и этой толщи, и толщи переслаивания гемипелагических и диатомовых глин были несколько выше в неоплейстоцене, чем в эоплейстоцене. В глинистой толще процентное содер-

жание диатомовых глин из-за более теплых межледниковий и уменьшения в связи с этим площади развития зимних льдов было выше, чем в неоплейстоцене [17].

Применение объемного метода А. Б. Ронова [10] позволило дополнить описанные качественные особенности плейстоценовой седиментации рядом количественных параметров (табл. 1 и 2). Из табл. 1 следует, что площадь и объем исследованной части осадочного чехла неоплейстоценовых отложений равны соответственно 1102.7 тыс. км² и 28.2 тыс. км³. От общего объема миктиты составляют 40.8 %, диамиктиты — 25.5 %, гемипелагические глины — 17.4 %, диатомовые глины — 11.7 % и турбидиты — 4.6 %.

Для эоплейстоцена ситуация отличается (табл. 2): общий объем осадков равен 26.5 тыс. км³, и из них миктиты составляют 45.7 %, диатомовые глины — 18.1 %, гемипелагические глины — 13.6 %, диамиктиты — 12.1 %, турбидиты — 4.9 %, вулканогенные песчаники — 4.5 % и диатомиты — 1.1 %. Соотношение объемов донных осадков в неоплейстоцене и эоплейстоцене равно 1.06.

Более полную оценку изменений в седиментации можно получить, изучая массы сухого осадочного вещества (М) и массы вещества в единицу времени (I) (табл. 3). Эта таблица дает возможность на количественной основе оценить изменения в структуре седиментации при переходе от эоплейстоцена к неоплейстоцену. Основное значение здесь имеют изменения массы осадков в единицу времени. От-

ношения IQ_{2+3} к IQ_1 , рассчитанные по табл. 3, равны: для диамиктитов — 2.7, миктитов — 1.1, терригенных турбидитов — 1.2, гемипелагических глин — 1.6, диатомовых глин — 0.8, вулканогенных песчаников и диатомитов — 0.

Обсуждение результатов

В целом интенсивность накопления терригенных отложений была заметно выше в неоплейстоцене, чем в эоплейстоцене, особенно для континентальных ледниковых образований (диамиктитов). Биогенные кремнистые илы (диатомовые глины и диатомиты) более активно аккумуляровались в эоплейстоцене. Эти результаты совпадают с приведенными в обзоре [7] данными о более высоких абсолютных массах терригенного вещества в позднем неоплейстоцене во время оледенений Восточной Антарктиды и повышенных абсолютных массах биогенного кремнезема в периоды межледниковий. Такие же, в принципе, тренды установлены нами и для плейстоцена Берингова моря [4]. В отличие от указанного бассейна, где увеличение потока терригенного вещества в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом обусловлено сочетанием усиления неотектонических горообразовательных движений на окружающих континентальных массах с развитием оледенения Северного полушария, в рассматриваемом регионе это явление связано, вероятно, исключительно с ухудшением климата в неоплейстоцене.

Таблица 1. Площади (S, тыс. км²) и объемы (V, тыс. км³) неоплейстоценовых отложений

Table 1. Areas (S, thousand km²) and volumes (V, thousand km³) of Neopleistocene deposits

Диамиктиты Diamictites		Несортированные миктиты Unsorted micrites		Терригенные турбидиты Terrigenous turbidites		Переслаивание гемипелагических и диатомовых глин Intercalation of hemipelagic and diatom clays				Σ S всех осадков all deposits	Σ V всех осадков all deposits
S	V	S	V	S	V	S	Гемипелагические глины Hemipelagic clays, V	Диатомовые глины Diatom clays, V	Σ V	1102.7	28.2
181.8	7.2	459.4	11.5	53.5	1.3	408.0	4.9	3.3	8.2		

Таблица 2. Площади (S, тыс. км²) и объемы (V, тыс. км³) эоплейстоценовых отложений

Table 2. Areas (S, thousand km²) and volumes (V, thousand km³) of Eopleistocene deposits

Переслаивание диамиктитов и отложений межледниковий Intercalation of diamictites and interglacial deposits						Несортированные миктиты Unsorted micrites		Терригенные турбидиты Terrigenous turbidites	
Диамиктиты Diamictites		Отложения межледниковий Interglacial deposits			Σ V	S	V	S	V
S	V	Вулканогенные песчаники Volcanogenic sandstones, V	Диатомовые глины Diatom clays, V	Диатомиты Diatomites, V					
174.9	3.2	1.2	1.2	0.3	5.9	488.1	12.1	59.3	1.3

Переслаивание гемипелагических глин и диатомовых глин Intercalation of hemipelagic clays and diatomic clays				Σ S всех осадков all deposits	Σ V всех осадков all deposits
S	Гемипелагические глины Hemipelagic clays, V	Диатомовые глины Diatom clays, V	Σ V	1114.5	26.5
392.2	3.6	3.6	7.2

Таблица 3. Массы сухого вещества (М, 10¹⁸ г) и массы осадков в единицу времени (I, 10¹⁸ г/млн лет)Table 3. Masses of dry matter (M, 10¹⁸ g) and deposits in time unit (I, 10¹⁸ g/My)

Возраст Age	M, I	Осадки / Deposits						
		Диамиктиты Diamictites	Миктиты Mictites	Терриген. турбидиты Terrigenous turbidites	Гемипелагич. глины Hemipelag. clays	Диатомовые глины Diatom clays	Вулканоген. песчаники Volcan. sandstones	Диатомиты Diatomites
Неоплейстоцен Neopleistocene	M	9.1	11.7	1.2	3.6	2.1	0	0
	I	11.5	14.8	1.5	4.6	2.7	0	0
Эоплейстоцен Neopleistocene	M	4.3	13.0	1.3	2.9	3.3	1.1	0.1
	I	4.3	13.0	1.3	2.9	3.3	1.1	0.1

При этом в более суровом климате неоплейстоцена поставка терригенного материала осуществлялась с помощью «бульдозерного» эффекта перемещения осадочного вещества, в основном при наступлениях ледника во время оледенений. В периоды межледниковий ледник или наступал медленнее, или останавливался, или незначительно отступал. Соответствующие колебания кромки морских льдов были относительно небольшими.

В эоплейстоцене в условиях заметно более теплого климата [17] амплитуда перемещений края ледника была гораздо большей. Заметно изменялся петрофонд питающих провинций (возможно, с частичным участием территорий, сейчас закрытых Западно-Антарктическим ледниковым щитом); большую роль в транспортировке осадочного материала с суши играли талые воды. В районе шельфа временами в периоды межледниковий существовали открыто-морские условия, а граница распространения морских льдов приближалась к береговой линии. Первичная продукция (судя по развитию диатомей в осадках) при этом была выше, чем в неоплейстоцене. Полученные результаты подтверждают концепцию двух океанов («ледового» и «неледового») для плейстоцена [1].

Таким образом, основной вывод нашего исследования состоит в том, что описанные изменения качественных и количественных параметров седиментации изученного участка континентальных окраин Тихого океана в плейстоцене свидетельствуют о доминирующей здесь роли климатических изменений в процессе осадконакопления.

Статья написана при финансовой помощи гранта РФФИ № 17-05-00157 и Программы Президиума РАН 49П. Работа выполнена по теме госзаказа № 0137-2016-0008.

Литература

1. Левитан М. А. Сравнительный анализ пелагического плейстоценового кремненакопления в Тихом и Индийском океанах // Геохимия. 2016. № 3. С. 278—286.
2. Левитан М. А. Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Мировом океане: глобальные закономерности и региональные особенности // Геохимия. 2017. № 5. С. 413—428.
3. Левитан М. А., Балуховский А. Н., Антонова Т. А., Гельви Т. Н. Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Тихом океане // Геохимия. 2013. № 5. С. 387—395.
4. Левитан М. А., Гельви Т. Н., Сыромятников К. В., Чекан К. Д. Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений Берингова моря // Геохимия. 2018. № 4. С. 321—335.
5. Левитан М. А., Лейченко Г. Л. История кайнозойского оледенения Антарктиды и седиментации в Южном океане // Литология и полезные ископаемые. 2014. № 2. С. 115—136.
6. Левитан М. А., Рощина И. А., Толмачева Н. В. Геохимические особенности отложений континентального склона моря Уэдделла и их палеоокеанологическая интерпретация // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 2. С. 128—142.
7. Левитан М. А., Штайн Р. История скоростей осадконакопления в ледовой зоне седиментации за последние 130 тыс. лет // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 1. С. 74—86.
8. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
9. Матишов Г. Г. Дно океана в ледниковый период. Л.: Наука, 1984. 176 с.
10. Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений европейской части СССР (по данным объемного метода). М.: Геофиз. ин-т АН СССР (3), 1949. 136 с.
11. Gurevich V. I. Recent sedimentogenesis and environment of the Arctic shelf of Western Eurasia. Oslo: NorskPolarinstitut, 1995. 92 pp.
12. Drewry D. J. Antarctica: glaciological and geophysical folio. University of Cambridge, Scott Polar Research Institute. Cambridge, Great Britain. 1983. 9 pp.
13. Escuita C., Brinkhaus H., Klaus A. et al. Proc. IODP, 318: Tokyo (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.), 2011.
14. Gersonde R., Crosta X., Abelmann A., Armand L. Sea-surface temperature and sea ice distribution of the Southern Ocean at the EPILOG Last Glacial Maximum — a circum-Antarctic view based on siliceous microfossil records / Quart. Sci. Rev. 2005. V. 24. P. 869—896.
15. Gradstein F. M., Ogg J. G., Smith A. G. et al. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge Univ. Press, 2004. 82 pp.
16. Hayes D. E., Frakes L. A., Barrett P. J. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, V. 28. Washington (Government Printing Office), 1975.
17. Talarico F. M., McKay R. M., Powell R. D. et al. Late Cenozoic oscillations of Antarctic ice sheets revealed by provenance of basement clasts and grain detrital modes in ANDRILL core AND-1B / Global and Planetary Change. 2012. V. 96—97. P. 23—40.
18. Wilson C., Levy R., Browne G. et al. Preliminary integrated chronostratigraphy of the AND-1B core, McMurdo Ice Shelf Project, Antarctica / Terra Antarctica. 2007. V. 14. P. 951—963.
19. www.gebco.org. 2004.

References

1. Levitan M. A. *Sravnitelnyy analiz pelagicheskogo pleistozenovogo kremnenakopleniya v Tihom i Indiyском океане* (Comparative analysis of pelagic Pleistocene silica accumulation in the Pacific and Indian oceans). *Geokhimiya* (Geochemistry International), No. 3, 2016, pp. 257–265.
2. Levitan M. A. *Kolichestvennye parametry pelagicheskoy pleistozenovoy sedimentatsii v Mirovom okeane: globalnye zakonomernosti i regionalnye osobennosti* (Quantitative parameters of Pleistocene pelagic sedimentation in the World Ocean: global trends and regional features). *Geokhimiya* (Geochemistry International), No. 5, 2017, pp. 428–441.
3. Levitan M. A., Balukhovskiy A. N., Antonova T. A., Gelvi T. N. *Kolichestvennye parametry pelagicheskoy pleistozenovoy sedimentatsii v Tihom okeane* (Quantitative parameters of Pleistocene pelagic sedimentation in the Pacific Ocean). *Geokhimiya* (Geochemistry International), No. 5, 2013, pp. 345–352.
4. Levitan M. A., Gelvi T. N., Syromyatnikov K. V., Chekan K. D. *Fazialnaya struktura i kolichestvennye parametry pleistozenovykh otlozheniy Beringova morya* (Facies structure and quantitative parameters of Pleistocene sediments of the Bering Sea). *Geokhimiya* (Geochemistry International), No. 4, 2018, pp. 304–317.
5. Levitan M. A., Leichenkov G. L. *Istoriya kainozoiskogo oledeneniya Antarktidy i sedimentatsii v Yuzhnom okeane* (Cenozoic glaciation of Antarctica and sedimentation in the South Ocean). *Litologiya i poleznye iskopaemye* (Lithology and mineral resources), No. 2, 2014, pp. 117–137.
6. Levitan M. A., Roshchina I. A., Tolmacheva N. *Geokhimicheskie osobennosti otlozheniy kontinentalnogo sklona morya Ueddella i ih paleookeanologicheskaya interpretatsiya* (Geochemical features of sediments from the Weddell Sea continental slope and their paleoceanographic interpretation). *Litologiya i poleznye iskopaemye* (Lithology and mineral resources) No. 2. 2008, pp. 128–142.
7. Levitan M. A., Stein R. *Istoriya skorostei osadkonakopleniya v ledovoi zone sedimentatsii za poslednie 130 tysyach let* (History of sedimentation rates in the glacial zone of sedimentation for the last 130 kyr). *Litologiya i poleznye iskopaemye* (Lithology and mineral resources), No. 1, 2008, pp. 74–86.
8. Lisitzin A. P. *Prozessy okeanskoy sedimentatsii* (Ocean sedimentation processes). Moscow: Nauka, 1978, 392 pp.
9. Matishov G. G. *Dno okeana v lednikovyy period* (Ocean floor in the glacial period). Leningrad: Nauka, 1984, 176 pp.
10. Ronov A. B. *Istoriya osadkonakopleniya i kolebatelnykh dvizheniy Evropeiskoy chasti SSSR (po dannym ob'emnogo metoda)* (History of sedimentation and oscillation movements for European part of the USSR (according to the volumetric method data). Moscow: Geophys. Institute AS USSR (3), 1949, 136 pp.
11. Gurevich V. I. Recent sedimentogenesis and environment of the Arctic shelf of Western Eurasia. Oslo: Norsk Polarinstitut, 1995, 92 pp.
12. Drewry D. J. Antarctica: glaciological and geophysical folio. University of Cambridge, Scott Polar Research Institute. Cambridge, Great Britain, 1983, 9 pp.
13. Escuita C., Brinkhaus H., Klaus A. et al. Proc. IODP, 318: Tokyo (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.), 2011.
14. Gersonde R., Crosta X., Abelmann A., Armand L. Sea-surface temperature and sea ice distribution of the Southern Ocean at the EPILOG Last Glacial Maximum — a circum-Antarctic view based on siliceous microfossil records. *Quart. Sci. Rev.* 2005, V. 24, pp. 869–896.
15. Gradstein F. M., Ogg J. G., Smith A. G. et al. A Geologic Time Scale 2004, Cambridge Univ. Press, 2004, 82 pp.
16. Hayes D. E., Frakes L. A., Barrett P. J. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, V. 28. Washington (Government Printing Office), 1975.
17. Talarico F. M., McKay R. M., Powell R. D. et al. Late Cenozoic oscillations of Antarctic ice sheets revealed by provenance of basement clasts and grain detrital modes in ANDRILL core AND-1B. *Global and Planetary Change*. 2012, V. 96–97, pp. 23–40.
18. Wilson C., Levy R., Browne G. et al. Preliminary integrated chronostratigraphy of the AND-1B core, McMurdo Ice Shelf Project, Antarctica. *Terra Antarctica*, 2007, V. 14, pp. 951–963.
19. www.gebco.org. 2004.