

УДК 551.35.06:551.345

## МОДЕЛЬ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ КРИОЛИТОЗОНЫ ШЕЛЬФА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

© 2014 г. С. О. Разумов, В. Б. Спектор, М. Н. Григорьев

*Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск**e-mail: razum55@mail.ru, vspektor@mail.ru, migri@mail.ru*

Поступила в редакцию 26.09.2012 г., после доработки 15.04.2013 г.

Анализ строения криолитозоны, фаций и мощностей четвертичных отложений, а также результаты физико-математического моделирования применительно к современному шельфу западного сектора моря Лаптевых доказывают влияние на тепловое состояние и распространение мерзлоты позднеплейстоценового оледенения в его пределах. Ледник, мощностью около 200 м, сформировался здесь в субэаральных условиях за счет атмосферных осадков и представлял собой метаморфизованный снежный покров. По данным моделирования, длительное (от 60–50 до 10–4 тыс. лет) существование ледника привело к сокращению мощности многолетнемерзлых пород в рассматриваемом районе шельфа на 280–360 м. В результате голоценовой трансгрессии моря дополнительное сокращение мощности многолетнемерзлых пород составило от 50–140 м на внутренней части шельфа до 220–350 м на внешнем шельфе. Современная субаквальная криолитозона мощностью от 450 до 0 м распространена в исследуемом районе от береговой линии до границы шельфа (изобаты 130–140 м), где она выклинивается на расстоянии около 380 км от берега на глубине приблизительно 250 м от уровня моря.

DOI: 10.7868/S0030157414040091

### ВВЕДЕНИЕ

Решение проблемы распространения и мощности субаквальной криолитозоны актуально в связи с необходимостью прогнозирования климатических изменений, обеспечения хозяйственного освоения шельфа, в т. ч. применительно к добыче полезных ископаемых.

До настоящего времени нет четкого представления о закономерностях распространения мерзлоты на Сибирском шельфе, о физико-химических условиях ее эволюции в прошлые эпохи, о ее состоянии в настоящем и тенденциях развития в будущем. В последние годы активно дискутируется вопрос о возможности относительно быстрого разрушения криолитозоны на шельфе сибирских арктических морей ввиду существенного повышения летней температуры придонного слоя воды [17]. На важнейший вопрос о мощности субаквальной мерзлоты ответ пока не получен. Фундаментальная проблема морской геокриологии — параметры и условия эволюции мерзлоты Сибирского шельфа, остается на ближайшее время нерешенной.

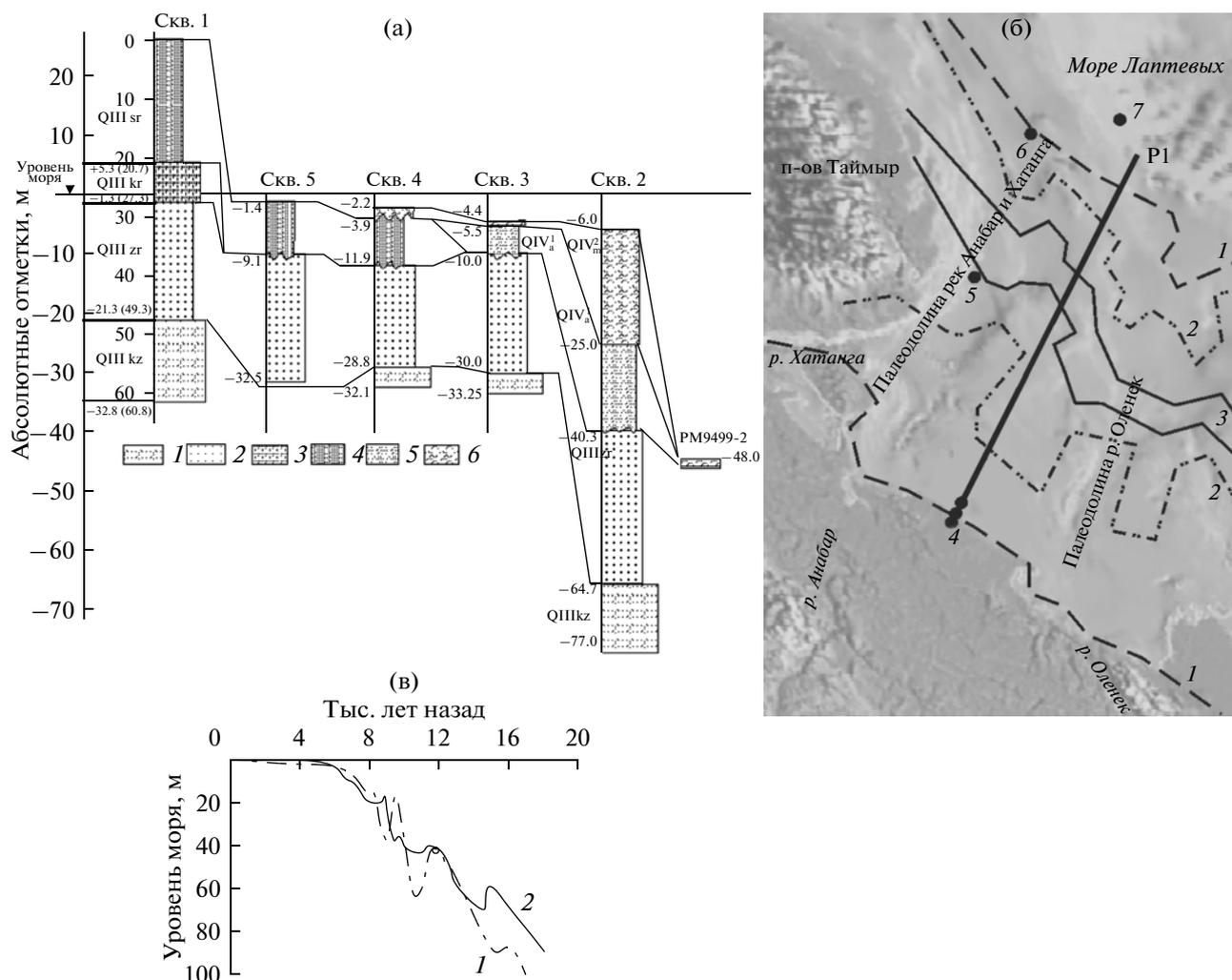
Сравнительный анализ геологических и геокриологических данных внутренней зоны шельфа и прилегающей суши [16, 22–25], а также разработанные на его основе оригинальные математические модели позволили количественно оценить современную мощность и охарактеризовать последовательность эволюции криолитозо-

ны западной части моря Лаптевых. Новым, ранее не учтенным элементом предлагаемых реконструкций, является наличие ледника, покрывавшего шельф на значительном отрезке времени позднеплейстоценовой истории.

Шельф исследуемого района имеет зональное строение. Выделяются относительно крутые и узкие (80–100 км) равнины внутренней и внешней зон. Они разделены обширной (200–250 км) субгоризонтальной равниной средней зоны с крупными пологими поднятиями и понижениями в рельефе морского дна. Морская граница внутренней зоны, подверженной воздействию волн, располагается на глубинах моря 20–30 м. Средняя зона шельфа заключена в интервале глубин от 20–30 до 50 м, а слабонаклонная равнина внешней зоны шельфа — от 50 до 130–140 м. Переход к континентальному склону обрывистый.

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ШЕЛЬФА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ И ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ

Известно, что геокриологическая составляющая неразделима и является составной частью геологической модели территории. В геологической модели литолого-стратиграфическая и структурные части являются средой, вмещающей геокриологическую составляющую (лед), средой определяющей особенности геокриологического



**Рис. 1.** Корреляция разрезов осадков шельфа западной части моря Лаптевых по данным [22, 23, 24, 25] (а), динамика ледника (б) и региональные изменения уровня моря в ходе послеледниковой трансгрессии [18] (в).

(а): 1 – казанцевский горизонт (QIII kz) – пески, алевриты, супеси с обломками раковин и редкой галькой, засоленные; 2 – зырянский горизонт (QIII zr) – пески мелко- и среднезернистые с включением растительного детрита; 3 – каргинский горизонт (QIII kr) – песок мелкозернистый с прослоями ископаемой почвы; 4 – сартанский горизонт (QIII sr, ледовый комплекс) – алевриты, повторно-жильные и текстурообразующие льды; 5 – ранний голоцен (QIV<sup>1</sup>) – аллювиальные пески, алевриты с растительными остатками; 6 – поздний голоцен (QIV<sup>2</sup>) – морские пески с остатками раковин двустворок. В колонке РМ9499-2 поздний и ранний голоцен.

(б) – Контуры ледника (южная и северная границы): 1 – 16–18 тыс. лет назад; 2 – 8–10 тыс. лет назад; 3 – 4–6 тыс. лет назад. Точки опробования: 4 – скважины 1–5; 5 – РМ9499-2; 6 – PS51/159-10; 7 – PS51/154-11. P1 – положение профиля, по которому оценивается мощность мерзлоты.

(в): 1 – по Дж. Каррею (J. Currau), 2 – по Н. Мернеру (N. Mörner).

строения, физические параметры криолитозоны (криогенные текстуры, температуру, льдистость), и средой в которой хранится информация о бывших геокриологических обстановках. Поэтому задача выявления особенностей геокриологического строения территории и реконструкции геокриологической обстановки прошлых эпох сводится к задачам фациального (криофациального) анализа. Для корректного проведения такого анализа огра-

ничимся пространственными и временными рамками предлагаемой геологической модели. Поскольку большая часть рассматриваемого региона изучена недостаточно для построения обоснованной геологической модели, наши построения сосредоточены в полосе эталонного участка, близкой к профилю Р-1 (рис. 1б), где в последние годы проведено бурение скважин и вскрыта субаквальная криолитозона. Нижний возрастной рубеж построе-

ний может быть ограничен казанцевским горизонтом (MIS 5e, 117–127 тыс. лет назад). Выбор этого временного рубежа объясняется тем, что его начало совпало с планетарным климатическим оптимумом, трансгрессией моря и частичным или полным разрушением ранее сформированной криолитозоны. Результаты исследований шельфа западной части моря Лаптевых могут быть, с определенными оговорками, экстраполированы на смежные участки шельфа.

**Существующие геологические модели шельфа и особенности криолитозоны западного сектора моря Лаптевых.** Эти модели мы, для краткости изложения, назвали: панкриогенная, трансгрессивная, панледниковая и морская.

Согласно “панкриогенной” модели [21, 25], в пределах шельфа и прилегающей суши в начале позднего неоплейстоцена в эпоху климатического оптимума имела место трансгрессия моря (казанцевский горизонт), которая привела к деградации ранее сформированной криолитозоны. На протяжении позднего неоплейстоцена, преимущественно в континентальных условиях, последовательно накопились две сингенетично мерзлые толщи: нижняя аллювиальная (зырянский–каргинский горизонты, MIS 4–MIS 3, 117–30 тыс. лет назад) и ледовый комплекс (сарганский горизонт, MIS 2, 30–10 тыс. лет назад). В результате голоценовой трансгрессии моря и связанной с ней термоабразии берегов произошло разрушение ледового комплекса, который имел повсеместное распространение на рассматриваемой территории. Согласно излагаемой модели, на данной территории должна существовать реликтовая криолитозона мощностью более 500 м.

С нашей точки зрения, предложенная схема не учитывает наличие раннеголоценовых аллювиальных аккумулятивных континентальных фаций (рис. 1а) и значительные погружения на внутреннем шельфе, компенсированные только в голоцене, а также перерывы в осадконакоплении, предшествующие формированию ледового комплекса и охватывающие либо каргинский, либо каргинский и сарганский горизонты. Необъясненные перерывы в осадконакоплении (десятки тысяч лет) вызывают сомнения в адекватности изложенной схемы. Кроме того, наличие раннеголоценовых континентальных отложений на современном внутреннем шельфе, вскрытых скважинами 2 и 3, не позволяют предполагать раннеголоценовое внедрение моря на рассматриваемый участок шельфа. Таким образом, объяснение разрушения ледового комплекса в результате термоабразии в начале голоцена исключается, что противоречит рассматриваемой гипотезе. Наличие криолитозоны мощностью 500 м и более не подтверждается проведенными нами расчетами.

Модель “трансгрессивная” построена на основании анализа форм фауны и состава осадков внешнего и среднего шельфа, а также континентального склона моря Лаптевых [18, 22–24]. Эта модель близка к охарактеризованной выше “панкриогенной” модели. Согласно рассматриваемой модели, в течение позднего неоплейстоцена внешний и средний шельф представлял собой континентальную сушу. В течение голоцена происходило постепенное преобразование суши в шельф моря Лаптевых в результате трансгрессии моря. На континентальном склоне формировались осадки ледового разноса, принесенные айсбергами с Северной Земли. Исследователи также указывают на крайне низкий речной сток в сарганское время. Данная модель объясняет очень низкую скорость осадконакопления в раннем голоцене на среднем и внешнем шельфе наличием морского льда. Исходя из этой модели, в исследуемом районе шельфа можно предполагать наличие криолитозоны мощностью до многих сотен метров.

Замечания к изложенной гипотезе заключаются в том, что нет пока достаточных данных для обсуждения режима осадконакопления в позднем неоплейстоцене на среднем и внешнем шельфе. Нет достаточных объяснений для очень небольших мощностей голоцена на этой территории, поскольку в рамках модели в голоцене существовал сток сибирских рек на шельф. Относительно вытекающего из модели прогноза мощности криолитозоны можно повторить замечания, высказанные к предыдущей гипотезе.

“Панледниковая” модель эволюции шельфа, предложенная Гросвальдом [7], предполагает развитие ледникового покрова, который является частью Панарктического ледника Северного полушария, на шельфе моря Лаптевых в конце позднего неоплейстоцена (сарганское время). В качестве доказательства гипотезы М.Г. Гросвальд приводил конечно-моренные пояса Карского и Баренцова морей, перерыв на границе морских верхнеплейстоценовых отложений, наличие слабо зависимой от рельефа местности ориентировки ложбинно-грядовых форм, озер, друмлинов, направления переноса эрратических фрагментов и пр., для которых характерна прямолинейность и параллельность. По его мнению, при разрушении ледника лед вторгся в бассейны рек Котуя, Оленька, Попигая и Анабара с севера и двигался вверх по их долинам. Следует отметить, что такие ориентированные формы рельефа подтверждаются при дешифрировании дистанционных материалов на сопредельной рассматриваемой территории.

В рамках изложенной модели характеристики криолитозоны шельфа арктических морей до настоящего времени не рассматривались. Построение такой модели и является одной из основных задач предлагаемой статьи.

Основным доводом, который приводится большинством исследователей против данной гипотезы – широкое распространение аллювиальных фаций этого возраста по берегам моря Лаптевых и полигенетического ледового комплекса, которые экстраполируются исследователями на внутренний и средний шельф. Распространение таких отложений на шельф исключает возможность развития ледникового покрова в это время. Но, как показывают результаты бурения скважин 2 и 3 (см. рис. 1а), в разрезе отложений прибрежного шельфа на этот временной интервал приходится перерыв в осадконакоплении. Перерывы, по мнению М.Г. Гросвальда, в районах предполагаемого распространения оледенения, как раз и указывают на вероятное существование ледникового покрова.

С нашей точки зрения, не находят объяснения в рамках этой модели факты морского осадконакопления в позднем неоплейстоцене на внешнем шельфе [22–24].

“Морская” модель Большакина [5], предполагает, что на побережье и современном прибрежном шельфе, между устьями рек Анабар и Оленек, на протяжении позднего неоплейстоцена господствовали прибрежно-морские условия. По его мнению, предполагается широкое развитие ледового комплекса, представленного льдистыми суглинками, который формировался в опресненном бассейне, имевшем гидравлическую связь с морем. От внешней части шельфа внутренняя его часть отделялась барьером, который возник в результате эндогенных тектонических причин и пересекал море Лаптевых от северной оконечности п-ова Таймыр до Новосибирских островов. Колебания уровня моря формировали разновысотные надводные террасы, высота которых дополнительно изменялась в силу тектонических причин.

Гипотеза противоречит ограниченному распространению или отсутствию ледового комплекса на внутреннем шельфе западной части моря Лаптевых. Морские террасы позднего неоплейстоценового возраста, за исключением п-ова Таймыр, не установлены. Не обнаружено также морских фаций и в ледовом комплексе рассматриваемого региона. Важным достижением гипотезы является обоснование возможности локальных депрессий снеговой линии и существования пассивных ледников на территории Средней Сибири.

Согласно этой модели, допускается развитие криолитозоны относительно небольших мощностей. Деградиация криолитозоны объясняется неоднократными трансгрессиями повышающими температуру верхней части криолитозоны.

Как показал обзор представлений об эволюции и геокриологическом строении западной части моря Лаптевых, общим моментом всех изложенных гипотез является признание субэарального положения современного шельфа в позднем

неоплейстоцене, но ни одна из них не дает убедительных доказательств о широком и длительном существовании криолитозоны в этом регионе и не позволяет однозначно охарактеризовать ее параметры и эволюцию в позднем плейстоцене – голоцене. Противоречия в гипотезах проистекают из различий в трактовке фациальных обстановок и разной трактовке происхождения разновысотных форм рельефа территории.

**Предлагаемая модель геологического строения и геокриологических условий территории.** Для выяснения основных характеристик криолитозоны рассматриваемого участка шельфа необходимо провести сравнительную характеристику осадочных фаций позднего неоплейстоцена на современном шельфе и прилегающей суше. Главным предметом рассмотрения будет небольшой сегмент шельфа вблизи профиля Р-1 и его продолжения на сушу на расстояние около 20–30 км. В обозначенном сегменте можно выделить следующие фациальные зоны: континентальную, переходную, внутреннего шельфа, среднего и внешнего шельфа.

Территория **континентальной фациальной зоны** характеризуется наиболее полными разрезами рассматриваемого временного интервала, вскрытыми скв. 1 (рис. 1а). Снизу вверх здесь выделяются следующие толщи:

**Толща 1 (QIII kz)** – морская, представлена горизонтально слоистыми алевритами и мелкозернистыми песками с включением кварцевого щебня и тонкостенных раковин. Ее видимая мощность составляет около 15 м. Отмечается небольшое увеличение солености в отдельных слоях [20]. Важным литологическим признаком толщи является присутствие гравийных зерен кварца, кварцита. По данным определений абсолютного возраста ( $114.96 \pm 6$  тыс. лет назад [25]), остаткам фауны, стратиграфическому положению установлено, что толща может быть отнесена к началу позднего неоплейстоцена (казанцевский горизонт Сибирской шкалы, MIS 5e). Криогенная текстура толщи поровая, шлировая и линзовидно-слоистая. По этим данным реконструируется обстановка мелководного прибрежного шельфа со свободным стоком рек и выносом относительно грубозернистого материала. Свободный сток и относительно высокая энергия водных потоков косвенно подтверждают сравнительно мягкие климатические условия, свойственные климатическому оптимуму. Из этого следует, что трансгрессия и относительно мягкие климатические условия привели к деградациии криолитозоны и наблюдаемая криогенная текстура этой части разреза является эпигенетической.

**Толща 2 (QIII zr)** – аллювиальная, состоит из мелкозернистых илистых песков, с включениями растительных остатков. Толща залегает согласно

на подстилающих осадках и, по имеющимся датировкам OSL 94.5 тыс. лет назад [25], относится к средней части позднего неоплейстоцена (зырянский горизонт Сибирской шкалы, 117–60 тыс. лет назад). Криогенная текстура толщи шлировая, массивная и поровая. Отмечается наличие жил с вертикальным чередованием полос льда и песка. Осадки накапливались на низкой аллювиальной равнине в условиях низких температур, определяющих формирование криолитозоны.

**Толща 3 (QIII kr)** – торфянистых песков, залегает согласно на зырянских слоях и представлена чередованием переработанных криотурбациями обогащенных торфом песков и темно-серых илистых мелкозернистых песков. Слои данной фации рассматриваемого горизонта, по мнению [20], накоплены на пойме или в илистых старичных озерах в условиях быстрого захоронения осадков и сингенетического промерзания. Радиоуглеродный возраст отложений, установленный методом AMS (40410 +1230/–1070 и 44310 +1260/–1090 лет назад), укладывается в интервал каргинского горизонта Сибирской шкалы, 30–60 тыс. лет назад. Возраст отложений, определенный методом OSL (по кварцу) в самой верхней части горизонта, показал значение  $30.5 \pm 2$  тыс. лет назад [25]. Особенности палинокомплексов в аллювиальных фациях горизонта характеризуются увеличением количества спор и пыльцы по сравнению с залегающими выше и ниже слоями осадков, существенным увеличением содержания осоковых и снижением злаков и полней, что указывает на более мягкие климатические условия, чем в подстилающих и перекрывающих осадочных горизонтах. В нижней части толщи отмечается большое количество спор грибов, что косвенно указывает на низкую энергетику движения воды в водоеме.

Криогенная текстура осадков сетчатая, поровая и жильная. Тонкие ледяные клинья проникают в подстилающие зырянские слои. Весовая льдистость в прослоях песка 26–83%, а в торфянистых прослоях 160–220% [20]. Осадки отлагались в условиях низкой, близкой к базису эрозии, аллювиальной равнины. Можно предполагать периодическое прекращение стока и формирование обширных озерных мелководных бассейнов. Низкие температуры приземного воздуха обеспечивали быстрое замерзание воды и развитие сингенетического промерзания. Вероятно, во время формирования рассматриваемой толщи осадков на внутреннем шельфе началось образование ледникового покрова, который временами создавал преграду для речного стока.

**Толща 4 (QIII sr)** – ледовый комплекс, залегает на подстилающих слоях, как с постепенными переходами, так и с перерывами на разных гипсометрических уровнях. В береговых обрывах мыса Мамонтов Клык (Анабаро-Оленекский сектор)

наблюдаются перепады высот подошвы ледового комплекса не менее чем 12 м [20]. Возрастной диапазон ледового комплекса – от  $43510 + 1010/–900$  до  $14545 \pm 50$  лет [20], что соответствует верхней части каргинского и сартанскому горизонтам (второй половине MIS 3 и всему MIS 2). Выходящие на поверхность отложения ледового комплекса содержат более 80% (по объему) льда. Минеральная и органическая составляющие ледового комплекса представлены чередованием прослоев (толщиной 0.1–0.5 м) алевритов, реже песков, более или менее обогащенных органическим веществом. Отмечаются прослои криогенных почв с захороненными на месте корешками трав, фрагментами более крупных растительных остатков. Палинокомплекс толщи характеризуется увеличением доли пыльцы злаков и полней и уменьшением осоковых. Отмечается большое количество переотложенных пыльцевых зерен, в том числе и дочетвертичных. Эти особенности косвенно указывают на застойный характер водоема. Об этом же свидетельствует появление большого количества спор грибов. Модальный диаметр зерен около 50 мкм. Сортировка плохая, со смещением в сторону более грубых разностей. Это указывает на слабую энергию водотоков и большую роль в перемещении осадков гравитационных процессов, в частности, солифлюкции. Криогенные текстуры – жильные, сетчатые, шлировые. Одним из основных элементов ледового комплекса являются тела повторно-жильных льдов, достигающие мощности нескольких десятков метров. В относительно немногочисленных песчаных прослоях весовая льдистость составляет 50–100%, а в илистых – 100–250% [20].

Важным палеогеографическим элементом толщи является наличие ископаемых локальных депрессий возрастом 10–12 тыс. лет, выполненных ледовым комплексом. Эти депрессии, восстановленные по данным [20], не могут быть объяснены ни термокарстовыми, ни эрозионными речными процессами, поскольку в это время (климатического пессимума) господствовали крайне низкие температуры приземного воздуха, а энергия водотоков была сведена к минимуму. Депрессии не полностью компенсированы осадками. Возможно, они образованы эрозионными процессами, связанными с прорывами воды из-под расположенного к северу ледника.

Таким образом, палеогеографическую обстановку во время накопления ледового комплекса можно определить, как низкую аккумулятивную равнину, близкую по уровню к местному базису эрозии и не имеющую стока в море, в которой задерживался жидкий и твердый сток с континента. Режим водоема без стока формировался в результате существования ледниковой плотины, отделявшей его от открытых участков морского бассейна. Периодически застойный режим нарушался потоками подледниковых вод.

**Толща 5** (QIV<sup>1a</sup>) — осадков раннего голоцена, представлена илистыми отложениями, выполняющими термокарстовые котловины, маломощными почвенными, торфяными слоями с телами новообразованных ледяных жил и современными аллювиальными осадками. Мощность этих образований около 2 м.

В **переходной фациальной** зоне, занимающей полосу шельфа до 3 км от современной береговой линии, разрез рассматриваемого возрастного интервала изменяется. По данным бурения скважин 4 и 5 (рис. 1а, 1б), из разреза выпадает каргинский горизонт (толща 3), резко уменьшается мощность ледового комплекса (толща 4), который с несогласием перекрывается морскими отложениями (толща 6). Осадки толщи 5 в переходной зоне отсутствуют.

**Толща 1** в переходной зоне сложена алевритами, мелкозернистыми гравийными (гравий кварца) песками, свидетельствующими об относительно высокой энергии водной среды. Поровые криогенные текстуры, по-видимому, являются эпигенетическими. Видимая мощность толщи около 3 м. Ее кровля залегает на 7.7 м ниже, чем в континентальной фациальной зоне, что связано, вероятно, с воздействием бывшего ледника.

**Толща 2** сходна по составу, мощности и криогенным особенностям с одновозрастной толщей континентальной зоны, но ее кровля залегает на 7.5 м ниже, чем в континентальной зоне. Некоторыми исследователями отмечается относительное уплотнение осадков рассматриваемой толщи.

Из разреза выпадает **толща 3** (каргинский горизонт). Перерыв в осадконакоплении подтверждается определениями абсолютного возраста. В ледовом комплексе получена дата 33.9 тыс. лет назад (скв. 5), а в самой кровле подстилающей его толщи 2 определено значение  $59.3 \pm 5.8$  тыс. лет назад (скв. 4) [25].

Выпадение осадков основного объема каргинского горизонта не может быть объяснено размывом этих отложений в связи с положительными тектоническими движениями, поскольку эта территория в течение рассматриваемого временного интервала (60–30 тыс. лет назад) находилась в зоне устойчивого прогибания, характерного для режима пассивных континентальных окраин. Наиболее вероятным объяснением этого перерыва является фациальное замещение минеральной составляющей толщи 3 ледниковым льдом в направлении с юго-запада на северо-восток. Можно отметить, что климат на территории Средней Сибири в каргинское время был благоприятным для накопления твердых атмосферных осадков, поскольку при низких температурах характеризовался относительно высокой влажностью. Исчезновение льдов и формирование перерыва, вероятно, произошло в конце каргинского времени (MIS 3) и может быть объяснено эпизодом потепления.

**Толща 4** (ледовый комплекс) в рассматриваемой зоне характеризуется меньшей льдистостью осадков, меньшей мощностью и более низким гипсометрическим положением подошвы толщи. Уменьшение объемной льдистости до 50–70% можно объяснить частичным оттаиванием текстурирующих льдов в ходе потепления в голоцене. В разрезах по скважинам 4 и 5 ледовый комплекс перекрывается голоценовыми морскими отложениями с возрастом в подошве 7.7 и 9.8 тыс. лет назад [25]. Более низкое положение подошвы ледового комплекса — на 14 м ниже, чем на берегу, не может быть объяснено эрозионными процессами. Параллельное погружение нижележащих толщ без компенсирующего роста мощностей, с выпадением значительного стратиграфического интервала за очень небольшой промежуток времени (рубеж плейстоцена и голоцена) невозможно объяснить в рамках обычных геологических процессов, без учета ледниковой составляющей. Согласованные погружения толщ объясняются формированием гляциоизостатической депрессии на краю приледникового бассейна, образовавшегося под влиянием вертикального давления ледникового покрова на залегающую под ним литосферу и изгибной жесткостью прилегающих к нагруженному блоку участков литосферы. Перерыв в осадконакоплении фактически был заполнен толщей льда, разрушенной в начале голоценового оптимума.

**Толще 5** в рассматриваемых разрезах соответствует перерыв в осадконакоплении, который по времени совпадает с гляциоизостатическим поднятием в начале голоцена.

**Толща 6** (QIV<sup>2m</sup>) — современных морских осадков, представлена илистыми песками небольшой (первые метры) мощности. Таким образом, переходная зона представляет собой участок предледникового прогиба, непосредственно прилегающего к ледниковому покрову. В этой зоне можно предполагать проявление начальных прерывистых эпизодов формирования ледникового покрова (каргинское время) и гляциоизостатическое прогибание, связанное с давлением ледникового покрова. В начале голоцена фиксируется подъем, вероятно, связанный с разрушением покрова и гляциоизостатическим поднятием.

В **фациальной зоне внутреннего шельфа**, по данным наблюдений в скважинах 2 и 3, удаленных от берега на 12 и 3 км соответственно, имеют место изменения рассматриваемого стратиграфического интервала разреза (рис. 1а).

**Толща 1**, как и в предыдущих случаях, представлена песчанистыми алевритами и мелкозернистыми песками с прослоями более грубого песка. Абсолютный возраст осадков  $111 \pm 7.5$  тыс. лет назад [25]. Морской генезис толщи подтверждается высокой соленостью поровых вод. Порода находится в пластично мерзлом состоянии. Кров-

ля толщи залегает на 36 м ниже, чем в переходной зоне, и на 43 м ниже, чем в континентальной зоне, что объясняется гляциоизостатическим погружением.

**Толща 2** мало отличается по составу от одно-возрастных отложений, вскрытых скв. 1. Эта толща находится в мерзлом состоянии и характеризуется поровыми и шлировыми криотекстурами. Мощность толщи возрастает на 4.5 м по сравнению с предыдущими зонами. Ее кровля залегает на 31 и 39 м ниже, чем в переходной и континентальной зоне, соответственно.

**Толщи 3 и 4** (каргинский и сартанский горизонты) выпадают из разреза. На наш взгляд, этим интервалом разреза на внутреннем шельфе соответствовал ледниковый покров, который был разрушен на рубеже плейстоцена и голоцена.

**Толща 5** голоценовых аллювиальных песков мощностью около 15 м залегает с крупным стратиграфическим перерывом на зырянском горизонте (толща 2). Их континентальное происхождение доказывается наличием слоев с растительными остатками, которых особенно много в разрезе скв. 3. Нижняя часть толщи представлена пресноводными осадками. В верхней части толщи осадки засолены в результате диффузии солей из вышележащих слоев морского происхождения. Осадки относительно плохо сортированы, находится в талом состоянии. Их абсолютный возраст 7.5 и 9.8 тыс. лет [25].

**Толща 6** современных морских осадков представлена илом и мелкозернистым песком мощностью до 20 м (скв. 2). Осадки находятся в талом состоянии и содержат остатки раковин двусторчатых моллюсков, обитающих в современных бассейнах Атлантического и Северного Ледовитого океанов. Абсолютный возраст этих раковин 1.3 и 2.5 тыс. лет [25].

Таким образом, фациальная зона внутреннего шельфа представляет собой подледниковый прогиб, компенсированный голоценовыми континентальными и морскими осадками. Разрушение ледникового покрова началось на рубеже неоплейстоцена и голоцена, а прорыв морем ледниковой преграды стал возможен только во второй половине голоцена.

Данные о составе и возрасте осадков конца неоплейстоцена в **фациальной зоне среднего и внешнего шельфа и континентального склона** западного сектора моря Лаптевых приводятся по обработанным грунтовым колонкам РМ9499-2 (глубина моря 48 м), PS51/159-10 (глубина моря около 60 м) и PS51/154-11 (глубина моря 270 м) [16, 23, 24].

Изученные осадки шельфа ограничены временным интервалом от 12.6 до 0 тыс. лет назад. Для этого временного интервала свойственна относительно низкая (до 1 мм/год) скорость осад-

конакопления на шельфе. По всему интервалу встречаются раковины морских субполярных планктонных фораминифер [23, 24]. Практически отсутствует вынос осадков в среднюю и внешнюю зоны шельфа со стороны рек Хатанги и Анабара. Это указывает на наличие барьера на внутреннем и среднем шельфе, которым мог быть пассивный ледник, закрывавший водоразделы и долинные понижения. Жидкие стоки на шельф, вероятно, в значительной степени скапливались в приледниковом прогибе и, может быть, иногда прорывали или переливались через ледниковую преграду.

На внешнем шельфе раннеголоценовые отложения мощностью 1.2 м представлены глинистыми илами с раковинами двусторчатых моллюсков, следами биотурбаций [16]. Скорость осадконакопления составляла около 0.24 мм/год. В интервале от 10 до 8 тыс. лет назад отмечается минимальное содержание раковин морских мелководных и даже глубинных форм при полном отсутствии пресноводных и солоноватоводных форм.

На континентальном склоне извлечена колонка донных осадков, наиболее древний возраст которых составил 17.6 тыс. лет. По всему разрезу, включая голоценовые осадки, встречены раковины планктонных фораминифер. Имеются обломки пород, принесенных льдами с Северной Земли. Скорость осадконакопления остается низкой – 0.9 мм/год. Обломочного материала, вынесенного со стороны материковой части побережья, не обнаружено.

Суммируя результаты проведенного фациального анализа, можно сделать следующие выводы:

1. На внутреннем, среднем и, частично, на внешнем шельфе западной части моря Лаптевых во второй половине неоплейстоцена с большой долей вероятности существовал ледниковый покров. Времени оледенения соответствует перерыв в осадконакоплении (MIS 3, MIS 2).

2. Под ледником был сформирован прогиб, который после разрушения ледника был компенсирован голоценовыми отложениями. В пределах этого прогиба отсутствуют отложения каргинского и сартанского горизонтов (MIS 3, MIS 2), которые представлены в смежной, континентальной, фациальной зоне.

3. Разрушение ледника началось на рубеже неоплейстоцена и голоцена, а завершилось во второй половине голоцена (рис. 16).

Наличие отрицательной формы рельефа на месте пассивного ледника является принципиальным моментом предлагаемой модели и позволяет оценить мощность ледникового покрова по разности уровня положения маркирующего горизонта на минимальных и максимальных вероятных высотах. В качестве такового целесообразно использовать кровлю зырянского горизонта (толщи 2), которая совпадала с ледниковым ложем на современном шельфе, согласно приведенным выше геологиче-

ским данным. Наиболее низкое положение (–40 м) эта кровля занимает в районе скв. 2. На берегу ее высотное положение близко к уровню моря (рис. 1а). Отметки вершинной поверхности здесь располагаются на уровне +26 м, суммарная мощность толщ 4 и 3 составляют здесь около 27 м.

Предположим, что Анабаро-Оленекский сектор побережья образовался в результате компенсации ледниковых нагрузок на соседнюю с ним область западной части моря Лаптевых. Тогда следует ожидать подъема кровли толщи 2 в районе максимальных абсолютных высот поверхности на этом участке. Максимальные высоты вершинной поверхности (+63 м) отмечаются в 20 км от берега в сторону суши. Если считать, что в районе скв. 1 кровля толщи 4 частично денудирована, то в районе отметки +63 м суммарная мощность толщ 3 и 4 возрастет примерно до 50 м. Следовательно, в этом месте уровень кровли толщи 2 превысит уровень моря на:  $63 - 50 = 13$  м. Суммарный изостатический подъем, компенсирующий ледниковую нагрузку, составит:  $13 - (-40) = 53$  м.

Изостатическое уравнение, компенсирующее ледниковую нагрузку, можно представить следующим образом:

$$\rho_A g \Delta H_A = \rho_L g z_L,$$

где  $\rho_A = 3.35$  г/см<sup>3</sup> – плотность верхней мантии на уровне астеносферы и  $\rho_L = 0.9$  г/см<sup>3</sup> – плотность льда [3],  $\Delta H_A = 53$  м – изостатический подъем астеносферы,  $z_L$  – мощность ледника. Исходя из этого уравнения, мощность ледника составит 197 м. Полученное значение носит условный характер и указывает лишь на порядок мощности ледникового покрова на современном шельфе моря Лаптевых в позднем неоплейстоцене.

#### МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭВОЛЮЦИИ КРИОЛИТОЗОНЫ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ И ЕЕ СОВРЕМЕННОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ НА ШЕЛЬФЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Моделирование проводилось применительно к крупной отрицательной структуре – Усть-Ленскому прогибу, выполненному мощной толщей (более 2 км) кайнозойских (палеоген–четвертичных) пород. Они представлены песками, супесчано-суглинистыми осадками, глинами.

Для анализа климатических условий и определения граничных критериев построения модели использовались сведения из [1, 6, 13–15]. Допускалось, что многолетнемерзлые породы, сформировавшиеся на шельфе во время тазовского ледникового (200–130 тыс. лет назад), оттаяли в течение межледникового MIS5e (130–117 тыс. лет назад) и соответствующей казанцевской боре-

альной трансгрессии моря. Новый цикл промерзания протекал в субэаральных условиях MIS5a-d (117–50 тыс. лет назад), когда шельф был осушен в результате гляциоэвстатической регрессии моря. Уровень моря был ниже современного приблизительно на 100 м. Средняя летняя температура воздуха в это время изменялась от –5 до 6°C, так как ее отклонения от современной величины (3°C) не выходило из пределов –8...3°C [15]. Анализ приведенных литературных источников показал, что среднегодовая температура воздуха изменялась от –12 до –24°C, составляя в среднем –19°C. Преобладали очень холодные и засушливые климатические условия, в которых маловероятно формирование на шельфе ледникового покрова.

Как уже упоминалось, 50–30 тыс. лет назад на исследуемом участке арктического шельфа сформировался и существовал пассивный ледник мощностью около 200 м. Климатические условия этого времени были влажные и холодные. Среднегодовая температура воздуха не превышала –14...–15°C. Средняя летняя температура колебалась от –1 до 1.5°C. В этих условиях при количестве атмосферных осадков 200 мм/год и уплотнении снежного покрова в 3 раза пассивный ледник мог сформироваться за 3–5 тыс. лет. Допускалось, что указанное количество осадков не на много отличалось от наблюдаемых в XX – начале XXI вв. По данным справочников по климату СССР (выпуски 24 и 21 за 1968 и 1969 гг.), на арктические акватории выпадает ежегодно 160–240 мм атмосферных осадков. В широтной зоне 70°–85° с.ш. среднее за время наблюдений количество осадков составляет 250 мм/год [2].

В сартанское время (30–11 тыс. лет назад) климат был сухим и холодным. Средняя летняя температура воздуха изменялась в пределах –6...4°C. Среднегодовая температура воздуха и многолетнемерзлых пород оценивается от –15...–19°C до –24...–30°C. В первом разделе отмечалось, что в это время началось разрушение ледяного покрова. В голоцене (11–0 тыс. лет назад) средняя летняя температура воздуха достигала 4–6°C в первой половине голоцена и понижалась до 3–4°C во второй половине. Среднегодовая температура воздуха и многолетнемерзлых пород изменялась от –3...–6°C до –13...–15°C.

Предлагаемая модель исходит из того, что поверхность шельфа исследуемого района находилась под ледником в течение второй половины позднего плейстоцена вплоть до послеледниковой трансгрессии. Затопление морем и деградация верхних горизонтов мерзлых толщ шельфа происходила по мере разрушения ледника со стороны континента и со стороны моря при климатическом потеплении и в ходе трансгрессии. На внешнем шельфе ледник разрушался в интервале 18–8 тыс. лет назад. Уровень моря в конце

**Таблица 1.** Физические характеристики осадков исследуемой части шельфа, рассчитанные по данным [10]

Осадки	Интервал залегания, м	Фазовое состояние	$C \times 10^6$ , Дж/м <sup>3</sup> К	$\lambda$ , Вт/м К	$\alpha \times 10^{-6}$ , м <sup>2</sup> /с
1. Пассивный ледник (фирн) $\rho = 203\text{--}920$ кг/м <sup>3</sup>	–200–0		0.63–2.08 (1.36)	0.32–2.25 (1.29)	0.51–1.08 (0.8)
2. Песчаные, супесчано-суглинистые $\rho = 1400\text{--}1600$ кг/м <sup>3</sup> $w = 20\text{--}40\%$	0–200	Мерзлые	1.8–2.4 (2.01)	1.7–3.1 (2.3)	0.9–1.3 (1.14)
		Талые	2.4–2.85 (2.63)	0.99–1.74 (1.38)	0.4–0.61 (0.52)
3. Супеси, суглинки, глины $\rho = 1600\text{--}2000$ кг/м <sup>3</sup> $w = 13\text{--}25\%$	200–800	Мерзлые	2.3–2.5 (2.34)	2.05–3.4 (2.7)	0.89–1.36 (1.15)
		Талые	2.4–3.0 (2.7)	1.4–2.6 (1.75)	0.58–0.86 (0.65)

указанного интервала достиг отметки около – 20 м относительно современного уровня (рис. 1в). В береговой (внутренней) зоне шельфа, и, частично, на среднем шельфе ледник деградировал в раннем – среднем голоцене, 11–5 тыс. лет назад. Окончательное разрушение остатков ледника на среднем шельфе произошло в середине голоцена, 5–4 тыс. лет назад, когда уровень моря достиг современных отметок, и морские воды проникли в современную береговую зону.

О палеотемпературах придонных вод известно еще меньше. Мы допускаем, что в максимумы похолодания температура была близка к температуре замерзания океанских вод, достигая –1.8..–1.9 °С, а во время климатического оптимума она существенно не отличалась от современной. Среднегодовая температура и соленость придонной воды вычислялась на основе многолетних измерений ААНИИ, Тихоокеанского океанографического института ДВО РАН и Института мерзлотоведения СО РАН в различные сезоны года и на различных глубинах моря Лаптевых [17].

Интенсивность деградации многолетнемерзлых пород на шельфе арктических морей контролируется минерализацией поровых вод, температурой донных осадков, их мощностью. При нестационарном температурном режиме мощность субаквальной мерзлоты зависит от времени промерзания. Для построения модели эволюции криолитозоны исследуемого района шельфа в субаэральных и морских условиях принимался разрез осадков, включающий 2 слоя. В этап оледенения к разрезу добавляется верхний слой, представленный пассивным ледником. Слои осадков различаются теплофизическими характеристиками: теплоемкостью  $C$ , коэффициентами теплопроводности  $\lambda$  и температуропроводности  $\alpha$  (табл. 1). В таблице в скобках приведены средние величины,  $\rho$  – плотность осадков,  $w$  – суммарная весовая влажность пород (для мерзлых

пород – суммарная весовая льдистость плюс доля незамерзшей воды  $w_H$ ).

Коэффициент диффузии солей принимался равным  $10^{-9}$  м<sup>2</sup>/с, что соответствовало результатам расчетов по данным бурения в море Лаптевых  $(0.8\text{--}1.14) \times 10^{-9}$  м<sup>2</sup>/с, а также экспериментально полученным часто встречаемым значениям коэффициента диффузии хлористого натрия  $(0.6\text{--}1) \times 10^{-9}$  м<sup>2</sup>/с [8].

Постановка задачи включает уравнение теплопроводности для каждого из выделяемых слоев геологического разреза (при условии сопряжения их контактов), уравнение диффузии солей, начальные условия, краевые условия на поверхности и нижней границе субаквальной мерзлоты. Моделирование проводилось с помощью дифференциальных уравнений:

$$T_t(z, t) = \alpha T_{zz}(z, t), S_t(z, t) = DS_{zz}(z, t), \quad (1)$$

где  $T$  – среднегодовая температура осадков, °С,  $S$  – соленость поровых вод, ‰,  $t$  – время, с,  $z$  – глубина, м,  $\alpha$  и  $D$  – коэффициенты температуропроводности и диффузии. Начало координат располагается на поверхности суши/дна, ось  $Z$  направлена вниз.

Начальные условия проводимого моделирования эволюции субаквальной криолитозоны допускают отсутствие мерзлоты на шельфе после казанцевской бореальной трансгрессии (MIS5e) и стационарного распределения температуры в толще осадков после их промерзания в зырянское время (MIS4/MIS5a-d) с учетом предложенной геологической схемы:

$$t = 0, T(z) = T(i) + qz/\lambda_j, z_i < z \leq z_{i+1}, \\ i = 0, 1, 2, \dots, j = 1, 2, \dots,$$

где  $T(i)$  – среднемноголетняя годовая температура на поверхности и границах слоев при данных природных условиях,  $q$  – плотность глубинного потока тепла,  $i, j$  – границы раздела и номера сло-

**Таблица 2.** Время пребывания осадков шельфа в различных природных условиях ( $t$ ), термогалинные характеристики ( $T$ ,  $S$ ) и нижняя граница криолитозоны ( $h$ )

Изобата, м Расстояние от берега, км	$t_C$ , тыс. лет назад	$T_C, (0, t),$ $^{\circ}\text{C}$	$h_C$ , м	$t_L$ , тыс. лет назад	$T(z_L, t)$ $T_L(0, t), ^{\circ}\text{C}$	$h_L^*$ , м	$t_M$ , тыс. лет назад	$T_M(0, t),$ $S, \text{‰}$	$h_M^*$ , м
90–100 350	117–50	–19	790	50–18	–18.5 –9.5	505	18–0	–1.9 34	225
70 325	117–50	–19	790	50–16	–19 –9.5	510	16–0	–1.9 34	240
50 300	117–50	–19	790	50–8	–18 –9	460	8–0	–1.7 33.5	295
352 30–250	117–50	–19	790	50–4	–17.5 –8	430	4–0	–1.5 33	340
20 100–220	117–50 6–4	–19–8	790 430	50–6	–17.5 –8	430	4–0	–1.4 28	340
12 70–80	117–50 8–4	–19–7.5	790 450	50–8	–18 –9	460	4–0	–1.3 27	365
6 12	117–50 10–4	–19–8	790 460	50–10	–18.5 –9.5	480	4–0	–1.2 25	375
4 3	117–50 10–2	–19–9	790 470	50–10	–18.5 –9.5	480	2–0	–2.4...–1.2 27	440
Берег 0	117–0	–19...–13	640						

Примечание. Индексы: С – условия субаэрального промерзания, Л – пассивного оледенения поверхности, М – трансгрессии Полярного бассейна.

\* – Измеряется от подошвы ледника, поверхности дна.

ев от поверхности. Начальное распределение солености поровых вод континентальных осадков (до затопления их морем)  $S(z) = S_z$  примем неизменным по глубине с величиной 0.5 ‰ в верхнем 70-метровом слое.

Краевые условия для представляемой модели:

$$t > 0, z = 0, T(z, t) = T(0, t),$$

$$S(z, t) = S(0, t); z = h(t), T(h(t)) = 0.$$

При расчете средней температуры и солености придонной воды в верхней части береговой зоны учитывались величины этих характеристик во время пребывания участков шельфа в области смерзания припайного льда с донными осадками в ходе трансгрессии и термоабразии берегов. На нижней границе субаквальной криолитозоны  $h(t)$  задавалась плотность глубинного потока тепла:  $q = 0.06 \text{ Вт/м}^2$ . Глубина промерзания в зырянское время определялась с учетом условия Стефана на подвижной границе фазовых переходов и времени промерзания  $t$  [9]:

$$h(0) = \sqrt{-\lambda_M T(0)t / L_{\Phi} \rho (w - w_H)}.$$

При временных вариациях температуры на поверхности осадков, в том числе, под ледником

глубина нижней границы криолитозоны вычислялась с помощью уравнения баланса тепла на этой границе:

$$h(t) = 0.5(h(0) + T(0)/\kappa h(0)) + \sqrt{0.25(h(0) - T(0)/\kappa h(0))^2 - (T(0) - T(0, t))/\kappa}, \quad (2)$$

$$\kappa = L_{\Phi} \rho (w - w_H) / \lambda_M t,$$

где  $T(0)$  – среднемноголетняя годовая температура земной поверхности в зырянское время,  $\lambda_M$  – средний коэффициент теплопроводности мерзлых пород,  $L_{\Phi}$  – удельная теплота фазовых переходов. Температура на подошве ледника определялась в условиях ее стационарного распределения с помощью уравнения:

$$T(0, t) = T(z_L, t) + qz_L / \lambda_L,$$

где  $T(z_L, t)$  – температура на поверхности ледника,  $z_L$  – его мощность,  $\lambda_L$  – коэффициент теплопроводности ледникового слоя. Глубина современной нижней границы криолитозоны внешнего и среднего шельфа оценивалась с помощью уравнения (2), где  $T(0)$  соответствовало температуре на подошве ледника перед его разрушением,  $h(0)$  – глубине нижней границы криолитозоны в

конце оледенения,  $T(0, t)$  – температура придонного слоя морской воды. Аналогично вычисления проводились для внутреннего шельфа при изменении ледниковых условий на субэральные и затем на морские (табл. 2). Динамика уровня моря в послеледниковую трансгрессию принята по [18] (рис. 1в).

Решения уравнений (1), удовлетворяющие начальным и краевым условиям по температуре и солености, имеют вид:

$$T(z, t) = T(0, t)(1 - z/h(t)) + \sum_{n=1}^M A_n \exp(-\alpha \pi^2 n^2 t/h(t)^2) \sin(n\pi z/h(t)), \quad (3)$$

$$A_n = -2T(0, t)/n\pi + (2/h(t)) \int_0^{h(t)} T(z) \sin(n\pi z/h(t)) dz, \\ S(z, t) = S(0, t) + (S_z - S(0, t)) \operatorname{erf}((z - z')/\sqrt{4Dt}). \quad (4)$$

В условиях накопления морских наносов:  $z < z'$ ,  $S(z, t) = S(0, t)$ ,  $z'$  – мощность аккумулярованных морских наносов в конкретный момент времени. Глубина выравнивания концентрации солей оценивалась по формуле [8]:  $z_S = \sqrt{Dt_M}$ ,  $t_M$  – время пребывания криолитозоны под уровнем моря.

В решении уравнения теплопроводности методом Фурье учитывались нижние краевые условия (ограниченное пространство). В решении уравнения диффузии солей без постановки нижних краевых условий (полуограниченное пространство) использовался известный интеграл уравнений типа Фурье:

$$\operatorname{erf}(z/\sqrt{4Dt}) = \sqrt{4/\pi} \int_0^{z/\sqrt{4Dt}} e^{-\eta^2} d\eta.$$

Время затопления мерзлоты в береговой зоне моря Лаптевых у мыса Мамонтов Клык оценивалось по глубине выравнивания концентрации морских солей с помощью данных бурения [19]. Например, участки с современными глубинами моря 4 и 6 м были затоплены около 2 и 4 тыс. лет назад соответственно. Для определения приблизительного положения в разрезе верхней границы фазовых переходов воды (кровли мерзлоты) использовался график, построенный по данным из этой же публикации (рис. 2).

Разбросы ошибок  $\delta T$  и  $\delta S$  (разность между измеренными в скважинах [19] и вычисленными по формулам (3) и (4) величинами температуры осадков и солености поровых вод) составили от  $-1.4$  до  $0.32^\circ\text{C}$  и от  $-8$  до  $5\%$ . Расчет ошибок выполнен

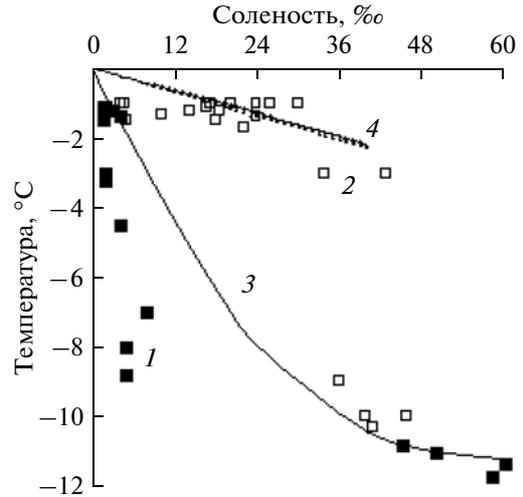
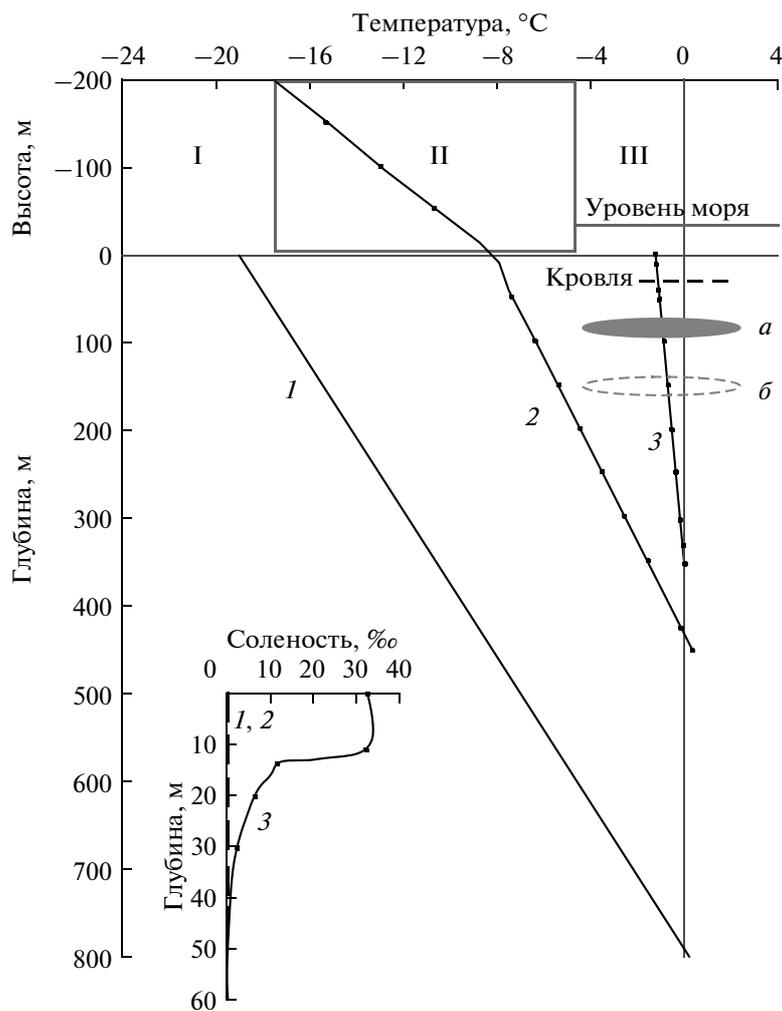


Рис. 2. Зависимость температуры заморозки осадков от солености поровых вод. 1 – мерзлые породы, 2 – талые породы, 3 – граница раздела между талыми переохлажденными (мокророзными) и мерзлыми породами, 4 – температура заморозки морской воды при атмосферном давлении [12].

для выборок ( $n$ ) из 32 и 27 пар значений, соответственно. Средние арифметические оценки ( $\delta \bar{T}$  и  $\delta \bar{S}$ ) равны  $-0.2^\circ\text{C}$  и  $0.16\%$ . Среднеквадратические ошибки расчетов ( $\sigma_T$  и  $\sigma_S$ ) составляют  $0.384^\circ\text{C}$  и  $2.75\%$ . Распределение ошибок близко к нормальному распределению, поэтому за допустимую принималась ошибка с обеспеченностью 50%. То есть, допустимые ошибки расчетов по формулам (3) и (4) лежат в интервалах  $\delta \bar{T} \pm \pm 0.674\sigma_T$  и  $\delta \bar{S} \pm 0.674\sigma_S$  или  $-0.46 \leq \sigma_T \leq 0.06$  и  $-1.7 \leq \delta_S \leq 2.01$ . Из множества вычисленных ошибок ( $n$ ) в эти пределы не попадают  $m = 6$  значений  $\sigma_T$  и  $m = 8$  значений  $\delta_S$ . Доверительная точность расчетов:  $P = (1 - m/n) \times 100\%$  для формулы (3) составляет 81%, для формулы (4) – 70%.

## РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ И ОБСУЖДЕНИЯ

Модель эволюция криолитозоны с учетом пассивного оледенения района исследований показана на примере участка среднего шельфа, затопленного морем приблизительно 4000 лет назад (рис. 3). Мощность мерзлоты, сформированной в зырянское время (117–50 тыс. лет назад), сократилась здесь приблизительно на 350 м снизу в результате пассивного оледенения и еще на 100 м снизу и 30 м сверху вследствие послеледниковой трансгрессии моря. Отопляющее воздействие моря и диффузия солей обусловили деградацию верхнего слоя многолетнемерзлых пород в поле отрицательных температур. Разрез многолетнемерзлых пород прерыв-



**Рис. 3.** Модель эволюции криолитозоны среднего шельфа в западной части моря Лаптевых (глубина 30–40 м в 170–250 км от берега). I – субаэральные условия 117–50 тыс. лет назад, II – пассивное оледенение 50–4 тыс. лет назад, III – субаквальные условия 4–0 тыс. лет назад.

Температура осадков и соленость поровых вод: 1 – в конце субаэрального этапа промерзания; 2 – под пассивным ледником перед его полным разрушением; 3 – современные. Вскрытый бурением (а) и предполагаемый (б) горизонты с морским засолением, сформированные в результате трансгрессий Полярного бассейна: а – в начале позднего плейстоцена; б – в конце раннего–начале среднего плейстоцена. Пунктирная линия – современная кровля мерзлоты.

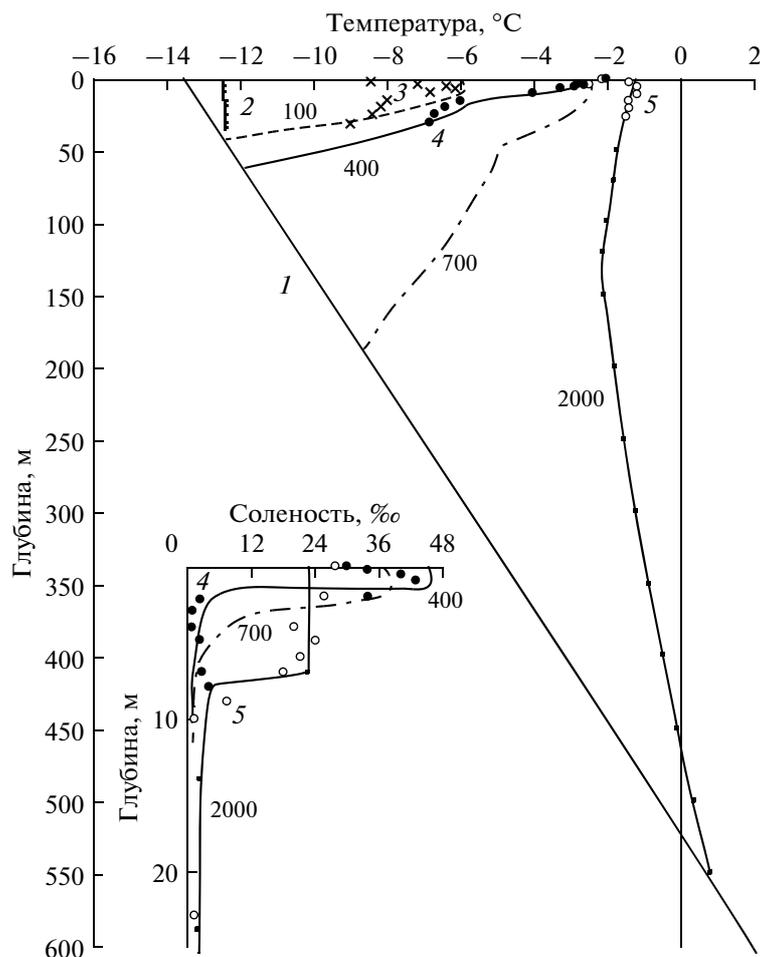
вается засоленными горизонтами мощностью в несколько десятков метров, сформированными в результате древних трансгрессий. Приведены только два горизонта, связанные с двумя последними трансгрессиями, освещенными в публикациях более или менее кондиционным материалом. По данным [4], в толще мерзлоты арктического шельфа может быть до 6 чередований морских и континентальных осадков.

На рис. 4 представлены результаты расчетов температуры осадков береговой зоны и солености их поровых вод в зависимости от времени затопления мерзлоты в ходе термоабразии берегов. Распределение температуры в скважине 1 отражает тепляющее воздействие моря на береговые многолетнемерзлые породы. Фактические данные и

расчеты указывают на значительное потепление верхних горизонтов мерзлоты в зоне припайного льда уже через 100–500 лет после затопления.

Результаты моделирования показывают, что глубина нижней границы современной криолитозоны на побережье исследуемого района составляет около 650 м. Отметим, что здесь проведены геотермические исследования в глубоких скважинах [11], которые позволили оценить глубину многолетнего промерзания от 500–600 м (бухта Кожевникова) до 700–800 м (бухта Нордвик, п-ов Урюнг-Тумус).

По направлению в море глубина (от поверхности дна) подошвы мерзлой толщи, по расчетам, уменьшается от 440 м (на изобате 4 м) до 200 м (на изобате 100 м) (рис. 5). В этом же направлении из-



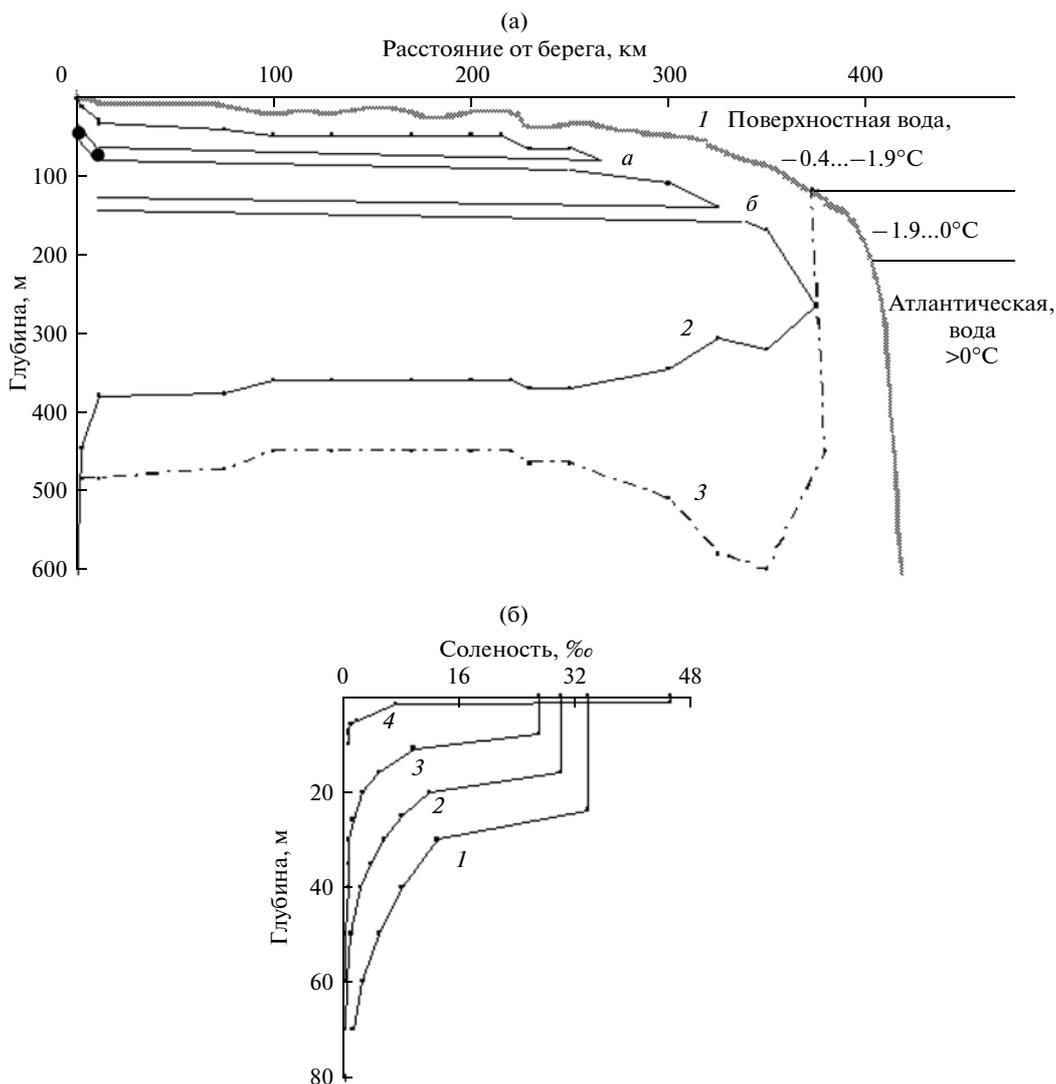
**Рис. 4.** Изменения температуры осадков и солёности поровых вод в береговой зоне моря Лаптевых с указанием времени (лет) от момента затопления мерзлоты.

*1* – распределение среднемноголетней температуры в осадках побережья 18–2 тыс. лет назад. Данные измерений в буровых скважинах в районе мыса Мамонтов Клык [19]: 2 – скв. 1, 3 – скв. 5, 4 – скв. 4, 5 – скв. 3.

меняется и ее мощность – от 430 до 240 м во внутренней и средней зонах шельфа и от 240 до 150 м на внешнем шельфе. Мерзлота выклинивается у края шельфа на расстоянии около 380 км от берега и на глубине приблизительно 250 м от уровня моря. Два засоленных горизонта прерывают разрез мерзлоты предположительно на всем протяжении от берега до края шельфа. Возможно, ниже этих горизонтов существуют более древние слои засоленных осадков, связанные с трансгрессиями раннего плейстоцена, неогена и палеогена, однако в известной нам литературе конкретные сведения о них отсутствуют.

Большое значение для выводов о былом наличии ледникового покрова могли бы иметь данные о физических свойствах подледниковых и прерывающих их отложений, сейсмическое зондирование рассматриваемой территории и другие данные, которые пока еще не получены. В то же время, моделированием выявлено существенное

влияние предполагаемого пассивного оледенения поверхности и последующего затопления ее морем на тепловое состояние и распространение мерзлоты в пределах современного шельфа западной части моря Лаптевых. После зырянского промерзания в течение этапа пассивного оледенения мощность многолетнемерзлых пород сократилась на 280–360 м, а их температура возросла на 9–11 °С. В результате последующей трансгрессии моря и термоабразии берегов дополнительное сокращение мощности за счет оттаивания нижнего слоя и диффузии солей составило от 50–140 м в береговой зоне до 220–350 м на внешнем шельфе, толщи осадков потеплели на 2–8 °С. Глубина залегания (от поверхности дна) кровли многолетнемерзлых пород возрастает от нескольких метров до 30 м в береговой зоне, существенно не изменяется на среднем шельфе и вновь возрастает до 60–80 м на внешнем шельфе (рис. 5).



**Рис. 5.** Модель распространения криолитозоны на шельфе западной части моря Лаптевых по профилю P1.

(а): 1 – профиль дна, 2 – современные границы многолетнемерзлых пород, 3 – граница криолитозоны в конце этапа пассивного оледенения.

(б) – Результаты расчетов современной солености поровых вод в осадках внешнего шельфа и береговой зоны на расстоянии от берега, км: 1 – 350; 2 – 300; 3 – 3; 4 – 1. Вертикальное распределение солености в средней зоне шельфа и обозначения а, б см. на рис. 3.

Затапливаемая мерзлота в верхнем слое деградирует в поле отрицательных среднегодовых температур донных грунтов под воздействием тепла и солей морских вод. Скорость деградации зависит от климатических условий голоцена, в которых многолетнемерзлые породы были затоплены морем, от длительности существования их под уровнем моря и уменьшается от 1–0.8 см/год в береговой зоне до 0.8–0.4 см/год на внешнем шельфе. Деградация мерзлоты на нижней границе обусловлена наличием геотермического потока. В этап оледенения среднеголетние темпы деградации снизу на всем исследуемом участке шельфа не превышали 0.7–0.9 см/год, а в морских условиях – достигали 2–3 см/год.

Работа выполнена при содействии партнерского интеграционного проекта № 9 “Сопоставление эволюции природной среды Сибири и Дальнего Востока по основным временным срезам позднего кайнозоя” и при поддержке РФФИ (проекты №13-05-00267 и №13-05-12037).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авенариус И.Г., Муратова М.В., Спасская И.И. Палеогеография Северной Евразии в позднем плейстоцене – голоцене и географический прогноз. М.: Наука, 1978. 76 с.
2. Алексеев Г.В., Радионов В.Ф., Александров Е.И. и др. Климатические изменения в Арктике и Северной

- Полярной области // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 1 (84). С. 67–80.
3. *Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
  4. *Арэ Ф.Э.* Разрушение берегов арктических приморских низменностей. Новосибирск: Академическое издательство “Гео”, 2012. 291 с.
  5. *Большаянов Д.Ю.* Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб.: ААНИИ, 2006. 296 с.
  6. *Бурашикова Т.А., Муратова М.В., Суетова Н.А.* Палеотемпературы в эпоху оледенения на территории СССР // Докл. АН СССР. 1979. Т. 244. № 3. С. 723–727.
  7. *Гросвальд М. Г.* Оледенение Русского Севера и Северо-Востока в эпоху последнего великого похолодания // Материалы гляциологических исследований. 2009. Т. 106. С. 11–149.
  8. *Коротков А.И., Павлов А.Н., Юровский Ю.Г.* Гидрогеология шельфовых областей. Л.: Недра, 1980. 216 с.
  9. *Неизвестнов Я.В.* Мерзлотно-гидрогеологические условия зоны арктических шельфов СССР // Криолитозона арктического шельфа. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1981. С. 18–28.
  10. *Павлов А.В.* Теплофизика ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1979. 284 с.
  11. *Пономарев В.М.* Подземные воды на территории с мощной толщей многолетнемерзлых горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 200 с.
  12. *Попов Н.И., Федоров К.Н., Орлов В.М.* Морская вода. Справочное руководство. М.: Наука, 1979. 327 с.
  13. *Сергин С.Я.* Температуры поверхности Земли в наиболее теплые и холодные эпохи позднечетвертичного времени // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1975. № 3. С. 37–48.
  14. *Хотинский Н.А.* Голоцен Северной Евразии. Опыт трансконтинентальной корреляции этапов развития растительности и климата. М.: Наука, 1977. 200 с.
  15. *Andreev, A.A., Schirrmeyer L., Tarasov P.E. et al.* Vegetation and climate history in the Laptev Sea region (Arctic Siberia) during Late Quaternary inferred from pollen records // Quaternary Science Reviews. 2011. P. 1–18, doi:10.1016/j.quascirev.2010.12.026.
  16. *Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Spielhagen R.F. et al.* Chronology of the Holocene transgression at the northern Siberia margin // Global Planet. Change. 2001. № 31. P. 125–139.
  17. *Dmitrenko I.A., Kirillov S.A., Tremblay B. et al.* Recent changes in shelf hydrography in the Siberian Arctic: Potential for subsea permafrost instability // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. C10027, doi:10.1029/2011JC007218.
  18. *Holmes M.L., Creager J.S.* Holocene history of the Laptev Sea Continental Shelf // Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas. Berlin; Heldeberg; New-York: Springer-Verla, 1974. P. 211–229.
  19. *Rachold V., Bolshiyaynov D.Y., Grigoriev M.N. et al.* Nearshore Arctic Subsea Permafrost in Transition // Eos, Transactions, American Geophysical Union. 2007. V. 88. № 13. P. 149–156.
  20. *Schirrmeyer L., Grosse G., Kunitzky V. et al.* Periglacial landscape evolution and environmental changes of Arctic lowland areas for the last 60000 years (western Laptev Sea coast, Cape Mamontov Klyk) // Polar Research. 2008. V. 27. P. 249–272.
  21. *Schirrmeyer L., Grosse G., Schnell M. et al.* Late Quaternary paleoenvironmental records from the western Lena Delta, Arctic Siberia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2011. V. 299. P. 175–196.
  22. *Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A. et al.* Last postglacial environmental evolution of the Laptev Sea shelf as reflected in molluscan, ostracodal, and foraminiferal faunas // Global and Planetary Change. 2005. V. 48. P. 223–251.
  23. *Taldenkova E., Henning A., Stepanova A. et al.* Postglacial to Holocene history of the Laptev Sea continental margin: Palaeoenvironmental implications of benthic assemblages // Quaternary International. 2008. V. 183 (1). P. 40–60.
  24. *Taldenkova E., Bauch H.A., Gottschalk J. et al.* History of ice-rafting and water mass evolution at the northern Siberian continental margin (Laptev Sea) during Late Glacial and Holocene times // Quaternary Science Reviews. 2010. V. 29. P. 3919–3935.
  25. *Winterfeld M., Schirrmeyer L., Grigoriev M.N. et al.* Coastal permafrost landscape development since the Late Pleistocene in the western Laptev Sea, Siberia // Boreas. 2011: 10.1111/j.1502–3885.2011.00203.x.

## A Model of the Late-Cenozoic Cryolithozone Evolution for the Western Laptev Sea Shelf

S. O. Razumov, V. B. Spektor, M. N. Grigoriev

Analyses of the cryolithozone structure, facies, and thicknesses of Quaternary deposits, as well as the relief of the Laptev Sea western sector and adjacent land lead us to the conclusion that a passive ice sheet existed here for Late Pleistocene and Holocene. A glacier, 200 m in thickness, formed in subaerial conditions due to atmospheric precipitation in the middle of Late Pleistocene, and represented a metamorphosed snow cover. The results of physico-mathematical modeling which prove a considerable influence of the passive glaciation and post-glacial marine transgression on dynamics and distribution of permafrost in the studied shelf area are provided. The permafrost thickness decreased here by 280–360 m during the stage of the passive glaciation. In the result of the subsequent transgression the permafrost thickness decreased by 50–140 m in the shore zone and by 220–350 m on the outer shelf. The permafrost is pinching out in the vicinity of the shelf limits at the distance of approximately 380 km from the shore, and at the sub-sea depth of approximately 250 m. The subaqueous permafrost distribution is continuous. Its present-day thickness varies from the shore line towards the shelf limit between 450 to 0 m, correspondingly.