

Влияние снежного покрова на рост припая у побережья о. Большевик (Северная Земля)

*О.Р. Сидорова**, *П.В. Богородский*, *В.А. Меркулов*, *Д.Д. Ризе*

Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт,
Россия, 199397, Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38

* Адрес для переписки: olsid@aari.ru

Реферат. Представлены результаты наблюдений льдообразования в проливе Шокальского (Северная Земля) в 2016-2023 гг., дополненные расчётами по термодинамической модели на основе классического варианта задачи Стефана с учётом изменения теплоизолирующих свойств снежного покрова и эмпирической формуле, использующей сумму градусо-дней мороза.

Судя по данным измерений на специальных ледовых полигонах 80x100 м, характер роста припая последние семь зим был примерно одинаков, несмотря на различную продолжительность льдообразования (234-275 сут.). Средние максимальные толщины льда изменялись от 132 (зима 16/17 гг.) до 174 см (зима 22/23 гг.) и, независимо от продолжительности ледостава, достигали их в конце мая с разницей 10-15 сут. Плотность снега на льду (до 450 кг/м³) существенно превосходила её средние величины для Северного Ледовитого океана в целом (292.5 кг/м³).

Результаты моделирования с использованием как данных измерений снежно-ледяного покрова в проливе Шокальского, так и их климатических величин показали, что в условиях типичной зимы рост потока тепла из моря на 1 Вт/м² приводит к уменьшению максимальной толщины льда на 4.6 см. Сходный эффект оказывает уменьшение плотности снега, составляющее 0.2-0.3 см льда на 1 кг/м³. Увеличение толщины припая может происходить как в результате конжеляционного, так и снежного льдообразования за счёт избыточного снегонакопления, более типичного для антарктических морей. Расчёты толщины льда по простой эмпирической формуле на основе суммы температур хорошо соответствуют данным измерений.

Ключевые слова. Северная Земля, припайный лёд, снежный покров, наблюдения, моделирование.

The impact of snow on fast ice formation in the area of the Bolshevik Island (Severnaya Zemlya Archipelago)

*O.R. Sidorova**, *P.V. Bogorodskiy*, *V.A. Merkulov*, *D.D. Rize*

Arctic and Antarctic Research Institute,
38, Bering str., 199397, St. Petersburg, Russian Federation

*Correspondence address: olsid@aari.ru

Abstract. The results of observations of ice formation in the Shokalsky Strait (Severnaya Zemlya) during 2016-2023 are presented. The data are supplemented with calculations performed with a thermodynamic model based on the Stefan problem classic version with taking into account changes in the snow cover thermal insulating properties, and an empirical formula which uses the sum of degree days frost.

Judging by the measurement data at special ice sites of 80x100 m, the fast ice growth over the last seven winters was approximately the same, despite the different duration of ice formation (234-275 days). The average maximum values of ice thickness varied from 132 cm (Winter 2016/17) to 174 cm (Winter 2022/23) and, regardless of the duration of freeze-up, reached them at the end of May with a difference of 10-15 days. The density of snow on ice (up to 450 kg/m³) significantly exceeded its average values for the Arctic basin as a whole (292.5 kg/m³).

The results of modelling with using both measured snow and ice cover data and their average values for the Arctic Ocean showed that in a typical winter, an increase in heat flux from the sea by 1 W/m² leads to a decrease in the maximum ice thickness by 4.6 cm. A decrease in snow density amounting to 0.2-0.3 cm of ice per 1 kg/m³ has a similar effect. An increase in the thickness of fast ice can occur both as a result of congelation and snow ice formation due to a heavy snow accumulation, more typical of the Antarctic Seas. Calculations of ice thickness using a simple empirical formula based on the sum of temperatures correspond well to the measured data.

Keywords. Severnaya Zemlya, land fast ice, snow cover, observations, modeling.

Введение

Прибрежные акватории играют особую роль в ледовом режиме морей сибирского шельфа. В холодное время года в них образуется припай – примыкающий к суше неподвижный ледяной покров, распространяющийся на десятки и даже сотни километров от береговой линии (Визе, 1944; Zhai et al., 2021). Эволюция припая, важного элемента арктической климатической системы, являющегося одновременно продуктом и регулятором энерго- и массообмена моря и атмосферы в шельфовых зонах, во многом обусловливается свойствами снега, аккумулирующегося на его поверхности (Завьялов, Саломаха, 2019; Macfarlane et al., 2023; Warren et al., 1999). Кроме научной значимости, сведения о параметрах и, прежде всего, толщине неподвижного морского льда и её эволюции исключительно важны для решения ряда прикладных проблем, в т.ч. планирования перевозок по Северному морскому пути и добычи углеводородов, обеспечивающих развитие не только арктических регионов, но и страны в целом. Поэтому учёт влияния снега на термодинамическую эволюцию морского льда относится к одной из основных задач его математического моделирования.

Как известно, свойства снежного покрова определяются, прежде всего, его высотой и плотностью (Wagner et al., 2022; Chung et al., 2011; Batrak, Muller, 2019). Для свежего снега последняя обуславливается типом осадков и погодных условий во время снегопадов, между которыми она растёт как из-за ветрового уплотнения, так и внутреннего метаморфизма. Из-за влияния ветра и температурного градиента, снежный покров плавающих льдов обычно имеет меньшую высоту, водный эквивалент и большую плотность, чем снежный покров суши, а его теплоизолирующие свойства (термическое сопротивление), примерно в 2 раза ниже, чем у берегового (Sturm, Liston, 2003). Плаваемость льда мала, поэтому интенсивное снегонакопление может привести к затоплению ледяного покрова и нарастанию льда сверху за счёт снежного (инфильтрационного) льдообразования (Zhai et al., 2021).

Несмотря на интенсивные исследования последних лет, аккумуляция снега на морских и особенно припайных льдах, изучена недостаточно (Завьялов, Саломаша, 2019; Warren et al., 1999; Yang Y. et al., 2015; Zhai et al., 2021). Во многом это связано с сохраняющимся дефицитом натуральных данных об эволюции снежно-ледяного покрова, из-за чего плотность снега зачастую задаётся постоянной даже в самых продвинутых термодинамических моделях (Bitz, Lipscomb, 1999). Цель настоящей работы – получение количественных и качественных оценок нарастания припайного льда в малоизученной прибрежной зоне пролива Шокальского на основе достаточно точных ледовых наблюдений 2016-2023 гг. на станции ААНИИ «Ледовая база «Мыс Баранова» (Северная Земля)». С использованием термодинамической модели описаны особенности роста припая в типичных климатических условиях архипелага. Результаты модельных расчётов для зимы 2021/22 гг. дополнены данными вычислений толщины льда по эмпирической формуле на основе суммы градусо-дней мороза (СГДМ). Проанализированы возможности возникновения изостатического льдообразования при опускании границы их раздела под воду.

Объект и методы исследований

Ледовая база «Мыс Баранова» (79°17' с.ш., 101°37' в.д.) расположена на восточном берегу о. Большевик и является одним из двух действующих гидрометеорологических стационаров на архипелаге. Пролив Шокальского, ширина которого в районе станции близка к 45 км, а глубина к 350 м, соединяет моря Карское и Лаптевых и, наряду с проливом Вилькицкого, играет важную роль в их водообмене (рис. 1а). Трёхслойная структура вод (верхний квазиоднородный слой, термоклин и придонный слой атлантических вод), подвержена существенной изменчивости, обусловленной системой течений как реверсивного, так и смешанного характера (Савельева и др., 2021). Район характеризуется суровыми климатическими условиями. При коротком лете и продолжительной зиме с частыми метелями (до 100) и сильными ветрами (до 40 м/с), среднегодовая температура воздуха близка к -14°C; средняя температура января от -28 до -30°C, июля от -0.5 до -1.6°C, а минимальные темпера-

туры зимой достигают -50°C (Речнов, 2021). Образующийся припайный лед в основном представляет смесь поверхностных вод Карского моря и вод материкового стока. Несмотря на сильные морозы, из-за тепла атлантических вод его толщина обычно не превышает полутора метров. Кроме того, рост льда может прерываться частыми разломами и подвижками с образованием разводий при стонных ветрах и торосов при нагонных (Бородкин и др., 2016). Благодаря интенсивному ветровому переносу снега и крутому береговому склону высотой 20-30 м, толщина снега у берега может достигать 1 м, оставаясь на удалении 150 м от него практически неизменной и не превышающей 30-40 см.



Рисунок 1. Район исследований (а) и расположение объектов натурных наблюдений (б)

Figure 1. The area of study (a) and location of field observation objects (b)

Измерения морфометрических характеристик снежно-ледяного покрова пролива (толщины, возвышенности, погруженности льда и высоты снега) осуществляются с 2016 г. Для них выбирается равномерно заснеженный участок ровного молодого льда – ледовый полигон (рис. 1б) на расстоянии примерно 400 м от берега, ледовая обстановка в районе которого фиксируется визуальными наблюдениями. Полигон организуется в виде прямоугольной сетки размером 80×100 м с шагом 20 м. Первый выход на лёд производится, как правило, через 2 месяца после появления начальных форм льда, после чего наблюдения на полигоне выполняются каждые 10-15 дней (табл. 1). К сожалению, в силу нестабильности ледяного покрова период наиболее интенсивного энергообмена моря и атмосферы около двух месяцев и, следовательно, роста припая не освещается данными измерений. Толщина льда в скважинах, пробуриваемых в 30 узлах сетки мотобуром, измеряется с помощью ледомерной рулетки, высота снега – снегомерной рейкой с погрешностью в 0.5-1 см. Здесь же весовым снегомером ВС-43 эпизодически определяется плотность снега. Автоматическая метеостанция MAWS-420 (Vaisala, Финляндия), расположенная примерно в 300 м от уреза воды (рис. 1б), обеспечивает ледовые наблюдения непрерывной информацией о характеристиках пограничного слоя атмосферы. Термохалинная структура вод в период ледостава ежедневно измеряется зондом CTD-Sea Bird SBE 19 plus

(США) в режиме профилирования с частотой 4 Гц в океанологическом павильоне на расстоянии около 1.5 км от ледового полигона (рис.1б).

Таблица 1. Сведения о полигонных съёмках 2016-2023 гг.

Table 1. Observations at the test site 2016-2023

Сезон	Кол-во	Период
2016/17	27	01.12.- 09.08.
2017/18	29	16.10.- 18.07.
2018/19	22	30.11.- 13.07.
2019/20	18	05.11.- 23.04.
2020/21	15	18.12.- 21.06.
2021/22	19	28.11.- 09.06.
2022/23	18	15.12.- 01.06.

Помимо данных прямых измерений, для количественных оценок характеристик процесса использовалась локально-одномерная термодинамическая модель, реализующая вариант фронтальной схемы Стефана (McGuinnes, 2009). Для наиболее ясного выявления влияния снегонакопления была выбрана простая конфигурация модели с постоянным потоком тепла внутри снежно-ледяного покрова, означающим линейное изменение температуры с глубиной. Энергообмен с атмосферой учитывает только конвективный поток тепла от поверхности снежно-ледяного покрова. В такой постановке модель замерзания сводится к единственному уравнению

$$\rho_i L \frac{dh_i}{dt} = Q_{as} - Q_{iw}, \quad (1)$$

где Q – поток тепла, Вт/м²; ρ – плотность, кг/м³; h – толщина, м; k – коэффициент теплопроводности, Вт/(м°С); L – скрытая теплота льдообразования, Дж/кг; t – время, с; однобуквенные индексы a, i, s, w относятся к воздуху, снегу, льду и воде, соответственно, двухбуквенные – границам их разделов.

При линейном профиле температуры, $Q_{as} = \frac{T_{iw} - T_a}{1/\alpha + h_s/k_s + h_i/k_i}$,

где T – температура, °С; $T_{iw} = mS_w$, m – константа, °С/‰; S_w – солёность морской воды, ‰; α – коэффициент теплоотдачи от поверхности снега к воздуху, Вт/(м²°С).

Для полноты картины льдообразования динамика толщины припая вычислялась также по формуле (Визе, 1944)

$$h_i = a\theta^b, \quad (2)$$

где a и b – эмпирические коэффициенты, учитывающие совокупное влияние высоты и плотности снежного покрова, солёности и температуры морской воды, скорости подлёдного течения, физических свойств льда, глубины моря,

облачности, ветра и др. гидрометеорологических факторов, помимо температуры воздуха, оказывающих влияние на рост льда в конкретных гео-

графических пунктах; $\theta \equiv \int_0^{t^*} (T_{iw} - T_a) dt$ – СГДМ, t^* – продолжительность холодного ($T_a < T_w$) периода, сут.

Результаты наблюдений

Зимы 2016-2023 гг. характеризовались примерно одинаковой продолжительностью, близкой к 250 сут., но при этом существенным разбросом величин СГДМ с выраженным положительным трендом. Средняя толщина снега превышала 25 см, льда – примерно 1.5 м, тенденция к её уменьшению отсутствовала (табл. 2). Наибольшие средние толщины снега в этот период колебались в пределах 21 см, льда – 42 см при отношении толщин снега и льда в основной период ледостава примерно 0.1 (рис. 2б). Толщина льда достигала своего максимума в конце мая с разницей 10-15 сут., независимо от продолжительности зимы и не всегда соответствовала её суровости, по показателю СГДМ (рис. 2а). Максимальная плотность снега составила 450 кг/м^3 (декабрь 2019 г.), минимальная 290 кг/м^3 (январь 2017 г.), что существенно превосходило её среднюю величину 292.5 кг/м^3 для Северного Ледовитого океана в целом (Warren et al., 1999) (рис. 2б).

Таблица 2. Основные параметры льдообразования в период 2016-2023 гг.

Table 2. Main parameters of ice formation in the period 2016-2023

Даты, дд.мм.гг.	Продолжительность, дни	СГДМ	Наибольшая средняя толщина, см	
			Лёд	Снег
14.10.16 – 11.06.17	241	-3623	132	29
03.09.17 – 04.06.18	275	-4827	159	31
10.10.18 – 31.05.19	234	-4202	148	36
30.09.19 – 01.06.20	246	-4063	160	15
02.10.20 – 29.05.21	240	-3997	166	16
30.09.21 – 07.06.22	251	-4375	145	24
15.09.22 – 24.05.23	252	-4910	174	25

Несмотря на равномерное нарастание и отсутствие подвижек в период ледостава, перепад высот снега и толщин так называемого ровного льда в пределах выбранной площадки доходил до десятков см, причём значения СКО для снега обычно превосходили их значения для льда. Зимой 2021/22 гг. их значения были примерно одинаковы, 3-10% и близки к 5% от средней толщины льда и 20-30% для снега, соответственно, изменяясь в абсолютных значениях на величину 4-8 см (табл. 3). Учитывая типичность атмосферных условий этой зимы, такие величины, по-видимому, можно считать достаточно репрезентативными для припая в районе исследований. Сравнение эволюции

высоты и плотности снежного покрова на льду (рис. 3а) и на берегу (рис. 3б), вычисленной по количеству твёрдых осадков $\rho_s = \rho_w h_w / h_s$, показывает высоту наземного снега примерно в полтора раза большую, чем морского, и его в половину меньшую плотность по сравнению с береговым. При таком же уменьшении коэффициента теплопроводности ($k_s \sim 0.001 \rho_s$) это даёт превышение термического сопротивления (равного h_s/k_s) первого над вторым в три-четыре раза, показывая некорректность использования характеристик снежного покрова суши для расчёта морского льдообразования, даже при небольших, в сотни метров, расстояниях между пунктами измерений, разделённых береговой чертой.

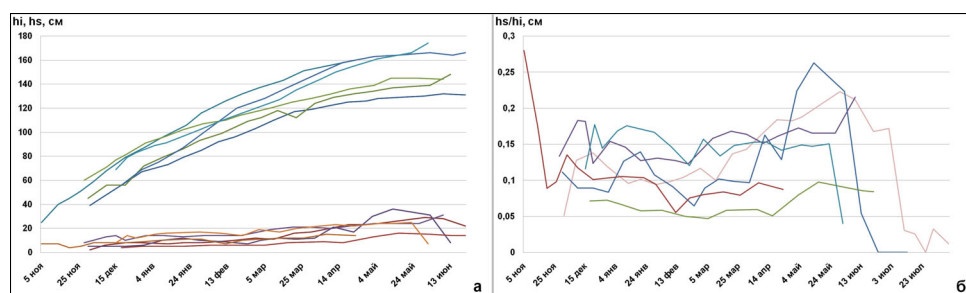


Рисунок 2. Временной ход средних высот снега (h_s , внизу) и толщин льда (h_i , сверху) (а) и их отношений (б) по данным полигонных съёмок 2016/17 – 2022/23 гг.

Figure 2. Temporal evolution of average snow heights (h_s , below) and ice thicknesses (h_i above) (а) and their ratios (б) according to survey data from 2016/17 – 2022/23

Таблица 3. Минимальные (индекс min), максимальные (индекс max) и средние (индекс mid) толщины снега и льда и их СКО (см) зимой 2021/22 гг., по данным полигонных измерений

Table 3. Minimum (index min), maximal (index min) and average (index min) thickness of snow and ice cover and their standard deviation (cm) based on field measurements during Winter 2021/22

Дата съёмки	Параметр							
	h_i^{min}	h_s^{min}	h_i^{mid}	h_s^{mid}	h_i^{max}	h_s^{max}	СКО $[h_i]$	СКО $[h_s]$
28.11.21	52	2	60	8	68	13	5	5
10.12.21	66	8	71	13	76	22	3	3
15.12.21	69	7	77	14	85	31	4	6
20.12.21	73	3	81	10	90	28	5	6
31.12.21	83	7	91	14	101	31	4	6
10.01.22	83	7	96	14	109	28	5	6
20.01.22	90	8	102	13	109	31	5	5
31.01.22	93	8	107	14	116	30	5	6
12.02.22	99	8	110	14	119	30	5	5
20.02.22	101	5	114	14	122	30	5	6
08.03.22	109	11	120	19	129	39	6	5
20.03.22	113	10	125	21	131	39	6	7
30.03.22	116	10	128	21	134	40	6	8
10.04.22	119	9	132	20	141	38	6	8
20.04.22	122	10	136	24	143	22	6	8

Продолжение таблицы 3

Дата съёмки	Параметр							
	h_i^{min}	h_s^{min}	h_i^{mid}	h_s^{mid}	h_i^{max}	h_s^{max}	$CKO[h_i]$	$CKO[h_s]$
03.05.22	126	7	139	24	147	28	6	8
12.05.22	129	11	145	24	154	46	2	7
27.05.22	128	10	145	24	155	46	7	10
09.06.22	128	22	144	31	156	57	8	9

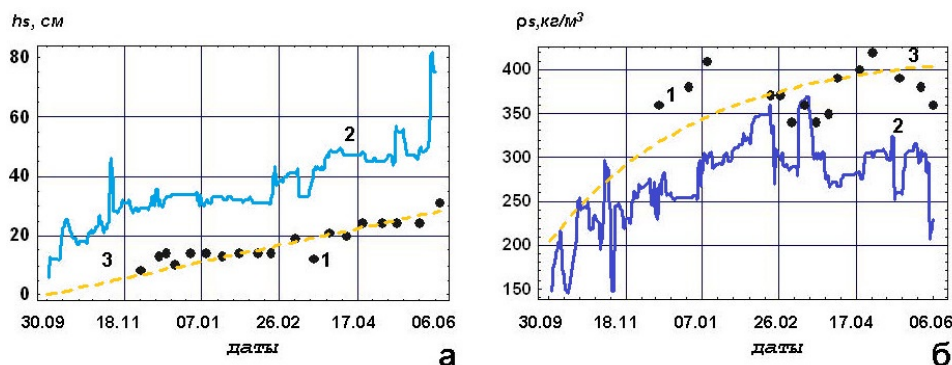


Рисунок 3. Временной ход высоты (а) и плотности (б) снега на льду (1) и на суше (2), по данным измерений и их аппроксимации для льда (3)

Figure 3. Temporal evolution of snow height (a) and density (b) on ice (1) and on land (2) according to measurement data and their approximation for ice (3)

В отсутствие специальных пульсационных измерений в подлёдном слое существование потока тепла к нижней поверхности льда косвенно подтверждается изменениями термохалинной структуры вод. Судя по конфигурации изотерм, зимой 2021/22 гг. (рис. 4а) наблюдался трёхразовый заток в пролив атлантических вод с температурой, превышающей температуру замерзания примерно на 1°C и продолжительностью порядка 20-30 сут. каждый. Температура воды в подлёдном слое в этот период характеризовалась небольшим (около 0.04°C) понижением и существенным (около 1‰) повышением солёности. На этом фоне развивались короткопериодные вариации порядка 0.02°C и 0.1‰ с временными масштабами около суток (рис. 4б). Причиной таких колебаний, по-видимому, явились постоянные подвижки льда, обусловленные сильными ветрами западного и северо-западного направлений, способствующие льдообразованию на открытой воде и осолонению подлёдного слоя. Это привело к ослаблению вертикальной плотностной стратификации и созданию благоприятных предпосылок проникновения конвекции в слой атлантических вод (Аксенов, Иванов, 2018; Lin, Zhao, 2019). Ближе к берегу возможным механизмом теплопереноса также может служить интенсификация внутренних волн, генерированных баротропным приливом, максимальные амплитуды которых в районе архипелага приходятся на склон с перепадом глубин от 15 до 30 м (Морозов и др., 2012).

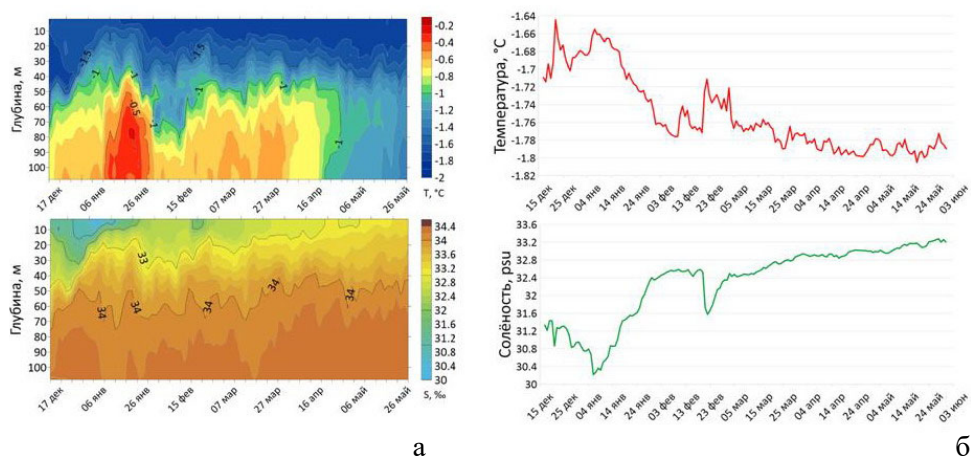


Рисунок 4. Изменчивость температуры и солёности вод пролива Шокальского зимой 2021/22 гг. в верхнем 100 м слое (а) и на глубине 5 м (б)

Figure 4. Variability of water temperature and salinity in the Shokalsky Strait during winter 2021/22 in the upper 100 m layer (a) and at 5 m depth (b)

Расчёты

Внешний форсинг модели (1) задавался среднесуточными данными температуры воздуха и скорости ветра на стационаре зимой 2021/22 гг. Разницей их величин на суше и на льду, в отличие от снегонакопления, пренебрегалось. Последнее задавалось двумя вариантами: реалистичным, использующим данные наблюдений, и упрощённым, использующим климатические данные. В первом варианте рост снежного покрова аппроксимировался формулами, выбранными с учётом океанографической специфики задачи на основе измерений $h_s = 1.29 \times 10^{-8} t$, м; $\rho_s = \rho_{s0} + (\rho_s^{max} - \rho_{s0}) [1 - \exp(-k h_s)]$ (Sturm et al., 2010), где $\rho_{s0} = 500 [1 - 0.951 \exp(-1.4(5.0 - T_a)^{-1.15} - 0.008 U^{1.7})]$ (Jordan et al., 1999) – начальная и ρ_s^{max} – максимальная плотность снега, кг/м³; k – коэффициент формы, определявшийся, по данным измерений, методом наименьших квадратов; U – скорость ветра, м/с. Для метеоусловий 30 сентября 2021 г. $\rho_{s0} = 202$ кг/м³, $\rho_s^{max} = 420$ кг/м³, $k = -1.22 \times 10^{-7}$ (рис. 5б).

Во втором варианте вместо данных измерений использовались данные для акватории СЛЮ в целом. Плотность снега линейно изменялась от 250 кг/м³ в сентябре до 320 кг/м³ в мае (Warren et al., 1999), а высота задавалась ступенчатой зависимостью $h_s = n h_i$, где коэффициент n равен 0 при $h_i < 5$ см, 0.05 при $5 \text{ см} < h_i < 20$ см и 0.1 при $20 \text{ см} < h_i$ (Доронин, 1969). Расчёт коэффициентов k_s и α осуществлялся по формулам $k_s = 0.024 - 1.23 \cdot 10^{-4} \rho_s + 25 \cdot 10^{-6} \rho_s^2$ (Calonne et al., 2011) и $\alpha = 23.2 \sqrt{U} + 0.3$ (Винников, Викторова, 2009), соответственно. Остальные параметры модели брались одинаковыми и равными $m = -0.054$, °C/%; $\rho_i = 910$ кг/м³; $k_i = 2.07$ Вт/(м°C); $L = 3.33 \times 10^5$ Дж/кг; $S_w = 33$ ‰ (Доронин, 1969) для обоих вариантов расчётов. Необходимое значение Q_{iw}

также задавалось постоянным и, принимая во внимание данные гидрологических измерений, равным его средней для Северного Ледовитого океана (СЛО) величине в 2 Вт/м^2 (Jordan et al., 1999).

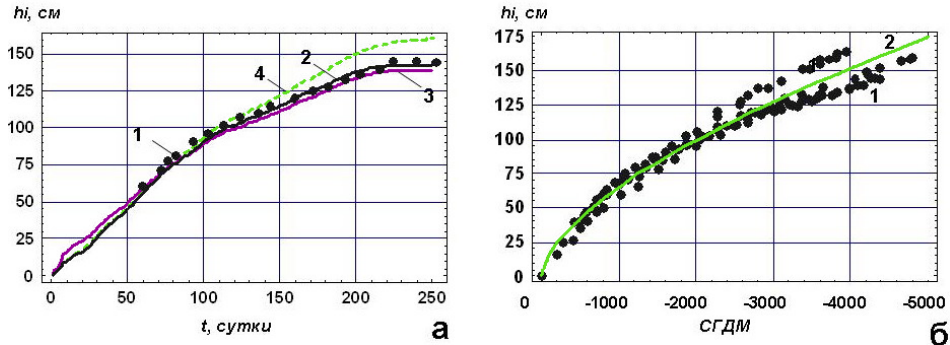


Рисунок 5. Временной ход толщины льда (а), по данным измерений (1), моделирования для реалистичного (2) и климатического (3) варианта снегонакопления и расчётов по СГДМ (4) с 30 сентября по 7 июня (а) и толщины по СГДМ за последние 6 лет (б)

Figure 5. Temporal evolution of ice thickness and snow height (а) according to measurements (1), modeling for realistic (2) and climatic (3) variants of snow accumulation options and calculations according to DDF (4) from September 30 to June 7 (а) and thickness according to DDF for the last 6 years (б)

Судя по вычислениям, что модель (1) достаточно точно воспроизвела рост припая в период t^* (рис. 6а), ещё раз показав, что основным фактором роста льда является температура воздуха. При этом результаты расчётов для обоих вариантов снегонакопления оказались практически одинаковыми. Незначительные расхождения с данными наблюдений в конце зимы могут объясняться, помимо упрощений в постановке задачи, началом радиационного прогрева, естественной неоднородностью снежно-ледяного покрова (табл. 3), а также вариациями потока тепла из моря, из-за которых лучшая согласованность результатов наблюдений и моделирования маловероятна.

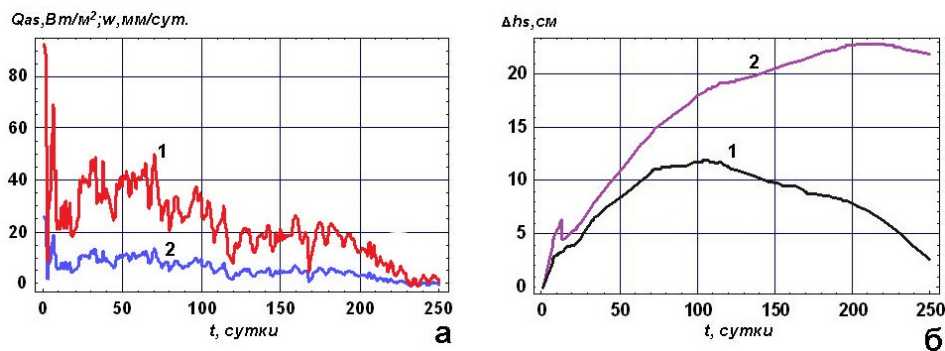


Рисунок 6. Временной ход потока тепла (1) и скорости нарастания льда (2) (а) и его критической высоты (б) для реалистичного (1) и климатического (2) варианта снегонакопления, по данным моделирования, с 30 сентября по 7 июня

Figure 6. Temporal evolution of heat flow (1) and the rate of ice growth (2) (а) and its critical height (б) for the realistic (2) and climatic (3) variants version of snow accumulation according to modeling data from September 30 to June 7

Несколько неожиданными стали результаты вычислений толщины льда по эмпирической формуле (2), в которой из-за неизвестности коэффициентов для пролива Шокальского использовались значения $a=0.957$ и $b=0.611$, выведенные для пролива Вилькицкого почти 100 лет назад полученными, по данным всего нескольких лет наблюдений (Визе, 1944). Тем не менее зависимость (2) с этими коэффициентами, несмотря на расстояние около 200 км между мысами Баранова и Челюскина, уверенно описала рост льда в исследуемой акватории (рис. 6б), практически повторив ход данных измерений и моделирования в течение первых пяти месяцев льдообразования, превысив их на 10-15 см лишь в конце следующих трёх (рис. 6а). Это завышение, впрочем, не вышло за рамки погрешности расчётов в 10-20%, заложенной в (2), а также естественной неравномерности ледяного покрова (табл. 2) и погрешностей расчётов, возникающих из-за обычного для большинства полярных станций отсутствия сведений о снежном покрове.

Результаты расчётов для метеоусловий зимы 2021/22 гг. позволяют оценить типичные количественные характеристики процесса льдообразования в исследуемом участке акватории. Так, уменьшение плотности снега ρ_{smax} от 420 до 300 кг/м³ при потоке $Q_w=2$ Вт/м² привело к снижению толщины льда со 143 до 115 см, т.е. примерно на 0.23 см/(кг/м³). Увеличение потока Q_w от 0 до 10 Вт/м² при $\rho_s^{max}=420$ кг/м³ вызвало уменьшение максимальной толщины льда со 153 до 105 см, или около 4 см/Вт. При существенной временной изменчивости и сходном характере изменения потока Q_{as} и скорости нарастания льда w их средние величины близки к 25 Вт/м² и 6 мм/сут. и закономерно уменьшаются по мере нарастания льда и в масштабах рисунка практически неразличимы для обоих вариантов снегонакопления. Учитывая типичность атмосферных условий в рассматриваемую зиму, эти величины можно считать в целом репрезентативными для припая в проливе Шокальского.

Говоря о влиянии снега на рост льда, необходимо затронуть вопрос о снежном льдообразовании (Zhai et al., 2021). Возможность нарастания льда сверху для обоих вариантов снегонакопления оценивалась путём расчёта временного хода разности $\Delta h_s = h_s^* - h_s$, где $h_s^* = (\rho_w - \rho_i)h_i / \rho_s$ – высота снега, при которой верхняя граница ледяного покрова опускается до уровня воды; обычно она близка к 30-40% толщины льда. Здесь, из-за высокой плотности снега, она была в полтора-два раза ниже. По этой же причине, в отличие от величин Q_{as} и w , перепад Δh_s для двух вариантов снегонакопления существенно различался (рис. 6б). При своих сравнительно небольших значениях, не превышающих 12 и 23 см соответственно, величины Δh_s оставались положительны в течение всего зимнего периода, что, с одной стороны, свидетельствует о конжеляционном характере льдообразования. С другой стороны, следует иметь в виду, что рост высоты снега повлечёт за собой уменьшение толщины льда. Таким образом, наблюдавшийся в сезоне 2021/22 гг. на полигоне разброс высот снега (см. табл. 3) и соответствующих ему вариаций толщины льда вполне способен привести к затоплению льда как за счёт метелевого переноса и накопления снега вблизи препятствий, так и его локальной аккумуляции на открытых участках ледяного покрова вследствие снегопадов.

Заключение

Сравнение данных наблюдений роста припая у побережья Северной Земли и результатов его моделирования как при реалистичном, так и климатическом задании изменчивости снежного покрова показало хорошее соответствие. Своей средней максимальной толщины 150 ± 20 см лёд в последние зимы достигал в конце мая с разницей 10-15 сут. Плотность его снежного покрова (до 450 кг/м^3) существенно превосходила средние величины для СЛО в целом (292.5 кг/м^3).

По данным выполненных расчётов, средний поток тепла к нижней поверхности льда зимой составлял 2 Вт/м^2 . Его рост на каждый Вт/м^2 приводил к уменьшению максимальной толщины льда на 4 см. Сходный эффект оказывало уменьшение плотности снега, увеличению которой на 1 кг/м^3 соответствовал прирост толщины льда на 0.2-0.3 см.

Рост толщины припая может происходить как в результате конжеляционного, так и снежного льдообразования, нарушающего закономерность уменьшения толщины льда с ростом высоты снега и более типичного для антарктических морей. Очевидно, что эти процессы оказывают существенное влияние на тепловой и массовый баланс припая в зимний период, которое должно учитываться при математическом моделировании морского льда.

Эмпирические формулы на основе СГДМ также вполне пригодны для оценки темпов нарастания льда в современных погодных условиях, по крайней мере, для прибрежных акваторий Северной Земли.

Благодарности

Авторы выражают искреннюю признательность д.ф.-м.н А.П. Макштасу за просмотр рукописи и сделанные в его ходе ценные замечания.

Работы выполнены в рамках Федеральной научно-технической программы в области экологического развития Российской Федерации и климатических изменений на 2021-2030 годы.

Список литературы

Аксенов, П.В., Иванов, В.В. (2018) «Атлантификация» как вероятная причина сокращения площади морского льда в бассейне Нансена в зимний сезон, *Проблемы Арктики и Антарктики*, т. 64, № 1 (115), с. 42-54.

Бородкин, В.А., Макштас, А.П., Богородский, П.В. (2016) Припайный лёд пролива Шокальского, *Лёд и снег*, вып. 56, № 4, с. 525-532, URL: doi:10.15356/2076-6734-2016-4-525-532.

Визе, В.Ю. (1944) Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей, *Труды Арктического НИИ*, т. 159, М., Изд-во Главсевморпути, 274 с.

Винников, С.Д., Викторова, Н.В. (2009) *Физика вод суши*, Учебник, СПб., РГГМУ, 430 с.

Доронин, Ю.П. (1969) *Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы в Арктике*, Л., Гидрометеиздат, 300 с.

Завьялов, Д.Д., Саломаха, Т.А. (2019). Влияние свежеснежавшего снега на нарастание и таяние морского льда, *Лёд и снег*, т. 59. № 1, с. 103-111.

Морозов, Е.Г., Демидова, Т.А., Нечволодов, Л.В. (2012) Внутренние волны и уменьшение толщины ледяного покрова над крутыми подводными склонами, *Труды НГТУ им. Р.Е. Алексеева*, № 1(94), с. 54-59.

Речнов, А.А. (2021) *Гидрометеорологический режим острова Большевик во второй декаде XXI века по стандартным метеорологическим и актинометрическим наблюдениям. Исследование природной среды высокоширотной Арктики на НИС «Ледовая база Мыс Баранова»*. Под общей редакцией А.П. Макштаса и В.Т. Соколова, СПб., ААНИИ. с. 10-19.

Савельева, Н.И., Добротина, Е.Д., Кузьмин, С.Б., Ипатов, А.Ю., Гончарова, А.Б., Недашковский, А.П. (2021) Изменчивость гидрохимических характеристик поверхностных вод пролива Шокальского, по результатам наблюдений на научно-исследовательском стационаре «Ледовая база Мыс Баранова» в 2018-2019 гг., *Проблемы Арктики и Антарктики*, вып. 67, № 1, с. 10-27, URL: <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-10-27>.

Batrak, Y., Müller, M. (2019) On the warm bias in atmospheric reanalyses induced by the missing snow over Arctic sea-ice, *Nat. Commun.*, vol. 10, pp. 1-8, URL: <https://doi.org/10.1038/s41467-019-11975-3>.

Bitz, C.M., Lipscomb, W.H. (1999) An energy-conserving thermodynamic model of sea ice, *J. Geophys. Res.*, vol. 104, no. C7, pp. 15669-15677.

Calonne, N., Flin, F., Morin, S., Lesaffre, B., du Roscoat, S.R., Geindreau, C. (2011) Numerical and experimental investigations of the effective thermal conductivity of snow, *Geophys. Research Letters*, vol. 38, L23501.

Chung, Y.C., Bélair, S., Mailhot, J. (2011) Blowing Snow on Arctic Sea Ice: Results from an Improved Sea Ice-Snow-Blowing Snow Coupled System, *J. Hydrometeorol.*, vol. 12, pp. 678-689, URL: <https://doi.org/10.1175/2011JHM1293.1>.

Yang, Y., Leppäranta, M., Li, Z.J., Cheng, B., Zhai, M., Demchev, D. (2015) Model simulations of the annual cycle of the landfast ice thickness in the East Siberian Sea Adv, *Polar Sci.*, vol. 26, no. 2, pp. 168-178, doi: 10.13679/j.advps.2015.2.00168.

Jordan, R.E., Andreas, E.L., Makshtas, A.P. (1999) Heat budget of snow-covered sea ice at North Pole 4, *J. Geophys. Res.*, vol. 104, no. C4, pp 7785-7806.

Lin, L., Zhao, J. 2019. Estimation of oceanic heat flux under sea ice in the Arctic Ocean, *J. Ocean Univ. (Oceanic and Coastal Sea Research)*, vol. 18 (3), pp. 605-614, URL: 10.1007/s11802-019-3877-7 ISSN 1672-5182.

Macfarlane, A.R., Löwe, H., Gimenes, L., Wagner, D.N., Dadic, R., Ottersberg, R., Hämmerle, S., Schneebeli, M. (2023) *Thermal conductivity of snow on Arctic sea ice*, EGU sphere [preprint], URL: <https://doi.org/10.5194/egusphere-2023-83>.

McGuinness, M.J. (2009) Modelling sea ice growth, *The ANZIAM Journal*, vol. 50, pp. 306-319, doi: 10.1017/S1446181109000029.

Sturm, M., Liston, G.E. (2003) The snow cover on lakes of the Arctic Coastal Plain of Alaska, U.S.A, *Journal of Glaciology*, vol. 49, no. 166, pp. 370-380.

Sturm, M., Taras, B., Liston, G.E., Derksen, C., Jonas, T., Lea, J. (2010) Estimating snow water equivalent using snow depth data and climate classes, *Journ. Hydrometeorology*, vol. 11(6), pp. 1380-1394, URL: <https://doi.org/10.1175/2010jhm1202.1>.

Wagner, D.N., Shupe, M.D., Cox, C., Persson, O.G., Uttal, T., Frey, M.M., Kirchgassner, A., Schneebeli, M., Jaggi, M., Macfarlane, A.R., Itkin, P., Arndt, S., Hendricks, S., Krampe, D., Nicolaus, M., Ricker, R., Regnery, J., Kolabutin, N., Shimanshuck, E., Oggier, M., Raphael, I., Stroeve, J., Lehning, M. (2022) Snowfall and snow accumulation during the MOSAiC winter and spring seasons, *The Cryosphere*, vol. 16, pp. 2373-2402, URL: <https://doi.org/10.5194/tc-16-2373-2022>.

Warren, S.G., Rigor, I.G., Untersteiner, N. et al. (1999) Snow depth on Arctic sea ice, *J. Clim.*, vol. 12, no. 6, pp.1814-1829.

Zhai, M.X, Leppäranta, M., Cheng, B., Lei, R., Zhan, F. (2021) Physics of Arctic landfast sea ice and implications on the cryosphere: an overview, *Adv. Polar Sci.*, vol. 32(4), pp. 281-294.

References

Aksenov, P.V., Ivanov, V.V. (2018) «Atlantifikaciya» kak veroyatnaya prichina sokrashcheniya ploshchadi morskogo l'da v bassejne Nansena v zimnij sezon [“Atlantification” as a likely cause of sea ice decline in the Nansen Basin during the winter season], *Problemy Arktiki i Antarktiki*, vol. 64, no. 1 (115), pp. 42-54.

Borodkin, V.A., Makshtas, A.P., Bogorodskij, P.V. (2016) Pripajnyj lyod proliva Shokal'skogo [Fast ice of the Shokalsky Strait], *Lyod i sneg*, vol. 56, № 4, pp. 525-532, URL: doi:10.15356/2076-6734-2016-4-525-532.

Vize, V.Yu. (1944) Osnovy dolgosrochnyh ledovyh prognozov dlya arkticheskikh morej [Fundamentals of long-term ice forecasts for the Arctic seas], *Trudy Arkticheskogo NII*, vol. 159, Izd-vo Glavsevmorputi, Moscow, Russia, 274 p.

Vinnikov, S.D., Viktorova, N.V. (2009) *Fizika vod sushy* [Physics of land waters] Textbook, RGGMU, Sankt Peterburg, Russia, 430 p.

Doronin, Yu.P. (1969) *Teplovoe vzaimodejstvie atmosfery i gidrosfery v Arktike* [Thermal interaction of the atmosphere and hydrosphere in the Arctic], Gidrometeoizdat, Leningrad, Russia, 300 p.

Zav'yalov, D.D., Salomaha, T.A. (2019) Vliyanie svezhevypavshogo snega na narastanie i tayanie morskogo l'da [The influence of fresh snow on the growth and melting of sea ice], *Lyod i Sneg*, vol. 59, no. 1, pp. 103-111.

Morozov, E.G., Demidova, T.A., Nechvolodov, L.V. (2012) Vnutrennie volny i umen'shenie tolshchiny ledyanogo pokrova nad krutymi podvodnymi sklonami [Internal waves and ice thickness reduction over steep submarine slopes], *Trudy NGTU im. R.E. Alekseeva*, vol. 1(94), pp. 54-59.

Rechnov, A.A. (2021) Gidrometeorologicheskij rezhim ostrova Bol'shevik vo vtoroj dekadke XXI veka po standartnym meteorologicheskim i aktinometricheskim nablyudeniyam [Hydrometeorological conditions of Bolshevik Island in the second decade of the XXIst century according to standard meteorological and actinometric observations], *Issledovanie prirodnoj sredy vysokoshirotnoj Arktiki na NIS «Ledovaya baza Mys Baranova»*, in A.P. Makshtas and V.T. Sokolov (eds.), ААНИИ, Sankt Peterburg, Russia, pp. 10-19.

Savel'eva, N.I., Dobrotina, E.D., Kuz'min, S.B., Ipatov, A.Yu., Goncharova, A.B., Nedashkovsky, A.P. (2021) Izmenchivost' gidrohimicheskikh karakteristik poverhnostnyh vod proliva Shokal'skogo po rezul'tatam nablyudenij na nauchno-issledovatel'skom stacionare «Ledovaya baza Mys Baranova» v 2018-2019 gg. [Variability of the hydrochemical characteristics of the surface waters of the Shokalsky Strait based on the results of observations at the research station “Ice Base Cape Baranova” in 2018-2019], *Problemy Arktiki i Antarktiki*, vol. 67, no. 1, pp. 10-27, URL: <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-10-27>.

Batrak, Y., Müller, M. (2019) On the warm bias in atmospheric reanalyses induced by the missing snow over Arctic sea-ice, *Nat. Commun.*, vol. 10, pp. 1-8, URL: <https://doi.org/10.1038/s41467-019-11975-3>.

Bitz, C.M., Lipscomb, W.H. (1999) An energy-conserving thermodynamic model of sea ice, *J. Geophys. Res.*, vol. 104, no. C7, pp. 15669-15677.

Calonne, N., Flin, F., Morin, S., Lesaffre, B., du Roscoat, S.R., Geindreau, C. (2011) Numerical and experimental investigations of the effective thermal conductivity of snow, *Geophys. Research Letters*, vol. 38, L23501.

Chung, Y.C., Bélair, S., Mailhot, J. (2011) Blowing Snow on Arctic Sea Ice: Results from an Improved Sea Ice-Snow-Blowing Snow Coupled System, *J. Hydrometeorol.*, vol. 12, pp. 678-689, URL: <https://doi.org/10.1175/2011JHM1293.1>.

Yang, Y., Leppäranta, M., Li, Z.J., Cheng, B., Zhai, M., Demchev, D. (2015) Model simulations of the annual cycle of the landfast ice thickness in the East Siberian Sea Adv, *Polar Sci.*, vol. 26, no. 2, pp. 168-178, doi: 10.13679/j.advps.2015.2.00168.

Jordan, R.E., Andreas, E.L., Makshtas, A.P. (1999) Heat budget of snow-covered sea ice at North Pole 4, *J. Geophys. Res.*, vol. 104, no. C4, pp 7785-7806.

Lin, L., Zhao, J. (2019) Estimation of oceanic heat flux under sea ice in the Arctic Ocean, *J. Ocean Univ. (Oceanic and Coastal Sea Research)*, vol. 18 (3), pp. 605-614, URL: 10.1007/s11802-019-3877-7 ISSN 1672-5182.

Macfarlane, A.R., Löwe, H., Gimenes, L., Wagner, D.N., Dadic, R., Ottersberg, R., Hämmerle, S., Schneebeli, M. (2023) *Thermal conductivity of snow on Arctic sea ice*, EGU sphere [preprint], URL: <https://doi.org/10.5194/egusphere-2023-83>.

McGuinness, M.J. (2009) Modelling sea ice growth, *The ANZIAM Journal*, vol. 50, pp. 306-319, doi:10.1017/S1446181109000029.

Sturm, M., Liston, G.E. (2003) The snow cover on lakes of the Arctic Coastal Plain of Alaska, U.S.A, *Journal of Glaciology*, vol. 49, no. 166, pp. 370-380.

Sturm, M., Taras, B., Liston, G.E., Derksen, C., Jonas, T., Lea, J. (2010) Estimating snow water equivalent using snow depth data and climate classes, *Journ. Hydrometeorology*, vol. 11(6), pp. 1380-1394, URL: <https://doi.org/10.1175/2010jhm1202.1>.

Wagner, D.N., Shupe, M.D., Cox, C., Persson, O.G., Uttal, T., Frey, M.M., Kirchgaessner, A., Schneebeli, M., Jaggi, M., Macfarlane, A.R., Itkin, P., Arndt, S., Hendricks, S., Krampe, D., Nicolaus, M., Ricker, R., Regnery, J., Kolabutin, N., Shimanshuck, E., Oggier, M., Raphael, I., Stroeve, J., Lehning, M. (2022) Snowfall and snow accumulation during the MOSAiC winter and spring seasons, *The Cryosphere*, vol. 16, pp. 2373-2402, URL: <https://doi.org/10.5194/tc-16-2373-2022>.

Warren, S.G., Rigor, I.G., Untersteiner, N. et al. (1999) Snow depth on Arctic sea ice, *J. Clim.*, vol. 12, no. 6, pp.1814-1829.

Zhai, M.X., Leppäranta, M., Cheng, B., Lei, R., Zhan, F. (2021) Physics of Arctic landfast sea ice and implications on the cryosphere: an overview, *Adv. Polar Sci.*, vol. 32(4), pp. 281-294.

Статья поступила в редакцию (Received): 01.03.2024.

Статья доработана после рецензирования (Revised): 03.04.2024.

Принята к публикации (Accepted): 16.04.2024.

Для цитирования / Forcitation

Сидорова, О.Р., Богородский, П.В., Меркулов, В.А., Ризе Д.Д. (2024) Влияние снежного покрова на рост припая у побережья о. Большевик (Северная Земля), *Фундаментальная и прикладная климатология*, т. 10, № 2, с. 272-287, doi: 10.21513/0207-2564-2024-2-272-287.

Sidorova, O.R., Bogorodskiy, P.V., Merkulov, V.A., Rize D.D. (2024) The impact of snow on fast ice formation in the area of the Bolshevik Island (Severnaya Zemlya Archipelago), *Fundamental and Applied Climatology*, vol. 10, no. 2, pp. 272-287, doi: 10.21513/0207-2564-2024-2-272-287.