

Воздействие ледяных образований на берега и дно мелководных морей и крупных озёр умеренных и субарктических широт

© 2020 г. С.В. Мазнев*, С.А. Огородов

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*maznev@geogr.msu.ru

Impact of ice formations on the shore and bottom areas of shallow seas and large lakes of middle and subarctic latitudes

S.V. Maznev*, S.A. Ogorodov

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*maznev@geogr.msu.ru

Received November 30, 2019 / Revised May 2, 2020 / Accepted June 10, 2020

Keywords: *bottom topography, ice cover, ice gouging, ice pile-up, ice ride-up, ice ridges, ice scours, stamukhi.*

Summary

Ice formations affect linear and coastal structures not only in the Arctic, but also in the subarctic and middle latitudes. Most of the seas, lakes and bays, such as the Gulf of St. Lawrence, the Baltic, Black, Caspian Seas, and Sea of Japan, freeze partially or completely every year. Inland and northern lakes and seas of the Subarctic, such as the White Sea, the Gulf of Bothnia and the Sea of Okhotsk are characterized by the most severe ice conditions. Remote sensing methods are used to detect ice ridges and grounded hummocks. A side-scan sonar survey and echo sounding, along with the diving surveys, are used to detect the ice scours/furrows on the bottom. To study the ice-exaration relief on the exposed bottoms, remote sensing data and materials obtained by means of unmanned aerial vehicles (UAV) are used, along with field surveys. The pressure impact of ice on the land results in the formation of ice piles on shores up to 3–5 m high. This causes an intensification of the processes of destruction of the coast and the restructuring of the processes of relief formation. The ice pressure ridges up to 2–3 m high are widely distributed along the coasts. At the bottoms, typical ice scours (plowing furrows) have a dip along the central axis, as well as side and pressure rollers at the ends of the furrows. At the edge of the fast ice, multiple scours/furrows form a so-called «comb», usually oriented along the normal to the shoreline. The length of the largest furrows exceeds several kilometers; the width of individual ones reaches the first tens of meters, the systems of furrows - hundreds of meters; the depth of them can be down to 2 m. The maximal depth of the sea or lake at which impacts are possible can reach 30 m. Relic forms of ice and iceberg impact have also been studied in the middle latitudes. Traces of impacts of ice formations in the temperate zone have a low degree of preservation and are often concealed by sediments. The distribution of traces of ice impacts down to a depth of 30 m as well as to several hundred meters inland shows the scale of the process in temperate and subarctic climates. Ice heaps and thrusts are more common in mid-latitudes than in the Arctic.

Citation: Maznev S.V., Ogorodov S.A. Impact of ice formations on the shore and bottom areas of shallow seas and large lakes of middle and subarctic latitudes. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020. 60 (4): 578–591. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420040062.

Поступила 30 ноября 2019 г. / После доработки 2 мая 2020 г. / Принята к печати 10 июня 2020 г.

Ключевые слова: *ледовая экзарация, ледово-экзарационные борозды, ледяной покров, навалы льда, надвиги льда, рельеф дна, стамухи, торосы.*

Рассмотрена рельефообразующая деятельность льдов на берегах и дне акваторий. Обсуждены региональные различия ледовых условий, параметры ледово-экзарационных форм и их сохранности, масштабы проявления процесса. Установлены основные различия ледовых воздействий в высоких и средних широтах.

Введение

Воздействие морских льдов на берега и дно можно разделить на две группы: 1) косвенное, выражающееся в защитной роли припая и дрейфующих льдов от волн и приливов; 2) прямое, включа-

ющее в себя экзарацию берегов и дна, транспорт наносов морскими льдами, местный размыв дна, обусловленный особенностями ледовых условий, и формирование мёрзлых пород в контактной зоне лёд–дно [1]. Среди этих процессов наиболее опасна экзарация — механическое воздействие льдов на

грунт, связанное с динамикой ледяного покрова, торошением и образованием стамух под влиянием гидрометеорологических факторов и рельефа прибрежно-шельфовой зоны. Параметры форм рельефа, созданных под воздействием морских льдов, могут достигать: по глубине — первых метров, по ширине — первых десятков метров, по протяжённости — нескольких километров, а объёмы транспорта наносов на отдельных участках профиля подводного склона сопоставимы или превышают объёмы наносов, перемещаемых под действием волн и течений. Исследование зон активного торошения ледяного покрова и посадки торосов на мель (образование стамух) весьма актуально как с научной, так и с практической точек зрения. В первом случае ледово-экзарационные процессы интересны для изучения геоморфологии и динамики микрорельефа морского дна и берегов; во втором — с точки зрения воздействия на инженерные сооружения, прокладку подводных трубопроводов и кабелей связи, пересекающих береговую зону, а также решения других хозяйственных задач.

В Арктике вопросы ледовых воздействий на берега и дно изучены достаточно хорошо [1–3] и принимаются во внимание при строительстве и эксплуатации объектов на шельфе. Однако применительно к морям и озёрам умеренного климатического пояса данная проблема долгое время оставалась без должного внимания. В настоящее время ледовые воздействия на берега и дно изучены лишь для некоторых водоёмов — Охотского моря (шельф о. Сахалин) [4], Каспийского моря [5–9], Великих озёр [10, 11]. Для множества других морей и озёр средних широт воздействия и формы рельефа, создаваемые ими, пока не изучены. Задачи данной работы — выявление особенностей процессов ледовых воздействий и создаваемых ими форм рельефа на акваториях умеренной климатической зоны и сравнение их с процессами и формами в Арктике. Для этого необходим обзор основных характеристик ледовых условий акваторий умеренного пояса, формируемых ледяных образований и выявленных форм воздействия на дно.

Ледовые условия акваторий средних широт

Умеренный климатический пояс занимает обширные пространства в Северной Америке и Евразии. Анализ основных метеорологических

параметров и характеристик ледовых условий, влияющих на интенсивность воздействия льдов на берега и дно, позволил разделить акватории этих континентов на умеренный, субарктический и арктический типы.

Среди рассматриваемых акваторий к *умеренному типу* относятся Чёрное, Азовское, Каспийское и Аральское моря, залив Св. Лаврентия, Великие озёра и южная часть Балтийского моря (без Ботнического залива). Средняя сумма градусодней мороза (СГДМ) здесь не превышает 1000 °С, толщина льда термического нарастания — не более 80 см, а средняя продолжительность ледового сезона — около 150 дней. Для акваторий *субарктического типа* характерны СГДМ в пределах 1000–2500 °С, продолжительность ледового сезона — 130–200 дней, а толщина льда термического нарастания может существенно отличаться, но, как правило, не превышает 135 см. В настоящем исследовании к таким акваториям относятся Белое и Охотское моря, Татарский пролив, Ботнический залив Балтийского моря и залив Кука на южном побережье Аляски. По сравнению с этими водоёмами акватории *арктического типа* (Печорское, Карское, Бофорта и др.) характеризуются средними СГДМ больше 2500 °С, толщиной льда — более 135 см и продолжительностью ледового сезона свыше 200 дней.

Ледовые условия в морях и озёрах средних и высоких широт неодинаковы, что вызывает различия в интенсивности воздействия ледяных образований на берега и дно. Ледовые условия субарктических морей занимают промежуточное положение между умеренными и арктическими. Рассмотрение ледовых процессов на их акваториях позволит оценить изменение интенсивности ледовых воздействий.

Для понимания процессов ледовых воздействий необходимо рассмотреть некоторые характеристики ледовых условий этих водоёмов. Наличие льда в береговой зоне замерзающих морей и озёр вызывает ряд их особенностей. Принципиальная схема строения береговой зоны замерзающего моря составлена С.А. Огородовым [1] для арктических морей, но она справедлива для любых крупных замерзающих водоёмов и включает в себя ряд сегментов (рис. 1) [по 1]. Сегмент I находится за пределами прямого влияния льдов. Сегмент II содержит береговой откос и верхнюю часть пляжа, куда возможны навалы

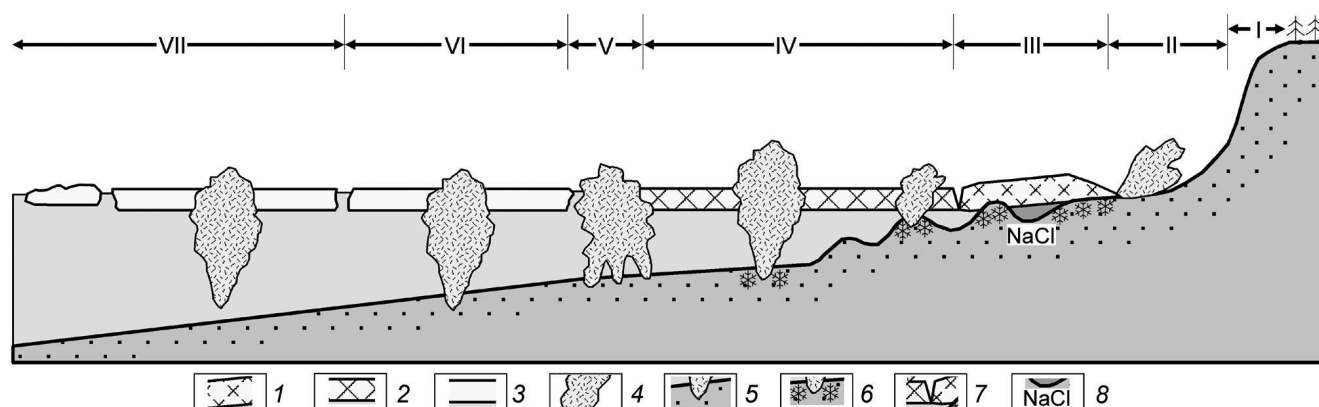


Рис. 1. Схема строения береговой зоны замерзающего водоёма [1].

1 — припай, смёрзшийся с дном; 2 — припай «на плаву»; 3 — дрейфующие ледяные поля; 4 — торосистые ледяные образования (торосы, стамухи, ледяные плотины), навалы и надвиги льда на берег; 5 — внедрение килей торосов в грунт; 6 — формирование сезонно-мерзлых грунтов в контактной зоне «лед-дно»; 7 — приливная трещина; 8 — высокоминерализованные воды в межваловых ложбинах, криопеги

Fig. 1. Principal scheme of the coastal zone of the freezing water body [1].

1 — fast ice frozen with the bottom; 2 — fast ice «afloat»; 3 — drifting ice; 4 — ice formations (hummocks, stamukhas, ice ridges), ice pile-up and ride-up; 5 — grounding of the stamukha keel; 6 — formation of seasonally frozen soils in the «ice-bottom» contact; 7 — tidal crack; 8 — highly mineralized waters in dishes, cryopegs

и надвиги льдов. В сегмент III входят области осушки и прибрежного вдольберегового вала, в пределах которых в холодный период формируется неподвижный припай. К сегменту IV относятся зона мористых береговых валов и подводный береговой склон, находящийся в пределах припая «на плаву». В период становления припая, осенью, на вдольбереговых валах, как правило, формируются гряды торосов и стамухи. Сегмент V содержит зону торошения на мористой кромке припая, где в холодный период происходят мощные сжатия и деформации дрейфующих льдов преимущественно со стороны акватории. Сегмент VI — это зона ледяных полей, дрейфующих вдоль мористой кромки припая. Сегмент VII отличается от шестого лишь тем, что торосистые образования не достигают здесь дна, поэтому стамухи здесь не формируются.

Из-за тёплых океанических течений на восточном побережье Северной Америки, в южной части её западного побережья, атлантическом побережье Европы и берегах Японии льды появляются редко, а образующийся ледяной покров неустойчив и тонок. Другие моря и заливы, например залив Св. Лаврентия, Балтийское, Чёрное, Каспийское, Японское моря частично замерзают ежегодно. Продолжительность ледового периода и толщина льда значительно разнятся. Так, в заливе Кука толщина припая достигает 90 см

и занимает он значительную часть акватории. Здесь формируются торосы и стамухи мощностью до 12 м. В заливе Св. Лаврентия припай достигает ширины всего в 500 м, но гряды торосов, садящиеся на подводные береговые валы, могут иметь высоту 8–10 м при толщине льда 0,5 м.

На *Балтийском море* средняя продолжительность ледового периода в южной части составляет 20–25 дней, в северной достигает 160–210 дней, в Ботническом заливе — 220–245 дней. В суровые зимы ледяной покров образуется повсеместно, а в мягкие зимы лёд распространяется в основном вдоль берегов северной и центральной Балтики. В умеренные и суровые зимы лёд появляется в конце декабря — начале января; максимального развития он достигает во второй и третьей декадах марта. В северной части Балтийского моря толщина льда термического нарастания может составлять 70 см. Средняя мощность торосов — 5–15 м, максимальная — 28 м в Ботническом заливе. В течение зимы кромка припая постоянно отодвигается в сторону моря и происходит нарастание припая за счёт дрейфующих льдов. В южной части Балтийского моря замерзают мелководные заливы, на открытых берегах лёд возникает эпизодически.

На *Белом море* преимущественно под действием приливов и господствующих ветров образуются гряды торосов и стамух на припаяе.

Торосистость в зоне сплочённых льдов может достигать 4–5 баллов. Толщина морских льдов термического нарастания составляет 0,3–0,7 м, припая – 0,5–1,5 м, но мощных торосистых образований не формируется [12].

Ледовые условия *Охотского моря* – самые суровые в средних широтах, однако его большая протяжённость с севера обуславливает различия в ледовом режиме как по широте, так и по мере приближения к Тихому океану. Толщина нарастающего в течение зимы льда на шельфе северного Сахалина – 0,8–1,2 м, а ширина припая достигает 10 км. Средняя продолжительность ледового периода – от 170 до 240 дней, однако в последние годы ледовитость снижается. Мощность льда в торосах и стамухах может достигать 30 м, а осадка ледяных образований составлять 25 м [4].

Для южных морей ледовитость, сплочённость льда и другие характеристики ледяного покрова сильно зависят от степени суровости зимы. Так, на *Чёрном море* регулярное ежегодное льдообразование происходит лишь в его северо-западной части, ледовый сезон характеризуется неустойчивостью, возможно неоднократное появление и исчезновение льда. В суровые зимы припайный лёд может распространяться южнее Констанцы, плавучий лёд вдоль западного берега Чёрного моря достигает Босфора (февраль 1929 г.) [13].

В *Азовском море* лёд образуется в конце ноября, достигает максимума к февралю и полностью исчезает в конце марта. Быстрая смена атмосферных процессов в регионе способствует неоднократно вскрытию и замерзанию водоёма на протяжении всей зимы. Площадь ледяного покрова, даты образования и разрушения льда сильно варьируют по годам. Наибольшая ледовитость наблюдается в феврале, при этом максимальные значения ледовитости изменяются от 13–20% в мягкие зимы до 90–100% в умеренные и суровые. В умеренные и суровые зимы преобладают очень сплочённые и сплочённые льды (9–10 баллов) [14]. В результате этого ледяной покров Азовского моря, имеющий небольшую толщину, подвергается сильному торошению. При небольших глубинах и сильном ветре торосы могут садиться на дно и достигать высоты 12 м над ровной поверхностью. Характерны скопления льда и сильные торошения в юго-западной части моря.

На *Каспийском море* ежегодно замерзает северная мелководная часть (севернее линии о. Че-

чень – о. Кулалы). Ледовый период на Северном Каспии продолжается с ноября по март. Максимальная толщина ровного льда на Северном Каспии даже в очень суровые зимы не превышает 60–70 см, припая – 90–120 см. Однако значительную часть акватории может занимать наслоенный лёд максимальной толщиной до 3 м [5]. Относительно тонкий и «тёплый» лёд Северного Каспия имеет низкие прочностные характеристики, что на фоне сильных ветров способствует его взлому и торошению. В период высокой степени торосистости наибольшее количество ледяных образований группируется в пределах глубин моря от 2 до 5 м [8]. Максимальная расчётная высота паруса стамухи может достигать 16 м [15]. При этом характерное соотношение глубины киля к высоте паруса на Каспийском море в среднем равно 0,9, в то время как в других регионах это отношение находится в диапазоне 1,3–1,7 [16].

Аральское море расположено к востоку от Каспийского, в зоне внетропических пустынь. До начала падения уровня Аральского моря в 1961 г. образование льда в прибрежных районах на севере и северо-востоке моря обычно начиналось в конце ноября. Наибольшего развития ледяной покров достигал в середине февраля. Прибрежную зону моря покрывал припай (на севере шириной 20–30 км), а в открытых районах были распространены дрейфующие льды, но в наиболее суровые зимы припай занимал всю акваторию. Мощность ровного льда колебалась в пределах 65–70 см в северной части и 35–45 см на юге. Благодаря преобладающим в холодный период сильным северо-восточным ветрам (35% повторяемости), ледяной покров был значительно наслоён и всторошен. Под влиянием северных и восточных ветров было возможно большое скопление льда в южной части моря.

Ледовые условия *на озёрах* сильно варьируют в зависимости от широты и размера водоёма. Многие из них в зимнее время замерзают полностью, поэтому дрейф льда и торошение происходят только весной и осенью. На оз. Эри сильные ветры вызывают отрыв припая и торошение на протяжении всего ледового сезона. Высота торосов достигает 10 м, а глубины, на которых ледяные образования могут доставать дна, составляют 25–27 м [10, 11].

Рассматривая ледовые условия водоёмов, необходимо принимать во внимание глобальные

изменения климата. В последнее десятилетие климат на юге России характеризовался чередованием суровых и мягких зим с преобладанием сравнительно холодных зим. Это подтверждает известные представления о природной цикличности климата. В литературе имеются сведения, указывающие как на глобальное потепление, так и на его отсутствие. Анализ гидрометеорологических данных за последние 30 лет [17] показал, что и в южных, и в арктических морях произошло снижение средней суммы градусо-дней мороза, толщины припайных льдов и средней ледовитости. В то же время на Северном Каспии период роста суммы отрицательных температур в 2004 г. сменился падением [7], что непосредственно влияет на состояние и площадь распространения ледяного покрова, положение границы припая, толщину льда и соответственно на количество, размеры и местоположение ледяных торосистых образований. В настоящее время нельзя утверждать, что ледовые условия водоёмов умеренных широт будут быстро меняться в сторону смягчения.

Методы дешифрирования ледяного покрова

При исследовании воздействий льдов на берега и дно важный момент — выявление ледяных торосистых образований, которые могут повлиять на рельеф дна и берегов. В мировой практике с этой целью ранее использовались материалы авиаразведок [5, 10]. В последние годы широко развиваются методы, применяющие данные дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ). Методика обнаружения стамух и торосов по спутниковым данным была разработана и опробована сотрудниками АНИИ для арктических морей [18]. Обнаружение ледяных торосистых образований по спутниковым данным применено для водоёмов средних широт сотрудниками НИЦ «Планета», составляющими оперативные карты ледовой обстановки Каспийского и Азовского морей [19].

Для обнаружения ледяных торосистых образований существует ряд прямых и косвенных дешифровочных признаков. Стамухи и гряды торосов распознаются на снимках видимого диапазона по характерной текстуре, неровной форме и специфическому положению в пространстве. *Гряды торосов* хорошо выделяются по тепловому контрасту в СВЧ-диапазоне на фоне

окружающего многолетнего льда, что связывают с различием их радиометрических свойств. Дефляционные формы рельефа снега (заструги) могут осложнять распознавание торосов на космических снимках, но они чётко выделяются на снимках оптического диапазона [18].

Для обнаружения *стамух* используют радиолокационную информацию совместно со снимками оптического диапазона — видимого и инфракрасного. Кроме основного признака — неизменности местоположения стамухи на протяжении длительного периода (месяцы), существует несколько дополнительных признаков, по которым можно определить стамуху по спутниковым снимкам: полынья с подветренной стороны; более длительное таяние относительно пространств ровного льда в весенний период; наличие шлейфа или канала открытой воды за стамухой; приуроченность к определённым глубинам; изменение направления и скорости дрейфа льдов вокруг стамухи [9, 18]. Обычно районы частого или потенциального образования стамух можно предсказать, исходя из рельефа дна. Крупные стамухи, которые формируются на банках или отмелях вдали от берегов, имеют своеобразную структуру и почти всегда могут быть обнаружены на изображениях радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА). Сложнее определить стамухи или навалы льда вблизи береговой черты, так как образуются они как случайное явление [18]. Труднее всего дешифровать надвиги льда, которые почти не отличаются от другого ровного льда, наложенного или припайного. В таких случаях лучший метод — полевое обследование местности. Так, для Каспийского моря активно развиваются геоинформационные методы автоматизированной идентификации дрейфа льда и стамух [9] с использованием технологий глубокого машинного обучения.

Методы съёмки рельефа дна современных и бывших водоёмов

Для обнаружения результатов воздействия льдов на дно применяют методы геофизической съёмки с использованием современных высокоточных технических средств. При натурных полевых исследованиях ледово-экзарационного микрорельефа на дне используется комплекс-



Рис. 2. Навалы льда на о. Малый Жемчужный, Каспийское море. Фото из архива ААНИИ
Fig. 2. Ice pile-up on Maly Zhemchuzhny Island, Caspian Sea. Photo from AARI archive

ный подход, предусматривающий параллельную съёмку гидролокатором бокового обзора и эхолотом по методу одновременной сонарной съёмки и эхолотирования. Пространственное положение определяется с помощью современного GPS-приемника, съёмка выполняется при постоянной скорости судна [3]. При обработке полученных данных находят морфологические и морфометрические параметры форм ледовой экзарации. Для визуализации и заверки результатов дистанционного гидроакустического определения борозд выпаживания, а также получения данных о параметрах типичной борозды методом прямых измерений проводят водолазное обследование. В некоторых случаях после изменения уровня водоёма, вызванного теми или иными факторами, ледово-экзарационный рельеф оказывается открыт для прямого или дистанционного изучения на суше. В таких случаях вместе с полевым обследованием он изучается с применением данных ДЗЗ [20, 21], беспилотных летательных аппаратов с привязкой приёмниками глобальной навигационной спутниковой системы [21] или другими высокоточными методами.

Рельефообразующая деятельность льдов на берегах

Ледообразование на мелководных замерзающих морях и крупных озёрах умеренного климатического пояса начинается в зоне с малыми глубинами, имеющими низкий теплозапас. В результате образуется вдольбереговая полоса припайных льдов. На кромке припая происходит

активное торошение дрейфующими льдами, приносимыми из других частей акватории. В местах, где припай достаточно узок в результате гидрометеорологических или геоморфологических причин или не образуется совсем, дрейфующие льды могут оказывать механическое воздействие в приурезовой зоне. Льды взаимодействуют как с подводной и надводной частями пляжа, так и с береговыми уступами. В Арктике описаны ледовые выпахи, достигающие высоты 14 м над ур. моря [1]. При своём движении в сторону суши лёд срезает вершину пляжа и почвенно-растительный покров. Такие воздействия интенсифицируют процессы разрушения берега в результате волновых воздействий в период освобождения ото льда. Воздействие льда изменяет профиль береговых дюн, пляжа и подводного берегового склона, что ведёт к перестройке процессов рельефообразования [22]. Рельефообразующая роль льдов может проявляться в переворачивании пластов грунта в мелководных заливах в результате торошения [12].

Берега подвержены ледовым воздействиям как в период осеннего ледообразования, так и во время весеннего разрушения припая и очищения моря ото льдов. В замерзающих морях с неустойчивым ледяным покровом (Азовское, Каспийское и Чёрное) припай часто взламывается, а *надвиги и навалы морских льдов* на берег происходят в течение всего ледового сезона (рис. 2). Навалы льдов хорошо известны в районе Арабатской стрелки, Казантипского и Арабатского заливов Азовского моря, в районе Одессы на Чёрном море. На Каспийском море навалы льдов на берега отмечаются периодически по всему по-

бережью. Подвижки льдов значительно влияют на навигацию по Волго-Каспийскому морскому судоходному каналу. Во время устойчивых восточных ветров льды пересекают фарватер канала, «перехлёстывая» через защитные острова, и разрушают створные знаки и буи. Известны случаи 1950 и 1981 гг., когда суда были вынесены льдами с фарватера на мелководье и посажены на мель [23]. В марте 1982 г. случился навал льдов на берег, помешавший строительству объектов на месторождении Каражанбас (п-ов Бузачи). Высота навала тогда достигала 7 м.

Воздействия льда на берега отмечены в Финском заливе Балтийского моря в районе пос. Комарово [22], в северной части Ботнического залива, на о. Рюген, в Рижском, Щецинском, Пуцком и Калининградском заливах [24]. Образуются как надвиги *наслоенного льда* на берег, так и навалы высотой до 3 м. Известны навалы льдов высотой до 3–5 м на берегах оз. Балхаш [23]. Ледовые явления характерны для берегов дальневосточного региона — заливов Ляодунь, Бохайвань, Петра Великого, однако изучаются они в основном в связи с воздействиями льдов на сооружения. Аналогичные исследования ведут в заливе Кука. Навалы и надвиги льдов отмечаются и на берегах залива Св. Лаврентия. На наветренной стороне небольших островов, которые служат преградой для дрейфующих льдов, а также на берегах Великих озёр описаны навалы льда высотой до 2–3 м [10, 25]. Неоднократно стоящие на берегу дома разрушались выдвинутыми на берег льдами [25]. Аналогичные навалы встречаются и на берегах таких озёр, как Онежское, Ладожское, Виннипег, Юта, Большое Солёное и др.

В рельефе берегов широкое распространение получили *гряды ледового напора*, ориентированные вдоль линии берега. При своём движении выдавливаемые на сушу льды перемещают обломочный материал, формируя из него гряды несортированного материала. Высота таких гряд может достигать 2–3 м. Гряды, сложенные крупнообломочным материалом, сохраняются длительное время. На песчаных берегах гряды ледового напора обычно разрушаются после первого сильного шторма. Гряды крупнообломочного материала высотой 2,0–2,5 м отмечаются вдоль всего побережья Кандалакшского залива Белого моря [12], фрагментарно развиты на море Бофорта [2]. Такие гряды встречены не только на

морях и крупных озёрах, но и на мелких озёрах, например, в Скандинавии и Новой Англии.

На берегах с песчаными пляжами в результате надвигов и навалов льдов образуются *мелкие экзарационные формы*: борозды, царапины, ямы. Глубина таких форм, как правило, не превышает 1 м, длина — 100 м [1]. Большинство экзарационных форм ориентировано по нормали к линии берега. На низких приморских низменностях, например, Прикаспийской, подтопляемых в периоды штормовых нагонов, морские льды могут быть занесены на несколько десятков и даже сотен метров в глубь суши. Случаи надвигов льда на низменные берега Белого моря неоднократно описаны в литературе. Отдельно изучается *захват припайными льдами материала* из приурезовой зоны (от глинистого до валунов размером до 0,7 м) с последующим выносом его после взлома припая из прибрежной зоны [12, 26]. Согласно некоторым оценкам, объём выносимого материала может составлять до 700 м³/км [26]. При этом П.В. Бэрнс и др. [27] по результатам исследования на оз. Мичиган считают, что в большей степени отложения льдом перемещаются вдоль берега, а не в сторону от него. Вмёрзший в припайные льды обломочный материал увеличивает интенсивность экзарации. Отмечаются остаточные воронки — следы захваченных льдом валунов и пластов грунта в приурезовой зоне [12].

Вынос льда из ледовитых морей по узким проливам сопровождается навалами льда на берега и формированием торосов. Такие явления описаны при экстремальном *выходе плавучих льдов* из Охотского моря через проливы Курильских островов. Аналогичная ситуация практически каждый год отмечается в Керченском проливе при ледоходе из Азовского моря. Так, железнодорожный мост, построенный во время Великой Отечественной войны зимой 1944/45 г., был разрушен в результате обледенения конструкции и ледовых воздействий. Аналогичная ситуация возникает и в настоящее время, когда строительные конструкции и насыпи создают преграду для выхода льдов. В результате формируются навалы льдов как на технологические насыпи, так и на косу и о. Тузла. Сложные ледовые условия определили выбор проекта перехода через Татарский пролив в конце 1940-х — начале 1950-х годов в пользу тоннеля. Серьёзные средства на защиту от ледовых воздействий заложены в реализуемый в настоящее время проект моста на о. Сахалин.

Рельефообразующая деятельность льда на дне

В настоящее время вопросы воздействия льдов на дно морей и озёр в умеренной зоне изучены слабо. Наилучшим образом — в районах хозяйственного освоения береговой зоны: на Каспийском море и Великих озёрах, для субарктических условий — на шельфе о. Сахалин. На многих других водоёмах умеренных широт и Субарктики специализированные исследования, требующие сложного геофизического оборудования, практически не проводились.

При непосредственном контакте с дном ледяные торосистые образования становятся рельефообразующими агентами. Самые близкие к берегу гряды торосов (до глубин 3–5 м) формируются над подводными береговыми валами. Далее от берега посадка гряд и барьеров торосов на мель приурочена в основном к банкам, выдвинутым косам и отмелям. До определённых глубин образование стамух приурочено к кромке припая независимо от рельефа дна. Типичные борозды выпахивания имеют: понижение по центральной оси; боковые валики, сформированные в результате вытеснения килем торосистого образования грунта из центра в стороны; напорные валики на концах борозд. Борозды выпахивания различны по морфологии. Встречаются U-образные (в поперечнике), V-образные, W-образные, корытообразные, сложной формы, с асимметричными и симметричными бортами [1]. На кромке припая борозды ледового выпахивания формируют так называемую «гребёнку», ориентированную обычно по нормали к линии берега, чему способствует напорное воздействие льдов со стороны акватории. Дрейфующие рядом и задевающие край торосистого образования ледяные поля закручивают киль тороса, образуя на дне серию ям и гряд сложной формы, так называемых ям и гряд застамушивания [1].

На *Северном Каспии* борозды и системы борозд выпахивания, образованные дрейфующими одно- и многокилевыми торосистыми образованиями, вмёрзшими в ледяные поля, чётко выражены в рельефе дна, в том числе и на глубоководном участке (до 12 м) [6]. Длина наиболее крупных и чётко выраженных борозд превышает несколько километров; ширина единичных борозд достигает 5 м, систем борозд — 200 м; их глубина составляет до 1 м. Помимо линейных форм,

обнаружены локальные ямы, оставшиеся от стамух. Некоторые борозды на дне Каспийского моря представляют собой кривые или ломаные линии, что указывает на постепенное или резкое изменение направления дрейфа льда. Борозды оканчиваются валами, образованными из выпавшего донного грунта. Анализ распределения основных направлений шрамов и сопоставление этих направлений с направлением преобладающих ветров показали, что движение масс нагромождённого льда подчиняется господствующим ветрам и возбуждаемым ими течениям [7]. Одна из особенностей формирования борозд выпахивания на дне Северного Каспия — их непродолжительное существование. В весенние месяцы, характеризующиеся как интенсивным волнением, так и высоким содержанием взвесей в водах, большинство борозд бывает сnivelировано и занесено наносами, имеющими здесь относительно высокую подвижность [6]. Лучше всего борозды сохраняются в закрытых бухтах и группах островов, таких как Тюленьи [8].

На оз. *Эри* с канадской стороны борозды выпахивания, установленные в мягких глинистых отложениях, имеют от 4,5 до 6,0 км в длину и от 10 до 100 м в ширину при глубине до 1,7 м. Отмечены наложения одной борозды на другую на глубинах от 13 до 25 м. На стороне США борозды обнаружены на глубинах от 17 до 22 м. Длина их — от 3,5 до 4,5 км, ширина — от 10 до 60 м при глубине менее 1 м [11]. Водолазными обследованиями зафиксированы воздействия ледяных торосистых образований с высотой паруса до 10 м, образовавшихся на кромке припая, на грунт на глубинах 16–22 м. В то же время отмечается, что воздействия носят эпизодический характер и непостоянны в пространстве и времени [10].

На *северном шельфе о. Сахалин* экзарационные борозды имеют длину 25–75 м, глубину 0,2–2,1 м (в среднем до 1 м), ширину 10–30 м. Воздействия ледяных торосистых образований на дно на шельфе о. Сахалин происходят весьма интенсивно за счёт песчаных грунтов и сильного течения. Поэтому предполагается, что длины борозд в первоначальном виде были значительно больше [4]. Многочисленные, но непродолжительно существующие следы ледовой экзарации отмечены в *Финском заливе Балтийского моря* до глубин 2–3 м [22].

Серьёзное экзарационное воздействие может оказать так называемый «ледовый шторм», про-

Дискуссия

являющийся в прибрежной, относительно мелководной зоне при наличии остаточных льдов редкой сплочённости (1–3 балла). В период таких штормов происходит интенсивное ударное воздействие льдин, эродирующих дно и создающих глубокие борозды [1, 28].

В водах умеренных широт возможны не только воздействия ледяных торосистых образований на дно, но и айсберговые воздействия. Наиболее типичны появления айсбергов в районе *Большой Ньюфаундлендской банки* [29]. При средней глубине 3 м и максимальной до 10 м айсберговые борозды имеют высоту боковых валиков до 2,0 м, а напорных — до 2,5 м. Ширина их значительно больше ширины борозд, созданных ледяными торосистыми образованиями, и составляет от 30 до 350 м. Чаще всего они встречаются на глубине около 150 м, но могут распространяться и до 300 м. На глубинах менее 120 м внедрение киля айсберга в грунт составляет не более 1,5 м [29]. В Северном и Норвежском морях на глубинах 150–250 м встречены реликтовые айсберговые борозды, ширина которых составляла 100–150 м, а глубина — 2,0–2,5 м [30].

Исследования на *Гданьско-Готландском пороге Балтийского моря* показали, что при колебании уровня моря реликтовые ледово-экзарационные формы могут располагаться на глубине 70–90 м [31]. Основные направления борозд соответствуют направлению дрейфа айсбергов и ледяных полей во время распада Скандинавского ледникового щита 11,7–13,2 тыс. л.н. Борозды имеют ширину до 300 м (в среднем 20–60 м) при глубине от 1 до 10 м (в среднем 2–4 м) и высоте окружающих валиков 0,5–2,0 м.

На бывшем дне *Аральского моря* обнаружены следы ледово-экзарационных процессов, сохранившиеся в результате быстрого падения уровня водоёма, начавшегося в 1961 г. [21]. Ширина борозд составляет от 3 до 90 м, для большинства — 10–15 м, протяжённость — от 100 м до нескольких километров, в среднем 1,0–1,5 км. Глубина, выявленная при полевом обследовании, равна 0,3–0,5 м. Реликтовые формы ледового и айсбергового воздействия исследованы на суше в графстве Принс-Эдуард, *Восточное Онтаро* [20]. Они сформировались в водах находившегося в конце последнего ледникового периода на месте Великих озёр приледникового Ирокезского озера. Размеры борозд — до 3,57 км в длину и до 174 м в ширину.

Ввиду продолжительного ледового сезона на *арктических берегах* рельефообразующей деятельности льдов всегда уделялось значительное внимание. В умеренных широтах исследование данного вопроса никогда не было приоритетным. В арктических морях формируется устойчивый припай с крупными ледяными образованиями, которые могут быть многолетними. Припайные льды надёжно защищают прибрежно-шельфовую зону, препятствуя воздействиям мобильных ледяных образований, которые происходят главным образом в периоды образования ледяного покрова и очищения акватории ото льда. В морях и озёрах *умеренных широт* ледяной покров нестабилен, очищение ото льда может происходить несколько раз за сезон, что влияет на размер и прочность ледяных образований. Эти акватории характеризуются интенсивной динамикой ледяного покрова, отрывом припайных льдов, наслоениями, навалами и надвигами льда на берега в течение всего ледового сезона. Отличительная особенность *субарктических морей* — высокие приливы (залив Кука, Белое и Охотское моря), обеспечивающие значительную мобильность льда на фоне присутствия мощного припая, что способствует формированию крупных ледяных образований мощностью до 30 м.

В результате в морях и озёрах умеренных широт надвиги и навалы льда на берега получают более широкое распространение по сравнению с арктическими морями, где сильнее развиты формы воздействия льдов на дно. В морях и озёрах умеренных широт продолжительность ледового периода значительно меньше, а гидродинамически активного периода — больше. Важнейшее следствие этого — более высокая степень переработки воздействий льдов на берега и дно морей и озёр этой зоны. Следы воздействий ледяных образований нивелируются наносами за счёт волновых воздействий, как это было показано на Каспийском море [7], в то время как в Арктике они могут сохраняться десятилетиями [1, 2].

Одна из причин низкого интереса к вопросам ледовых воздействий в средних широтах — отсутствие народно-хозяйственного запроса на научные исследования в данной области. В районах, где такие запросы есть, ледовые воздействия изучают довольно активно: на Каспийском море,

Сахалине, Великих озёрах, Большой Ньюфаундлендской банке. В малонаселённых районах и при отсутствии запасов минерального сырья эти вопросы считаются несущественными, так как не могут значительно повлиять на хозяйственную деятельность человека. Тем не менее, ледовые воздействия происходят ежегодно с той или иной степенью интенсивности, которая в первую очередь определяется суровостью зимы, силой и повторяемостью ветров. На Каспийском море наибольшее число торосов и стамух формируется в умеренные (средние по ледовитости) зимы [5]. В суровые зимы припай более устойчив, соответственно и ширина зоны торосов — меньше. В мягкие зимы торосистость также низка из-за слабого развития ледяного покрова.

Несмотря на то, что формы рельефа, созданные льдом, относятся к микрорельефу [32] и во многих случаях существуют недолго, встречаются они достаточно часто, а процесс этот носит периодический характер. Безусловно, процесс и создаваемые им формы имеют региональную и локальную дифференциацию. Наряду с гидрометеорологическими факторами, влияние льда определяется рельефом береговой зоны. Например, на отмелях берегах больше развита экзарация дна, так как благоприятные для ледовых воздействий глубины составляют широкую прибрежную зону. На низких приморских низменностях воздействие на берега проявляется в виде навалов и надвигов, продвигаясь в глубь суши, тогда как на абразионных берегах с выраженным уступом льды воздействуют непосредственно на него. В первом случае происходит перестройка пляжа, во втором — ускорение отступления берегов. В то же время навалы льдов у подножия уступа могут некоторое время предохранять его от размыва.

Размеры ледово-экзарационных борозд зависят в основном от размера ледяных образований и слагающих дно грунтов. В большинстве замерзающих акваторий умеренной зоны (Финский залив, Азовское, Каспийское, Аральское моря, Великие озёра) льды и ледяные образования формируются в условиях пониженной солёности, что способствует их большей прочности по сравнению с льдами и ледяными образованиями арктических морей. В то же время мощности ледяных образований сильно отличаются, что сказывается на ледово-экзарационных формах. Среди акваторий умеренного и субарктиче-

ского типов наиболее глубокие борозды отмечаются на дне Охотского моря (до 2,1 м) [4] при толщине стамух до 30 м; на оз. Эри борозды достигают глубины 1,7 м при стамухах аналогичной мощности [11]. В большинстве же водоёмов глубина борозд не превышает 1 м.

В Арктике глубины борозд могут достигать 4 м [2]. Такое различие объясняется тем, что в Арктике пропашку могут вести многолетние ледяные торосистые образования, кили которых заметно прочнее по сравнению с однолетними [33]. При этом в Арктике глубина, на которой образуются ледово-экзарационные борозды и закрепляются стамухи, значительно больше и достигает 35 м в Восточно-Сибирском море [34] и 45 м в море Бофорта [2]. При этом длина и ширина форм отличаются не так значительно. В среднем ширина единичных борозд на Северном Каспии составляет около 5 м [6], на Аральском море — до 15 м [21]. В море Бофорта средняя ширина борозды — около 8 м, в Байдаракской губе — порядка 10 м. В то же время в море Бофорта обнаружена единичная борозда максимальной шириной 78 м [2]. Длина борозд и в средних, и в высоких широтах достигает нескольких километров. В Арктике ледяные торосистые образования регулярно достигают дна на глубинах 17–20 м и более [3]. На этих глубинах не происходит волновой переработки борозд [1]. В большинстве водоёмов умеренной зоны экзарации на таких глубинах не наблюдается, а в береговой зоне ледово-экзарационные формы нивелируются наносами, поэтому сохранность их существенно ниже, чем в Арктике.

Происходящее смягчение климата (уменьшение ледовитости и толщины ледяного покрова), имеющее место в последнее время [17], приводит к снижению повторяемости суровых зим, но число умеренных зим остаётся постоянным. Как уже отмечалось, на Каспийском море наибольший объём ледяных образований формируется в умеренные зимы [5]. В такие зимы интенсивность экзарации дна увеличивается по сравнению с мягкими и суровыми зимами. Потепление климата существенно влияет на ледово-экзарационные процессы [35] и может постепенно изменять условия субарктических водоёмов, приближая их к условиям умеренных. Снижение ледовитости приводит к росту мобильности льда, что может вызвать формирование большего количества то-

росов и стамух. В то же время на Чёрном море в результате смягчения климата в ближайшем будущем может происходить лишь эпизодическое образование ледяного покрова. В арктических морях потепление приводит к дестабилизации припая, что приближает условия к субарктическим. Таким образом, происходящие изменения климата по-разному влияют на интенсивность воздействия льдов на берега и дно разных акваторий.

Заключение

Несмотря на то, что ледовые воздействия в Арктике хорошо изучены, исследованы и создаваемые ими формы рельефа, в умеренных широтах и Субарктике это научное направление находится в стадии разработки. На ряде примеров показаны варианты ледовых воздействий и их последствия для динамики геосистем и хозяйств. По сравнению с арктическими морями, мелководная прибрежно-шельфовая зона которых длительное время защищена припаем, отодвигающим зону интенсивных воздействий далеко от берега, в морях с умеренными и субарктическими ледовыми условиями из-за меньшей устойчивости припайных льдов развиты навалы и надвиги льдов на берега, сопровождающиеся образованием соответствующих форм микрорельефа. Расположение в Арктике ледово-экзарационных форм на больших глубинах вместе с длительным присутствием припайных льдов, определяющим небольшую продолжительность гидродинамически активного периода, обеспечивает лучшую сохранность форм ледовых воздействий на дно, сохраняющихся в умеренных широтах, как правило, лишь в течение нескольких месяцев.

Глубина пропашки дна в умеренной климатической зоне и Субарктике заметно уступает (как правило, не более 2 м, а в среднем не

более 1 м) таковой в Арктике, где зафиксированы ледово-экзарационные формы глубиной до 4 м. Длина и ширина форм при этом отличаются незначительно. На фоне меньшей глубины внедрения килей торосов в грунт область развития ледово-экзарационного процесса в акваториях умеренных и субарктических широт довольно обширна, что подтверждает присутствие ледово-экзарационных борозд длиной в несколько километров, встречающихся на глубине до 30 м (на Охотском море и Великих озёрах), и заносимые на несколько сотен метров в глубь суши льды (например, на Каспийском море).

Происходящее потепление климата изменяет положение зон наиболее интенсивных воздействий на дно, но сама активность процесса не снижается. Изучение ледово-экзарационных процессов и результатов их рельефообразующей деятельности в акваториях с различными природными условиями имеет большое фундаментальное и прикладное значение для понимания условий и интенсивности экзарации дна на мелководных замерзающих морях и крупных озёрах, а также динамики этих процессов. Изучение влияния изменений климата и локальных факторов (уровень водоёма, хозяйственная деятельность) позволит построить исследования воздействий льдов на берега и дно в общую картину изменений природной среды за последнее время.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ № 16–17-00034-п. В работе также использованы материалы и методы, разработанные в рамках темы госзадания AAAA-A16-116032810055-0.

Acknowledgments. The reported study was funded by RSF, project № 16–17-00034-p. We also used materials and methods developed within the scope of state assignment topic AAAA-A16-116032810055-0.

Литература

1. Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны. М.: Изд-во МГУ, 2011. 173 с.
2. Barnes P.W., Rearic D.M., Reimnitz E. Ice gouging characteristics and processes // The Alaskan Beaufort Sea: Ecosystems and Environments. Eds.: P.W. Barnes, D.M. Schell, E. Reimnitz. Acad. Press Inc.: Orlando, Florida, 1984. P. 185–212.

References

1. Ogorodov S.A. *Rol' morskikh l'dov v dinamike rel'efa beregovoy zony*. The role of sea ice in the dynamics of the coastal zone topography. Moscow: MSU Publishers, 2011: 173 p. [In Russian].
2. Barnes P.W., Rearic D.M., Reimnitz E. Ice gouging characteristics and processes. The Alaskan Beaufort Sea: Ecosystems and Environments. Eds.: P.W. Barnes,

3. Ogorodov S., Arkhipov V., Kokin O., Marchenko A., Overduin P., Forbes D. Ice effect on coast and seabed in Baydaratskaya Bay, Kara Sea // *Geography, Environment, Sustainability*. 2013. V. 6. № 3. P. 32–50. doi: 10.24057/2071-9388-2013-6-3-21-37.
4. Астафьев В.Н., Сурков Г.А., Трусков П.А. Торосы и стамухи Охотского моря. СПб.: Прогресс-Погода, 1997. 197 с.
5. Бухарицин П.И. Особенности процессов торосения ледяного покрова северной части Каспийского моря // *Водные ресурсы*. 1984. № 6. С. 115–123.
6. Ogorodov S.A., Arkhipov V.V. Caspian Sea Bottom Scouring by Hummocky Ice Floes // *Doklady Earth Sciences*. 2010. V. 432. Pt. 1. P. 703–707. doi: 10.1134/S1028334X10050338.
7. Бухарицин П.И., Огородов С.А., Архипов В.В. Воздействие ледяных образований на дно Северного Каспия в условиях колебаний уровня и ледовитости // *Вестн. МГУ. Сер. 5. География*. 2015. № 2. С. 101–108.
8. Огородов С.А., Мазнев С.В., Бухарицин П.И. Ледово-эскарпационный рельеф на дне Каспийского и Аральского морей // *Изв. РГО*. 2019. Т. 151. № 2. С. 35–50. doi: 10.31857/S0869-6071151235-50.
9. Sigitov A., Kadranov Y., Vernyayev S. Analysis of Stamukhi Distribution in the Caspian Sea // *Proc. of the 25th Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions*. June 09–13, 2019, Delft, the Netherlands, 2019. P. 1–14.
10. Grass J.D. Ice scour and ice ridging studies in Lake Erie // *Proc. of the 7th Intern. Symposium on Ice. Association of Hydraulic Engineering and Research (IAHR)*. Hamburg, 1984. P. 221–236.
11. Daly S.F. Characterization of the Lake Erie Ice Cover. Hanover, USA: U.S. Army Engineer Research and Development Center, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, 2016. 100 p.
12. Чувардинский В.Г. Геолого-геоморфологическая деятельность припайных льдов (по исследованиям в Белом море) // *Геоморфология*. 1985. № 3. С. 70–77.
13. Горбач С.Б., Дьяков Н.Н., Тимошенко Т.Ю., Левицкая О.В. Ледовый режим северо-западной части Черного моря // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. 2009. № 18. С. 296–304.
14. Яицкая Н.А., Магаева А.А. Динамика ледового режима Азовского моря в XX–XXI вв. // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 3. С. 373–386. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-373-386.
15. McKenna R., McGonigal D., Stuckey P., Crocker G., Marcellus B., Croasdale K., Verlaan P., Abuova A. Modelling of Ice Rubble Accumulations in the North Caspian Sea // *Proc. of the 21st Intern. Conf. on Port and D.M. Schell, E. Reimnitz. Acad. Press Inc., Orlando, Florida*. 1984: 185–212.
3. Ogorodov S., Arkhipov V., Kokin O., Marchenko A., Overduin P., Forbes D. Ice effect on coast and seabed in Baydaratskaya Bay, Kara Sea. *Geography, Environment, Sustainability*. 2013, 6 (3): 32–50. doi: 10.24057/2071-9388-2013-6-3-21-37.
4. Astafiev V.N., Surkov G.A., Truskov P.A. *Torosy i stamukhi Okhotskogo morya*. Ice hummocks and stamukhi of the Sea of Okhotsk. Saint Petersburg: Progress-Weather, 1997: 197 p. [In Russian].
5. Bukharitsin P.I. Features of ice hummocking processes in the northern part of the Caspian Sea. *Vodnye resursy*. Water Resources. 1984, 6: 115–123. [In Russian].
6. Ogorodov S.A., Arkhipov V.V. Caspian Sea Bottom Scouring by Hummocky Ice Floes. *Doklady Earth Sci*. 2010, 432 (1): 703–707. doi: 10.1134/S1028334X10050338.
7. Bukharitsin P.I., Ogorodov S.A., Arkhipov V.V. The impact of ice formations on the bottom of the North Caspian Sea under conditions of fluctuations in level and ice cover. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. Moscow University Bulletin. Series 5. Geography. 2015, 2: 101–108. [In Russian].
8. Ogorodov S.A., Maznev S.V., Bukharitsin P.I. Ice gouging topography on the Caspian and Aral seas bottom. *Izvestiya Russkogo geograficheskogo obshchestva*. Proc. of the Russian Geographical Society. 2019, 151 (2): 35–50. doi: 10.31857/S0869-6071151235-50. [In Russian].
9. Sigitov A., Kadranov Y., Vernyayev S. Analysis of Stamukhi Distribution in the Caspian Sea. *Proc. of the 25th Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions*. June 09–13, 2019, Delft, the Netherlands, 2019: 1–14.
10. Grass J.D. Ice scour and ice ridging studies in Lake Erie. *Proc. of the 7th Intern. Symposium on Ice. Association of Hydraulic Engineering and Research (IAHR)*, Hamburg, 1984: 221–236.
11. Daly S.F. Characterization of the Lake Erie Ice Cover. Hanover, USA: U.S. Army Engineer Research and Development Center, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, 2016: 100 p.
12. Chuvardinskiy V.G. Geological and geomorphological activity of fast ice (according to research in the White Sea). *Geomorphologiya*. Geomorphology. 1985, 3: 70–77. [In Russian].
13. Gorbach S.B., Diyakov N.N., Timoshenko T.Y., Levickaya O.V. Ice regime of the northwestern part of the Black Sea. *Ekologicheskaya bezopasnost' pribrezhnoy i shelfovoy zon i kompleksnoe ispol'zovanie resursov shelfa*. Environmental safety of coastal and shelf zones and integrated use of shelf resources. 2009, 18: 296–304. [In Russian].
14. Yaitskaya N.A., Magaeva A.A. Dynamics of the ice regime of the Sea of Azov in the XX–XXI centuries. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (3): 373–386. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-373-386. [In Russian].
15. McKenna R., McGonigal D., Stuckey P., Crocker G., Marcellus B., Croasdale K., Verlaan P., Abuova A. Mod-

- Ocean Engineering under Arctic Conditions. July 10–14, 2011. Montreal, Canada, 2011. P. 1–10.
16. Миронов Е.У., Гузенко Р.Б., Порубаев В.С., Харитонов В.В., Корнишин К.А., Ефимов Я.О. Морфометрия и внутренняя структура стамух в замерзающих морях России // Метеорология и гидрология. 2020. № 4. С. 62–73.
17. Думанская И.О. Ледовые условия морей европейской части России. М.: изд. ИГ–СОЦИН, 2014. 608 с.
18. Спутниковые методы определения характеристик ледяного покрова морей [практическое пособие]. СПб: изд. ААНИИ, 2011. 238 с.
19. Применение спутниковой информации для решения задач в области гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды / Под. ред. В.В. Асмуса. М.: НИЦ «Планета», 2017. 47 с.
20. Gilbert R., Handford K.J., Shaw J. Ice Scours in the Sediments of Glacial Lake Iroquois, Prince Edward County, Eastern Ontario // Geogr. Phys. Quat. 1992. V. 46. № 2. P. 189–194. doi: 10.7202/032903ar.
21. Maznev S.V., Ogorodov S.A., Baranskaya A.V., Vergun A.P., Arkhipov V.V., Bukharitsin P.I. Ice-Gouging Topography of the Exposed Aral Sea Bed // Remote Sensing. 2019. V. 11 (113). P. 1–25. doi: 10.3390/rs11020113.
22. Дронь О.В., Огородов С.А., Рябчук Д.В., Сергеев А.Ю. Роль ледовых процессов в экзогенной геодинамике береговой зоны восточной части Финского залива // Геология морей и океанов: Материалы XXI Междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии. Т. 5. М.: ГЕОС, 2015. С. 86–90.
23. Bukharitsin P.I. Role of drifting ice in bottom relief formation of freezing shallow waters of the south of Eurasia // Proc. of the 23rd IAHR Intern. Symp. on Ice. Association of Hydraulic Engineering and Research (IAHR). Michigan, USA, 2016. P. 1–9.
24. Girjatowicz J.P. Studies on the formation and disintegration of grounded ice hummocks in sheltered areas of the southern Baltic coast // Oceanological Studies. 2001. 30. № 3–4. P. 3–16.
25. Gilbert R., Glew J.R. A wind driven ice push event in eastern Lake Ontario // Journ. of Great Lakes Research. 1987. № 2. P. 326–331.
26. Romanenko F.A., Repkina T.Y., Efimova L.E., Bulochnikova A.S. Dynamics of the ice cover and peculiarities of the ice transportation of the sediments at the tidal flats of the Kandalaksha Gulf of the White Sea // Oceanology. 2012. № 5 (52). P. 710–720. doi: 10.1134/S000143701205013X.
27. Barnes P.W., Kempema E.W., Reimnitz E., McCormick M. The Influence of Ice on Southern Lake Michigan Coastal Erosion // Journ. of Great Lakes Research. 1994. № 1 (20). P. 179–195.
- elling of Ice Rubble Accumulations in the North Caspian Sea. Proc. of the 21st Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. July 10–14, 2011. Montreal, Canada, 2011: 1–10.
16. Mironov E.U., Guzenko R.B., Porubaev V.S., Kharitonov V.V., Kornishin K.A., Efimov Y.O. Morphometry and internal structure of stamukhi in the freezing seas of Russia. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and hydrology. 2020, 4: 62–73. [In Russian].
17. Dumanskaya I.O. *Ledovye usloviya morey evropeyskoy chasti Rossii*. Ice conditions of seas of the European part of Russia. Moscow: IG–SOCIN, 2014: 608 p. [In Russian].
18. *Sputnikovye metody opredeleniya harakteristik ledyanogo pokrova morey [prakticheskoe posobie]*. Satellite methods for determining the characteristics of the ice cover of the seas [practical guide]. Saint Petersburg: AARI Publishers, 2011: 238 p. [In Russian].
19. *Primenenie sputnikovoy informatsii dlya resheniya zadach v oblasti gidrometeorologii i monitoringa okruzhayushchey sredy*. The use of satellite information to solve problems in the field of hydrometeorology and environmental monitoring. Ed. V.V. Asmus. Moscow: NIC «Planeta», 2017: 47 p. [In Russian].
20. Gilbert R., Handford K.J., Shaw J. Ice Scours in the Sediments of Glacial Lake Iroquois, Prince Edward County, Eastern Ontario. *Géographie Physique et Quaternaire*. 1992, 46 (2): 189–194. doi: 10.7202/032903ar.
21. Maznev S.V., Ogorodov S.A., Baranskaya A.V., Vergun A.P., Arkhipov V.V., Bukharitsin P.I. Ice-Gouging Topography of the Exposed Aral Sea Bed. *Remote Sensing*. 2019, 11 (113): 1–25. doi: 10.3390/rs11020113.
22. Dron O.V., Ogorodov S.A., Ryabchuk D.V., Sergeev A.Y. The role of ice processes in exogenous geodynamics of the coastal zone of the eastern part of the Gulf of Finland. *Geologiya morey i okeanov: Materialy XXI Mezhdunarodnoy nauchnoy konferentsii (Shkoly) po morskoy geologii*. T. 5. Geology of the seas and oceans: Materials of the XXI Intern. scientific conf. (School) on marine geology. V. 5. Moscow: GEOS, 2015: 86–90. [In Russian].
23. Bukharitsin P.I. Role of drifting ice in bottom relief formation of freezing shallow waters of the south of Eurasia. Proc. of the 23rd IAHR Intern. Symposium on Ice. Association of Hydraulic Engineering and Research (IAHR). Michigan, USA, 2016: 1–9.
24. Girjatowicz J.P. Studies on the formation and disintegration of grounded ice hummocks in sheltered areas of the southern Baltic coast. *Oceanological Studies*. 2001, 30 (3–4): 3–16.
25. Gilbert R., Glew J.R. A wind driven ice push event in eastern Lake Ontario. *Journ. of Great Lakes Research*. 1987, 2: 326–331.
26. Romanenko F.A., Repkina T.Y., Efimova L.E., Bulochnikova A.S. Dynamics of the ice cover and peculiarities of the ice transportation of the sediments at the tidal flats of the Kandalaksha Gulf of the White Sea. *Oceanology*. 2012, 5 (52): 710–720. doi: 10.1134/S000143701205013X.

28. Арчиков Е.И., Степанова Л.Е., Майоров И.С. Роль ледовых образований в развитии береговых геосистем Охотского моря. Владивосток: Изд-во ДВГУ, 1989. 111 с.
29. Barrie J.V., Lewis C.F.M., Parrott D.R., Collins W.T. Submersible observations of an iceberg pit and scour on the Grand Banks of Newfoundland // *Geo-Marine Letters*. 1992. № 1 (12). P. 1–6.
30. Lien R., Christophersen H.P. Iceberg scouring marks High North Sea areas // *Offshore*. 1988. № 10. P. 40–41.
31. Dorokhov D.V., Dorokhova E.V., Sivkov V.V. Iceberg and ice-keel ploughmarks on the Gdansk-Gotland Sill (south-eastern Baltic Sea) // *Geo-Marine Letters*. 2018. № 1 (38). P. 83–94. doi: 10.1007/s00367-017-0517-3.
32. Никифоров С.Л. Рельеф шельфа российской Арктики: Автореферат дис. на соиск. уч. степ. д-ра геогр. наук. М.: Ин-т океанологии имени П.П. Ширшова РАН, 2006. 36 с.
33. Shestov A.S., Marchenko A.V. Thermodynamic consolidation of ice ridge keels in water at varying freezing points // *Cold Regions Science and Technology*. 2016. № 121. P. 1–10. doi: 10.1016/j.coldregions.2015.09.0.
34. Горбунов Ю.А., Лосев С.М., Дымент Л.Н. Стамухи Восточно-Сибирского и Чукотского морей // МГИ. 2007. № 102. С. 41–47.
35. Ogorodov S.A., Arkhipov V.V., Baranskaya A.V., Kokin O.V., Romanov A.O. The influence of climate change on the intensity of ice gouging of the bottom by hummocky formations // *Dokl. Earth Sci.* 2018. V. 478. № 2. P. 228–231. doi: 10.1134/S1028334X1802006X.
27. Barnes P.W., Kempema E.W., Reimnitz E., McCormick M. The Influence of Ice on Southern Lake Michigan Coastal Erosion. *Journ. of Great Lakes Research*. 1994, 1 (20): 179–195.
28. Archikov E.I., Stepanova L.E., Mayorov I.S. Rol' ledovykh obrazovaniy v razvitii beregovykh geosistem Ohotskogo morya. The role of ice features in the development of coastal geosystems of the Sea of Okhotsk. Vladivostok: FESU Publishers, 1989: 111 p. [In Russian].
29. Barrie J.V., Lewis C.F.M., Parrott D.R., Collins W.T. Submersible observations of an iceberg pit and scour on the Grand Banks of Newfoundland. *Geo-Marine Letters*. 1992, 1 (12): 1–6.
30. Lien R., Christophersen H.P. Iceberg scouring marks High North Sea areas. *Offshore*. 1988, 10: 40–41.
31. Dorokhov D.V., Dorokhova E.V., Sivkov V.V. Iceberg and ice-keel ploughmarks on the Gdansk-Gotland Sill (south-eastern Baltic Sea). *Geo-Marine Letters*. 2018, 1 (38): 83–94. doi: 10.1007/s00367-017-0517-3.
32. Nikiforiv S.L. *Rel'ef shelf'a rossiyskoy Arktiki*. The relief of the shelf of the Russian Arctic. PhD-thesis. Moscow: Shirshov Institute of Oceanology of RAS, 2006: 36 p. [In Russian]
33. Shestov A.S., Marchenko A.V. Thermodynamic consolidation of ice ridge keels in water at varying freezing points. *Cold Regions Science and Technology*. 2016, 121: 1–10. doi: 10.1016/j.coldregions.2015.09.0.
34. Gorbunov Y.A., Losev S.M., Dymant L.N. The stamukhas of the East Siberian and Chukchi seas. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2007, 102: 41–47. [In Russian].
35. Ogorodov S.A., Arkhipov V.V., Baranskaya A.V., Kokin O.V., Romanov A.O. The influence of climate change on the intensity of ice gouging of the bottom by hummocky formations. *Dokl. Earth Sci.* 2018, 478 (2): 228–231. doi: 10.1134/S1028334X1802006X.