

КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ШЕЛЬФЕ
И ПОБЕРЕЖЬЕ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

УДК 551.3:556

СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА ВЫСОКИХ ШИРОТ
И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ДИНАМИКУ БЕРЕГОВ РАЙОНА
ПРОЛИВА ДМИТРИЯ ЛАПТЕВА

Е.И. Пижанкова

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический ф-т,
119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; eipijankova@rambler.ru*

Приведены результаты анализа ледовитости морей Российской Арктики за период наблюдений начиная с 1935–1940-х гг. до 2014 г. Показано, что последнее десятилетие характеризуется устойчивым сокращением ледовитости. Представлены данные по метеостанциям, свидетельствующие о росте температур воздуха за этот период. В динамике береговых процессов это выразилось в значительном увеличении скоростей отступления берегов, сложенных льдистыми дисперсными отложениями, а также росте скоростей термоденудации. Анализируется изменение соотношения скоростей термоденудации и термоабразии для берегов, сложенных ледовым комплексом.

Ледовитость, береговые процессы, дистанционные данные, ледовый комплекс, аласный комплекс, термоабразия, термоденудация

MODERN CLIMATE CHANGE AT HIGH LATITUDES AND THEIR INFLUENCE
ON THE COASTAL DYNAMICS OF THE DMITRIY LAPTEV STRAIT AREA

E.I. Pizhankova

*Lomonosov Moscow State University, Department of Geology,
119991, Moscow, Leninskie Gory, 1, Russia; eipijankova@rambler.ru*

The long-term data series of the ice cover area of the Arctic sea during the whole period of observations (since 1935–1940 to 2014) have been analyzed. It has been demonstrated that the last decade in all seas is characterized by a sharp drop in ice cover. The data on ocean weather stations confirm an increase in air temperatures over the same period. It is accompanied by a significant increase in the rate of coastal retreat and the rates of thermal denudation of icy coasts. The ratio of the rates of thermal denudation and thermal abrasion on the eroded ice complex has been estimated.

Area of the sea ice cover, coastal processes, remote sensing data, ice complex, alas complex, thermal abrasion, thermal denudation

ВВЕДЕНИЕ

Факторы, влияющие на динамику побережья, можно разделить на две основные группы: геолого-геоморфологические и гидролого-климатические. Первая группа факторов при прочих равных условиях влияет на вариации скоростей отступления берега в зависимости от его высоты и строения берегового разреза, определяемого тектоническими условиями побережья и историей геологического развития территории. Ко второй группе факторов термоабразии следует отнести: продолжительность безледного периода, наличие течений, силу и направление ветров и нагонов, сумму положительных температур воздуха, характер сне-

гонакопления, радиационно-тепловой баланс поверхности береговых обнажений, особенности поверхностного стока прибрежной зоны. Результатом совместного действия указанных факторов являются те или иные величины отступления берегов.

Настоящая работа представляет продолжение проводившихся ранее исследований динамики берегов Ляховских островов, выполненных на основе сравнения положения береговой линии и бровок термоцирков на материалах аэрофотосъемки 1951 г. и снимках Landsat 7 ETM+ 1999–2001 гг. [Пижанкова, Добрынина, 2010; Пижанкова, 2011].

В связи с тем, что появились данные новых съемок Landsat 8 (2013 г.), стало возможным проследить изменение скоростей отступления ледяных берегов восточного сектора Российской Арктики во времени, а возросшие за последние полтора десятилетия величины отступления потребовали привлечения гидролого-климатических данных для объяснения этого факта.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучение положения береговой линии проводилось для о. Бол. Ляховский и Ойогосского Яра, обеспеченных дистанционными данными за 1951, 1999–2001 и 2013 гг. (рис. 1). Приемы совмещения разновременных и разномасштабных снимков не отличались от ранее применявшихся и осуществлялись с помощью программного обеспечения ScanEx Image Processor 3.6.9. Оцифровка береговых линий, бровок термоцирков, дешифрирование ландшафтов прибрежной зоны и необходимые измерения проводилась в ГИС-среде MapInfo [Пижанкова, Добрынина, 2010; Пижанкова, 2011].

Данные о ледовитости и климатические характеристики были получены из электронных архивов ААНИИ (<http://www.aari.nw.ru/projects/ESIMO/>) и ВНИИГМИ–МЦД (<http://aisori.meteo.ru/ClimatR>).

Были проанализированы данные о ледовитости и построены графики для Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского морей в целом, а также для их частей за все месяцы и годы наблюдений, т. е. задействован весь массив данных. При этом использовались данные как в абсолютном выражении (тыс. км²) для сравнения ледовитости разных морей, так и в процентах, что удобно для понимания динамики ледовитости во времени для каждого моря. Ледовитость морей различна и меняется за летний сезон по-разному. Для сравнения был выбран август, поскольку в более ранние сроки (июнь–июль) части морей вообще не имеют открытой воды (ледовитость 100%), а в более поздние (сентябрь) могут быть полностью свободны ото льда (ледовитость 0%), что в многолетнем плане затрудняет сравнение. Для выяснения современной ритмичности изменения ледовитости произведено осреднение за пятилетний период.

Основные метеорологические характеристики (среднегодовая и среднелетняя температура воздуха и общее годовое количество осадков) обработаны для самых северных береговых гидрометеостанций: ГМС Диксон, ГМО им. Е.К. Федорова (мыс Челюскин), ГМС Котельный, ГМС Остров Врангеля. Построены графики хода среднегодовой тем-

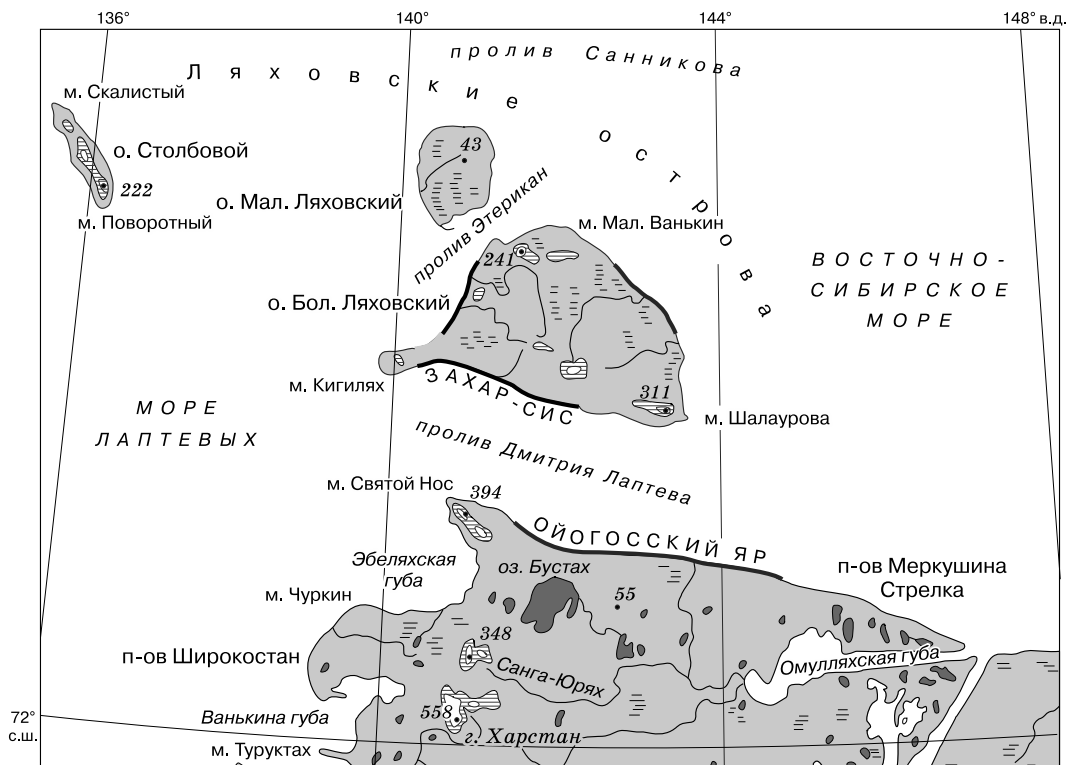


Рис. 1. Район исследований.

1 – участки отступающих берегов, для которых проводились измерения.

пературы воздуха и осадков, проведено осреднение за пятилетний период. По ежедневным данным ГМС Котельный вычислены суммы положительных температур воздуха за все годы наблюдений.

АНАЛИЗ ЛЕДОВИТОСТИ МОРЕЙ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

Взаимосвязь скорости отступления берегов с продолжительностью безледного периода очевидна. Косвенно судить об изменении периода открытой воды можно, анализируя ледовитость моря, имея в виду их отрицательную корреляцию.

Для ледовитости арктических морей характерна определенная ритмичность. Л.А. Жигарев [1997] приводит данные П.М. Борисова [1970] о 20-тысячелетнем ритме колебаний ледовитости морей Северного полушария. Он же указывает на существование короткопериодных (100, 30 лет и менее) циклов.

Изучая историю мореплаваний в арктических морях, В. Итин [1936] сделал вывод о существовании периода колебаний ледовитости, равного 30 годам, а Л.А. Жигарев [1997] на основе этих заключений построил кривые ледовитости для Карского и Чукотского морей, представляющие собой асимметричные гармоники с подъемом ледовитости за 4–5 лет и спадом в течение 24–25 лет.

Исследования, выполненные в ААНИИ [Фролов, 2007], показали, что изменения ледяного покрова арктических морей, а также среднегодовой температуры воздуха в XX–начале XXI в. характеризуются наличием циклических колебаний продолжительностью около 60 лет (наибольшие

по амплитуде), 20 и 10 лет. Для западных морей (Гренландского, Баренцева, Карского) характерен значительный отрицательный линейный тренд ледовитости, на фоне которого происходят циклические колебания, близкие к 60 годам. В восточных морях (Лаптевых, Восточно-Сибирском, Чукотском) выраженного тренда не наблюдается, а колебания ледовитости происходят около среднего значения (за исключением последних лет). Колебания ледовитости в этом регионе характеризуются большой межгодовой изменчивостью, а 60-летний цикл выражен слабее.

По данным В.Ф. Захарова [1971], в ходе ледовитости наблюдаются циклы 2–3, 4–5, 6–7, 7–9, 9–10, 11, 18–19-летней продолжительности.

Для того чтобы понять, как меняется ледовитость арктических морей и их частей, были проанализированы данные по морям Карскому, Лаптевых, Восточно-Сибирскому и Чукотскому с начала наблюдений (1930-е–1940-е гг.) по 2014 г., содержащиеся в электронном архиве ААНИИ (<http://www.aari.nw.ru/projects/ЕСИМО>).

Максимальная ледовитость Северного Ледовитого океана достигается в апреле и составляет 83 % от площади всего океана, а минимальная – в сентябре и составляет 53 % [Захаров, 1971]. Для сибирских арктических вод, по средним многолетним данным, в мае ледовитость составляет 100 %, июне – 93 %, июле – 80, августе – 57, сентябре – 40, октябре – 78, ноябре – 100 % [Захаров, 2000].

Результаты обработки данных показывают, что динамика ледовитости имеет различный ха-

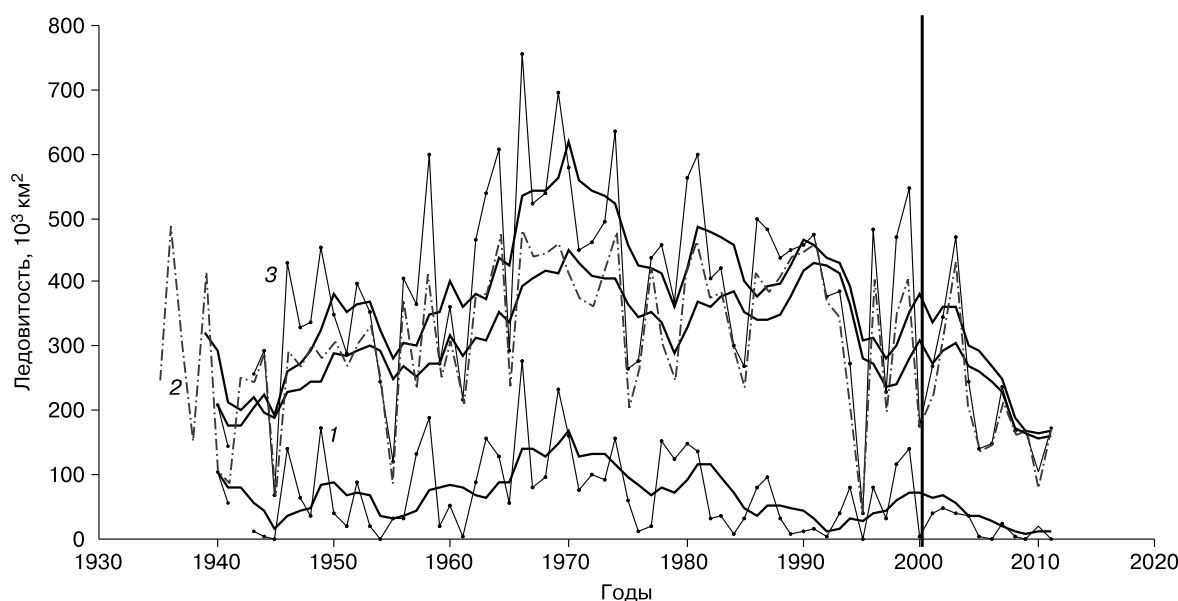


Рис. 2. Динамика ледовитости Карского моря и его частей (за август) и линии трендов по результатам осреднения за пятилетний период:

1 – юго-западная часть, 2 – северо-восточная часть, 3 – море в целом.

ракти не только для морей в целом, но и для их частей.

Для юго-западной части Карского моря при общей цикличности с периодом около 10 лет характерно нарастание ледовитости с максимумом в середине–конце 1960-х гг. (рис. 2). Перепад значений ледовитости от года к году не превышает 50–60 %. Для северо-восточной части Карского моря ледовитость имеет максимум в 1960-х гг., небольшой спад в конце 1970-х, подъем в конце 1980-х–начале 1990-х, минимум в 1995 г., оставаясь в целом с 1960-х по 1990-е гг. выше среднего. Перепад значений ледовитости достигает 55–85 %.

Ледовитость моря Лаптевых ниже, чем Карского, и не имеет выраженного максимума конца 1960-х гг., колеблясь с амплитудой не более 60 %

около среднего значения (рис. 3). О ритмичности можно говорить только для восточной части, и период близок к 7–9 годам со смазанным максимумом в середине 1970-х гг. Меньшая ледовитость восточной части моря по сравнению с западной объясняется притоком тепла с речным стоком Лены и Яны.

Ледовитость Восточно-Сибирского моря самая высокая из всех морей. Западная его часть имеет явные экстремумы с периодом 15–20 лет и ярко выраженным минимумом конца 1980-х–начала 1990-х гг. (рис. 4). Общий перепад значений ледовитости за соседние годы не превышает 50 %. Перепад значений ледовитости восточной части моря, как правило, не более 30 %, и ритмичности не обнаруживается.

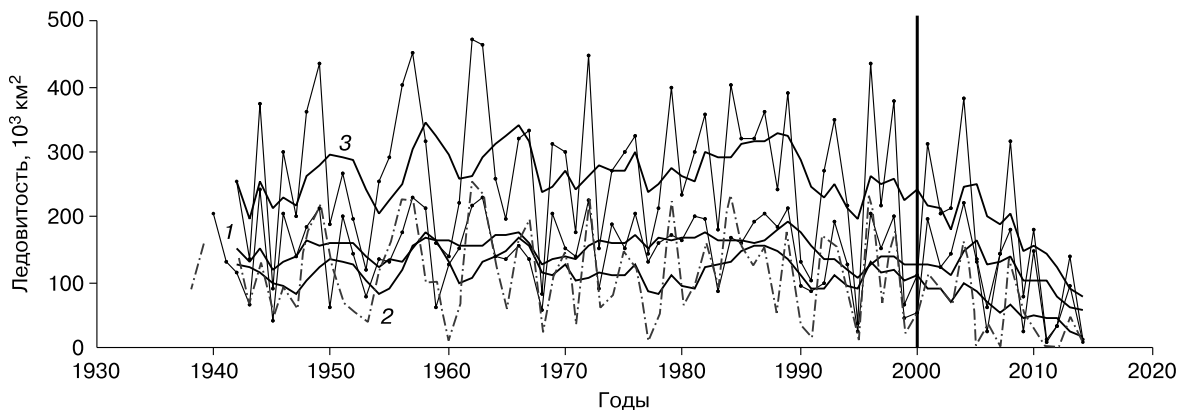


Рис. 3. Динамика ледовитости моря Лаптевых и его частей (за август) и линии трендов по результатам осреднения за пятилетний период:

1 — западная часть, 2 — восточная часть, 3 — море в целом.

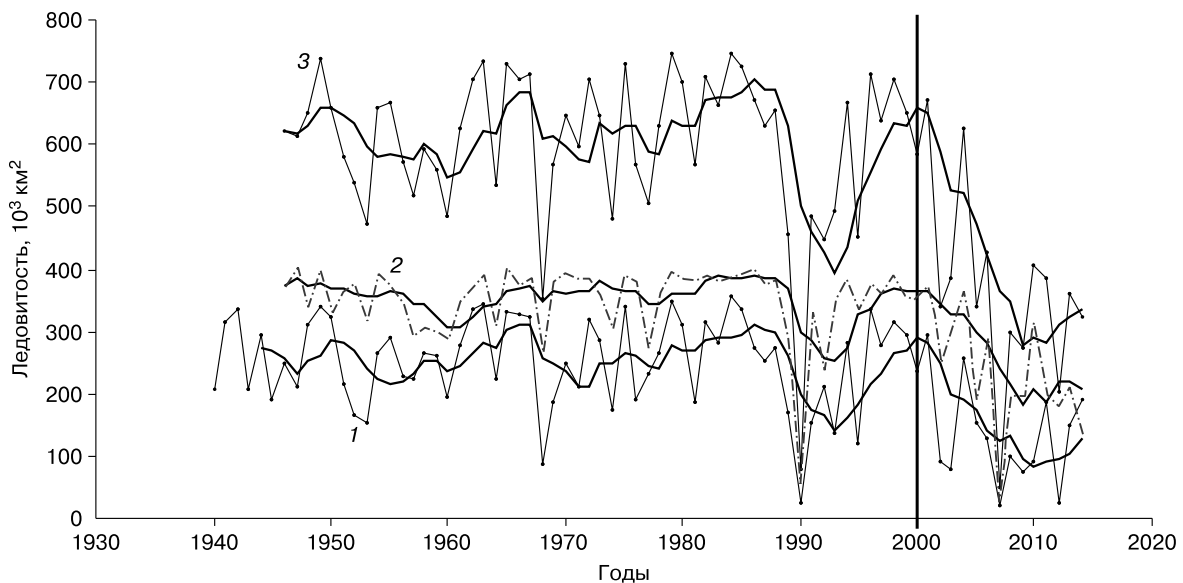


Рис. 4. Динамика ледовитости Восточно-Сибирского моря и его частей (за август) и линии трендов по результатам осреднения за пятилетний период:

1 — западная часть, 2 — восточная часть, 3 — море в целом.

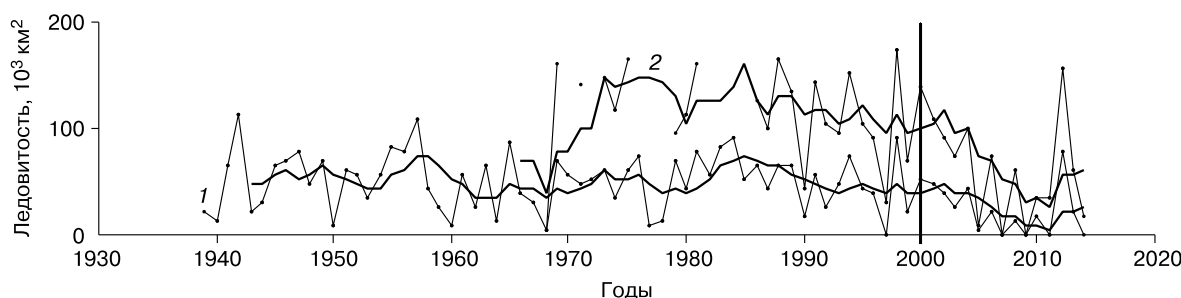


Рис. 5. Динамика ледовитости Чукотского моря и его частей (за август) и линии трендов по результатам осреднения за пятилетний период:

1 – юго-западная часть, 2 – море в целом.

Наименее ледовитым является Чукотское море. Для его юго-западной части характерны выраженные максимумы для начала 1940-х, середины 1950-х и начала 1980-х гг., минимум для 1960-х гг. (рис. 5). Общий перепад значений ледовитости, как правило, не превышает 50 %. Наблюдения за ледовитостью всего моря были начаты в конце 60-х гг. XX в. и имеют значительные перерывы. Ежегодные данные за август имеются лишь начиная с 1986 г.

Проведенный анализ данных показал, что до 2000 г. все циклы, за исключением явного максимума ледовитости в Карском море, выражены очень слабо: происходит колебание ледовитости вокруг среднего значения, характерного для периода с начала наблюдений до 2000 г. Для периода после 2000 г. общим для всех морей является устойчивое и достаточно резкое сокращение ледовитости до значений существенно ниже среднего.

Достаточно наглядно это видно из табл. 1 и рис. 6, где приведены средние значения ледовитости арктических морей и их частей за периоды с начала наблюдений до 2000 г. и 2000–2014 гг. Их сравнение показывает, что ледовитость арктических морей России (и их частей) за последние полтора десятилетия упала в 1.5–2.2 раза, достиг-

нув максимальных значений для юго-западной части Карского моря (4.9 раза).

Таблица 1. Средние значения (август) ледовитости морей Российской Арктики для периодов до 2000 г. и 2000–2014 гг.

Арктические моря	Ледовитость, тыс. км ²		Ледовитость, %	
	До 2000 г.	2000–2014 гг.	До 2000 г.	2000–2014 гг.
Карское море	398.5	201.5	48	24
Юго-западная часть	74.4	15.1	22	5
Северо-восточная часть	322.8	186.2	65	38
Море Лаптевых	269.3	155.4	50	29
Западная часть	152.1	102.2	61	41
Восточная часть	117.8	52.5	41	18
Восточно-Сибирское море	606.5	378.7	79	49
Западная часть	253.9	138.3	70	38
Восточная часть	352.7	240.7	87	59
Чукотское море	117.1	64.2	32	17
Юго-западная часть	51.1	24.7	29	14
В целом	1391.4	799.8	52	30

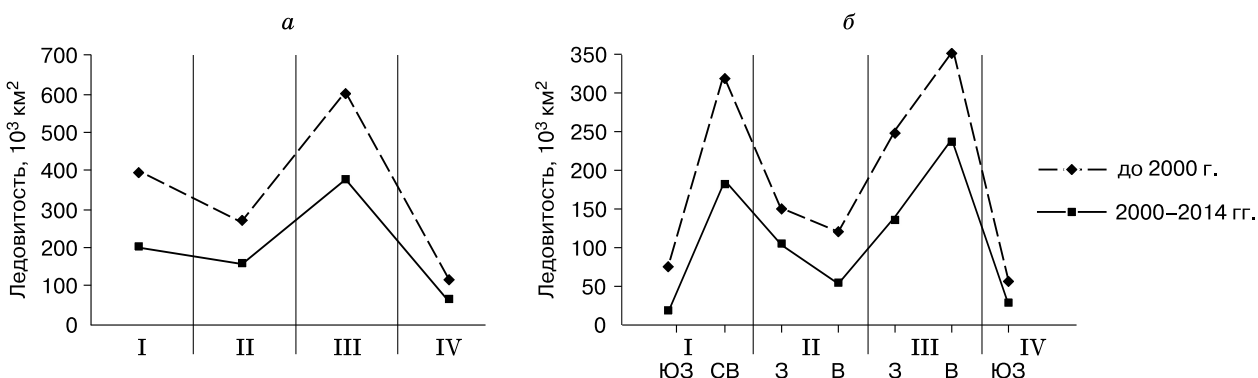


Рис. 6. Ледовитость арктических морей России (а) и их частей (б) по средним значениям за август.

I – Карское море; II – море Лаптевых; III – Восточно-Сибирское море; IV – Чукотское море.

АНАЛИЗ ДИНАМИКИ КЛИМАТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ

Основными климатическими факторами, влияющими на динамику берегов арктических морей, являются термические и циркуляционные характеристики климата. Температура воздуха в прибрежной зоне и на островах тесно связана с ледовитостью моря.

Среднегодовая температура воздуха вдоль побережья с запада на восток меняется от -11.3°C (о. Диксон, Карское море), понижаясь до -14.5°C на восточной окраине Карского моря (мыс Челюскин) и в море Лаптевых (о. Котельный) и повышаясь до -11.0°C (о. Врангеля, Чукотское море) (табл. 2) [Булыгина и др., 2014а]. Влияние Тихого океана проявляется как в сокращении ледовитости Чукотского моря по сравнению с более западными морями (см. рис. 5, табл. 1), так и в повышении температуры воздуха (рис. 7, а, табл. 2).

На рис. 7 приведены графики изменения температур воздуха за весь период наблюдений по основным арктическим береговым метеостанциям. На кривых, построенных по данным ГМС Диксон, имеющей наиболее длинный ряд наблюдений (начиная с 1917 г.), а также ГМО им. Е.К. Федорова, наиболее низкие значения среднегодовых температур воздуха отмечаются в конце 1950-х–начале 1970-х гг. (см. рис. 7, а). Им соответствуют и высокие значения ледовитости Карского моря в этот период, а высокие температуры 1940-х гг. коррелируют с низкими значениями ледовитости (см. рис. 2).

Для более восточных станций экстремумы температур воздуха не выражены (см. рис. 7, б). Ледовитость морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского также не имеет очевидных экстремумов, за исключением минимума 1990 г. в Восточно-Сибирском море (см. рис. 4).

В последние полтора десятилетия наблюдается рост среднегодовых температур воздуха. Так, для ГМС Котельный среднее значение температур воздуха до 2000 г. составляло -14.8°C , а среднее за последние 14 лет равно -12.9°C (см. табл. 2), что

превышает среднюю температуру за период до 2000 г. на 1.9°C . Среднелетние температуры имеют тот же положительный тренд: по данным ГМС Котельный, температура воздуха за июль и август 2000–2013 гг. возросла и отличается от средней за предшествующий период на 1°C (средняя за 1933–1999 гг. равна 2.2°C , за 2000–2013 гг. составляет 3.2°C). Для безледного периода (июль–сентябрь) эта разница составила 1.2°C при средних значениях температур за анализируемые периоды 0.9 и 2.1°C .

Суммы положительных температур воздуха за все годы наблюдений были вычислены по ежедневным данным для ГМС Котельный [Булыгина и др., 2014б]. Средняя величина за период 1936–1999 гг. составила 184.9°C , а за 2000–2013 гг. равна 254.2°C . Разница между средним значением для последних 14 лет и предшествующим периодом равна 69.3°C .

Общее годовое количество атмосферных осадков несколько снизилось (за исключением ГМС Диксон) [Булыгина и др., 2015], но говорить о серьезных тенденциях преждевременно. К сожалению, среднемесячные данные о количестве атмосферных осадков имеются только с конца 60-х гг. XX в., поэтому о каких-либо закономерностях судить сложно.

ДРУГИЕ ПРИРОДНЫЕ ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ДИНАМИКУ БЕРЕГОВ

На динамику берегов рассматриваемого сегмента береговой зоны арктических морей помимо проанализированных выше факторов влияют: волновые процессы, наиболее активные при штормах и нагонах; вдольбереговые течения; колебания уровня моря при сгонно-нагонных явлениях; характер снегонакопления, зависящий от ветрового режима; отепляющий сток рек. Для берегов, сложенных отложениями ледового комплекса (ЛК) и разрушающихся с образованием термоцирков, наибольшее значение имеют суммы положительных температур воздуха, солнечная радиация и характер снегонакопления, а также экспозиция берега.

Таблица 2.

Основные метеорологические характеристики
для береговых метеостанций арктических морей

Метеостанция	Средняя температура воздуха, $^{\circ}\text{C}$			Среднее количество осадков, мм		
	Весь период	До 2000 г.	2000–2012(13) гг.	Весь период	До 2000 г.	2000–2012(13) гг.
Диксон ($73^{\circ}50'$ с.ш., $80^{\circ}40'$ в.д.)	-11.3	-11.4	-10.2	370.3	357.1	401.2
Имени Е.К. Федорова ($77^{\circ}72'$ с.ш., $104^{\circ}30'$ в.д.)	-14.5	-14.8	-13.2	217.9	232.7	173.8
Котельный ($76^{\circ}00'$ с.ш., $137^{\circ}87'$ в.д.)	-14.5	-14.8	-12.9	161.6	166.7	148.3
Остров Врангеля ($70^{\circ}98'$ с.ш., $178^{\circ}48'$ з.д.)	-11.0	-11.3	-9.4	154.9	160.7	139.7

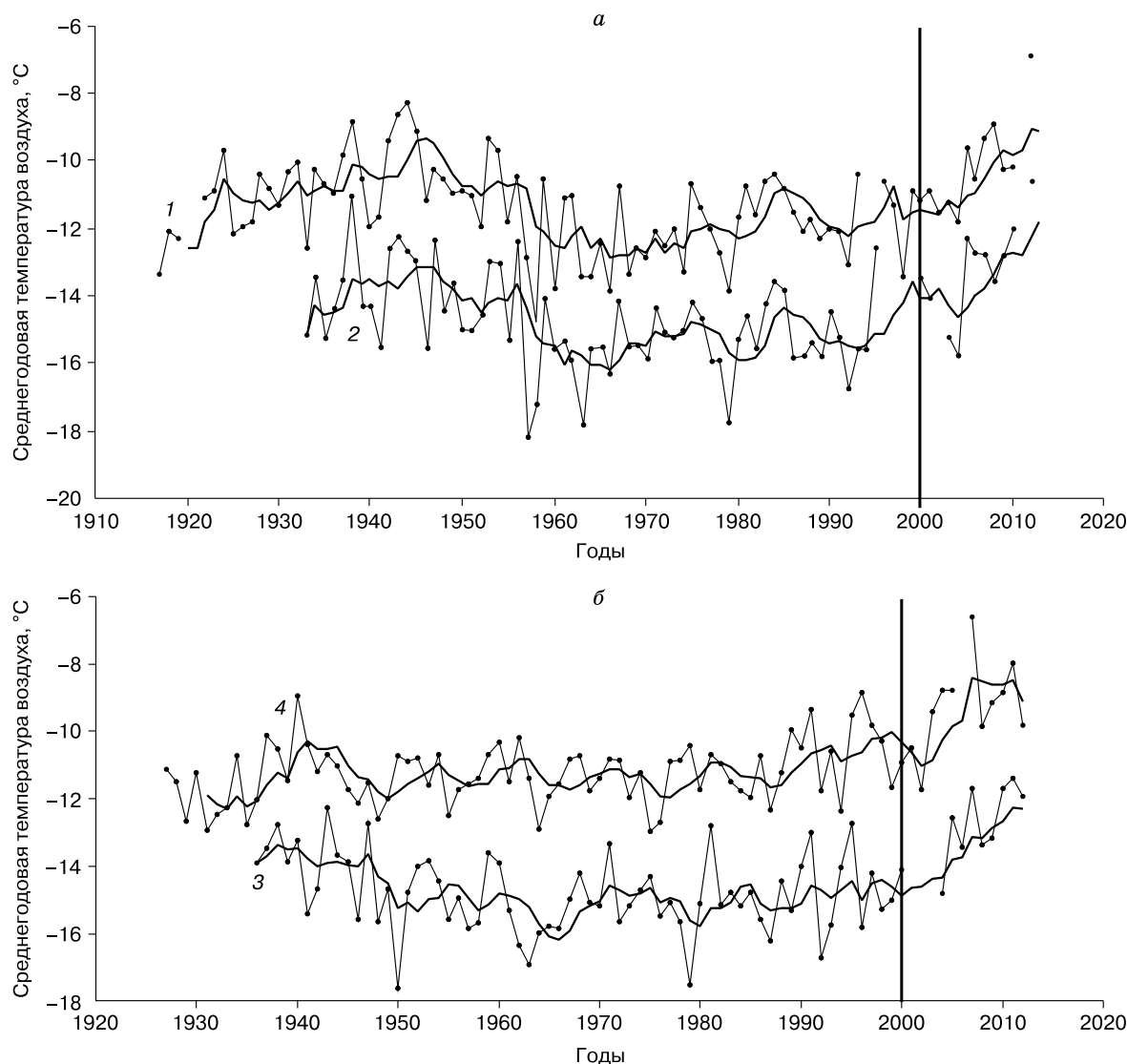


Рис. 7. Изменение среднегодовой температуры воздуха по ГМС Диксон (линия 1), ГМО им. Е.К. Федорова (линия 2), Котельный (линия 3), ГМС Остров Врангеля (линия 4) и сглаженные кривые за пятилетний период.

Наиболее важные различия в динамике береговых процессов обусловлены геолого-тектоническим строением береговой зоны, от которого зависит, какие породы находятся под непосредственным воздействием моря. В областях *устойчивого поднятия* происходит контакт с дочетвертичными, устойчивыми к разрушению породами. Для них характерно наличие стабильных участков берега, а также процесс наращивания берегов [Пижанкова, Добрынина, 2010]. С этими территориями часто соседствуют области *знакопеременных движений с тенденцией к поднятию*, где мощность четвертичного чехла обычно не превышает 50–60 м, а поверхность коренного цоколя расположена близко к поверхности. По мере удаления от об-

ластей сноса (в областях *знакопеременных движений с тенденцией к опусканию*) происходит нарастание мощности кайнозойского чехла до 100–300 м [Дорофеев и др., 1999] и стабильные участки берега сменяются размываемыми. Значительная часть побережий восточного сектора Российской Арктики сложена высокольдистыми породами ледового и аласного комплексов (АК), выраженными в рельефе равнинами с абсолютными отметками 10–40 м и ниже, а также морскими и аллювиально-морскими отложениями, слагающими террасы с отметками, как правило, не превышающими 4 м. Для последних характерны более высокотемпературные и менее мощные мерзлые толщи. Для областей с тенденцией к опусканию

характерно слияние аласов в термокарстовые равнины и увеличение занимаемой ими площади до 60 % и более. В зависимости от того, находится подошва ЛК и АК выше уреза воды или ниже его, наблюдаются различия в скоростях отступления берега. В первом случае скорости отступления для южного берега о. Бол. Ляховский оказались ниже на 0.7–2.1 м/год, чем во втором [Пижанкова, Добрынина, 2010].

ДОЛГОВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ БЕРЕГОВ, ВЫЯВЛЕННАЯ ПО РАЗНОВРЕМЕННЫМ ДИСТАНЦИОННЫМ ДАННЫМ

Использование разновременных дистанционных данных позволило проследить изменение местоположения береговой линии на всем ее протяжении, покрытом снимками (рис. 8–10), определить величину сокращения площади побережья и скорость отступления берегов (табл. 3). Сравнение космоснимков (КС) за 1999–2001 гг. с КС за 2013 г. показало, что скорости отступления берегов о. Бол. Ляховский и Ойогосского Яра превысили значения за предыдущий 50-летний период в 1.3–2.9 раза.

Значения скоростей отступления на всем протяжении берега удобно выразить графически, разбив берег на участки, соответствующие различным типам берегового разреза, а именно: сложенные с поверхности аласным или ледовым комплексами, аллювием или аллювиально-морскими отложениями. Наиболее протяженные участки, занятые аласным комплексом, были разделены на

более короткие примерно равной длины. Результаты измерений для каждого из таких участков представлены на рис. 11, 12.

В соответствии с различной морфоструктурной позицией побережья наблюдаются вариации скоростей отступления берега. Для о. Бол. Ляховский выделяются три морфоструктурные области, в соответствии с этим скорости изменяются от минимальных (0–0.5 м/год) на участках областей устойчивых поднятий (п-ов Кигилях, м. Шалаурова) до максимальных, составляющих 5–7 м/год за 1951–2001 гг. и 10–13 м/год за 2001–2013 гг., на участках с тенденцией к погружению. Для последних различия в криолитологическом строении берегового разреза обусловлены положением уровня моря по отношению к подошве льдистых отложений ледового и аласного комплексов, что отразилось в различных скоростях отступления берега (табл. 4).

В тектоническом строении Ойогосского Яра также выделяются области устойчивого поднятия (эрозионные останцы Святого Носа), области знакопеременных движений с тенденцией к поднятию (окаймляющие первые) и области с тенденцией к опусканию. На рис. 12 график, построенный для выделенных участков с запада на восток (от Святого Носа к Меркушиной Стрелке), показывает характер изменения скоростей, согласно которому можно наметить границы упомянутых морфоструктур. Максимальные скорости отступления берега для Ойогосского Яра составили 3.0–3.5 м/год за 1951–1999 гг. и 5.5–6.5 м/год за 2000–2013 гг.

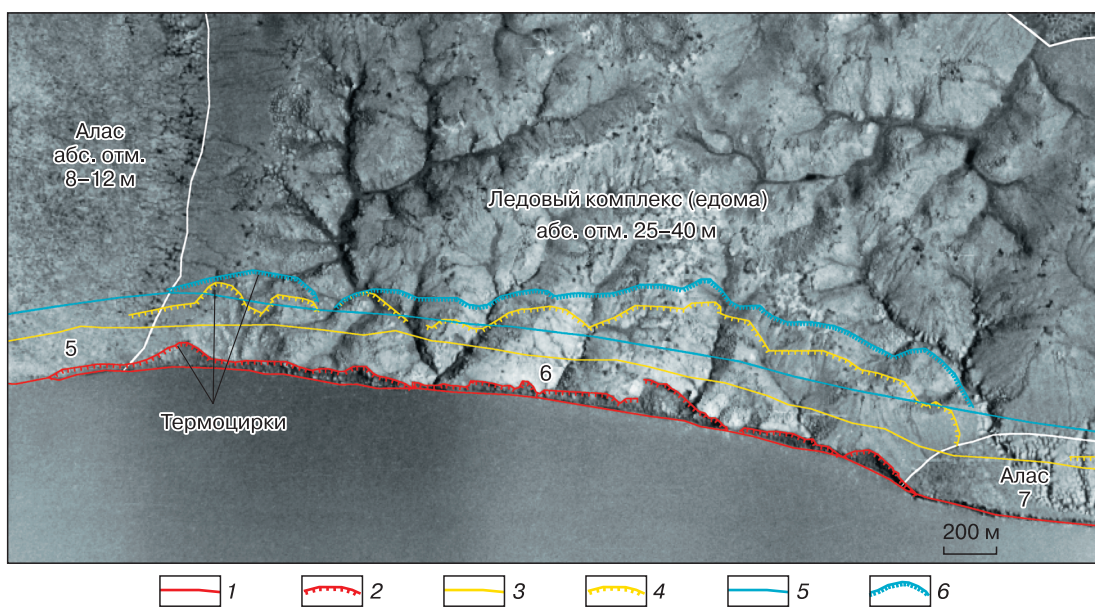


Рис. 8. Динамика части южного берега о. Бол. Ляховский (аэрофотоснимок (1951 г.)).

5–7 – номера участков, для которых вычислены скорости отступления (см. рис. 11, а). Береговая линия: 1 – 1951 г.; 3 – 2001 г.; 5 – 2013 г. Положение бровки термоцирков: 2 – 1951 г.; 4 – 2001 г.; 6 – 2013 г.

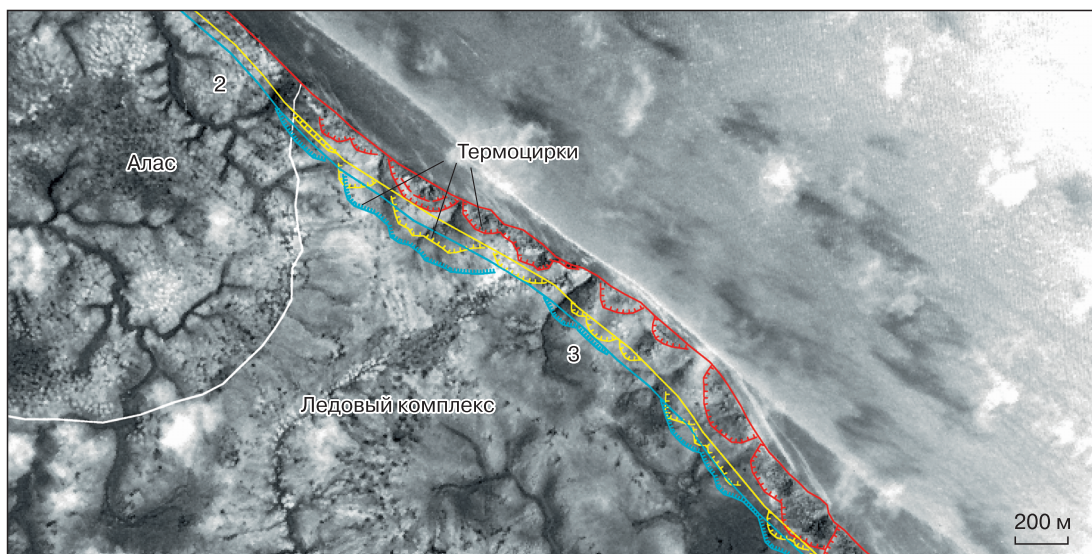


Рис. 9. Динамика части северо-восточного берега о. Бол. Ляховский (1951 г.).

2, 3 – номера участков, для которых вычислены скорости отступления (см. рис. 11, в). Усл. обозн. см. рис. 8.

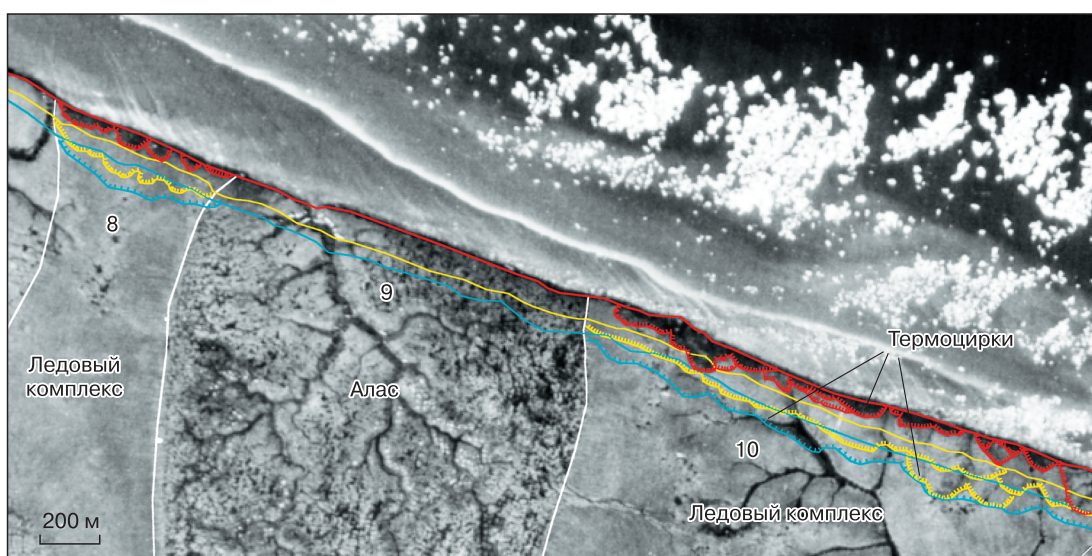


Рис. 10. Динамика части берега Ойогосский Яр (1951 г.).

8–10 – номера участков, для которых вычислены скорости отступления (см. рис. 12). Усл. обозн. см. рис. 8.

Отступление берегов, сложенных с поверхности ЛК, на южном и северо-восточном берегах о. Бол. Ляховский и Ойогосском Яре происходит с образованием термоцирков и термотеррас (см. рис. 8–10). Общая длина берегов, для которых характерны такие термоденудационные формы, для о. Бол. Ляховский составляет 24.9 км, или почти 70 % берегов едомы, для Ойогосского Яра – более 90 %. Общая длина берегов, сложенных ЛК для Ойогосского Яра, не превышает 20 % всей длины размываемого берега.

Изучение термоденудационных форм рельефа и сравнение для разных участков побережий и различных сроков дистанционной съемки (табл. 5, рис. 13, 14) показали следующее. Наблюдаются значительные различия как в их морфологии, так и в количественных параметрах. Для южного берега о. Бол. Ляховский характерно слияние термоцирков с образованием фестончатых форм. Для северо-восточного берега и Ойогосского Яра в 1951 г. были более свойственны отдельные термоцирки, а в 2013 г. наблюдается их слияние.

Таблица 3. Характеристика отступающих берегов о. Бол. Ляховский и Ойогосского Яра

Тип берега	Годы	О. Большой Ляховский									Ойогосский Яр		
		Южный берег			Северо-восточный берег			Западный берег			S	L	v
		S	L	v	S	L	v	S	L	v			
Берега, сложенные с поверхности ЛК ($h = 20-30$ м)	1951–2000	4.3	25.4	3.4	1.7	12.4	2.7	2.0	7.9	5.1	1.5	20.0	1.5
	2001–2013	2.2	25.2	7.2	0.5	12.6	3.5	0.8	8.0	8.6	1.0	19.1	4.3
Берега, сложенные с поверхности АК ($h = 8$ м)	1951–2000	7.5	42.9	3.5	1.2	12.3	1.9	2.3	12.1	3.7	10.9	84.0	2.6
	2001–2013	3.8	41.8	7.6	0.4	9.6	3.2	1.4	12.0	9.9	5.5	85.1	5.4
Берега, сложенные аллювием ($h = 4$ м)	1951–2000	0.5	2.7	3.3	2.0	10.3	4.0	–	–	–	–	–	–
	2001–2013	0.3	2.5	9.4	0.7	9.7	6.2	–	–	–	–	–	–
Берега, сложенные морскими и аллювиально-морскими отложениями ($h = 3$ м)	1951–2000	–	–	–	–	–	–	5.3	26.5	4.0	–	–	–
	2001–2013	–	–	–	–	–	–	2.0	14.4	11.6	–	–	–
Отступающий берег в целом	1951–2000	12.2	71.0	3.4	4.8	35.0	2.7	4.3	20.0	4.3	12.4	104.0	2.4
	2001–2013	6.4	70.0	7.7	1.6	32.0	4.2	2.3	20.0	9.4	6.5	104.2	4.4

Примечание к табл. 3, 4. h – средняя высота берега, м; S – площадь размытого берега, км²; L – длина берега, км; v – средняя скорость отступления берега, м/год.

На западном побережье о. Бол. Ляховский термоденудационных форм не обнаружено, что связывается с большими скоростями термоабра-

зии. Предполагается, что для этого берега скорости процессов термоденудации и термоабразии близки [Пижанкова, 2011].

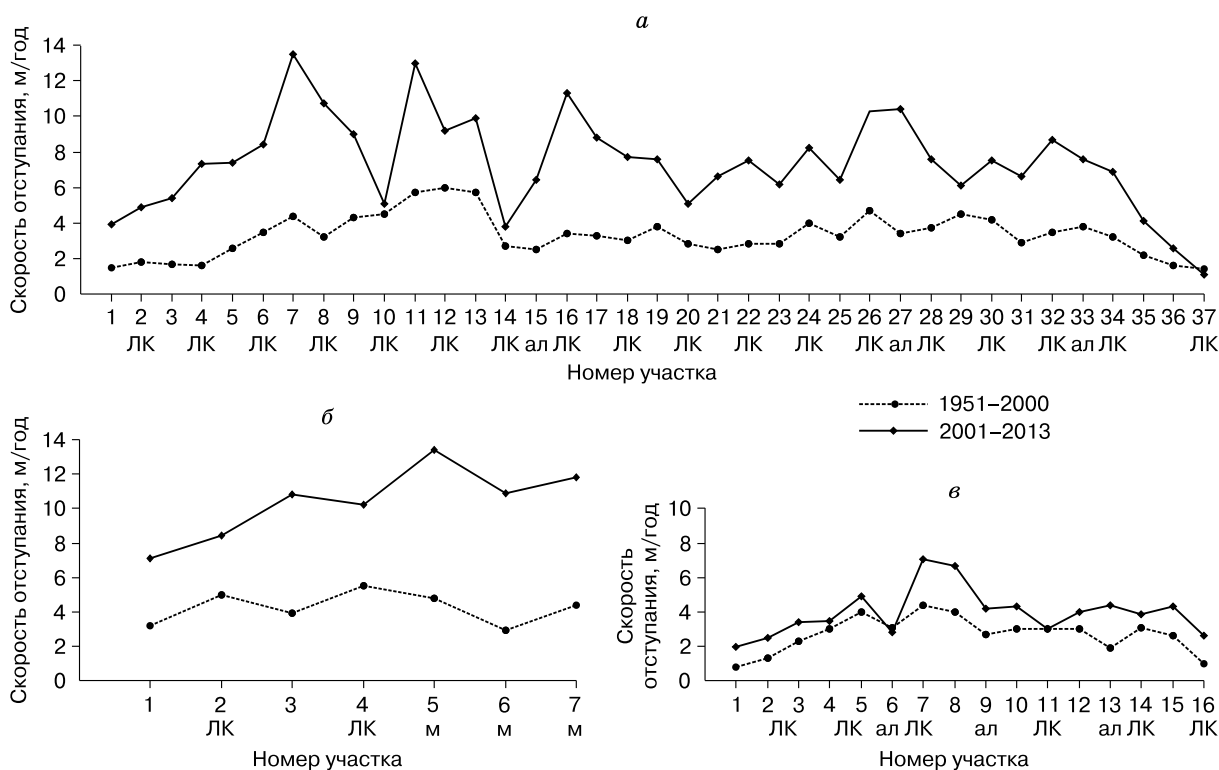


Рис. 11. Изменение скорости отступления для различных берегов о. Бол. Ляховский.

Берега: а – южный, б – западный, в – северо-восточный. 1–37 – номера участков; ЛК – участки ледового комплекса; ал – участки аллювиальных отложений; м – участки морских и аллювиально-морских отложений; без буквенных обозначений – участки аласного комплекса. Длина берегов: а – 70 км, б – 48 км, в – 32 км.

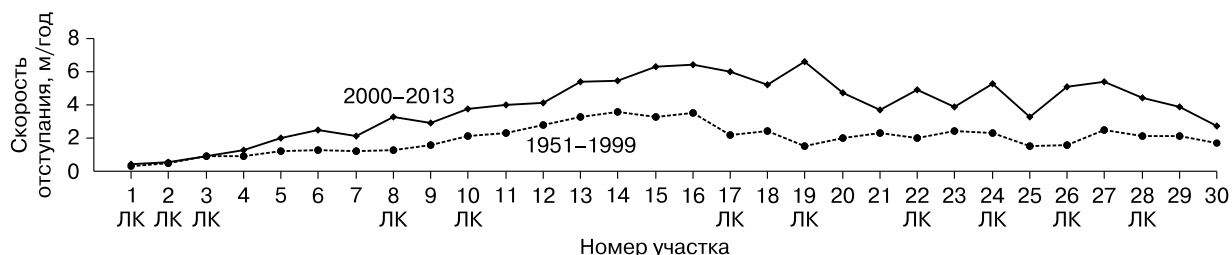


Рис. 12. Изменение скорости отступления для различных участков Ойогосского Яра.

1–30 – номера участков; ЛК – участки ледового комплекса; без буквенных обозначений – участки аласного комплекса. Длина берега 107 км.

Таблица 4. Характеристика отступающих участков южного побережья о. Бол. Ляховский с различным строением берегового разреза

Участок берега	Годы	Берег Захар-Сис*			Берег восточнее р. Зимовье**		
		<i>S</i>	<i>L</i>	<i>v</i>	<i>S</i>	<i>L</i>	<i>v</i>
Берега, сложенные с поверхности ЛК	1951–2000	1.2	5.9	4.0	2.9	17.0	3.4
	2001–2013	0.6	6.0	8.5	1.4	16.9	7.1
Берега, сложенные с поверхности АК	1951–2000	4.4	16.5	5.0	1.4	8.8	3.2
	2001–2013	2.2	16.3	11.4	0.7	8.9	6.7

* До уреза моря целиком сложенный ЛК и АК.

** ЛК и АК выше уреза подстилаются менее льдистыми породами.

Таблица 5. Динамика береговых процессов участков побережья, сложенных ледовым комплексом

Измеренные по дистанционным данным параметры (средние суммарные значения)	Годы	О. Большой Ляховский			Ойогосский Яр
		Южный берег	Северо-восточный берег	Западный берег	
Скорость отступления бровки термоцирков в наиболее удаленной от берега части, м/год	1951–2000	4.2	2.0	–	2.0
	2001–2013	7.0	3.8	–	3.6
Скорость термоабразии в местах измерения отступления бровки термоцирков, м/год	1951–2000	3.3	2.6	–	1.5
	2001–2013	7.4	4.2	–	3.6
Среднемноголетняя скорость термоабразии, м/год	1951–2000	3.4	2.7	5.1	1.5
	2001–2013	7.2	3.5	8.6	4.3
Общая площадь термотеррас, км ²	1951	0.7	0.4	–	0.6
	2001	1.7	0.3	–	1.3
	2013	1.5	0.4	–	1.2

Наибольшая по дистанционным материалам скорость отступления бровок термоцирков свойственна южному берегу о. Бол. Ляховский. Северо-восточный его берег и Ойогосский Яр имеют равные скорости термоденудации, но разные скорости термоабразии. В первом случае скорость термоабразии выше скорости термоденудации, и эта тенденция сохраняется в последнее десятилетие, во втором – скорость термоабразии в 1951–2000 гг. была ниже скорости термоденудации, в настоящее время они равны. На южном побережье скорость термоденудации в 1951–2000 гг. превышала скорость термоабразии в 1.3 раза, в настоящее время скорость термоабразии превышает скорости термоденудации.

По сравнению с 1951 г. в 1999–2001 гг. для южного берега о. Бол. Ляховский и Ойогосского Яра произошло более чем двукратное увеличение площади термотеррас и некоторое снижение этого показателя в 2013 г. Для северо-восточного берега о. Бол. Ляховский отмечено уменьшение площади термотеррас и в 2013 г. возврат к показателю 1951 г. (см. табл. 5).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В.Ф. Захаровым [1981] приводятся данные различных исследователей о динамике климата в Северном полушарии и приатлантической части Арктики, из которых следует, что в каком бы направлении ни происходили изменения климата

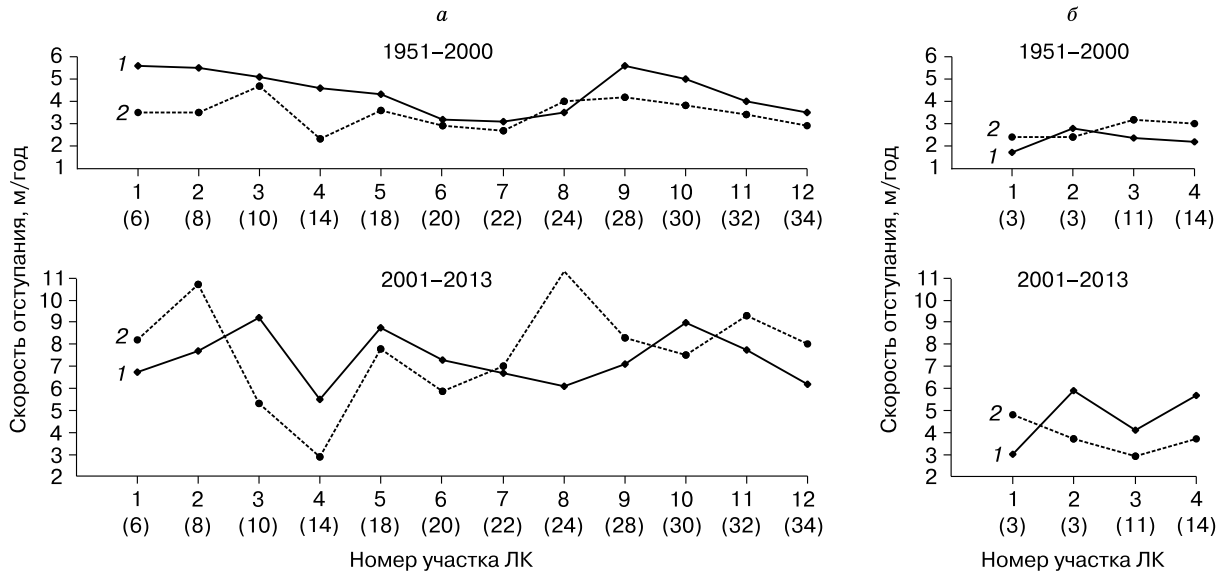


Рис. 13. Изменение скоростей термоабразии и термоденудации по ЛК для различных берегов о. Бол. Ляховский за разные периоды времени.

Берега: а – южный, б – северо-восточный; 1 – скорость отступания бровки термоцирков в наиболее удаленной от берега части (среднее для участка); 2 – скорость термоабразии в местах измерения скорости отступания бровки термоцирков (среднее для участка). Цифры в скобках – номер в общей нумерации участков берега.

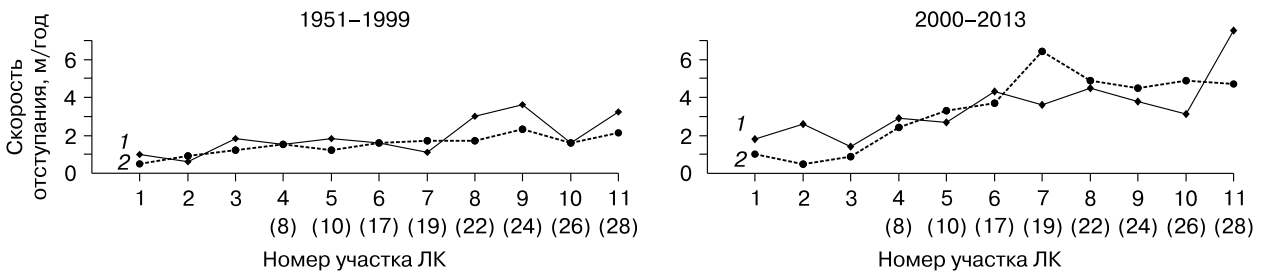


Рис. 14. Изменение скоростей термоабразии и термоденудации по ЛК для различных участков Ойгосского Яра за разные периоды времени.

Усл. обозн. см. рис. 13.

(в сторону похолодания или потепления), наиболее ярко они выражены на крайнем севере Атлантики и в прилегающих к ней Арктических районах. Приводимые в настоящей работе данные о ледовитости морей Российской Арктики подтвердили этот тезис и показали значительные колебания ледовитости для наиболее западного из всех морей – Карского (см. рис. 2). В изменении среднегодовых температур воздуха прослеживается та же тенденция (см. рис. 7), что подтверждается данными векового хода средних годовых аномалий температуры воздуха [Захаров, 1981]. Более того, этот автор утверждает, что именно ледовый покров и его динамика играют определяющую роль в изменении термического режима воздуха: “Термические условия в атмосфере выступают не как причина, а как следствие изменяющейся во времени площади морских льдов” [Захаров, 1981,

с. 71]. Объясняется динамика ледяного покрова Арктики изменением термогалинной структуры верхнего слоя океана, поскольку морские льды образуют вместе с океаном и атмосферой систему, функционирующую в режиме автоколебаний [Захаров, 2000].

Несмотря на многочисленные данные и достаточно длительную историю изучения динамики берегов арктических морей, результаты измерений величины и скорости их отступания весьма противоречивы. В некоторых работах [Васильев и др., 2006] утверждается, что прямой связи между скоростью отступания берега, температурой воздуха и продолжительностью безледного периода нет, а коэффициент корреляции между ними для западного побережья Ямала не превышает 0.15. Однако совместный анализ кривых скорости отступания берегов, продолжительности безледного

периода [Васильев и др., 2011] и ледовитости в августе (<http://www.aari.nw.ru/projects/ECIMO/>) показали, что в многолетнем плане такая связь существует (рис. 15).

Наблюдающееся в последние полтора десятилетия сокращение ледовитости во всех морях Российской Арктики и, как следствие, увеличение безледного периода со всеми вытекающими последствиями (возрастание суммарного объема волновой энергии, длины разгона волн, увеличение высоты штормовых нагонов [Огородов, 2011]), а также рост температур воздуха вызвали ускорение деструктивных процессов на льдистых берегах, занимающих значительную часть восточного арктического побережья России. Это доказывается на основе сравнения разновременных дистанционных данных, выполненного для о. Бол. Ляховский и южного берега пролива Дм. Лаптева.

Полученные результаты показывают более чем двукратный рост скоростей отступления бере-

гов, сложенных льдистыми породами ледового и аласного комплексов, морскими, аллювиально-морскими и аллювиальными отложениями. Наибольшие скорости фиксируются, как и прежде, для западного и южного берегов о. Бол. Ляховский, наименьшие свойственны в настоящее время его северо-восточному берегу. Для Ойгосского Яра характерно почти трехкратное увеличение скоростей отступления участков, сложенных ЛК, хотя за предшествующий 50-летний период скорости отступления этих берегов были значительно ниже, чем для северо-востока о. Бол. Ляховский (см. табл. 3).

Наряду с этим наблюдается несколько меньший, но весьма значительный рост скоростей термоденудации пород ледового комплекса, сопровождающийся образованием термотеррас. Превышение скорости термоабразии над скоростью термоденудации говорит об определяющем влиянии сокращения ледовитости на динамику иссле-

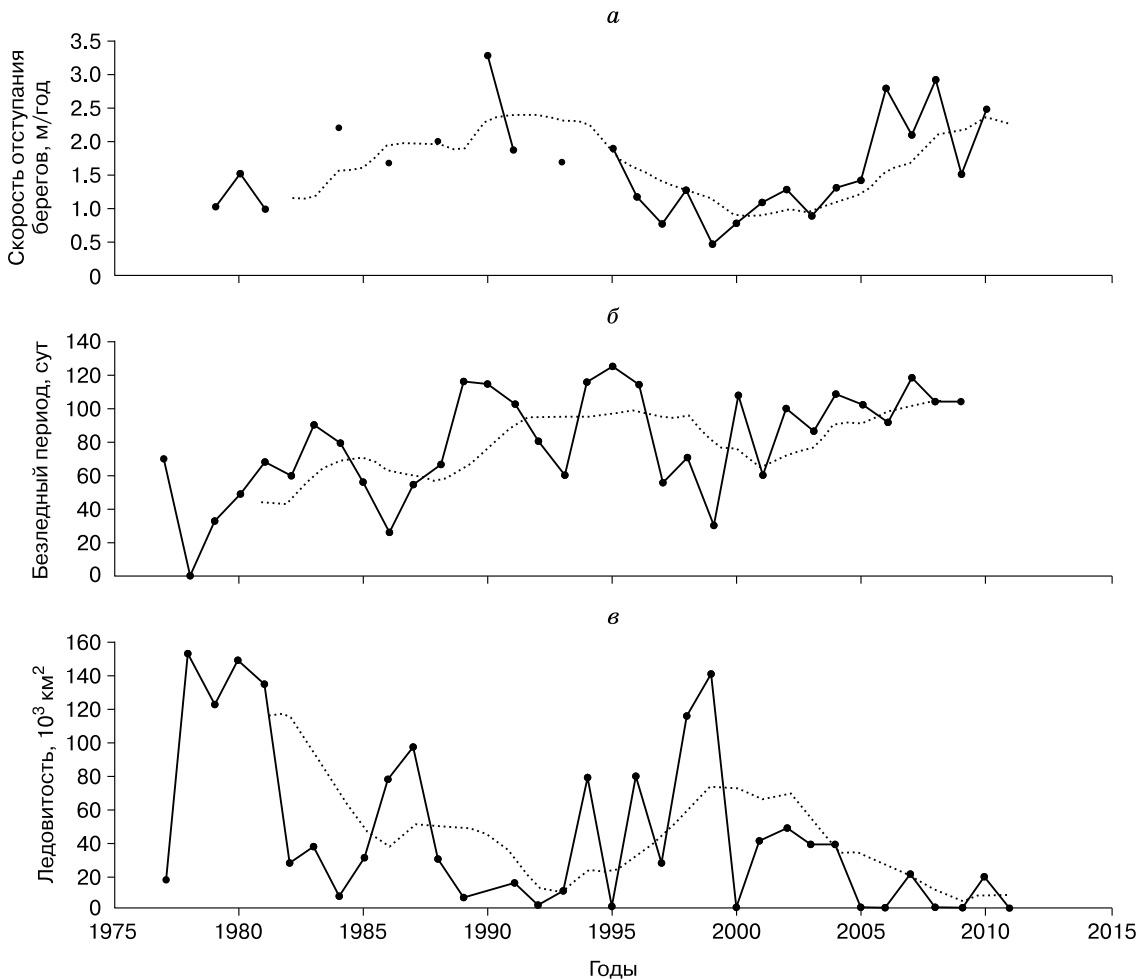


Рис. 15. Сравнение данных по скорости отступления берегов (а), продолжительности безледного периода (б) и ледовитости юго-западной части Карского моря в августе (в).

а – данные работы [Васильев и др., 2011]; б – до 2002 г. по данным [Васильев и др., 2006], после 2002 г. по срокам наступления ледовых явлений на полярной станции Матпе-Сале (<http://www.aari.nw.ru/projects/ECIMO/>); в – по данным о ледовитости юго-западной части Карского моря (<http://www.aari.nw.ru/projects/ECIMO/>).

двух берегов. А рост абсолютных скоростей термоденудации свидетельствует о заметном влиянии повышения температуры воздуха и факторов радиационно-теплового баланса на разрушение льдистых берегов морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

Уменьшение размеров термотеррас и увеличение скорости термоабразии по сравнению со скоростью термоденудации на восточном побережье о. Бол. Ляховский, где термоабразии препятствует образование вдольбереговых снежников, может свидетельствовать о сокращении зимних осадков за предшествующий съемке период. Наблюдающийся там в последние годы рост размеров термотеррас говорит об уменьшении роли термоабразии в динамике берега при условии, что характер перераспределения снега остался тем же.

Пространственно-временные различия скоростей термоабразии и термоденудации особенно отчетливо проявились на обнажениях ЛК Ойогосского Яра (см. рис. 14): при локальном уменьшении скоростей термоабразии размеры термотеррас увеличиваются, а рост скоростей термоабразии вызывает уменьшение размеров термотеррас.

ВЫВОДЫ

1. Для арктических морей России (Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского) за 2000–2014 гг. показано сокращение ледовитости и увеличение температур воздуха. Уменьшение ледовитости в августе для морей в целом составило в среднем 591.6 тыс. км², что означает ее сокращение в 1.7 раза по сравнению с периодом 1940–1999 гг. Среднегодовые температуры воздуха повысились на 1.2–1.9 °С.

2. Изменение климата и ледовитости привело к существенному ускорению отступания льдистых берегов восточного сектора Российской Арктики. Средние скорости термоабразии, установленные для берегов о. Бол. Ляховский и Ойогосского Яра общей протяженностью более 250 км, увеличились в 1.3–2.9 раза и достигли 9.9–11.6 м/год. Скорости термоденудационного разрушения берегов, сложенных с поверхности ЛК, выросли в 1.7–1.9 раза, достигнув 7 м/год.

3. Рост скоростей отступания берегов арктических морей за последние полтора десятилетия позволяет проводить измерения по среднemasштабным космоснимкам с приемлемой точностью, что делает возможным изучение закономерностей динамики значительных по протяженности побережий на основе доступных для широкого использования космоснимков (Landsat 7, 8), сделанных в последние годы.

Автор выражает искреннюю благодарность Д.В. Добрынину и В.Е. Тумскому, положившим начало реализации этого проекта, а также А.В. Гаврилову за доброе участие и ценные замечания при работе над рукописью.

Литература

- Борисов П.М.** Опыт реконструкции ледяного покрова Полярного бассейна в поздне- и послеледниковое время // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., Гидрометеиздат, 1970, с. 161–194.
- Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Трофименко Л.Т., Швец Н.В.** Массив данных “Среднемесячная температура воздуха на станциях России”. ВНИИГМИ МЦД. Свидетельство о гос. Регистрации № 2014621485 [Электронный ресурс]. – <http://meteo.ru/data/156-temperature> (дата обращения 2014а).
- Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Александрова Т.М.** Массив данных “Суточная температура воздуха и количество осадков на метеорологических станциях России и бывшего СССР (ТТТР)”. ВНИИГМИ МЦД. Свидетельство о гос. Регистрации № 2014620942 [Электронный ресурс]. – <http://meteo.ru/data/162-temperature-precipitation> (дата обращения 2014б).
- Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Коршунова Н.Н., Швец Н.В.** Массив данных “Месячные суммы осадков”. ВНИИГМИ МЦД. Свидетельство о гос. Регистрации № 2015620394 [Электронный ресурс]. – <http://meteo.ru/data/158-total-precipitation> (дата обращения 2015).
- Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Черкашев Г.А., Ванштейн Б.Г.** Динамика берегов Карского моря // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 2, с. 56–67.
- Васильев А.А., Широков Р.С., Облогов Г.Е., Стрелецкая И.Д.** Динамика морских берегов западного Ямала // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 4, с. 72–75.
- Дорофеев В.К., Благовещенский М.Г., Смирнов А.Н., Ушаков В.И.** Новосибирские острова // Геологическое строение и минерагения / Под ред. В.И. Ушакова. СПб., ВНИИОкеанологии, 1999, 130 с.
- Жигарев Л.А.** Океаническая криолитозона / Л.А. Жигарев. М., Изд-во Моск. ун-та, 1997, 320 с.
- Захаров В.Ф.** К особенностям проявления атмосферных циклов в ледовитости // Исследование ледового режима арктических морей и методы прогноза и расчетов: Тр. АНИИ. Л., Гидрометеиздат, 1971, т. 303, с. 55–60.
- Захаров В.Ф.** Льды Арктики и современные природные процессы / В.Ф. Захаров. Л., Гидрометеиздат, 1981, 136 с.
- Захаров В.Ф.** Морские льды и климат / В.Ф. Захаров, В.Н. Калинин. СПб., Гидрометеиздат, 2000, 91 с.
- Итин В.** Колебания ледовитости // Сов. Арктика, 1936, № 1, с. 74–78.
- Огородов С.А.** Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны / С.А. Огородов. М., Изд-во Моск. ун-та, 2011, 173 с.
- Пижанкова Е.И.** Термоденудация в береговой зоне Ляховских островов (результаты дешифрирования аэрокосмических снимков) // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 3, с. 61–70.
- Пижанкова Е.И., Добрынина М.С.** Динамика побережья Ляховских островов (результаты дешифрирования аэрокосмических снимков) // Криосфера Земли, 2010, т. XIV, № 4, с. 66–79.
- Фролов И.Е.** Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа / И.Е. Фролов, З.М. Гудкович, В.П. Карклин, Е.Г. Ковалев, В.М. Смоляницкий. СПб., Наука, 2007, 136 с. “Температура воздуха (месячные данные)”, “Атмосферные осадки (месячные данные)”, “Температура воздуха (ежегодные данные)”. [Электронный ресурс]. – <http://aisori.meteo.ru/ClimatR> (даты обращения: 03.12.2010, 05.11.2014, 24.04.2015).
- Ледовитость арктических морей. Дата создания: 21/07/2006. [Электронный ресурс]. – <http://www.aari.nw.ru/projects/ESIMO> (даты обращения: 14.04.2013, 14.06.2014, 04.02.2015).

Поступила в редакцию
26 февраля 2015 г.