

## Особенности сезонной и межгодовой изменчивости ледяного покрова Гренландского моря

© 2018 г. Л.А. Тимохов\*, Н.А. Вязигина, Е.У. Миронов, А.В. Попов

Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

\*ltim@aari.nw.ru

### Seasonal and inter-annual variability of the ice cover in the Greenland Sea

L.A. Timokhov\*, N.A. Vyazigina, E.U. Mironov, A.V. Popov

Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

\*ltim@aari.nw.ru

Received August 2, 2017

Accepted November 9, 2017

**Keywords:** *classification of seasonal cycles, Greenland Sea, ice coverage, sea ice, seasonal and interannual variability.*

#### Summary

The results of studies of seasonal and inter-annual variability of the Greenland Sea ice cover are presented for the period from 1950 to 2016. Statistical characteristics of seasonal and inter-annual changes in the ice-covered area were calculated. Three clusters of typical seasonal variability were identified from the whole totality of all seasonal cycles. The first cluster presented a group of seasonal cycles in the period of maximum, the second one – the middle, and the third group – minimum areas of the winter ice cover. The estimates of correlation between changes in the ice areas in winter (February–March) or in summer (August–September) and areas of the following two months of a current year as well as in succeeding years were obtained. Empirical regularity of a variability of the ice cover during the annual cycle was established. This regularity is characterized by an existence of a ‘memory’ in the state of the ice cover, when a prehistory of the ice conditions determines to a certain extent the following phase.

Analysis of inter-annual variability of the Greenland Sea ice cover did show a linear negative tendency in both winter and summer ice conditions. One-two year fluctuations were the most pronounced in the spectral density of inter-annual variations in the summer ice conditions. However, fluctuations with a longer period do also exist. With respect to contribution of hydrometeorological factors, the summer ice area is determined: (a) by conditions in the preceding winter, (b) by the atmospheric circulation, and (c) by the influence of warm Atlantic waters (about 20% of the total dispersion). Changes in the winter ice area depend: (a) mainly on the pre-winter state of ices (October–November), (b) on the influence of the Atlantic waters (about 30% of the total dispersion), and (c) on the heat balance and the atmospheric circulation (20% of the total dispersion). The results of this study may be used as a basis for the development of statistical models for analysis and prediction of long-term and climatic changes in the state of the ice cover in the Greenland Sea.

**Citation:** Timokhov L.A., Vyazigina N.A., Mironov E.U., Popov A.V. Seasonal and inter-annual variability of the ice cover in the Greenland Sea. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018. 58 (1): 127–134. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-127-134

Поступила 2 августа 2017 г.

Принята к печати 9 ноября 2017 г.

**Ключевые слова:** *Гренландское море, классификация сезонных циклов, ледовитость, ледяной покров, сезонная и межгодовая изменчивость.*

Приведены результаты исследований изменчивости ледяного покрова Гренландского моря с 1950 по 2016 г. Проведена классификация внутригодовых циклов изменения площади ледяного покрова, выделены три кластера подобных сезонных циклов, получены линейные отрицательные тренды ледовитости, показывающие значительное уменьшение ледовитости за последние 66 лет.

#### Введение

Гренландское море занимает важное положение в системе взаимодействия Арктического и Северо-Европейского бассейнов (СЕБ). Через Гренландское море в Арктический бассейн поступает наибольшая доля солёных и тёплых вод атлантического происхождения, а из

глубинной части моря происходит перелив в Евразийский суббассейн холодных донных вод. Из Арктического бассейна через Гренландское море в Северо-Европейский бассейн и далее в Северную Атлантику происходит адвекция распреснённых поверхностных вод и дрейфующих льдов. При этом процесс формирования и изменчивости ледяного покрова Гренландского

моря играет ключевую роль как в сезонных, так и в межгодовых масштабах колебаний океанической системы СЕБ [1–4].

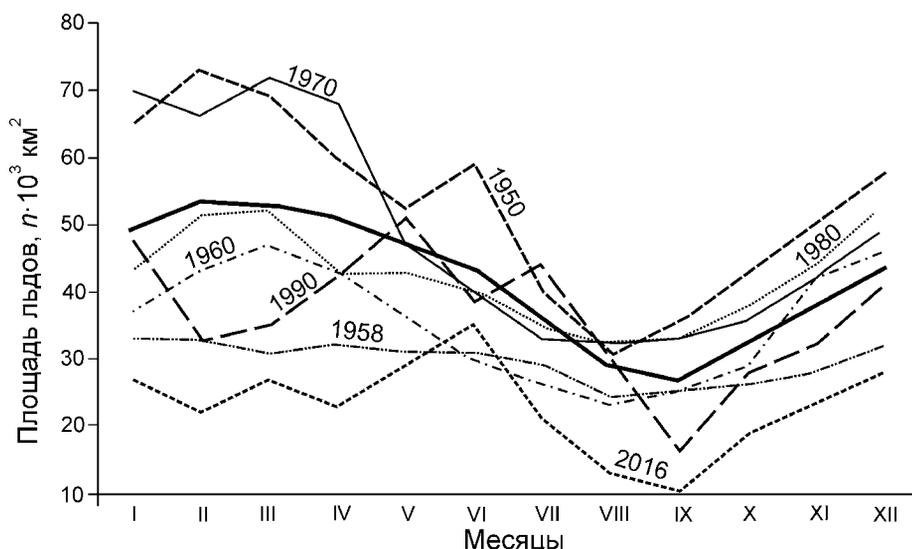
Особенность ледяного режима Гренландского моря состоит в том, что в отличие от арктических морей его акватория никогда полностью не покрывается льдом. В течение всего года граница льдов имеет генеральное направление от пролива Фрама (на северо-востоке) к Датскому проливу (на юго-западе). Важная особенность в положении кромки льдов наблюдается зимой вблизи о. Западный Шпицберген, где чистая вода при средних условиях находится на  $79^\circ$  с.ш., а при благоприятных условиях достигает  $81^\circ$  с.ш. [2, 5, 6]. Однако при этом в Гренландском море ледяной покров сохраняется не менее чем на 10–15% акватории. Наличие незамерзающих частей моря означает, что в регионе в зимнее время находится зона нулевого теплового баланса. К югу и западу от этой зоны непрерывный приток тепла от тёплых атлантических вод к поверхностному слою воды компенсирует радиационное выхолаживание и адвекцию холода воздушными переносами, что препятствует образованию льдов. К северу и востоку от этой зоны такого интенсивного притока тепла к поверхностному слою воды уже нет, потери тепла за счёт радиационного инфракрасного излучения приводят к активному выхолаживанию поверхности моря и, как следствие, образованию льдов [7–9].

В настоящей работе на основе новой информации о среднемесячных значениях площади

ледяного покрова исследуются сезонные и межгодовые колебания ледовитости Гренландского моря (ледовитость равна отношению площади льдов к площади моря), приводятся оценки статистических характеристик ледовитости за исследуемый период и устанавливаются формы сопряжённости колебаний ледовитости с изменчивостью основных внешних гидрометеорологических факторов.

### Структура сезонных колебаний

Имеющиеся ряды среднемесячных значений площади ледяного покрова Гренландского моря с 1950 по 2000 г. [9] продлены до 2016 г. Ледовые карты получены на основе дешифрирования спутниковых снимков в Центре «Север» ГНЦ ААНИИ. Характер внутригодовой изменчивости площади ледяного покрова за период 1950–2016 гг. отражает жирная линия на рис. 1. Наименьшая площадь ледяного покрова в среднемноголетнем плане наблюдается в сентябре, а наибольшая – в марте. Однако в отдельные годы (см. рис. 1) даты минимального и максимального развития ледяного покрова варьировали в пределах 3–5 месяцев. Статистический анализ всего временного ряда внутригодовых изменений площади льдов в Гренландском море позволяет установить особенности структуры сезонных колебаний. Максимальная величина площади льдов (табл. 1) чаще всего наблюдалась в марте, но в 30% случаев отмечалась в



**Рис. 1.** Изменения площади ледяного покрова в Гренландском море в отдельные годы (тонкие линии) и среднемноголетнее за период 1950–2016 гг. (жирная линия)

**Fig. 1.** Changes of ice cover area in the Greenland Sea in separate years (thin lines) and mean annual during 1950–2016 (fat line)

Таблица 1. Статистические характеристики внутригодовых изменений площади льдов в Гренландском море за период с 1950 по 2016 г.

Месяцы	Количество лет с максимальной и минимальной ледовитостью в процентном соотношении		Средняя многолетняя площадь льдов, $n \cdot 10^3 \text{ км}^2$	Стандартное отклонение площади льдов, $n \cdot 10^3 \text{ км}^2$	Степень вариаций
	максимальные	минимальные			
Январь	10	**	49,3	13,5	0,27
Февраль	30	**	53,5	14,5	0,27
Март	39	**	53,1	14,7	0,28
Апрель	14	**	50,9	13,6	0,27
Май	3	**	47,1	11,5	0,24
Июнь	4	**	43,1	9,4	0,22
Июль	*	**	36,4	7,7	0,21
Август	*	30	28,8	8,5	0,29
Сентябрь	*	63	26,7	8,3	0,31
Октябрь	*	7	32,2	5,9	0,18
Ноябрь	*	**	37,7	7,7	0,20
Декабрь	*	**	43,7	10,7	0,25

\*В годовом цикле в этом месяце максимум ледовитости не наблюдался; \*\*в годовом цикле в этом месяце минимум ледовитости не наблюдался.

феврале и в 14% случаев – в апреле. При этом среднемноголетняя площадь льдов (см. табл. 1) в феврале составляла  $53,5 \times 10^3 \text{ км}^2$ , марте –  $53,1 \times 10^3 \text{ км}^2$ , в апреле –  $50,9 \times 10^3 \text{ км}^2$ . Однако максимальная площадь льдов наблюдалась и в мае (3%), и даже в июне (4%). Наименьшая площадь льдов (см. табл. 1) установлена в сентябре (63% случаев за период 1950–2016 гг.), а средняя многолетняя площадь для сентября равна  $26,7 \times 10^3 \text{ км}^2$ . В августе минимальная площадь льдов отмечена в 30% случаев, а средняя многолетняя площадь льдов для августа составила  $28,8 \times 10^3 \text{ км}^2$ . Минимальная площадь льдов наблюдалась также в октябре (7%).

Для оценки вариаций сезонных циклов рассчитаны стандартные отклонения площади льдов (см. табл. 1). Величина стандартного отклонения площади льдов зимой (13–14 км<sup>2</sup>) превосходила таковую для летнего периода (8–9 км<sup>2</sup>). При этом между площадью льдов и стандартным отклонением площади льдов наблюдалась прямая положительная связь – коэффициент корреляции равен 0,84, т.е. с увеличением площади ледяного покрова возрастало и его стандартное отклонение. Однако в августе и сентябре эта зависимость нарушается. Для оценки степени вариации площади льдов рассчитано отношение стандартного отклонения к средней площади льдов (см. табл. 1). Наимень-

шая степень вариаций наблюдалась в октябре–ноябре (0,18–0,20), увеличиваясь в зимний сезон до 0,27 и достигая максимума в августе–сентябре – 0,29–0,31.

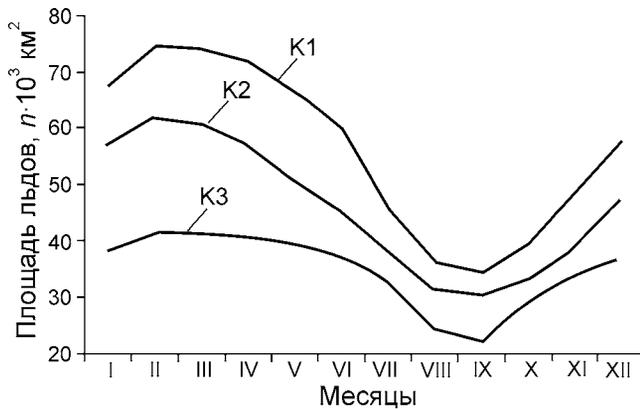
Внутригодовой ход площади льдов значительно меняется от года к году (см. рис. 1). Мы поставили задачу выявить наличие или отсутствие подобия сезонных кривых изменения площади льдов. Используя метод классификации Уорда, с помощью метода *k*-средних [10] были получены три кластера, в которые вошли следующие группы лет:

Кластер 1 (К1): 1950–1954, 1965, 1967–1969.

Кластер 2 (К2): 1955–1957, 1961, 1963–1964, 1966, 1970–1973, 1975, 1977–1982, 1986–1989, 1996–1998.

Кластер 3 (К3): 1958–1960, 1962, 1974, 1976, 1983–1985, 1990–1995, 1999–2016.

Годовые циклы каждого кластера были осреднены и построены графики (рис. 2). В кластер К1 вошли годы с наибольшей площадью льдов и в зимний, и в летний периоды. Кластер К2 объединил годы со средней ледовитостью, а кластер К3 – годы с наименьшей ледовитостью Гренландского моря. Из анализа лет, вошедших в кластеры К1–К3, следует, что подобие циклов в каждом кластере может сохраняться до четырёх лет, но в среднем равно 2–3-м годам. Затем от группы подобных лет



**Рис. 2.** Сезонные изменения площади льдов, полученные осреднением месячных данных лет, входящих в кластеры К1–К3

**Fig. 2.** The seasonal changes of the ice cover area received by averaging of the monthly data in the years inside K1–K3 clusters

(или одного года) происходит переход в другую группу лет сезонных циклов. До 1969 г. сезонные циклы формировались на фоне большой и средней ледовитости. В период с 1969 по 1998 г. сезонные циклы развивались на фоне средней ледовитости, а с 1999 г. они протекали на фоне малой ледовитости моря. Для групп лет кластеров К1 и К2 максимальное развитие площади льдов наступало в феврале, в то время как в годы, вошедшие в кластер К3, наибольшая ледовитость наблюдалась в марте. Минимальная площадь льдов была в сентябре.

Для исследования влияния зимнего и летнего состояния ледяного покрова на площадь льдов в последующие месяцы выполнен кросс-корреляционный анализ между средней площадью пары месяцев, начиная с наибольшей зимней ледовитости в феврале–марте и наименьшей летней ледовитости в августе–сентябре. Результаты расчётов (табл. 2) показывают, что зима (февраль–март) имеет значимую связь (при уровне значимости 0,05) со всеми месяцами до конца календарного года. Причём до августа связь уменьшается, а затем возрастает. Это означает, что зима текущего года (февраль–март) имеет прямую связь с предзимьем и началом зимы (октябрь–ноябрь, декабрь–январь), а также с зимой следующего года (февраль–март [+1]; в скобках указан временной лаг 1 год вперёд).

Летнее состояние ледяного покрова также влияет на зиму следующего года, при этом

**Таблица 2.** Коэффициенты корреляции между изменениями площади льдов зимой (февраль–март) и летом (август–сентябрь) и изменениями площади льдов в последующие пары месяцев текущего года, последующего года (индекс (+1)) и следующего за ним года (индекс (+2))

Пары месяцев	Коэффициент корреляции	
	площадь льдов в феврале–марте	площадь льдов в августе–сентябре
Февраль–март	1	
Апрель–май	0,83	
Июнь–июль	0,7	
Август–сентябрь	0,52	1
Октябрь–ноябрь	0,54	0,73
Декабрь–январь	0,66	0,67
Февраль–март (+1 год)	0,59	0,57
Апрель–май (+1 год)	0,55	0,57
Июнь–июль (+1 год)	0,37	0,53
Август–сентябрь (+1 год)	0,42	0,54
Октябрь–ноябрь (+1 год)	0,54	0,51
Декабрь–январь (+1 год)	0,61	0,58
Февраль–март (+2 года)	0,45	0,55
Апрель–май (+2 года)	0,49	0,56
Июнь–июль (+2 года)	0,36	0,39
Август–сентябрь (+2 года)	0,41	0,38

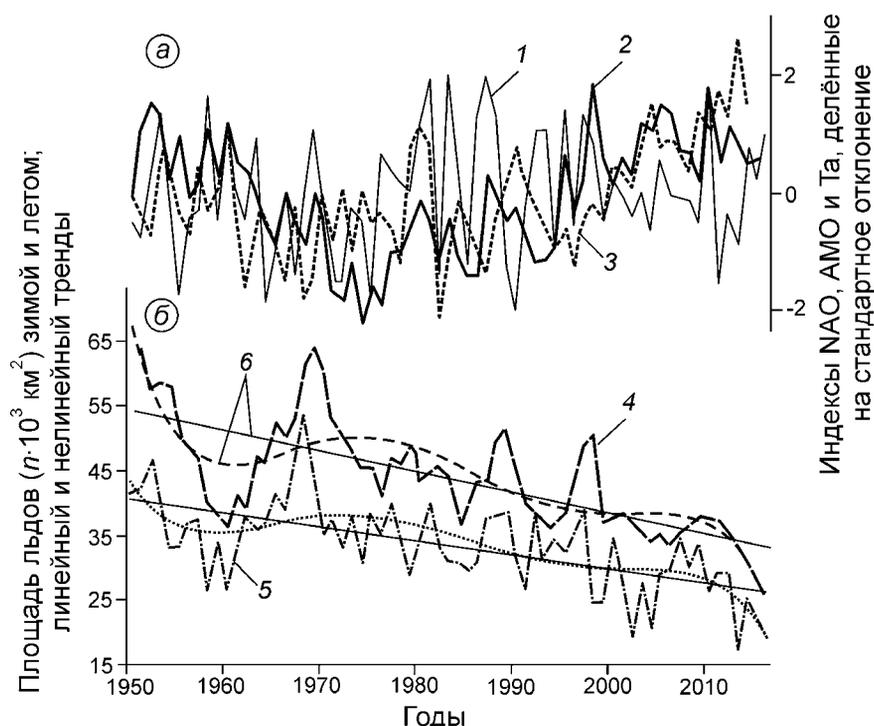
оно несколько больше, чем влияние зимы на лето. Коэффициент корреляции летней площади льдов (август–сентябрь) с площадью льдов зимой (февраль–март) последующего года составляет 0,57, тогда как влияние ледовитости в феврале–марте на ледовитость в августе–сентябре характеризуется коэффициентом корреляции 0,52. Летняя ледовитость моря сохраняет своё влияние и на состояние ледяного покрова летом следующего года. Результаты корреляционного анализа согласуются с результатами кластерного анализа. Как уже отмечалось, подобие внутригодовых циклов может сохраняться в среднем 2–3 года. В этом случае можно говорить о преемственности состояния ледяного покрова внутри годового цикла, когда предыстория состояния ледяного покрова в определённой мере определяет текущую фазу. Установленная эмпирическая закономерность имеет важное значение для понимания процесса формирования ледового режима и может быть использована при построении статистических моделей диагноза и прогноза ледовитости Гренландского моря.

### Межгодовые изменения площади льдов

В межгодовых колебаниях зимней (средняя за февраль – март) и летней (средняя за август – сентябрь) площадей льдов Гренландского моря за период с 1950 по 2016 г. (рис. 3) наблюдаются значительные флуктуации. В целом для временного ряда отношение стандартного отклонения зимней площади льдов к величине площади составляло 0,20 (20%), а для лета – 0,21 (21%). Вместе с тем наблюдались и экстремальные изменения ледовитости. Так, от зимы 1954 г. к зиме 1960 г. площадь льдов сократилась с  $65 \cdot 10^3$  до  $39 \cdot 10^3$  км<sup>2</sup>, что составляет 47% средней климатической величины площади льдов зимой. Затем, к 1968 г., площадь льдов увеличилась до  $70 \cdot 10^3$  км<sup>2</sup>. Анализ спектральной плотности показывает, что в изменчивости зимней площади льдов доминирует 4-летняя цикличность, но присутствуют и 6–7-летние вариации. Более слабо выражены колебания 14 лет и ещё слабее – цикличности 21–22-х и 29 лет. В спектральной плотности межгодовой изменчивости летней площади льдов ярче всего выражены 1–2-летние вариации. Следующие по убыванию значимости идут 5–6-летние и 11-летние колебания, и наиболее слабо выражены 18-летние и 24–25-летние колебания.

В межгодовых изменениях отмечается линейный тренд как зимней, так и летней ледовитости, имеющий отрицательный наклон, т.е. в Гренландском море льда становится меньше. По линейному тренду площадь ледяного покрова уменьшилась за 66 лет зимой (февраль–март) примерно на 22 тыс. км<sup>2</sup> (на 41%), а летом – на 13 тыс. км<sup>2</sup> (на 47%). При этом площадь льдов зимой уменьшалась быстрее, чем летом. В нелинейном тренде (полином пятой степени) намечается долгопериодная цикличность около 35–40 лет в колебаниях как зимней, так и летней площади льдов. Причины межгодовой изменчивости ледяного покрова Гренландского моря известны: воздействие атмосферной циркуляции и температуры воздуха; влияние тёплых атлантических вод; поступление льдов из Арктического бассейна; возникновение местных особенностей циркуляции вод и льдов в данном районе океана.

В качестве демонстрации сопряжённости колебаний зимней и летней ледовитости Гренландского моря с внешними гидрометеорологическими факторами (см. рис. 3) приведены кривые среднегодовых величин индекса атмосферной циркуляции Северо-Атлантического колебания (САК, в английской транскрипции NAO), индекса теплового состояния Северной Атлантики (Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO) и сред-



**Рис. 3.** *a* – кривые среднегодовой величины индексов: 1 – NAO; 2 – AMO; 3 – среднегодовой температуры воздуха  $T_a$  в Северо-Европейском бассейне (величины индексов отнесены к стандартному отклонению); *b* – межгодовые изменения площади льдов: 4 – зимой; 5 – летом; 6 – линейный и нелинейный тренды ледовитости

**Fig. 3.** *a* – the drawing curves of average annual size of the NAO (1), AMO (2) indexes and average annual air temperature of  $T_a$  (3) are given in the North European Basin (sizes of indexes are given according to a standard deviation); *b* – interannual changes of the ice cover area: 4 – in winter; 5 – in summer; 6 – linear and non-linear trends of ice coverage

негодовой температуры воздуха в Северо-Европейском бассейне, нормированные на величину стандартных отклонений. Между перечисленными индексами и изменениями ледовитости Гренландского моря наблюдается достаточно тесная когерентность.

Можно предположить, что флуктуации внешних воздействий через процесс взаимодействия формируют сложную структуру межгодовых колебаний ледовитости моря. Действительно, в изменениях температуры воздуха, вариациях температуры воды в Фареро-Шетландском проливе и зимой, и летом выделяется цикличность 1–2 года. На спектрограмме индекса атмосферной циркуляции Арктического колебания (Arctic Oscillation, АО) в зимний период превалирует цикличность 27–28 лет, а в летний период – 21–22 года. В гидрометеорологических характеристиках присутствуют и колебания 3–4 года, 7–8 и 11 лет. Механизм воздействия внешних и внутренних факторов на процесс формирования ледяного покрова ещё нуждается в уточнении и в данной работе не рассматривается, поскольку это – предмет специального исследования. Наша цель – оценить вклад определённого фактора в долгопериодную изменчивость ледовитости моря.

Для ослабления влияния высокочастотных флуктуаций ледовитости, обусловленных как ошибками расчёта площади льдов, так и флуктуациями гидрометеорологических факторов в масштабах 1–4 года, мы провели осреднение временных рядов площади ледяного покрова и различных факторов методом трёхлетнего скользящего осреднения. Затем с помощью программы множественной регрессии выполнен перебор факторов и выбран оптимальный набор значимых предикторов. В состав предикторов вошли следующие характеристики:

приземная температура воздуха в Северо-Европейском бассейне для лета (июнь–сентябрь)  $Ta_s$ ;

тепловой баланс для лета (июнь–сентябрь)  $V_s$  и зимы  $V_w$ ;

температура воды в Фареро-Шетландском проливе летом  $Tw_s$  с заблаговременностью 1 год (–1) и два года (–2);

индекс Северо-Атлантического колебания для лета  $NAO_s$ ;

среднее годовое значение Арктического колебания с заблаговременностью 1 год  $AO_y(-1)$ ;

площадь льда зимой  $Lw$  и предзимья (октябрь–ноябрь)  $Loct-nov(-1)$ .

В результате для межгодовой изменчивости летней  $Ls$  и зимней  $Lw$  площади льдов получены следующие статистические уравнения:

$$Ls = -4,15Ta_s - 0,149V_s - 2,22Tw_s(-1) + 4,38NAO_s + 0,152Lw + 66,8; \quad (1)$$

$$Lw = 0,092V_w - 9,09AO_y(-1) - 7,33Tw_s(-2) + 1,17Loct-nov(-1) + 101,2. \quad (2)$$

Общий коэффициент корреляции для летней ледовитости составляет 0,84, а для зимней – 0,86. Коэффициенты детерминации для летней и зимней ледовитости равны соответственно 0,71 и 0,74. Последнее означает, что совокупность выбранных предикторов описывает до 71–74% дисперсии летней и зимней ледовитости.

Поскольку дисперсия левой части уравнений (1) и (2) равна сумме дисперсий предикторов правой части, умноженных на квадрат коэффициентов пропорциональности, легко рассчитать вклады факторов в общую дисперсию. Полученные оценки вклада каждого слагаемого правой части уравнений (1) и (2) в общую дисперсию летней  $Ls$  и зимней  $Lw$  площади льдов Гренландского моря приведены в табл. 3. Изменение летней площади льдов в среднем на 25% определяется: площадью льдов предшествующей зимы; в значительной степени термическими факторами, связанными с атмосферой  $Ta_s$  и условиями теплового баланса на поверхности океана  $V_s$ ; влиянием тёплых атлантических вод (на 17%) и атмосферной циркуляции (8%), моделируемой индексом  $NAO_s$ .

Зимняя площадь льдов в значительной мере зависит от предзимья [11, 12]: изменения площади льдов в октябре–ноябре  $Loct-nov$  в среднем на 49% определяют ледовитость последующей зимы. Большой вклад в дисперсию ледовитости вносят атлантические воды – температура воды в Фареро-Шетландском проливе определяет 32% дисперсии ледовитости в зимний период. Тепловой баланс ответствен за 8% общей дисперсии, а режим атмосферной циркуляции, представляемый индексом Арктического колебания  $AO_y(-1)$ , – за 11% общей дисперсии.

Незначительную долю прямого влияния атмосферной циркуляции (индексы  $NAO_s$  и  $AO_y(-1)$ ) можно объяснить тем, что дополни-

Таблица 3. Оценки вклада гидрометеорологических факторов в общую дисперсию летней  $L_s$  и зимней  $L_w$  площади льдов

Факторы	Оценка факторов, %
<i>Вклад в летний период</i>	
Ледовитость предшествующей зимы $L_w$	25
Тепловой баланс на поверхности воды Северо-Европейского бассейна в летний период $B_s$	22
Температура приземной атмосферы Северо-Европейского бассейна в летний период $Ta_s$	29
Индекс Северо-Атлантического колебания в летний период $NAO_s$	8
Температура поверхности воды Фареро-Шетландского пролива за прошлый год в летний период $Tw_s(-1)$	17
<i>Вклад в зимний период</i>	
Ледовитость предзимья $Loct-nov(-1)$	49
Тепловой баланс на поверхности воды Северо-Европейского бассейна в зимний период $B_w$	8
Индекс Арктического колебания в прошедший год $AO_u(-1)$	11
Температура поверхности воды Фареро-Шетландского пролива двухлетней давности в летний период $Tw_s(-2)$	32

тельно воздействие атмосферной циркуляции косвенно влияет на площадь сформировавшегося в предшествующие месяцы льда  $L_w$  – уравнение (1) и  $Loct-nov(-1)$  – уравнение (2). Таким образом, корреляционный анализ показывает, что зимняя и летняя ледовитость зависят от рассмотренных факторов, но роль их в процессах формирования летней и зимней площади льдов различна.

### Заключение

Даты минимального и максимального развития ледяного покрова варьируют в пределах 3–5 месяцев. Несмотря на большое разнообразие циклов внутригодовой изменчивости площади льдов Гренландского моря, они группируются в три кластера: первый кластер включает в себя сезонные циклы, характерные для большой ледовитости моря; второй кластер – для средней ледовитости; в третий кластер входят сезонные циклы, структура которых реализуется в периоды малой ледовитости. Установлена

эмпирическая закономерность преемственности состояния ледяного покрова внутри годового цикла, когда предыстория состояния ледяного покрова в определённой мере формирует текущую фазу.

В межгодовых изменениях ледяного покрова Гренландского моря отмечается линейный отрицательный тренд как зимней, так и летней ледовитости, т.е. льда становится меньше. В изменчивости зимней площади льдов доминирует 4-летняя цикличность. В спектральной плотности межгодовой изменчивости летней площади льдов ярче всего выражены 1–2-годовые вариации, однако присутствуют колебания и большего периода. Оценка вклада гидрометеорологических факторов и предыстории состояния ледяного покрова показала, что изменение летней площади льдов в среднем на четверть определяется площадью льдов предшествующей зимы, в значительной степени зависит от термических характеристик атмосферы, но меньше связано с режимом циркуляции. Около пятой части общей дисперсии площади льдов определяется влиянием тёплых атлантических вод.

Изменение зимней площади льдов зависит от предзимья: изменение площади льдов в октябре–ноябре  $Loct-nov$  определяет половину общей дисперсии ледовитости последующей зимы. Большой вклад в дисперсию ледовитости зимнего периода вносят атлантические воды – около одной трети общей дисперсии. Тепловой баланс и режим атмосферной циркуляции ответственны за пятую часть общей дисперсии.

Результаты исследования особенностей сезонной и межгодовой изменчивости площади льдов служат хорошим основанием для развития статистических моделей диагноза и прогноза не только долгопериодных изменений ледяного покрова Гренландского моря, но и климатических изменений.

**Благодарность.** Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации (уникальный идентификатор проекта – RFMEFI61617X0076).

**Acknowledgments.** This work was funded by the Ministry of Education and Science of the Russian Federation (the unique identifier of the project – RFMEFI61617X0076).

## Литература

## References

1. Никифоров Е.Г., Шпайкхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 269 с.
2. Захаров В.Ф. Льды Арктики и современные природные процессы. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 136 с.
3. Фролов И.Е., Гудкович З.М., В.П. Карклин, Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Научные исследования в Арктике: Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 135 с.
4. Vinje T., Finnekasa O. The ice transport through the Fram Strait. Norsk Polarinstitut, Skr. Nr. 186. Oslo, 1986. 40 p.
5. Миронов Е.У. Сезонные изменения ледяного покрова в проливе Фрама по данным радиолокационных съемок // Тр. ААНИИ. 1997. Т. 437. С. 108–114.
6. Vinje T., Brinck L.T., Polyakov I. Effects of melting and freezing in the Greenland Sea // Geophys. Research Letters. 2002. № 29 (23). P. 21–29. doi: 10.1029/2002GL015326.
7. Лебедев А.А., Уралов Н.С. Об особенностях теплового состояния Северной Атлантики и атмосферной циркуляции при формировании аномальной ледовитости в Гренландском море // Тр. ААНИИ. 1976. Т. 320. С. 47–64.
8. Лебедев А.А., Уралов Н.С. К вопросу о ледовом балансе Гренландского моря // Тр. ААНИИ. 1977. Т. 341. С. 43–52.
9. Миронов Е.У. Ледовые условия в Гренландском и Баренцевом морях и их долгосрочный прогноз. СПб.: изд. ААНИИ, 2006. 319 с.
10. <http://statistica.ru/theory/klasterizatsiya-metod-k-srednikh/>
11. Лебедев А.А., Уралов Н.С. Прогнозирование ледовитости Гренландского моря в связи с особенностями теплового состояния Атлантического океана и атмосферной циркуляции // Проблемы Арктики и Антарктики. 1977. Вып. 50. С. 36–39.
12. Миронов Е.У. О возможности прогнозирования крупных аномалий Гренландского моря // Тр. ААНИИ. 1994. Т. 432. С. 96–106.
1. Nikiforov E.G., Shpaikher A.O. *Zakonomernosti formirovaniya krupnomasshtabnykh kolebaniy gidrologicheskogo rezhima Severnogo Ledovitogo okeana*. Peculiarities of formation the large-scale variations of the hydrological regime in the Arctic Ocean. Leningrad: Hidrometeoizdat, 1980: 269 p. [In Russian].
2. Zakharov V.F. *L'dy Arktiki i sovremennyye prirodnye protsessy*. Ices of the Arctic and modern natural processes. Leningrad: Hidrometeoizdat, 1981: 136 p. [In Russian].
3. Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Kovalev E.G., Smolyanitskiy V.M. *Nauchnyye issledovaniya v Arktike: T. 2. Klimaticheskiye izmeneniya ledyanogo pokrova Evraziyskogo shelfa*. Scientific studies in Arctic: V. 2. Climate changes of ice cover of Eurasian Shelf seas. St. Petersburg: Nauka, 2007: 135 p. [In Russian].
4. Vinje T., Finnekasa O. The ice transport through the Fram Strait. Norsk Polarinstitut, Skr. Nr. 186. Oslo, 1986: 40 p.
5. Mironov E.U. Seasonal changes of an ice cover in the passage Fram according to radar shootings. *Trudy Arkticheskogo i Antarkticheskogo nauchno-issledovatel'skogo instituta*. Proc. of AARI. 1997, 437: 108–114 [In Russian].
6. Vinje T., Brinck L.T., Polyakov I. Effects of melting and freezing in the Greenland Sea. *Geophys. Research Letters*. 2002. 29 (23): 21–29. doi: 10.1029/2002GL015326.
7. Lebedev A.A., Uralov N.S. On features of thermal condition in Northern Atlantic and of atmospheric circulation when abnormal ice coverage is forming in the Greenland Sea. *Trudy Arkticheskogo i Antarkticheskogo nauchno-issledovatel'skogo instituta*. Proc. of AARI. 1976, 320: 47–64 [In Russian].
8. Lebedev A.A., Uralov N.S. To a question of ice balance of the Greenland Sea. *Trudy Arkticheskogo i Antarkticheskogo nauchno-issledovatel'skogo instituta*. Proc. of AARI. 1977, 341: 43–52 [In Russian].
9. Mironov E.U. *Ledovyye usloviya v Grenlandskom i Barentsevom moryakh i ikh dolgosrochnyi prognoz*. Ice conditions in the Greenland and Barents seas and their long-term forecast. St. Petersburg: AARI, 2006: 319 p. [In Russian].
10. <http://statistica.ru/theory/klasterizatsiya-metod-k-srednikh/>
11. Lebedev A.A., Uralov N.S. Forecast of ice coverage in the Greenland Sea in connection with features of a thermal condition of the Atlantic Ocean and atmospheric circulation. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Problems. 1977, 50: 36–39. [In Russian].
12. Mironov E.U. On a possibility of forecast the large anomalies of the Greenland Sea. *Trudy Arkticheskogo i Antarkticheskogo nauchno-issledovatel'skogo instituta*. Proc. of AARI. 1994, 432: 96–106 [In Russian].