

АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ ЦЕНТРОВ ДЕЙСТВИЯ АТМОСФЕРЫ НА ХАРАКТЕР ЗИМ НА МОРЯХ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ

И.О. Думанская

Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации
sea-ice@mescom.ru

Введение

Долгосрочные прогнозы суровости зим и ледовых явлений основываются на учете климатических особенностей региона и ожидаемого влияния атмосферных процессов. С изменением характера погоды на акваториях морей меняется и характер ледовых условий на этих морях. Результат неэффективно работающих в настоящее время статистических связей, полученных в прошлом веке для целей долгосрочного прогнозирования на коротких рядах данных, заставляет в настоящее время искать природные закономерности более общего характера, сохраняющие свое действие в течение длительного периода. Поскольку в последние годы мы являемся свидетелями резких климатических изменений, которые не вписываются в работу прежних зависимостей, необходим анализ причин происходящего и внесение корректив в прогностические алгоритмы на основе использования корреляционного анализа большего числа предикторов [6]. Степень влияния этих предикторов на будущие ледовые процессы различна для разных месяцев, предшествующих зимнему периоду. Целью настоящего исследования являлся анализ особенностей влияния центров действия атмосферы, а также зональных и меридиональных потоков тепла и количества движения на суровость предстоящей зимы на морях европейской части России.

1. Влияние макроциркуляционных атмосферных процессов на суровость зим

Происходящие климатические перемены связаны, предположительно, со сменой макроциркуляционных эпох. Количественная оценка макроциркуляционных атмосферных процессов, оказывающих влияние на климат различных районов земного шара, может быть сделана, например, по классификации, разработанной Г.Я. Вангенгеймом и А.А. Гирсом. Авторы классификации, являющиеся также авторами макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов, исходили из того, что в северном полушарии основным является западно-восточный перенос (западная форма циркуляции W), который нарушается меридиональными потоками тепла и количества движения (формы циркуляции E и C). Эти

нарушения происходят из-за неравномерности нагревания суши и моря, циклонической деятельности на тропосферных фронтах, солнечной активности, «комплекса космико-геофизических факторов» [2, 4]. Метод основан на выявлении однородных атмосферных процессов, повторяющихся в различные месяцы года и являющихся характерными для отдельных регионов земного шара.

При разработке метода долгосрочного прогноза ледовых явлений на европейских морях, который в значительной мере является прогнозом суровости зим, были исследованы особенности накопления сумм градусодней мороза и их влияния на ледовые характеристики морей [9]. Сумма градусодней мороза (СГДМ) – абсолютная величина суммы отрицательных температур воздуха, накопленной от дня перехода температуры воздуха через 0 °С осенью к отрицательным значениям до дня, на который прогнозируется ледовая характеристика (дата появления льда, дата достижения толщиной льда определенных значений и т.д.). СГДМ, накопленная в течение всего ледового сезона определяет суровость зимы.

В целях исследования межгодовой изменчивости ледовых условий на морях была выполнена типизация ледовых условий по рядам сумм градусодней мороза. К умеренным зимам отнесены такие зимы, для которых сумма градусодней мороза попадала в интервал от значения, соответствующего «средняя многолетняя СГДМ плюс 20 % амплитуды изменчивости СГДМ» до значения «средняя многолетняя СГДМ минус 20 % амплитуды изменчивости СГДМ». При этом, как наименее характерные, исключались две крайние аномальные зимы – самая холодная и самая теплая. Необходимо заметить, что критерии суровости, как и прочие статистические характеристики, не являются постоянными. Их изменение при переходе от одного временного периода к другому характеризует изменения климата в конкретном регионе. В табл. 1 приведены статистические характеристики и интервалы критериев суровости зим по СГДМ в Архангельске (°С):

- для 175-летнего периода (с ледового сезона 1835–1836 гг. по сезон 2009–2010 гг.),
- для 100-летнего периода (с ледового сезона 1900–1901 гг. по сезон 1999–2000 гг.),
- для последних 30 лет (с ледового сезона 1980–1981 гг. по сезон 2009–2010 гг.).

Анализ табл. 1 показывает, что критерии, полученные по данным о температуре воздуха за 175 лет и за 30 лет, сильно отличаются друг от друга. Так, разница для критерия суровой зимы составила 232 °С. При этом температурный период, характеризующий умеренную зиму, существенно сузился. Для оценки повторяемости зим различной суровости в рамках макроциркуляционных эпох на европейских морях, были использованы критерии, просчитанные за 100 лет XX века.

**Статистические характеристики СГДМ
и интервалы критериев суровости зим в Белом море (°С)**

Статистическая характеристика	Период		
	175 лет	100 лет	30 лет
Средняя СГДМ	1494	1425	1358
Максимальная СГДМ	2325	2302	2157
Минимальная СГДМ	751	752	827
Критерий мягкой зимы	<1194	<1138	<1135
Критерий умеренной зимы	1194–1793	1138–1707	1136–1561
Критерий суровой зимы	>1793	>1707	>1561

В табл. 2 приводится повторяемость суровых, умеренных и мягких зим на Белом море для различных макроциркуляционных эпох.

Таблица 2

**Повторяемость суровых, умеренных и мягких зим на Белом море
для различных макроциркуляционных эпох**

Ледовый сезон	Эпоха	Число зим	Число суровых зим	Повторяемость суровых зим (%)	Число умеренных зим	Повторяемость умеренных зим (%)	Число мягких зим	Повторяемость мягких зим (%)
1900-1902	С	3	1	33	2	67	0	0
1903-1928	W	26	3	12	20	76	3	12
1929-1939	W+E	11	1	9	7	64	3	27
1940-1948	С	9	2	22	5	56	2	22
1949-1965	E+C	17	2	12	12	70	3	18
1966-1990	E	25	5	20	17	68	3	12
1991-2009	W+E	19	2	10	11	58	6	32
<i>Всего зим</i>		110	16		74		20	

Анализ табл. 2 свидетельствует о том, что на Белом море максимальная повторяемость суровых зим зафиксирована для меридиональных эпох С. Наибольшая повторяемость мягких зим характерна для эпох W и W+E. Необходимо также отметить очень высокую повторяемость мягких зим в последнюю эпоху W+E – 32 %.

Для всех европейских морей максимальная повторяемость суровых зим зафиксирована в период меридиональных эпох С. Причем для южных морей влияние эпох С выражено меньше, чем для северных морей. Повторяемость мягких зим на европейских морях России в эпохи С составляет 6–20 %, а в другие эпохи может достигать более 40 %. В эпохи W и W+E

для всех морей повторяемость суровых зим оказалась наименьшей. Для эпохи E на Балтийском море характерна низкая повторяемость суровых зим и сравнительно высокая повторяемость мягких зим [8].

2. Изменчивость состояния центров действия атмосферы и их влияние на суровость зим на акваториях морей европейской части России

Границы макроциркуляционных эпох достаточно условны. Переходы состояния атмосферы к новым качественным изменениям могут быть размытыми. Смену макроциркуляционных эпох можно рассматривать как результат проявления суммарного влияния циклических процессов. Следствием этого влияния являются различия в поведении глобальных атмосферных структур, таковыми являются центры действия атмосферы (ЦДА). Их относительная устойчивость обеспечивает высокую повторяемость некоторых климатических особенностей конкретного региона (например, повторяемость и направление преобладающих ветров или генерального дрейфа льда). В то же время изменчивость их интенсивности и расположения центральных зон создает огромное разнообразие термобарических, а следовательно, и ледовых ситуаций.

На состояние термобарических полей в евроатлантическом регионе оказывают влияние три центра действия атмосферы: Сибирский максимум (СМ), Азорский максимум (АМ) и Исландский минимум (ИМ). Сибирский антициклон традиционно считается сезонным центром действия атмосферы, поскольку летом он заменяется Азиатской депрессией. Азорский антициклон является основным поставщиком теплого воздуха для Европы, Исландская депрессия – основным поставщиком циклонов [10]. Все три ЦДА находятся в состоянии непрерывного взаимодействия и трансформации. Их влияние друг на друга проявляется в перманентном глобальном обмене воздушными массами, а также количеством тепла и движения. Наиболее быстрый обмен происходит между АМ и ИМ, находящимися на расстоянии примерно 3500 км друг от друга. Медленнее, пропорционально расстоянию между центрами, осуществляется взаимное влияние СМ и АМ, СМ и ИМ (Сибирским максимумом находится на расстоянии примерно 6500 км от АМ и ИМ).

Несмотря на то, что все неарктические моря расположены в различных физико-географических районах, в их температурном и ледовом режиме много общего. Положительной или отрицательной аномалии ледовитости и СГДМ на одном море часто соответствует такая же по знаку аномалия на других морях данного региона. Это дает возможность единого подхода к разработке метода долгосрочного прогноза СГДМ, ледовитости и других

характеристик ледового режима для всех неарктических морей [1, 7]. В рамках работы над единой методикой долгосрочного ледового прогноза на европейских морях России был осуществлен анализ влияния состояния ЦДА на СГДМ на различных морях как в период, соответствующий текущему ледовому сезону, так и в период, предшествующий ледовому сезону.

На рис. 1 представлены данные о положении ЦДА в январе [3].

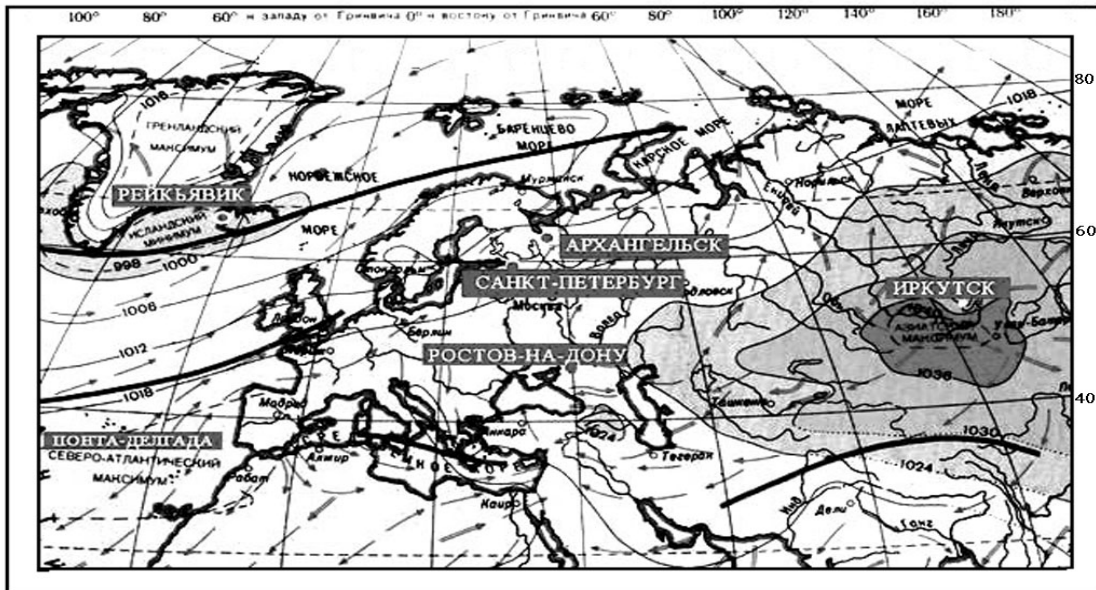


Рис. 1. Положение ЦДА в январе.

На рис. 2 представлены графики изменчивости среднемесячного давления в районах Сибирского максимума, Исландского минимума и Азорского максимума.

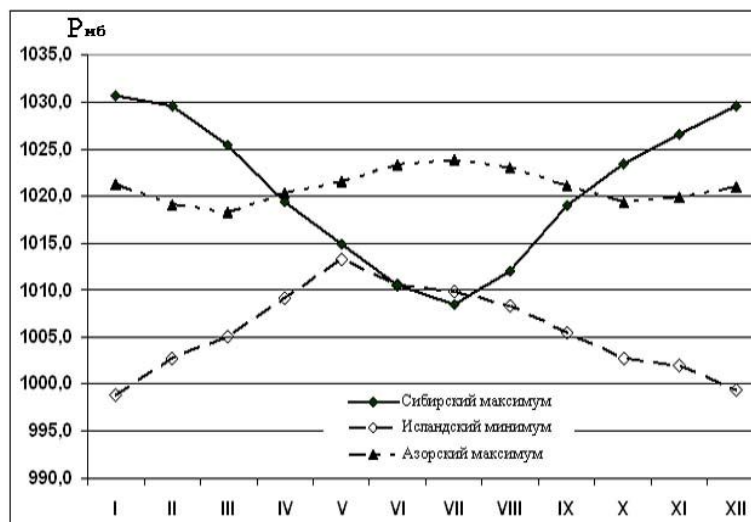


Рис. 2. Среднее месячное давление на уровне моря в районах ЦДА.

На рис. 3 – средняя месячная температура в ЦДА.

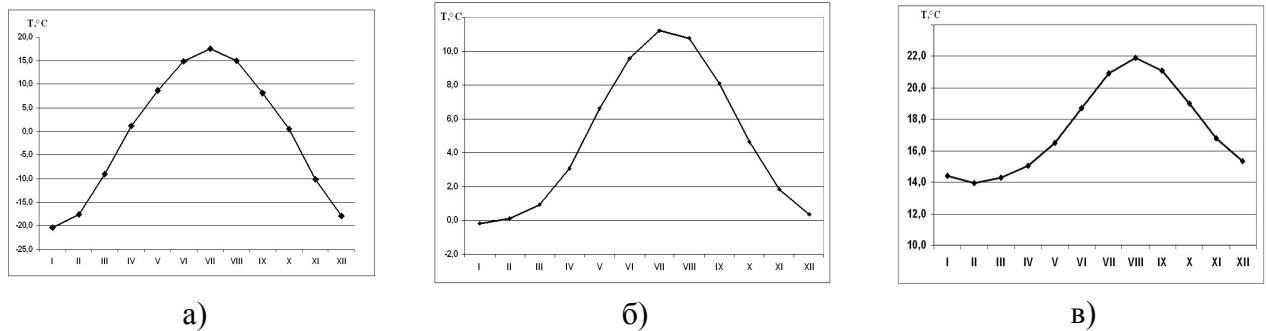


Рис. 3. Средняя месячная температура воздуха в районах ЦДА:
Сибирский максимум (а), Исландский минимум (б), Азорский максимум (в).

Данные для графиков на рис. 2-3 получены по 110-летним рядам наблюдений.

Из анализа графиков на рис. 2 и 3 складывается следующая общая картина изменчивости состояния ЦДА и работы потоков тепла и количества движения в период, предшествующий ледовому сезону.

В январе-феврале:

- в районе СМ – самое высокое за год давление и самая низкая температура воздуха;
- давление в районе СМ существенно выше давления в АМ;
- в районе ИМ наблюдается наиболее низкое давление;
- разность между температурами воздуха в СМ и АМ составляет от -30 до -35 °С;
- разность между температурами воздуха в СМ и ИМ составляет от -20 до -22 °С;
- разность между температурами воздуха в АМ и ИМ составляет от $+10$ до $+13$ °С;
- потоки количества движения направлены от СМ к АМ, от СМ к ИМ, от АМ к ИМ;
- потоки холода направлены от СМ к АМ, от СМ к ИМ;
- поток тепла направлен от АМ к ИМ.

В марте:

- давление в районе СМ существенно выше давления в АМ, однако разница между ними сокращается по сравнению с январем-февралем;
- в районе ИМ наблюдается рост давления;
- разность между температурами воздуха в СМ и АМ составляет от -20 до -25 °С;
- разность между температурами воздуха в СМ и ИМ составляет от -10 до -12 °С;
- разность между температурами воздуха в АМ и ИМ составляет от $+10$ до $+13$ °С;
- потоки количества движения направлены от СМ к АМ, от СМ к ИМ, от АМ к ИМ;

- потоки холода направлены от СМ к АМ, от СМ к ИМ;
- поток тепла направлен от АМ к ИМ.

В апреле (весенняя перестройка атмосферы):

- выравниваются значения среднего месячного давления в районах СМ и АМ;
- в районе ИМ наблюдается рост давления;
- разность между температурами воздуха в СМ и АМ составляет от -12 до -15 °С;
- разность между температурами воздуха в СМ и ИМ около 0 °С (выравнивание);
- разность между температурами воздуха в АМ и ИМ составляет от $+12$ до $+15$ °С;
- потоки количества движения направлены от СМ к ИМ, от АМ к ИМ;
- поток количества движения между СМ и АМ слаб (либо отсутствует);
- поток тепла направлен от АМ к ИМ;
- тепловые потоки между СМ и АМ не устойчивы по направлению;
- тепловой поток между СМ и ИМ слаб (либо отсутствует).

В мае:

- давление в районе АМ выше давления в СМ (смена направления потока);
- выравнивается давление в районах СМ и ИМ;
- в районе АМ наблюдается рост давления;
- в районе ИМ наблюдается наиболее высокое за год давление;
- разность между температурами воздуха в СМ и АМ составляет от -5 до -6 °С;
- разность между температурами воздуха в СМ и ИМ около 0 °С (выравнивание);
- разность между температурами воздуха в АМ и ИМ составляет от $+5$ до $+6$ °С;
- потоки количества движения направлены от АМ к СМ, от АМ к ИМ;
- поток количества движения между СМ и ИМ слаб (либо отсутствует);
- потоки тепла направлены от АМ к СМ, от АМ к ИМ;
- тепловой поток между СМ и ИМ слаб (либо отсутствует).

В июне-августе:

- в районе СМ – низкое давление и высокая температура воздуха;
- в районе АМ наблюдается самое высокое давление и высокая температура воздуха;
- разность между температурами воздуха в СМ и АМ составляет от -2 до -3 °С;
- разность между температурами воздуха в СМ и ИМ составляет от $+5$ до $+6$ °С;
- разность между температурами воздуха в АМ и ИМ составляет от $+7$ до $+9$ °С;
- потоки количества движения направлены от АМ к СМ, от АМ к ИМ;
- поток количества движения между СМ и ИМ слаб (либо отсутствует);
- потоки тепла направлены от АМ к СМ, от АМ к ИМ;

– тепловые потоки между СМ и ИМ не устойчивы по направлению.

В сентябре (осенняя перестройка атмосферы):

- выравниваются значения среднего месячного давления в районах СМ и АМ;
- происходит понижение температуры воздуха во всех ЦДА;
- начинается активный рост давления в СМ и активное падение давления в ИМ;
- разность между температурами воздуха в СМ и АМ составляет от -7 до -9 °С;
- разность между температурами воздуха в СМ и ИМ составляет около 0 °С (выравнивание);
- разность между температурами воздуха в АМ и ИМ составляет от $+7$ до $+9$ °С;
- потоки количества движения направлены АМ к ИМ, от СМ к ИМ;
- поток количества движения между СМ и АМ слаб (либо отсутствует);
- потоки тепла направлены от АМ к СМ, от АМ к ИМ;
- тепловые потоки между СМ и АМ не устойчивы по направлению.

В табл. 3 приведены значения средних квадратических отклонений для давления и температуры в районах СМ, АМ и ИМ по 110-летним рядам.

Таблица 3

Средние квадратические отклонения для рядов давления и температуры в районах Сибирского максимума, Азорского максимума и Исландского минимума

ЦДА	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Давление приземное (гПа)												
СМ	3,7	4,0	3,0	2,0	1,4	1,5	1,4	1,7	2,0	2,3	3,2	4,1
АМ	6,2	6,6	6,1	3,9	3,2	3,0	2,2	2,0	2,6	3,8	3,9	5,3
ИМ	8,9	9,7	7,9	5,3	4,4	3,8	3,2	3,6	4,6	6,3	6,5	7,0
Температура воздуха (°С)												
СМ	3,4	3,0	2,8	1,8	1,3	1,2	1,2	1,1	1,1	1,7	2,7	3,5
АМ	0,8	0,7	0,7	0,9	0,9	0,9	1,0	0,8	0,9	0,8	0,8	0,8
ИМ	1,9	1,8	1,9	1,6	1,3	0,9	0,9	0,9	1,4	1,5	1,6	1,6

Из анализа табл. 3 следует, что наибольшая дисперсия по ряду давления наблюдается в районе ИМ, наименьшая – в районе СМ. При этом наибольшая дисперсия по ряду температуры воздуха наблюдается в районе СМ, а наименьшая – в районе АМ.

В табл. 4 представлены наиболее влиятельные коэффициенты корреляции между СГДМ и характеристиками поля давления в текущий ледовый сезон (декабрь–апрель). Эти данные получены на основе анализа информации о приземном давлении для трех центров

действия атмосферы и о температуре воздуха в Архангельске, Кандалакше, Санкт-Петербурге, Москве, Ростове-на-Дону и Астрахани по 110-летним рядам наблюдений (с 1895 года). Исключение составил температурный ряд по Нарьян-Мару, для которого имелись данные о температуре воздуха только за 78 лет.

Таблица 4

**Наиболее влиятельные коэффициенты корреляции между СГДМ
и характеристиками барического поля в текущий ледовый сезон**

Пункт	P_u	P_c	P_a	$P_c - P_u$	$P_c - P_a$	$P_a - P_u$
Нарьян-Мар	+0,36(I)	-	-0,39(I) -0,39(II)	-0,39(I)	+0,39(II)	-0,42(I) -0,37(II)
Архангельск	+0,46(I)	-	-0,38(II)	-0,43(I)	+0,42(II)	-0,46(I) -0,38(II)
Кандалакша	+0,37(I)	-	-0,31(II)	-0,37(I)	+0,30(II)	-0,38(I)
Санкт-Петербург	+0,47(I)	-	-	-0,40(I)	+0,48(II)	-0,46(I)
Москва	+0,38(I)	+0,39(II)	-	-	+0,41(II)	-0,35(I)
Ростов-на-Дону	-	+0,31(II)	-	-	-	-
Астрахань	-	+0,30(II)	-	-	-	-

Примечание: P_c – давление в Сибирском максимуме (Иркутск), P_u – давление в Исландском минимуме (Рейкьявик), P_a – давление в Азорском максимуме (Понта Делгада); римской цифрой обозначен месяц.

Из анализа табл. 4 следует, что формирование температурных аномалий, определяющих суровость зим на европейских морях, зависит от различных факторов. Так, для Баренцева, Белого и Балтийского морей определяющее влияние оказывают:

- P_u в январе (прямая зависимость с суровостью зимы),
- $P_c - P_u$ в январе (обратная зависимость с суровостью зимы),
- $P_a - P_u$ в январе (обратная зависимость с суровостью зимы),
- $P_c - P_a$ в феврале (прямая зависимость с суровостью зимы).

Таким образом, при формировании над северными морями Европейской территории России холодной воздушной массы, характеризующей суровую зиму, осуществляется следующий сценарий. К январю формируются слабый Исландский минимум (относительно высокое давление P_u). При этом, чем меньше разница между давлением в Азорском максимуме и Исландском минимуме ($P_a - P_u$), тем меньше тепла поступает в район евроатлантической воздушной массы, откуда в результате восточно-западного переноса осуществляется основная термическая подпитка акваторий северных европейских морей России зимой.

В январе Сибирский максимум находится в состоянии максимальной динамической

энергетики. При этом, как следует из табл. 3, для январского давления в районе СМ среднее квадратическое отклонение равно 3,7, а в районе ИМ – 8,9. Таким образом, изменчивость давления в районе ИМ вносит наибольший вклад в изменчивость разности ($P_c - P_u$). Для суровой зимы характерно низкое значение разности по сравнению с нормой. Это низкое значение обуславливается, прежде всего, слабостью ИМ (высоким давлением в этом районе), который не может продуцировать мощные циклоны, несущие атлантическое тепло на европейскую территорию.

К февралю, как следует из табл. 4, активное участие в формировании отрицательной аномалии температуры воздуха на северных европейских морях начинает играть Азорский максимум. Чем меньше давление в районе АМ в это время, тем суровой зима на северных морях. Сибирский антициклон в это время готов активно перекачивать холодный воздух в район Азорского максимума и Северной Атлантики. Чем интенсивнее (пропорционально $P_c - P_a$) осуществляется в феврале вынос холодного воздуха на запад, тем активнее понижается температура воздуха в районах европейских морей.

В этот сценарий, полученный исключительно из данных корреляционного анализа связей между параметрами термобарического поля и значениями СГДМ, хорошо вписывается сделанное Г.Я. Вангенгеймом описание возможного развития зимних процессов, характерных для циркуляции формы С. При этой форме циркуляции над восточной частью Атлантического океана развит высотный гребень («британский гребень»), а над Европой – ложбина. В восточной части Атлантического океана формируется область положительных аномалий давления, а над Евразией – область отрицательных аномалий. Вместо хорошо выраженного зимой Исландского минимума по норме, на северо-востоке Атлантического океана при процессах формы С формируется область высокого давления, выраженная самостоятельным антициклоном или гребнем Азорского антициклона. Характер траектории циклонов определен направлением основного воздушного потока на высотах. Циклоны, огибая британский гребень, смещаются на северо-восток, достигают Гренландского и Баренцева морей. Над Европейской территорией при этом наблюдается отрицательная аномалия температуры [2].

Механизм формирования суровой зимы на южных морях иной. Здесь, как следует из анализа табл. 4, основную роль играет не слабость Исландского минимума, как на севере, а интенсивность Сибирского максимума в феврале. Относительная близость СМ к южным морям России обеспечивает прямое влияние высокого давления в этом центре действия атмосферы, осуществляющего активный вынос холодного воздуха на запад, на СГДМ на акваториях Азовского и Каспийского морей.

Интересно проследить, какое влияние оказывает температура воздуха в районе Сибир-

ского максимума на суровость зим в различных районах России. Оказалось, что связь не прослеживается в Нарьян-Маре (юго-восток Баренцева моря), Архангельске (Белое море), Санкт-Петербурге (Балтика). Зато наблюдается большое влияние изменчивости температуры воздуха в районе СМ на регионы Москвы (коэффициент корреляции $K = -0,42$), Ростова-на-Дону ($K = -0,30$), Астрахани ($K = -0,36$). На суровость зимы в московском регионе, как следует из табл. 4, в равной степени оказывают влияние факторы, работающие на изменчивость степени суровости как южных, так и северных морей.

Механизм формирования мягких зим на северных морях, в соответствии с табл. 4, предполагает формирование отрицательной аномалии давления в районе ИМ в январе и положительной аномалии давления в районе АМ в феврале. Такая ситуация соответствует сценарию формирования макромасштабной циркуляции атмосферы формы W по Г.Я. Вангенгейму [2].

3. Количественная характеристика влияния состояния ЦДА и термического состояния воздушных масс на особенности будущих зим на морях европейской части России

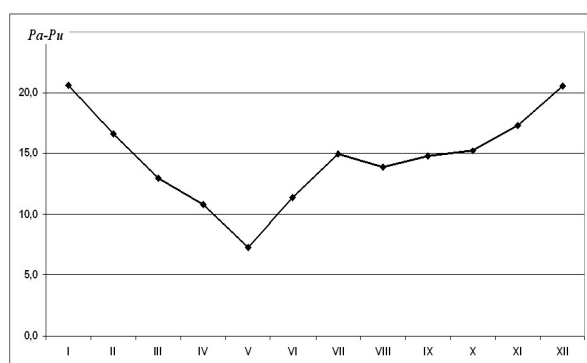
Мы рассмотрели, каким образом ЦДА непосредственно формируют суровость зим на акваториях неарктических морей. Однако с точки зрения долгосрочного прогнозирования гораздо важнее понять, в какой степени влияют характеристики ЦДА и термического состояния воздушных масс на характер будущих зим на морях европейской части России.

Статистическая модель ледовых процессов на неарктических морях, разработанная в лаборатории ледовых прогнозов ГУ «Гидрометцентр России», включает ряд уравнений множественной корреляции, полученных для пяти морей России. Поскольку во всех уравнениях весовые коэффициенты (ВК) нормированы единообразно, а именно от 0 до 0,7 по абсолютной величине, то пространственное распределение их значений дает объективную картину влияния того или иного предиктора на будущую СГДМ либо другую прогнозируемую ледовую характеристику [6]. В табл. 5 приведены предикторы, влияние которых на СГДМ будущей зимы будет рассмотрено ниже.

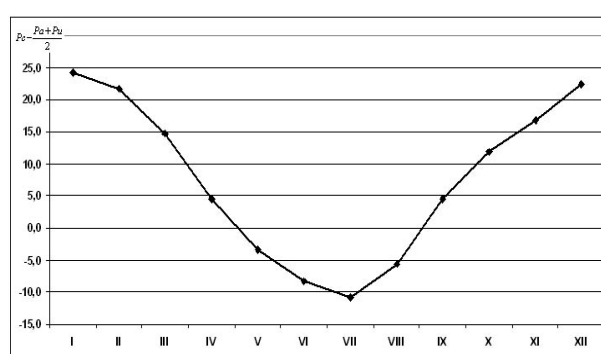
Предикторы, используемые при прогнозе СГДМ

Предиктор	Характеристика
TR	Среднемесячная температура воздуха в Ростове на Дону, характеризующая причерноморскую воздушную массу
TAp	Среднемесячная температура воздуха в Архангельске, характеризующая беломорскую воздушную массу
$ТСПб$	Среднемесячная температура воздуха в Санкт-Петербурге, характеризующая евроатлантическую воздушную массу
$ТИp$	Среднемесячная температура воздуха в Иркутске, характеризующая сибирскую воздушную массу
$TAp-TC-n$	Меридиональный температурный градиент
$ТИp - \frac{TAp + ТСПб}{2}$	Зональный температурный градиент
Pc	Давление в районе Сибирском максимуме (Иркутск)
Pu	Давление в районе Исландском минимуме (Рейкьявик)
Pa	Давление в районе Азорском максимуме (Понта Делгада)
$Pa-Pu$	Меридиональный поток количества движения
$Pc - \frac{Pa + Pu}{2}$	Зональный поток количества движения

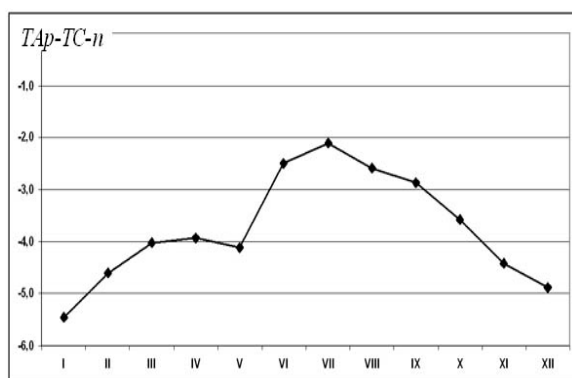
На рис. 4 показана изменчивость предикторов, характеризующих потоки количества движения (рис. 4а и 4б) и температурные градиенты (рис. 4в и 4г).



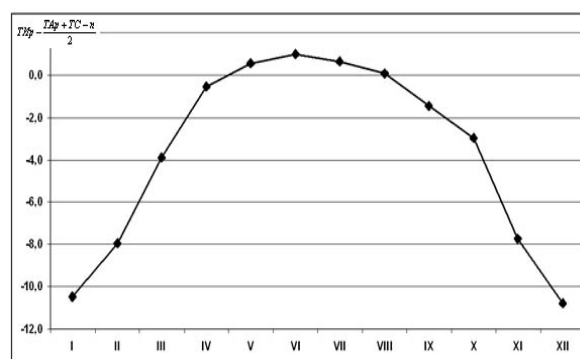
а)



б)



в)



г)

Рис. 4. Изменчивость предикторов, характеризующих потоки количества движения и тепла:

а) $Pa - Pu$, б) $Pc - \frac{Pa + Pu}{2}$, в) $TAp - TC-n$, г) $ТИp - \frac{TAp + ТСПб}{2}$.

В данном случае температурный градиент характеризует интенсивность теплового потока. Если значение градиента имеет знак минус, речь идет об адвекции холода («поток холода»), в противном случае – об адвекции тепла («поток тепла»).

Проследим, как в хронологической последовательности (с января по сентябрь) осуществляется действие отдельных предикторов на будущую СГДМ. Анализ январской ситуации показывает, что в этом месяце основное влияние на СГДМ оказывает интенсивность меридионального теплового потока. Синоптическая память января по отношению к будущей суровости зимы (которая окончательно определится лишь к марту-апрелю будущего года, т.е. через 14-15 месяцев) весьма слаба: наибольшие абсолютные значения весовых коэффициентов при предикторах составляют 0,2-0,3 (при максимально возможном значении ВК, равном 0,7). Однако само наличие этой памяти свидетельствует о том, что закладка сценариев глобальных атмосферных и ледовых процессов начинается с заблаговременностью более года.

Более высокие весовые коэффициенты (0,3–0,5) появляются в марте (заблаговременность 12-13 месяцев). На рис. 5 изображено распределение ВК, определяющее пространственное влияние на будущую СГДМ наиболее значимых мартовских предикторов.

Из анализа рис. 5 следует, что в марте наиболее существенны не статические характеристики интенсивности ЦДА (величины приземного давления) и термического состояния воздушных масс (температуры воздуха в фиксированных точках), а динамические характеристики потоков количества движения и тепла. Чем активнее вытесняется воздух из района Сибирского максимума в марте (чем больше $P_c - \frac{P_a + P_u}{2}$), тем менее суровая ожидается будущая зима на европейских морях. Причем эта зависимость наиболее ярко выражена для южных морей и центральной части России, умеренно – для Белого и Балтийского морей, совсем не прослеживается на юго-востоке Баренцева моря. Если сравнить этот результат с табл. 4, то становится ясно, что уже в марте в значительной мере закладывается будущее зимнее состояние Сибирского антициклона.

Величина зонального температурного градиента ($ТИ_p - \frac{ТА_p + ТСП_б}{2}$) оказывает влияние на будущую СГДМ северных морей, а величина зонального градиента ($ТА_p - ТСП_б$) – на СГДМ южных морей.

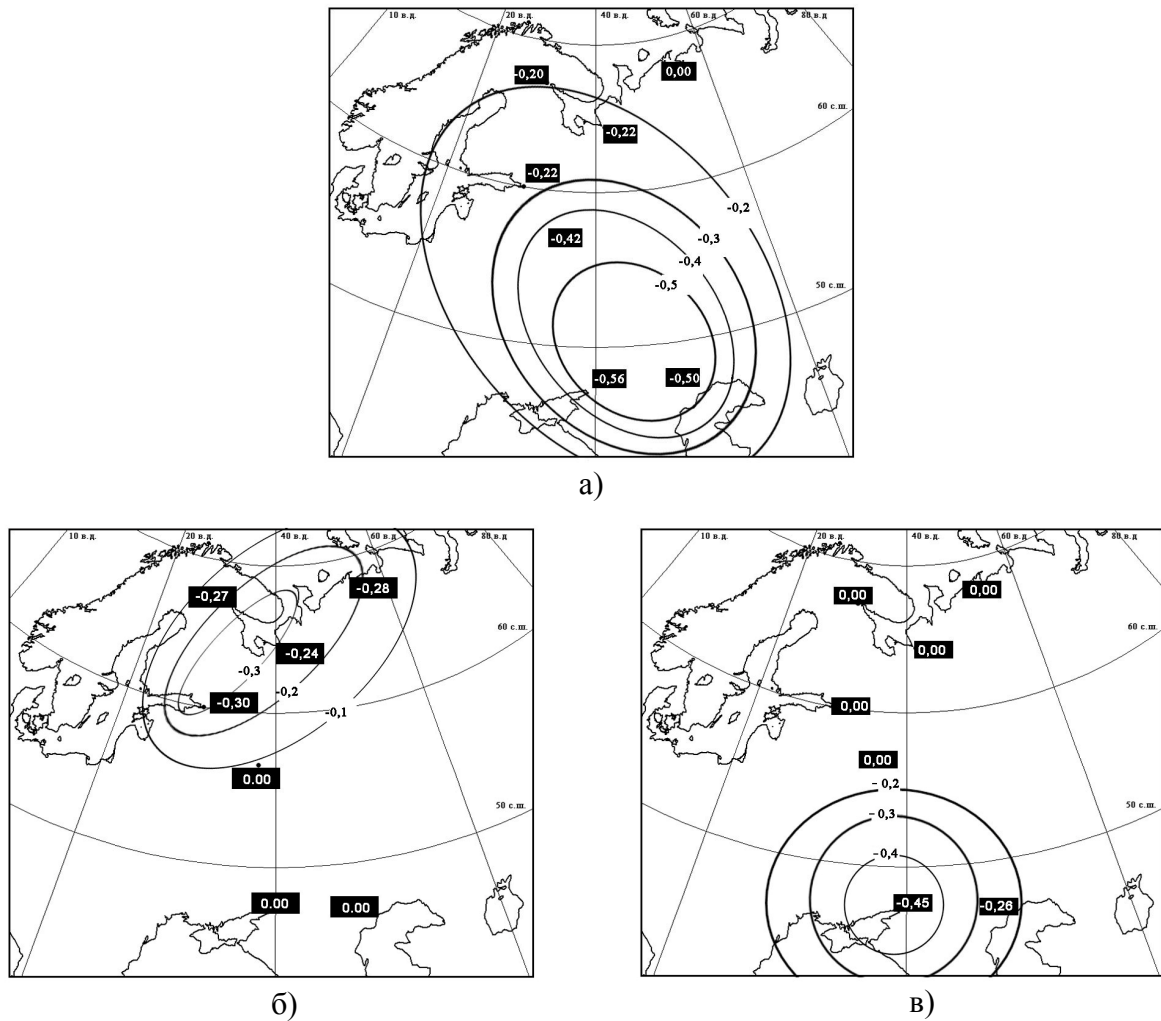


Рис. 5. Распределение ВК, определяющих влияние на СГДМ будущего ледового сезона наиболее значимых предикторов в марте:

$$\text{а) } P_c - \frac{Pa + Pu}{2}, \text{ б) } TИр - \frac{TAr + TСПб}{2}, \text{ в) } TAr - TСПб.$$

На рис. 6 показано распределение ВК, определяющих пространственное влияние на будущую СГДМ наиболее значимых апрельских предикторов.

Из анализа рис. 6 следует, что наиболее высокие весовые коэффициенты в апреле составляют 0,4-0,5. В апреле усиливается влияние интенсивности ЦДА. При этом давление в районе Сибирского максимума работает на будущую суровость северных морей, а давление в районе Азорского максимума – на будущую суровость южных морей. Оба ЦДА оказывают влияние на будущую суровость зимы в обратной зависимости: чем больше давление в Азорском максимуме в апреле, тем менее суровая зима ожидается на южных морях; чем больше давление в Сибирском максимуме в апреле, тем менее суровая зима ожидается на северных морях.

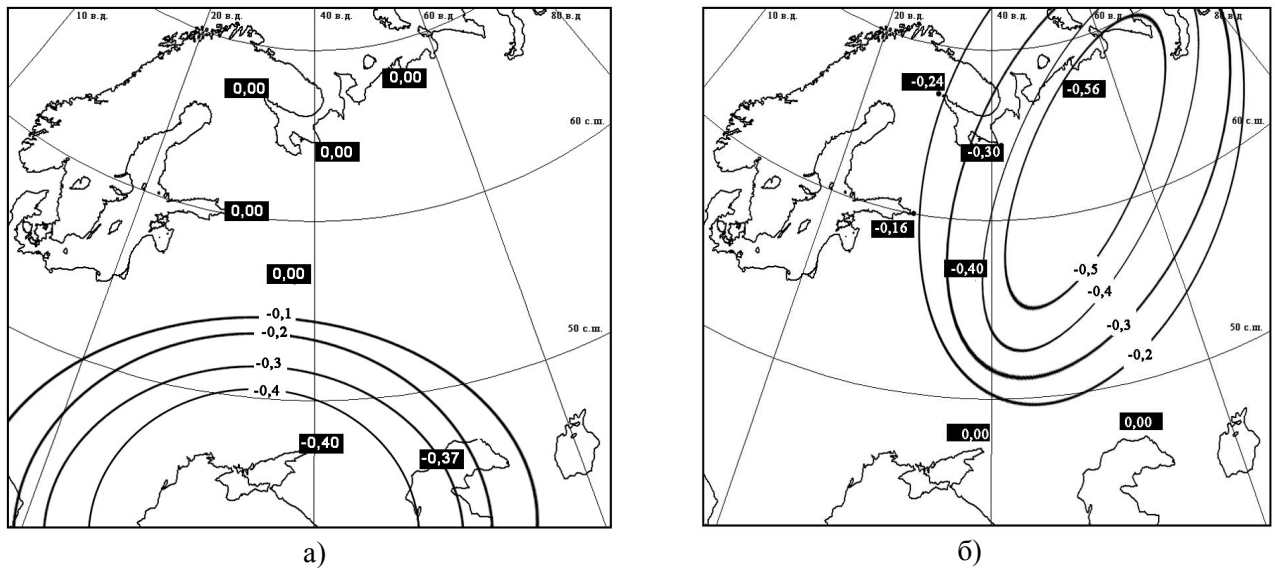


Рис. 6. Распределение ВК, определяющих влияние на СГДМ будущего ледового сезона наиболее значимых предикторов в апреле: а) P_a , б) P_c .

Как было показано выше, в апреле происходит весенняя перестройка атмосферы. Выравниваются средние многолетние значения давления в АМ и СМ. Начинается смена направления динамического потока между Сибирским максимумом и Азорским максимумом. Исчезает зависимость между высоким давлением и низкой температурой в Сибирском максимуме (в то время как в марте коэффициент корреляции между этими параметрами составлял $-0,56$). Если перестроечный процесс идет активно (что происходит при высоком давлении в районе Азорского максимума), то на акваторию южных российских морей начинает поступать теплый воздух с запада. Ранний прогрев водных и воздушных масс определяет тенденцию к более теплой будущей зиме на южных морях. Высокое давление в районе Сибирского максимума в апреле определяет антициклональный характер погоды на обширной территории. При больших значениях радиационного баланса в апреле, начинается прогрев евроазиатской воздушной массы и подстилающей поверхности. Этот процесс накопления тепла в центральном континентальном районе Евразии определяет тенденцию к более теплой будущей зиме на северных морях и в московском регионе.

На рис. 7 изображено распределение ВК, определяющих пространственное влияние на будущую СГДМ наиболее значимых майских предикторов. Весовые коэффициенты (ВК) для уравнений СГДМ в мае составляют $0,5-0,7$ (при заблаговременности 10-11 месяцев).

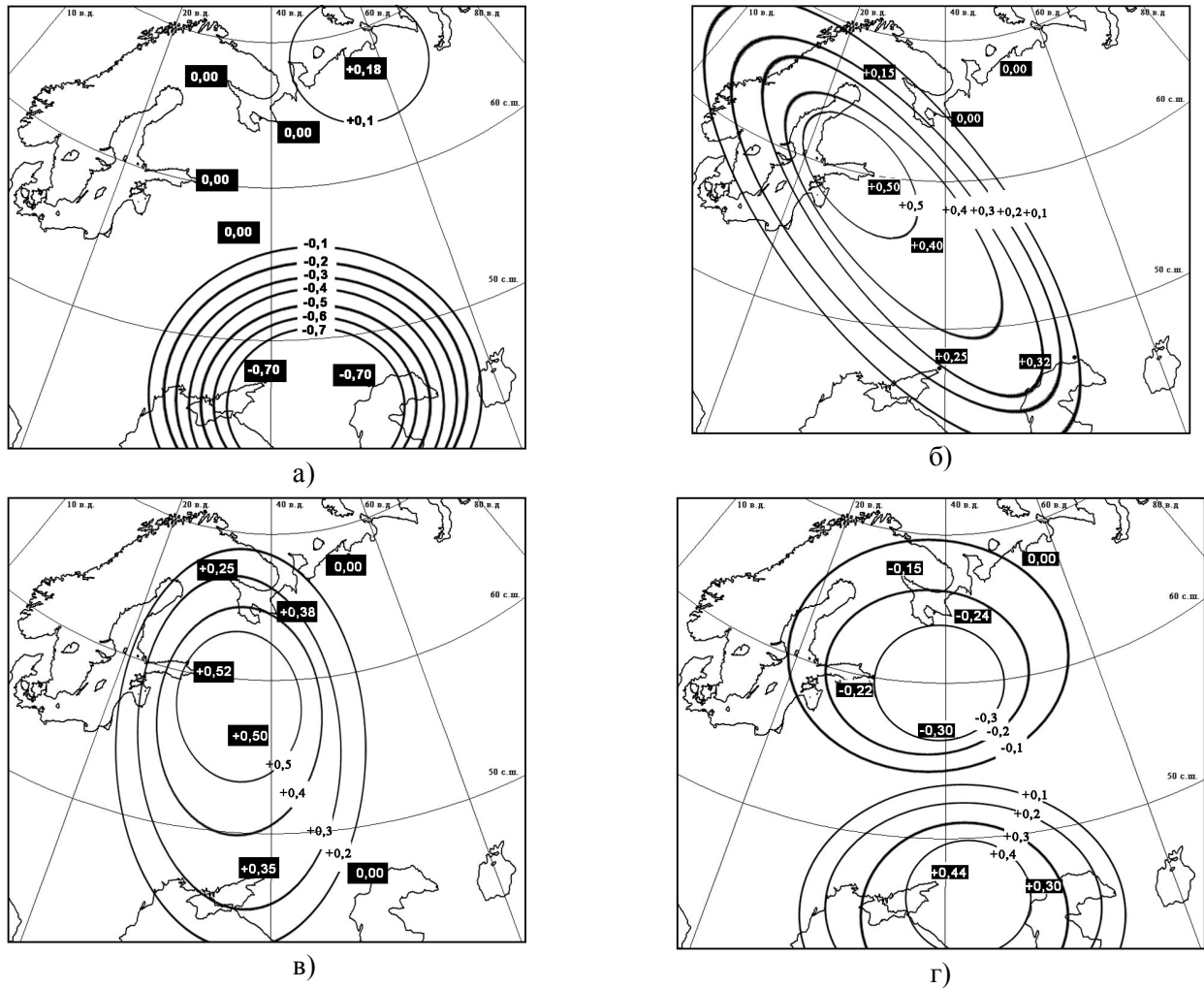


Рис. 7. Распределение ВК, определяющих влияние на СГДМ будущего ледового сезона наиболее значимых предикторов в мае: а) P_c , б) TP , в) TIR , г) TAP .

Из анализа рис. 7 следует, что в мае, как и в апреле на суровость будущей зимы продолжает оказывать влияние давление в районе СМ. Только теперь в зоне этого влияния оказываются южные моря. Кроме того, мы можем наблюдать количественное выражение действия на СГДМ термического состояния воздушных масс. Для всех воздушных масс преобладающими являются положительные весовые коэффициенты, т.е. чем выше температура воздуха в мае, тем более суровой зимы следует ожидать. Как было показано выше, наиболее существенным событием в мае является смена динамического потока между АМ и СМ. Возможно, повышенные температуры европейских воздушных масс могут быть связаны с поступлением больших объемов теплого воздуха из района АМ. В свою очередь это может свидетельствовать о тенденции к ослаблению АМ, уменьшению температуры воздуха и давления в этом районе. А следствием ослабления АМ, как было показано выше, являются более холодные зимы на европейских морях.

На рис. 8 изображено распределение ВК, определяющих пространственное влияние на будущую СГДМ наиболее значимых июньских предикторов.

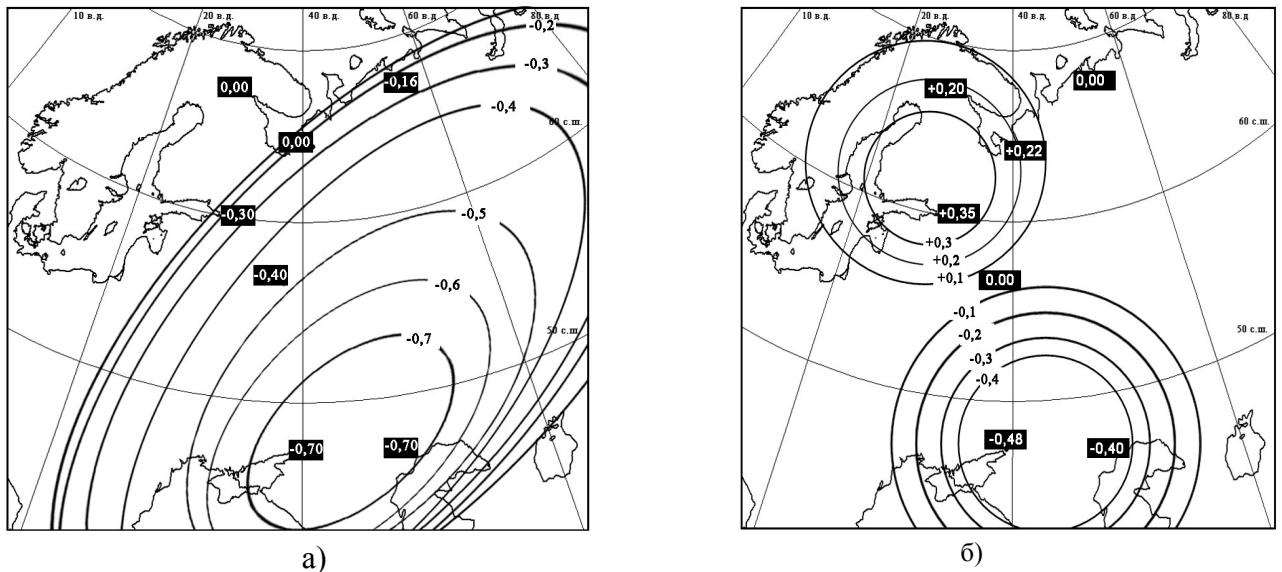


Рис. 8. Распределение ВК, определяющих влияние на СГДМ будущего ледового сезона

наиболее значимых предикторов в июне: а) $ТСПб$, б) $ТИр - \frac{ТАр + ТСПб}{2}$.

Из анализа рис.8 следует, что весовые коэффициенты для уравнений СГДМ в июне составляют 0,4–0,7 (при заблаговременности 9-10 месяцев). При этом количество значимых предикторов в июне меньше, чем в мае. В июне наблюдается высокая зависимость между будущей СГДМ на южных морях и прогревом балтийской воздушной массы. Для этой связи работают отрицательные весовые коэффициенты (в отличие от майской ситуации), т.е. чем выше температура воздуха в июне на Балтике, тем менее суровой зимы следует ожидать.

На примере июня можно пронаблюдать дипольное действие величины зонального температурного градиента. Чем больше в июне величина зонального градиента, тем суровой будет зима на северных морях и тем мягче на южных. В нейтральной зоне находится московский регион.

На рис. 9 изображено распределение ВК, определяющих пространственное влияние на будущую СГДМ наиболее значимых июльских предикторов.

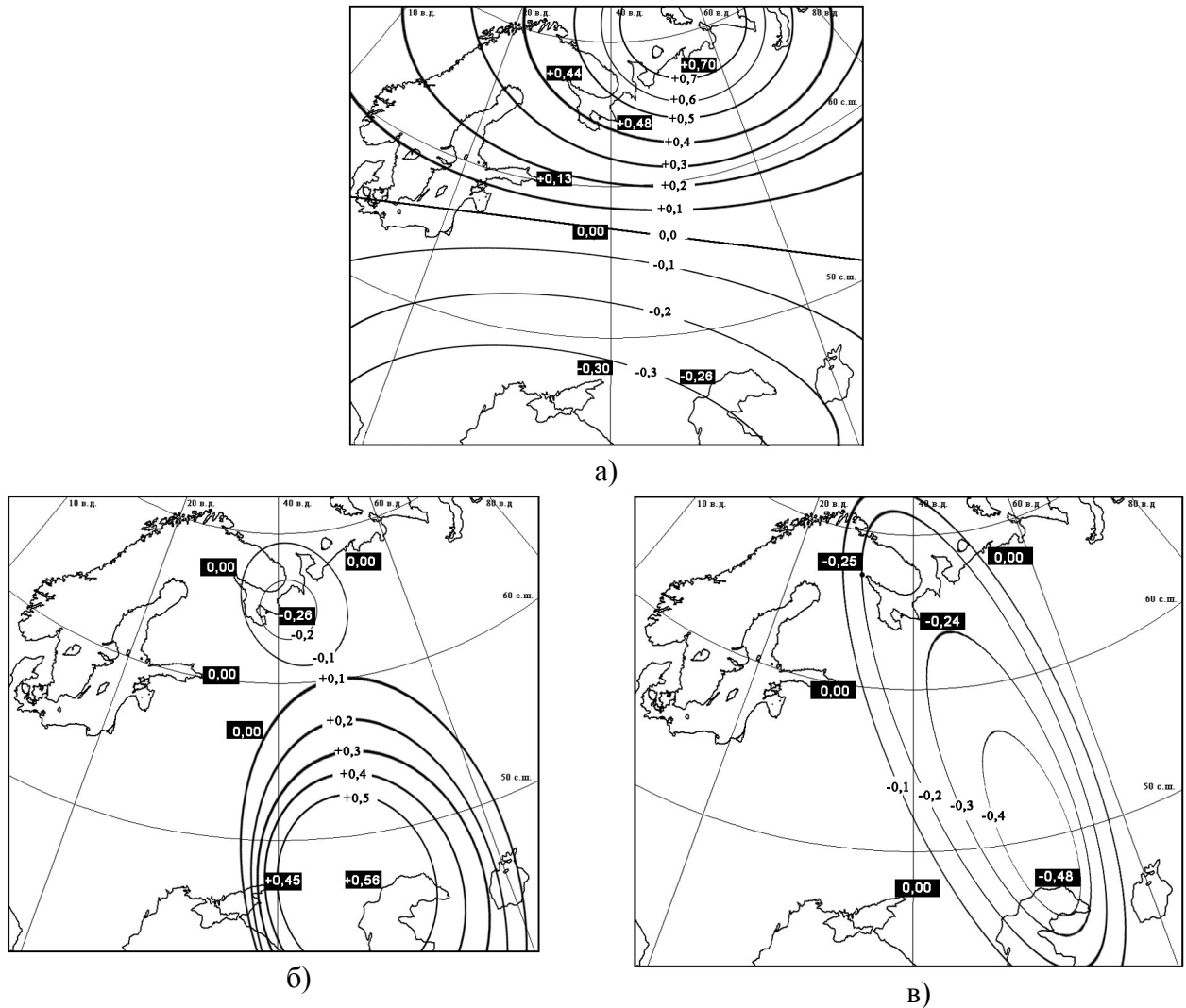


Рис. 9. Распределение ВК, определяющих влияние на СГДМ будущего ледового сезона наиболее значимых предикторов в июле: а) P_i , б) T_{Ar} , в) T_{Ar} .

В июле мы наблюдаем дипольное действие интенсивности Исландского минимума (рис. 9а). Чем больше в июле давление в районе ИМ, тем суровей будет зима на северных морях и тем мягче на южных. Обратное действие оказывает температура воздуха в районе сибирской воздушной массы: чем выше температура воздуха в этом районе, тем суровей будет зима на южных морях. Зависимость суровости зим северных морей от давления в районе ИМ (рис. 9а) объясняется ранним проявлением тенденции, направленной на формирование слабого зимнего Исландского минимума. Это соответствует и типовому развитию событий, характерному для формы циркуляции С летом по Г.Я. Вангенгейму: как и зимой, над восточной частью Атлантического океана развит высотный гребень, а над Европой – ложбина; в восточной части Атлантического океана фон давления повышен, хотя величина положительной аномалии значительно меньше, чем зимой [2].

На рис. 10 изображено распределение ВК, определяющих пространственное влияние на будущую СГДМ наиболее значимых августовских предикторов.

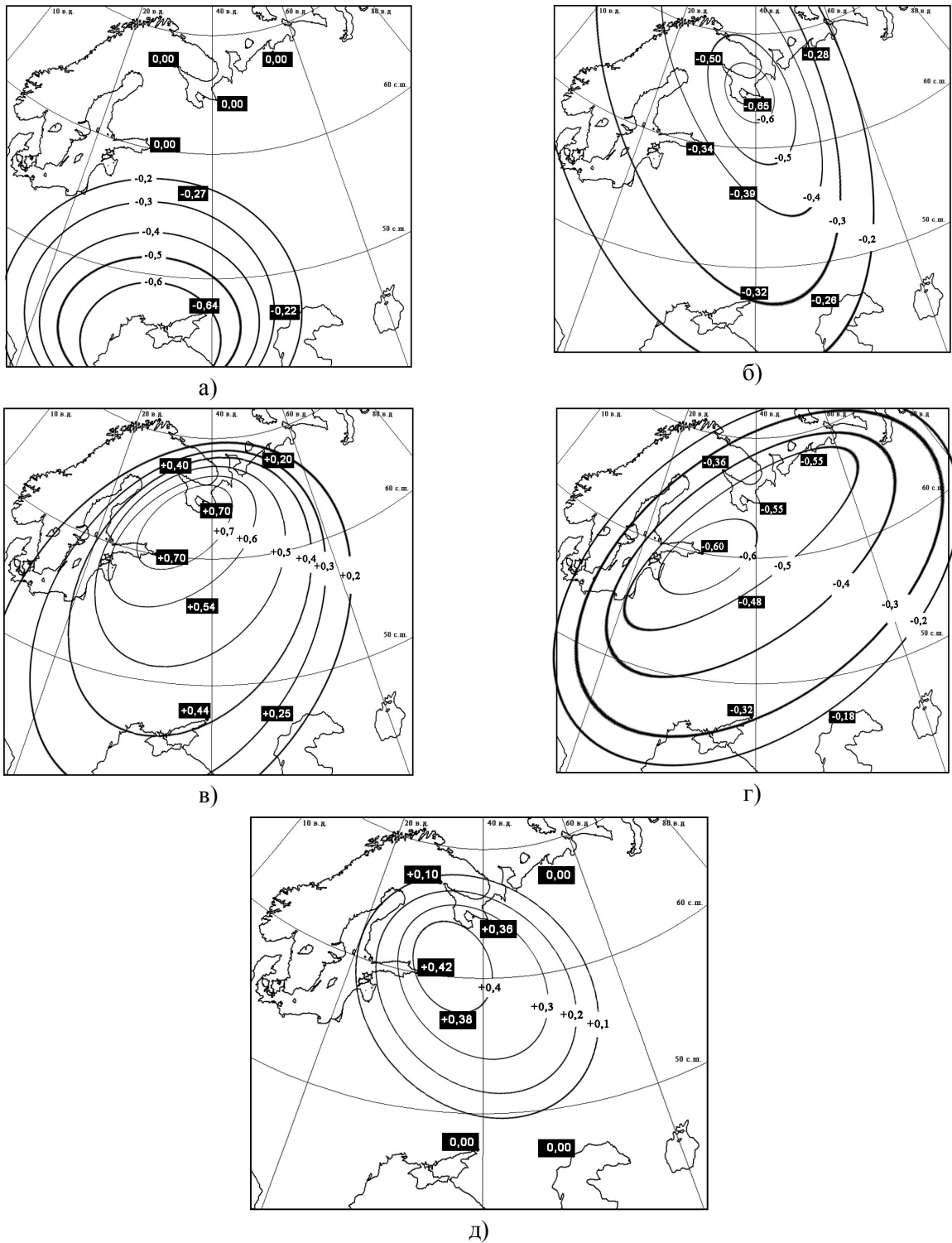


Рис. 10. Распределение ВК, определяющих влияние на СГДМ будущего ледового сезона наиболее значимых предикторов в августе:

а) P_a , б) P_c , в) $TСПб$, г) TP , д) $TIp - \frac{TAp + TСПб}{2}$.

Из анализа рис. 10 следует, что весовые коэффициенты для уравнений СГДМ в августе составляют 0,4-0,7 (при заблаговременности 7-8 месяцев), при этом увеличилось количество значимых предикторов. Что касается влияния интенсивности АМ и СМ на будущую СГДМ, то мы видим усиленное повторение апрельской ситуации. Действительно, рис. 6а, 6б и рис. 10а, 10б похожи. И тот, и другой ЦДА оказывают влияние на будущую суровость зимы в обратной зависимости: чем больше давление в Азорском максимуме в августе, тем менее суровая зима ожидается на южных морях; чем больше давление в Сибирском максимуме в августе, тем менее суровая зима ожидается на северных морях. Таким образом, август по состоянию и действию ЦДА аналогичен апрелю как месяц, когда закладываются процессы начала осенней перестройки атмосферы.

Следует заметить, что весенний сценарий действия термобарических полей развивается медленно, поэтапно. В марте начинают работать потоки количества движения и тепла, в апреле – интенсивность перестраивающихся ЦДА, в мае и июне – температурные параметры воздушных масс. Осенние процессы, продолжающие весенние и летние процессы формирования будущих значений СГДМ на европейских морях, идут значительно дружнее. Мы видим работу зонального температурного градиента (рис. 10д), аналогичную работе этого же предиктора в марте (рис. 5б). При этом увеличилась интенсивность воздействия, но сохранился знак и географический центр наибольшего влияния. Кроме аналогий с мартовскими и апрельскими процессами, мы можем проследить параллели с майскими и июньскими процессами. Так, можно сравнить рис. 7б, демонстрирующий влияние термического состояния Причерноморской воздушной массы в мае, и рис. 10г, который показывает проявившееся влияние этой же массы в августе. Мы видим, что поменялся знак влияния, а вот регион, на который оказывается наибольшее действие, сохранился. Это – Финский залив. Сравним также рис. 8а, на котором показано, как влияет термическое состояние евроатлантической воздушной массы на будущую суровость зим на акваториях российских морей, и рис. 10в, показывающий действие того же предиктора в августе. В данном случае мы наблюдаем не только смену знака, но и смещение центра наибольшего влияния с южных морей на северные моря.

Из вышеизложенного следует, что август является очень значительным месяцем для закладки зимних термобарических процессов.

На рис. 11 изображено распределение ВК, определяющих пространственное влияние на будущую СГДМ наиболее значимых сентябрьских предикторов.

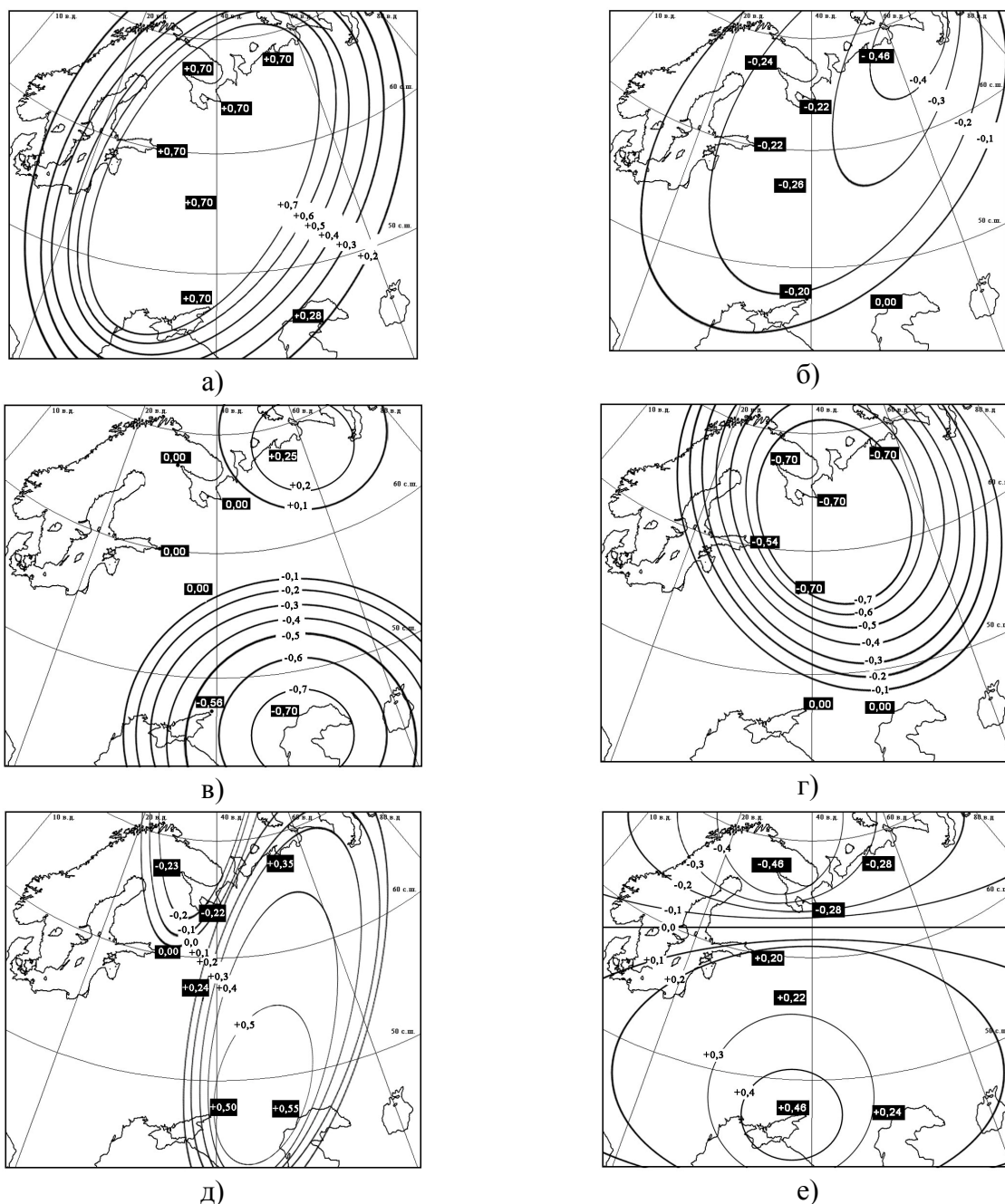


Рис. 11. Распределение ВК, определяющих влияние на СГДМ будущего ледового сезона наиболее значимых предикторов в сентябре:

$$\text{а) } P_c, \text{ б) } P_c - \frac{P_a + P_u}{2}, \text{ в) } TAp, \text{ г) } TСПб, \text{ д) } TP, \text{ е) } TИр - \frac{TAp + TСПб}{2}.$$

Из анализа рис. 11 следует, что весовые коэффициенты для уравнений СГДМ в сентябре составляют 0,4–0,7 (при заблаговременности 6-7 месяцев), при этом имеется большое количество значимых предикторов. На рис. 11а мы видим мощное влияние СМ на будущую СГДМ неарктических морей. Причем по сравнению с августом (рис. 10б) действие этого предиктора поменяло знак, и теперь наблюдается прямая связь: чем выше давление в СМ, тем

более суровая зима ожидает акватории европейских морей. Факт смены знака говорит о том, что большое значение для будущей суровости зимы имеет увеличение давления в районе СМ от августа к сентябрю. Чем быстрее произойдет смена тяги между СМ и АМ, тем раньше прекратится приток тепла от океана к материку.

Рис. 11г демонстрирует продолжение начавшегося в августе (рис. 10в) влияния температуры евроатлантической воздушной массы на суровость зимы (особенно на акваториях северных морей). Знак действия предиктора поменялся, и это говорит о том, что в данном случае основную роль играет скорость понижения температуры в этом регионе с августа по сентябрь.

На рис. 11е показано дипольное влияние зонального градиента температуры. При сравнении действия этого предиктора в сентябре с его работой в июне (рис. 8б) мы видим, что полюса диполя поменялись.

Выводы

В рамках работы по созданию метода долгосрочных ледовых прогнозов для морей европейской части России проанализированы особенности влияния ЦДА, а также зональных и меридиональных потоков тепла и количества движения на суровость предстоящей зимы. Проведенный анализ воздействия ЦДА на характер зим на морях европейской части России позволил выявить следующие закономерности.

- На суровость зим северных морей европейской части России наибольшее влияние оказывает интенсивность Исландского минимума в январе, а на суровость зим южных морей – Сибирского максимума в феврале.

- Закладка сценариев глобальных атмосферных и ледовых процессов начинается с заблаговременностью более года.

- Активное влияние предикторов, являющихся характеристиками евроазиатского термобарического поля, на СГДМ будущей зимы начинается в марте накануне весенней перестройки атмосферы.

- Весенний сценарий воздействия трансформации термобарических полей на суровость будущей зимы развивается поэтапно: в марте начинают работать потоки количества движения и тепла, в апреле – интенсивность перестраивающихся ЦДА, в мае и июне – температурные параметры воздушных масс.

- Наибольшее влияние предикторов, являющихся характеристиками евроазиатского термобарического поля, на СГДМ будущей зимы наблюдается в августе-сентябре, когда дей-

ствие предикторов, имеющих высокие весовые коэффициенты, охватывает большие пространства Европейской территории России.

- В августе-сентябре наблюдается одновременное влияние потоков количества движения и тепла, интенсивности перестраивающихся ЦДА и температуры воздушных масс.

- Влияние одних и тех же предикторов на группы северных и южных морей может иметь как одинаковые, так и разные знаки.

Впервые получено пространственное распределение количественных показателей, характеризующих степень влияния различных факторов на суммы градусодней мороза будущего ледового сезона на акваториях морей европейской части России.

Список использованных источников

1. *Абузяров З.К., Думанская И.О., Нестеров Е.С.* Оперативное океанографическое обслуживание. – М.: 2009. – 287 с
2. *Вангенгейм Г.Я.* Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики // Труды ААНИИ. – 1952. – Т. 34. – С. 3–14.
3. Географический атлас. – М: ГУ геодезии и картографии. – 1982. – 235 с.
4. *Гирс А.А.* Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 487 с.
5. *Думанская И.О.* Методика долгосрочного прогноза ледовых условий на европейских морях России // Метеоспектр. – 2009. – № 4. – С. 88–96.
6. *Думанская И.О.* Оценка возможности использования вероятностных характеристик дрейфующего льда и численной модели перераспределения льда в Белом море для гидрометеорологического обеспечения морских транспортных операций в условиях климатических изменений // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2007. – № 77. – С. 128–142.
7. *Думанская И.О.* Проблемы разработки методик долгосрочных ледовых прогнозов в условиях современных изменений климата // Метеоспектр. – 2008. – № 4. – С. 25–30.
8. *Думанская И.О., Котилевская А.М.* Оценка возможности использования в современной практике ледового обслуживания мореплавания прогностических методик XX века на неарктических морях России // Труды Гидрометцентра России. – 2009. – Вып. 343. – С. 67–88.
9. *Думанская И.О., Федоренко А.В.* Анализ связи ледовых характеристик морей европейской части России с макроциркуляционными атмосферными процессами // Метеорология и гидрология. – 2008. – № 12. – С. 82–94.
10. *Хромов С.П., Петросьянц М.А.* Метеорология и климатология. – М: Издательство МГУ, 2001. – 528 с.