

СОПРЯЖЕННОСТЬ ДРЕЙФА АЙСБЕРГОВ С ПОЛЕМ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

д-р геогр. наук Г.К.ЗУБАКИН, науч. сотр. Н.Е.ИВАНОВ,
науч. сотр. А.В.НЕСТЕРОВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: neivanov@aari.ru

Рассмотрен дрейф восьми айсбергов в северо-восточной части Баренцева моря с конца мая по август 2009 г. продолжительностью от 20 до 90 суток. Сопряженность дрейфа с полем атмосферного давления и ветром представлена регрессией скорости дрейфа по градиенту на основе теории А.М.Обухова и системой показателей векторной корреляции в инвариантной форме. Оценки ветровой и неветровой составляющих дрейфа получены корреляционным методом К.Ватанабе – З.М.Гудковича. Общая корреляция составила 0,75–0,9 и ослаблена в малоградиентном поле на 0,15–0,2. Средний ветровой дрейф направлен на запад и юго-запад, его модуль составил 1,5–5 см/с при средней скалярной скорости 4–13 см/с, максимуме 20–25 см/с. Уточненные по ветровому дрейфу оценки ветрового коэффициента и угла отклонения от геострофического ветра составили 0,010–0,015, 9–18°. Оценка неветрового дрейфа выявила на северо-востоке Баренцева моря циклоническую циркуляцию со скоростью около 5 см/с у Земли Франца-Иосифа (ЗФИ), 8 см/с у Новой Земли и 0,5 см/с в центре циркуляции.

Ключевые слова: северо-восточная часть Баренцева моря, дрейф айсбергов и его ветровая и неветровая составляющие, градиент атмосферного давления и геострофический ветер, векторная регрессия, коллинеарная и ортогональная корреляция, ветровой коэффициент и угол отклонения.

Рассматривается дрейф айсбергов в северо-восточной части Баренцева моря с конца мая по август 2009 г. продолжительностью от трех недель до трех месяцев. Семь айсбергов дрейфовали южнее Земли Франца-Иосифа и еще один ближе к Новой Земле. Район и карта траекторий дрейфа показаны на рис. 1а. На рис. 1б приведены в укрупненном масштабе графики траекторий каждого из айсбергов (сплошная линия).

Параметры айсбергов и траекторий их дрейфа приведены в табл. 1–3. Они изменяются в широких пределах: длина 50–450 м, ширина 45–235 м, высота надводной части 9,7–16,4 м, глубина подводной части 46–82 м, длина траектории дрейфа 150–700 км при результирующем перемещении 60–300 км. Статистический анализ изменчивости скорости дрейфа \vec{V} и градиента атмосферного $\vec{\nabla}P$ был выполнен на основе модели плоского евклидова вектора с модулем V и направлением φ векторно-алгебраическим методом [Бельшев и др., 1983]. Основными характеристиками являются: вектор математического ожидания \vec{m}_V , тензор дисперсии D_V с линейным инвариантом I_1 , характеризующим модуль полной (за счет V и φ) дисперсии, эллипс среднеквадратического отклонения (СКО) σ_V с полуосями $\lambda_{1,2}$, вытянутостью $\chi = \lambda_2 / \lambda_1$, ориентированный в направлении максимальной изменчивости α , коэффициент вариации

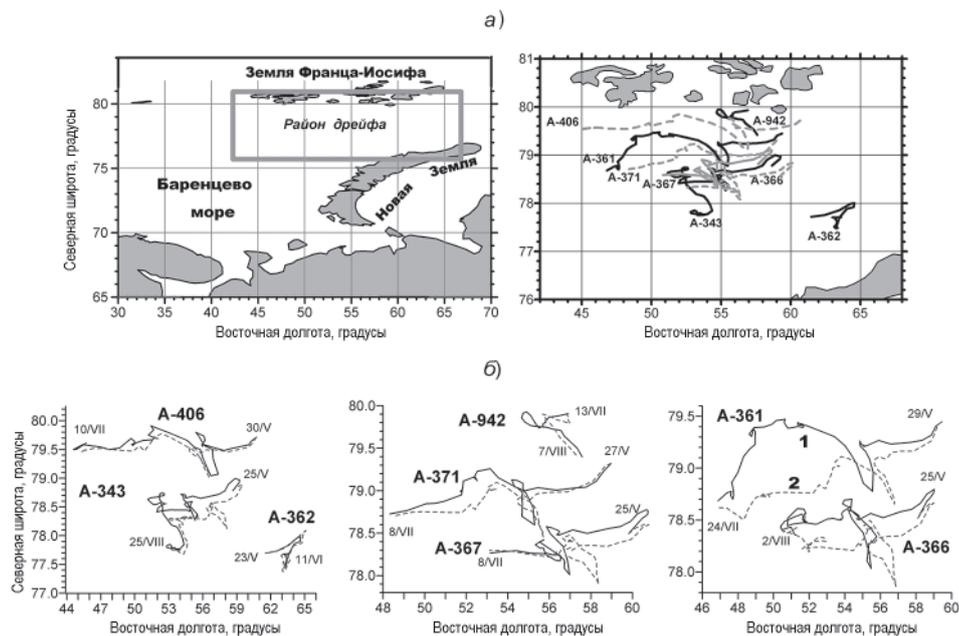


Рис. 1. Район и карта дрейфа айсбергов (а) в мае–августе 2009 г. и траектории дрейфа (б), измеренные (1) и реконструированные по регрессии (2).

$v = m_{\vec{v}} / I_1$. Используются среднее значение, СКО и максимум скалярной скорости \bar{V} , σ_V , V_{max} ; отношения $\gamma_d = \sigma_V / I_1$, $1 - \gamma_d$ показывают относительные вклады изменений модуля и направления в общую дисперсию. Зависимость случайных векторов описывает ковариационный тензор $Cov_{\vec{v}\vec{v}_p}$ с инвариантом I_1 , характеризующим интенсивность взаимных изменений коллинеарных составляющих векторов \vec{V} и \vec{V}_p , и индикатором вращения G , характеризующим интенсивность взаимных изменений ортогональных составляющих.

Показана взаимная согласованность параметров изменчивости изменений \vec{V} и \vec{V}_p , и одновременно выявлена заметная роль неветровых течений. Настоящая статья как раз и посвящена описанию зависимости \vec{V} от \vec{V}_p и составляющих суммарного дрейфа.

МЕТОДИКА СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Оценивание параметров векторной регрессии и корреляции

Со времени знаменитого дрейфа Ф.Нансена на «Фраме» установлена и подтверждена многочисленными изменениями [Гудкович, Доронин, 2001] пропорциональная зависимость скорости дрейфа от ветра, характеризуемая ветровым коэффициентом и углом отклонения

$$k = V / G, \quad \psi = \varphi_V - \varphi_G. \quad (1)$$

Здесь \vec{G} – скорость геострофического ветра. Линейная регрессия дрейфа по градиенту давления определена по теории А.М.Обухова [Обухов, 1939, 1945].

$$\vec{V} = A_{\vec{V}\vec{V}_p} \vec{V}_p + \vec{B}_{\vec{V}\vec{V}_p}, \quad (2)$$

в которой коэффициент регрессии – тензор $A_{\vec{r}\vec{v}P} = D_{\vec{r}\vec{v}P} D_{\vec{r}}^{-1}$ с компонентами $\{a_{i,j}\}$, $i, j = \overline{1,2}$, а свободный член $\vec{B}_{\vec{r}\vec{v}P}$ – вектор. Формула (2) учитывает (в неявном виде) совокупное воздействие на дрейф айсберга ветра и порождаемого им течения.

Поскольку зависимость случайных векторов определяется совместными изменениями их модулей и направлений, корреляцию должна описывать система показателей, а не одно число. Желательно, чтобы эта система не только измеряла величину корреляции, но и давала кинематическую интерпретацию. Использована система показателей коллинеарной $r_{\uparrow\downarrow}$ и ортогональной r_{\perp} корреляции, определенных через инварианты тензоров дисперсии $D_{\vec{r}}$ и ковариации $Cov_{\vec{r}\vec{v}P}$ [Иванов, 2004]. Методическая основа этого – частные определения когерентности взаимного спектра векторных случайных процессов [Большев и др., 1983].

$$r_{\uparrow\downarrow} = \frac{I_1^{(\vec{r}\vec{v}P)}}{\sqrt{I_1^{(r)} I_1^{(\vec{v}P)}}}, \quad r_{\perp} = \frac{G^{(\vec{r}\vec{v}P)}}{\sqrt{I_1^{(r)} I_1^{(\vec{v}P)}}}. \quad (3)$$

Комбинация $R_{\vec{r}}^2 \equiv \mu^2$, названная индикатором корреляции, подчеркивает необходимость совместного анализа $r_{\uparrow\downarrow}$ и r_{\perp} . В случае отсутствия зависимости $r_{\uparrow\downarrow} = r_{\perp} = 0$. В других ситуациях они принимают различные значения в диапазоне $(-1,1)$, такие, что при детерминированной зависимости $\mu = 1$, а при стохастической зависимости $\mu < 1$. Соотношение между $r_{\uparrow\downarrow}$ и r_{\perp} определяет вклады в общую корреляцию изменений взаимно коллинеарных и взаимно ортогональных составляющих векторов. В предельном случае, когда зависимость определяется только изменениями модулей \vec{V} и $\vec{V}P$, $r_{\uparrow\downarrow} = 0$, а $r_{\perp} = 0$ при одновременном усилении (ослаблении) обоих векторов и $r_{\uparrow\downarrow} < 0$ при усилении одного вектора и ослаблении другого вектора. Если $r_{\perp} > 0$, вектор \vec{V} развернут преимущественно вправо от вектора $\vec{V}P$, и наоборот. В случае $abs(r_{\uparrow\downarrow}) > abs(r_{\perp})$ угол ψ между \vec{V} и $\vec{V}P$ меньше 45° , и наоборот. Индикатор μ определяет детерминацию $R_{\vec{r}}^2 \equiv \mu^2$ – долю общей дисперсии, объясняемой регрессией (2) и статистическую значимость корреляции. Применение методов (2)–(3) для исследования дрейфа льда в Северном Ледовитом океане (СЛО) и его арктическом бассейне (АБ) описано в статьях [Иванов и др., 2011; Volkov et al., 2012].

Оценивание ветровой и неветровой составляющих дрейфа

Дрейф льда в СЛО имеет «чисто ветровую» и «неветровую» составляющие. При отсутствии прямых измерений течений для их выделения используют косвенные методы [Гудкович, Доронин, 2001]. Здесь использован корреляционный метод К.Ватанабе [Watanabe, 1962], развитый З.М.Гудковичем [Гудкович, 1965]. В обзоре [Гудкович, 1964] показаны достоинства этого метода – минимум исходных предположений и возможность обрабатывать как короткие, так и продолжительные серии измерений. Предполагается, что суммарный дрейф \vec{V} содержит аддитивно складывающиеся «чисто ветровой» дрейф \vec{U} и «неветровой» дрейф \vec{C} :

$$\vec{V} = \vec{U} + \vec{C}. \quad (4)$$

Составляющая \vec{U} зависит от локального ветра и определяет (после исключения приливного дрейфа) высокочастотную изменчивость \vec{V} (вблизи берегов к этому добавляется действие баротропных градиентных течений). Роль составляющей \vec{C} , не связанной с локальным ветром, важна для продолжительного дрейфа, согласно [Гуд-

кович, Доронин, 2011] в среднем по АБ ее вклад в результирующий дрейф составляет около 60%. Скорость «неветрового» поверхностного течения \vec{C} принята постоянной на основании того, что система поверхностных градиентных течений в СЛО формируется в процессе приспособления поля плотности к результирующей ветровой циркуляции, то есть является в основном бароклинной с большим временем становления.

В корреляционном методе [Гудкович, 1965] каждая из проекций скорости суммарного дрейфа связана уравнением множественной линейной регрессии с обеими проекциями скорости ветра. Расчетные скорости \vec{V} по ветру \vec{W} , полученные этим методом и по формуле (2), численно близки. Тесноту зависимости определяет матрица коэффициентов множественной корреляции. Совместная трактовка элементов $(R_{V_x;W_x,W_y}, R_{V_y;W_x,W_y})$ невозможна без дополнительных предположений, поэтому будем придерживаться определения (3).

Полагая скорость ветрового дрейфа зависящей только от локального ветра, определим ветровой дрейф по регрессии (2) с нулевым свободным членом

$$\vec{U} = A_{\vec{V}\vec{W}P} \vec{W}P, \quad (5)$$

в котором компоненты тензора регрессии $A_{\vec{V}\vec{W}P}$ вычислены по измерениям методом наименьших квадратов. По смыслу и численно это близко к определению Гудковича проекций U_x, U_y коэффициентами множественной регрессии. Из формул (4), (5) следует определение постоянного неветрового течения как векторной разности средних скоростей суммарного и ветрового дрейфа

$$\vec{C} = \vec{m}_V - \vec{m}_U. \quad (6)$$

З.М.Гудкович определил проекции C_x, C_y как свободные члены соответствующих уравнений регрессии. Это отличается от (6), так как $\vec{B}_{\vec{V}\vec{W}P} = \vec{m}_V - A_{\vec{V}\vec{W}P} \vec{m}_{\vec{W}P}$.

Оценка ветрового коэффициента и угла отклонения (1) даже при осреднении за длительное время не позволяет полностью исключить влияние неветрового дрейфа. Представляется полезным дополнительно определять эти значения по ветровому дрейфу в виде

$$k_U = U / G, \quad \psi_U = \varphi_U - \varphi_{\vec{C}}. \quad (7)$$

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Оценки зависимости дрейфа айсбергов от градиента давления и ветра

Приведены оценки показателей векторной корреляции среднесуточной скорости суммарного дрейфа айсбергов и градиента атмосферного давления и регрессионная реконструкция временных рядов скоростей и траекторий суммарного дрейфа по градиенту.

Корреляция скорости дрейфа и градиента

Сопоставление временных рядов скорости дрейфа \vec{V} и градиента давления $\vec{V}P$ и параметров их изменчивости продемонстрировало четкую реакцию \vec{V} на изменения $\vec{V}P$. Ключевым моментом является величина корреляции. В табл. 1 приведены оценки показателей коллинеарной r_{\downarrow} и ортогональной корреляции r_{\perp} , индикатора векторной корреляции по формуле (3) и соотношение абсолютных величин $\gamma_r = \text{abs}(r_{\downarrow} / r_{\perp})$, показывающее характерный угол отклонения дрейфа от изобары.

Таблица 1

Оценки показателей коллинеарной $r_{\uparrow\downarrow}$, ортогональной r_{\perp} корреляции скорости дрейфа и градиента давления, соотношения их модулей $\gamma_r = \text{abs}(r_{\uparrow\downarrow} / r_{\perp})$, индикатора корреляции μ и коэффициента детерминации $R_{\vec{v}}$ ² по синхронным среднесуточным значениям

№	Айсберг	Корреляция				$R_{\vec{v}}^2$
		$r_{\uparrow\downarrow}$	r_{\perp}	μ	γ_r	
1	343	0,17	-0,77	0,79	0,22	0,62
2	361	0,12	-0,76	0,77	0,16	0,59
3	362	0,16	-0,81	0,82	0,20	0,67
4	366	0,20	-0,84	0,86	0,24	0,74
5	367	0,25	-0,81	0,85	0,28	0,72
6	371	0,22	-0,86	0,89	0,26	0,79
7	406	0,20	-0,89	0,91	0,22	0,83
8	942	0,07	-0,51	0,52	0,14	0,27

Стандартная ошибка оценивания корреляции составляет для семи айсбергов 0,04–0,05, для А-942 – 0,08. Значимость корреляции на 95 % уровне в зависимости от объема выборки n составляет

n	20	30	40	50	60	70	80	90
$r_{0,95}$	0,44	0,37	0,32	0,28	0,26	0,24	0,22	0,21

Корреляция в табл. 1 значима на 95 % уровне, а для семи айсбергов (кроме А-942) она еще и весьма значительная – общая корреляция μ составляет от 0,77 до 0,91, так что регрессия (2) объясняет 60÷85 % общей дисперсии. Структура векторной корреляции для всех айсбергов качественно одинаковая – есть слабая положительная коллинеарная корреляция и сильная отрицательная ортогональная корреляция. Отношение γ_r составляет 0,15÷0,25, то есть дрейф отклоняется от геострофического ветра вправо на угол, существенно меньше 45°. Возможные причины ослабления корреляции для А-942 рассмотрены ниже. Для остальных семи айсбергов отметим относительно небольшие различия $r_{\uparrow\downarrow}$ и r_{\perp} между айсбергами при сильных различиях параметров изменчивости. Так, удельный размах для индикатора корреляции составляет $\tilde{R}_{\mu} = (\text{max} - \text{min}) / m = 0,2$, тогда как для средней скалярной скорости, модуля среднего вектора и линейного инварианта 0,6, 1,5 и 0,4 соответственно.

Регрессия, реконструкция скорости и траектории дрейфа

Тензор регрессии A_{rW} и вектор \vec{B}_{rW} в уравнении (2) вычислены по суточным значениям \vec{V} , $\vec{V}P$ и использованы для расчета скорости дрейфа по градиенту давления. На рис. 2 приведены ряды измеренных и вычисленных по регрессии (2) значений \vec{V} – векторы 1, 2. Они показывают, что регрессия адекватно воспроизводит все видимые особенности изменчивости для семи айсбергов с сильной корреляцией. Качественное соответствие имеется даже для А-942 со слабой корреляцией, но здесь регрессия недооценивает на отдельных участках реальное увеличение скорости. Важно, что и для А-942 регрессия воспроизводит реальные изменения направления дрейфа и качественно – тенденции к усилению и к ослаблению скорости.

Выше на рис. 1б приведены траектории дрейфа – реальные (сплошная линия) и вычисленные по регрессии (пунктир). При отмеченной выше сильной корреляции

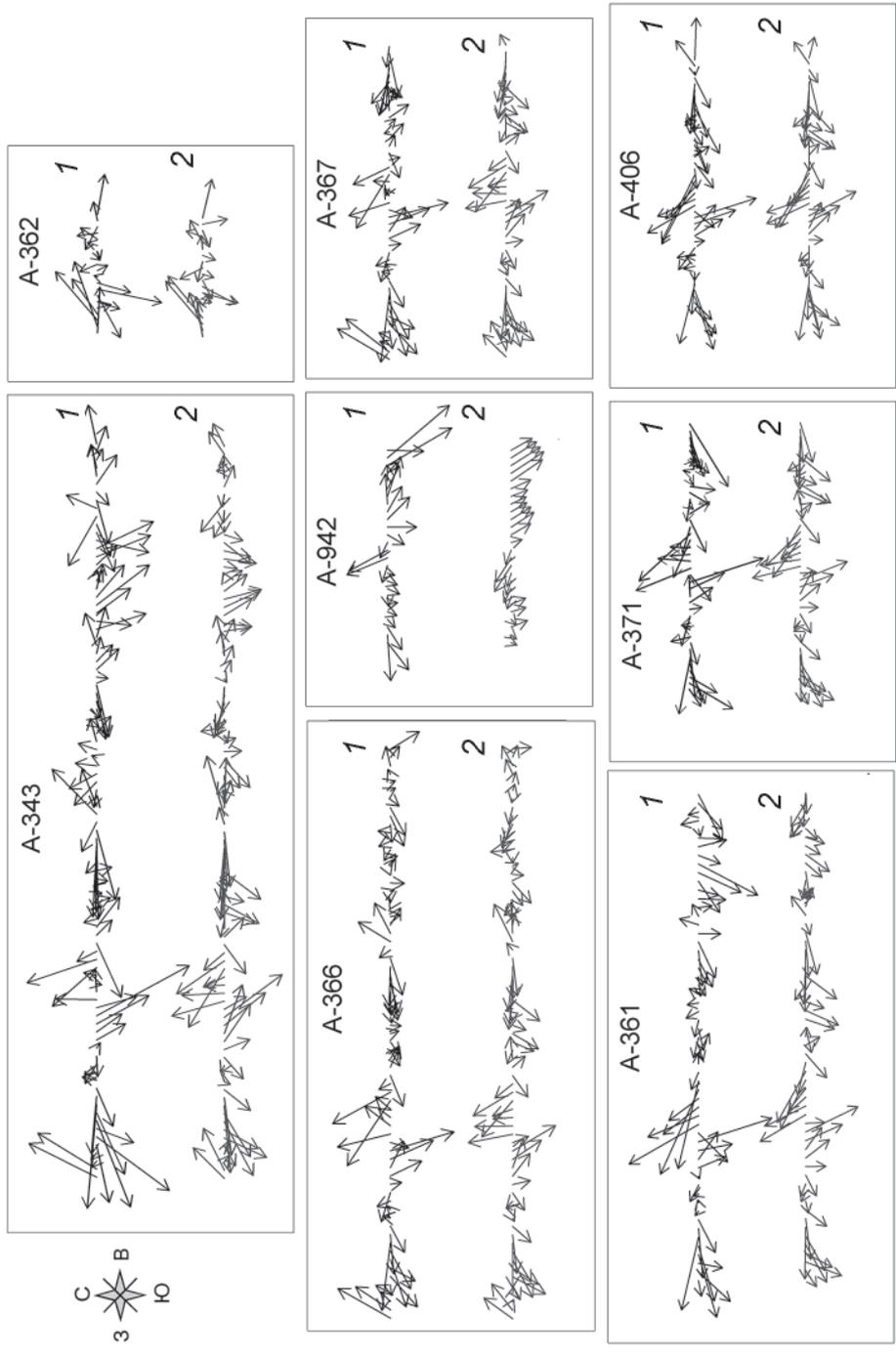


Рис. 2. Временные ряды среднесуточной скорости дрейфа, измеренной (1) и вычисленной по регрессии с градиентом давления (2).

вполне естественно хорошая воспроизводимость уравнением (2) реальных треков, наилучшая согласованность у айсбергов с самой сильной корреляцией (366–406). Регрессия качественно реконструирует даже отдельные элементы формы треков, а различия размеров этих элементов (такие, как ширина «петли» сперва южного, а затем северного дрейфа А-361 до и после 15 июня) связаны с действием неветровых факторов. Особенно важно, что регрессия описала основные черты движения А-942 с ослабленной корреляцией дрейфа и градиента, хотя восстановленная траектория оказалась более гладкой, чем реальная.

Возможные источники ослабления корреляции

Таблица 1 показала очень низкую корреляцию дрейфа и градиента $\mu = 0,52$ для айсберга А-942 с 13 июля по 07 августа. Согласно табл. 2 айсберги А-343, 361, 366 также показывают значимое ослабление корреляции в июле – начале августа сравнительно с корреляцией в мае–июне, но корреляция для них все равно заметно выше ($\mu = 0,68 \div 0,74$), чем для А-942.

Таблица 2

Оценки индикатора корреляции скорости дрейфа айсбергов и градиента атмосферного давления при усиленном (июнь) и при ослабленном (июль) градиенте

Период измерений	Номер айсберга			
	А-343	А-361	А-366	А-942
Май – июнь	0,83	0,83	0,90	–
Июль – начало августа (синхронно с А-942)	0,68	0,67	0,74	0,52

Одной из возможных причин может быть ослабленная реакция дрейфа на изменения градиента в малоградиентных полях давления. На рис. 3а приведены кривые обеспеченности $F(\nabla P \leq \nabla P_0)$ непревышения модулем градиента заданного значения ∇P_0 . Они демонстрируют ослабление ∇P в июле по сравнению с июнем. Величина ослабления примерно одинакова для всех айсбергов – в июле градиент $\nabla P \leq 1,0$ гПа/100 км имеет обеспеченность около 50 %, $\nabla P \leq 1,5$ гПа/100 км – около 90 %, а выход на 100% происходит при $\nabla P \cong 2,5$ гПа/100 км. В июне соответствующие зна-

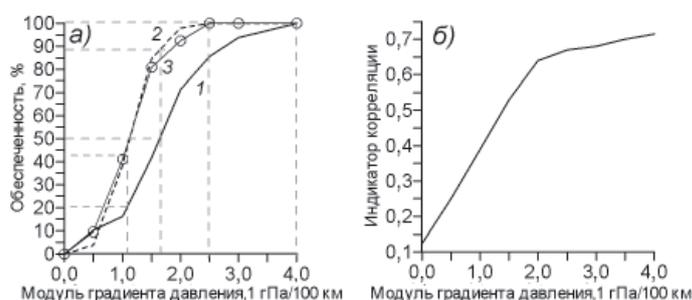


Рис. 3. Ослабление корреляции скорости дрейфа и градиента давления в малоградиентном поле: а – обеспеченность $F(\nabla P \leq \nabla P_0)$ модуля градиента давления: 1 – усиленный градиент с 25 мая по 11 июля (1 – А-343, 361, 366), 2, 3 – ослабленный градиент с 12 июля по 7 августа (2 – А-343, 361, 366, 3 – А-942); б – индикатор корреляции μ скорости дрейфа и градиента при непревышении ∇P заданного значения ∇P_0 .

чения ∇P для обеспеченности 50, 90 и 100 % составили 1,5, 2,5 и 4 гПа/100 км. На рис. 3б приведен график, демонстрирующий уменьшение индикатора корреляции при $\nabla P \leq 2$ гПа/100 км. Он получен для айсбергов А-343, 361, 366 последовательным исключением из исходной выборки значений $\nabla P > \nabla P_0$, использовались мгновенный градиент с дискретностью 6 часов и ежечасная скорость дрейфа.

Но это не объясняет аномально сильное ослабление корреляции для А-942, который дрейфовал ближе всех к ЗФИ (рис. 1а). Примерно здесь же дрейфовал А-406, но с 3 по 20 июня, и корреляция, наоборот, была усилена, $\mu = 0,94$. Возможными причинами слабой корреляции для А-942 могут быть прибрежные баротропные градиентные течения [Гудкович, Доронин, 2001], местные ветры и индивидуальные особенности самого айсберга А-942. Г.К.Зубакин [1987] также отмечает резкое ослабление корреляции в прибрежном районе южнее ЗФИ и связывает это с близостью к берегу.

Запаздывание реакции дрейфа айсбергов на изменение градиента

Для оценки запаздывания реакции скорости дрейфа на изменение градиента корреляция с временным сдвигом τ определена по мгновенным значениям $\vec{\nabla}P$ и по 1-часовым и 15-минутным значениям \vec{V} . В табл. 3 приведены оценки индикатора корреляции μ для А-942 с максимальной корреляцией синхронных среднесуточных значений $\mu = 0,91$ (табл. 1).

Таблица 3

Индикатор корреляции $\mu(\tau)$ градиента давления и скоростей дрейфа, осредненных за 1 час (*a* – со сглаживанием, *b* – без сглаживания) и за 15 минут при различном временном сдвиге

Дискретность	Временной сдвиг, ч								
	0	1	2	3	6	98	12	15	
1 ч	<i>a</i>	0,87	0,87	0,87	0,87	0,84	0,81	0,76	0,70
	<i>b</i>	0,71	0,71	0,70	0,69	0,68	0,64	0,59	0,55
15 мин		0,65	0,65	0,65	0,65	0,63	0,60	0,56	0,50

Согласно табл. 3 при переходе от среднесуточных значений к 1-часовым и 15-минутным происходит некоторое ослабление синхронной корреляции, но вид зависимости $\mu(\tau)$ во всех трех вариантах одинаков – медленное затухание, становящееся заметным при $\tau = 6$ ч, значимым при $\tau = 12$ ч. Следовательно, сглаживание \vec{V} (для подавления приливных колебаний) не может быть источником столь большого радиуса корреляции. Для айсбергов время реакции на изменение ветра должно быть больше, чем для льда, из-за большей массы и значительной глубины погруженной части (50 м для А-406). Отметим, что характерное время реакции дрейфового течения на изменение ветра составляет половину маятниковых суток, что примерно соответствует сдвигу $\tau = 12$ ч.

Оценки составляющих дрейфа

Ветровая составляющая дрейфа

Скорость ветрового дрейфа \vec{U} определена по уравнению (5) по среднесуточным значениям суммарного дрейфа \vec{V} и градиента давления $\vec{\nabla}P$. Параметры изменчивости \vec{V} и \vec{U} сопоставлены в табл. 4.

Согласно табл. 4 средняя скалярная скорость и максимум u ветрового дрейфа уменьшились до 4–13 см/с и 10–25 см/с против 7–15 см/с и 20–35 см/с у суммарного дрейфа. Модуль вектора средней скорости u семи айсбергов (без А-942) изменился до $m_{\vec{U}} = 1,5$ –5 см/с против $m_{\vec{V}} = 2$ –8 см/с. Общая изменчивость I_1 у семи айсбергов

Таблица 4

**Характеристики изменчивости скоростей (см/с)
суммарного \vec{V} (а) и ветрового \vec{U} (б) дрейфа**

Айсберг		Модуль			Средний вектор		СКО					$1-\gamma_d$	ν
		\bar{V}	σ	max	m	φ	I_1	λ_1	λ_2	χ	α		
343	а	8,7	6,0	25,8	1,8	221	10,5	8,1	6,6	0,81	276	45	5,8
	б	7,3	4,3	17,5	1,3	256	8,4	6,7	5,0	0,74	279	48	6,5
361	а	10,3	7,3	30,4	5,8	251	11,3	9,0	6,9	0,76	304	36	1,9
	б	8,1	4,3	19,5	3,0	251	8,7	7,3	4,8	0,65	315	51	2,9
362	а	13,4	9,4	31,5	3,8	92	16,2	14,1	7,9	0,56	52	42	4,3
	б	13,4	5,9	23,3	4,7	227	13,4	11,9	6,2	0,52	231	56	2,9
366	а	9,6	7,2	30,9	2,4	263	11,8	8,7	7,9	0,91	275	39	4,9
	б	9,0	5,1	19,7	2,0	266	10,0	7,7	6,7	0,77	268	49	5,0
367	а	11,4	7,0	27,1	3,7	262	12,9	9,8	8,4	0,86	288	46	3,5
	б	10,2	5,3	19,5	3,3	267	11,1	8,7	6,9	0,63	289	52	3,8
371	а	12,5	7,5	31,3	6,7	252	13,0	10,0	8,3	0,83	330	42	1,9
	б	11,3	5,2	21,1	4,9	248	11,5	9,0	7,2	0,81	329	55	2,3
406	а	15,1	8,5	34,2	8,1	265	15,4	12,6	8,8	0,70	300	45	1,9
	б	13,6	6,3	27,0	5,2	252	14,1	11,8	7,8	0,66	302	47	2,7
942	а	7,2	4,8	20,8	2,8	170	8,4	7,3	4,0	0,55	133	42	3,0
	б	4,2	2,5	9,9	0,2	159	5,0	5,0	0,2	0,002	135	50	25,0

уменьшилась до 8,5–14 см/с у ветрового дрейфа против 10,5–16 см/с у суммарного дрейфа. У айсберга А-942 I_1 ослабевает сильнее – до 5 см/с у ветрового дрейфа против 8,5 см/с у суммарного дрейфа.

По данным подробных по пространственному охвату и разрешению съемок северо-восточной части Баренцева моря в апреле 1976 г. [Зубакин, 1987] суммарный дрейф направлен на ЮЗ, его средняя скалярная скорость составила 5–7 см/с северо-восточнее ЗФИ и 15–20 см/с между ЗФИ и Новой Землей и южнее ЗФИ.

Особо отметим, что у А-362 $m_{\vec{U}}$ вырос по сравнению с $m_{\vec{V}}$ до 4,7 см/с против 3,8 см/с. При этом направления средних скоростей $\vec{m}_{\vec{U}}$ и $\vec{m}_{\vec{V}}$ у А-362 противоположные, а у остальных айсбергов близкие. Это особо подчеркивает роль постоянного неветрового течения. Другими проявлениями этого являются соотношения относительных дисперсий направления $1-\gamma_d$ и коэффициентов вариации ν . Их значения у ветрового дрейфа больше, чем у суммарного дрейфа (кроме ν для А-362). Следовательно, в суммарном дрейфе \vec{V} присутствует постоянная составляющая, направленная примерно так же, как и сам суммарный дрейф (кроме А-362).

Айсберг А-942 выделяется ничтожно малой средней скоростью ветрового дрейфа. Тот факт, что на высокочастотную изменчивость его дрейфа влияет не только ветер, демонстрирует относительная величина уменьшения средней скалярной скорости и общей дисперсии. Отношения \bar{U}/\bar{V} составляют 0,58 у А-942 против 0,80–0,95 у остальных айсбергов, отношения $I_1^{(\vec{U})}/I_1^{(\vec{V})}$ составляют 0,60 у А-942 против 0,80–0,95 у остальных айсбергов.

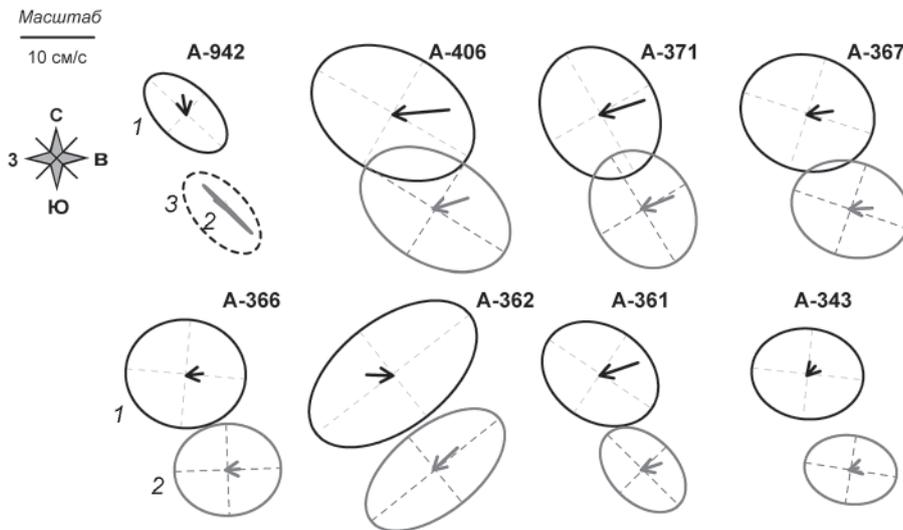


Рис. 4. Совмещенные векторы математического ожидания и эллипсы среднеквадратического отклонения суммарного (1), ветрового дрейфа (2) и геострофического ветра (3 – для А-942).

Особенно наглядно эти особенности видны на рис. 4, где совмещены векторы средней скорости и эллипсы СКО суммарного и ветрового дрейфа. Без учета А-942 эллипсы $\sigma_{\bar{v}}$ имеют такую же форму и ориентацию, как эллипсы $\sigma_{\bar{v}}$ (включая А-362 с противоположно направленными векторами $\bar{m}_{\bar{v}}$ и $\bar{m}_{\bar{v}}$), а уменьшение их размеров незначительное.

Для айсберга А-942 показан эллипс СКО геострофического ветра $\sigma_{\bar{G}}$ на рис. 4. Для остальных семи айсбергов эллипсы $\sigma_{\bar{G}}$ и $\sigma_{\bar{v}}$ практически не различаются по форме и ориентации. Эллипс $\sigma_{\bar{v}}$ у А-942 выродился в отрезок прямой. Этому соответствует реверсивный ветровой дрейф (рис. 5). У эллипса $\sigma_{\bar{v}}$ вытянутость $\chi = 0,55$. Это означает, что неизвестный нам фактор, ослабляющий корреляцию дрейфа и ветра, подавляет «поперечные» флуктуации ветрового дрейфа в направлении ЮЗ-СВ.

На рис. 5 приведены траектории суммарного и ветрового дрейфа.

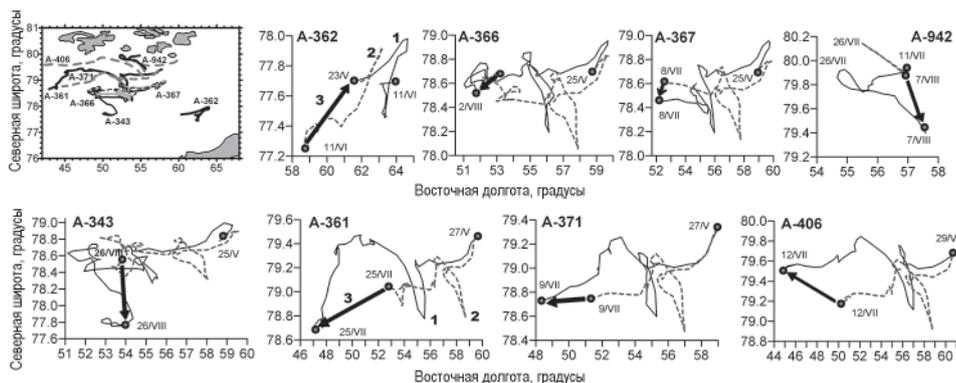


Рис. 5. Общая карта дрейфа айсбергов, траектории суммарного (1), ветрового (2) дрейфа и средний неветровой дрейф (3).

Для шести айсбергов (кроме А-362, А-942) траектории суммарного и ветрового дрейфа имеют сходную форму при том, что у ветрового дрейфа они менее протяженные, но более извилистые. Стрелка, соединяющая их концы, показывает направление среднего неветрового дрейфа. Для шести айсбергов ветровой и неветровой дрейф имеют однонаправленные составляющие. Дрейф айсберга А-942 под влиянием только ветра был бы поступательно-возвратным. У айсберга А-362 траектории суммарного и ветрового дрейфа различаются по форме, причем длина трека ветрового дрейфа и результирующее перемещение больше, чем у суммарного дрейфа; направления ветрового и неветрового дрейфа противоположные.

Оценки изобарического коэффициента и угла отклонения от изобары

При расчете ветровых коэффициентов k и углов отклонения ψ градиент давления переведен в геострофический ветер. Значения k_w, ψ_w по суммарному дрейфу сопоставлены с k_U, ψ_U по ветровому дрейфу. Согласно табл. 5 для суммарного дрейфа средний коэффициент k_V составил 0,014–0,018, угол отклонения от геострофического ветра (вправо) $\psi_w = 14\text{--}30^\circ$. Значения k_U и ψ_U уменьшились по сравнению с k_V, ψ_V до $k_U = 0,010\text{--}0,015, \psi_U = 9\text{--}18^\circ$.

Таблица 5

Оценки ветрового коэффициента и угла отклонения скорости дрейфа айсбергов от геострофического ветра для суммарного (а) и ветрового (б) дрейфа

Параметр	Айсберг						
	343	361	362	366	367	371	406
k_V а	0,014	0,015	0,018	0,014	0,015	0,015	0,016
k_U б	0,010	0,010	0,014	0,012	0,012	0,012	0,015
ψ_V а	22°	16°	14°	18°	17°	30°	28°
ψ_U б	12°	9°	10°	12°	18°	14°	12°

В Арктическом бассейне средние значения составляют $k \cong 0,02, \psi \cong 30^\circ$. От зимы к лету k и ψ увеличиваются, в июне–августе средние значения составляют $k = 0,017\text{--}0,022, \psi = 35\text{--}40^\circ$ [Гудкович, Доронин, 2001]. Для дрейфа станции СП-35 [Иванов, 2011] северо-восточнее Земли Франца-Иосифа с 16 мая по 8 июля 2008 г. получено $k = 0,016, \psi = 28^\circ$. Для северной части Баренцева моря в 1976–1977 гг. [Зубакин, 1987] среднее значение k составило 0,019, а южнее ЗФИ непосредственно у берега уменьшено до 0,010–0,015; средний угол отклонения $\psi = 28^\circ$. Эти оценки определены по реальному приповерхностному ветру. Соотношение скоростей приземного \vec{W} и геострофического \vec{G} ветра составляет для АБ в среднем $W/G = 0,5$ [Зубов, 1945], по более полным данным для летнего сезона $W/G = 0,55\text{--}0,6$ [Гудкович, Доронин, 2001]. При скорости ветра до 10–15 м/с (в мае–августе 2009 г. это отмечено в 80 % случаев) \vec{W} отклоняется от \vec{G} примерно на 30° вправо. По данным [Зубакин, 1987] для северной части Баренцева моря за 1977 г. отношение W/G составило 0,46 в марте–апреле, 0,64 в мае–июне и 0,61 в среднем за весь период.

По многолетним данным [Гудкович, Доронин, 2001] для геострофического ветра в АБ в июне–августе $k = 0,009\text{--}0,011, \psi = 10\text{--}20^\circ$. В работе [Thorndike, Colony, 1982] по дрейфу большого количества буев в 1979–1980 гг. и по геострофическому ветру получены для июля–сентября средние значения $k = 0,011, \psi = 15\text{--}20^\circ$ при минимуме $k = 0,005, \psi = -10\text{--}12^\circ$ и максимуме $k = 0,013, \psi = 30^\circ$. Для января–июня средние значения составили $k = 0,008, \psi = 2\text{--}7^\circ$.

В арктических морях по сравнению с АБ значения k несколько увеличиваются, а значения ψ уменьшаются на 5–10°. Сопоставление данных табл. 5 с приведенными характерными значениями показывает, что оценки k_U, ψ_U более реалистичны, чем k_V, ψ_V . Для айсбергов значения k и ψ в целом несколько больше, чем для льда. Это можно объяснить тем, что сравнительно с льдом в дрейфе айсбергов существенна роль порождаемого ветром течения.

Неветровая составляющая дрейфа

Расхождение траекторий суммарного и ветрового дрейфа айсбергов на рис. 5 указывает на заметную роль неветровых течений. Скорость постоянного поверхностного течения \vec{C}_1 определена по формуле (6). Геометрический аналог – определение \vec{C}_3 по вектору, соединяющему концы траекторий реального и ветрового дрейфа (рис. 5), позволяет оценить вклад \vec{C} в суммарный дрейф по соотношению размеров и формы треков суммарного и ветрового дрейфа. Дополнительно использовано определение Гудковича $\vec{C}_2 = \vec{B}_{\vec{r}\vec{U}}$ как свободного члена в регрессии (2). Здесь в качестве независимого фактора использована скорость ветрового дрейфа \vec{U} , а не градиент $\vec{\nabla}P$, поскольку ветровые коэффициенты и углы отклонения для суммарного и ветрового дрейфа численно близки, но не тождественны.

Оценки \vec{C} и средние скорости суммарного \vec{m}_V и ветрового \vec{m}_U дрейфа приведены в табл. 6. Айсберги перемещаются в пространстве. Поскольку \vec{C} предполагается постоянной, ее оценки получены по отрезкам траекторий дрейфа для исключения эффектов пространственной неоднородности. В табл. 6 оценки получены по данным за май–июнь, за июль и за август 2009 г.

Таблица 6

Средние скорости суммарного \vec{m}_V , ветрового дрейфа \vec{m}_U и скорость неветрового дрейфа \vec{C}_1

Айсберг	Начало и окончание наблюдений	\vec{m}_V		\vec{m}_U		«Постоянное» течение					
		m_V	φ_V	m_U	φ_U	\vec{C}_1		\vec{C}_2		\vec{C}_3	
						C_1	φ_1	C_2	φ_2	C_3	φ_3
Май–июнь 2009 г.											
343	25/V – 30/VI	2,7	249	1,7	254	1,0	240	1,2	230	0,9	237
361	29/V – 30/VI	6,5	270	2,7	234	4,4	290	4,2	287	4,5	291
362	23/V – 11/VI	3,8	92	4,7	227	7,8	66	7,8	67	7,7	67
366	25/V – 30/VI	2,8	273	1,9	249	1,3	308	0,9	316	1,2	310
367	25/V – 30/VI	2,2	251	1,9	258	0,4	214	0,3	197	0,3	216
371	29/V – 30/VI	5,6	256	3,6	238	2,4	283	2,2	273	2,5	284
406	30/V – 30/VI	8,1	265	4,5	247	4,1	285	4,1	279	4,2	283
Июль–август 2009 г.											
343	1 – 31/VII	2,1	278	2,4	288	0,5	155	0,6	142	0,5	152
361	1 – 24/VII	5,6	223	3,7	267	3,9	181	3,7	202	4,0	184
366	1/VII – 2/VIII	2,1	247	2,4	283	1,4	163	1,0	162	1,3	165
942	13/VII – 7/VIII	2,8	170	0,2	159	2,6	170	2,4	165	2,6	169
Август 2009 г.											
343	1 – 25/VIII	4,6	153	1,5	166	3,2	146	2,9	157	3,1	151

Таблица 6 показывает, что \vec{C}_1 и \vec{C}_3 практически неразличимы, а отличие от них \vec{C}_2 мало. На первом и на третьем участках у всех айсбергов, кроме А-362, векторы \vec{m}_v и \vec{C} имеют однонаправленные составляющие, а у А-362 направления ветрового и неветрового дрейфа противоположны. Это подтверждает целесообразность предварительной оценки направлений составляющих дрейфа по коэффициентам вариации. Наибольшая скорость неветрового дрейфа около 8 см/с определена для А-362 с 23 мая по 11 июня. В остальных случаях модуль \vec{C} изменяется от 0,5 до 4,5 см/с.

Карты средних скоростей суммарного \vec{m}_r , ветрового \vec{m}_v дрейфа и постоянного течения \vec{C} приведены на рис. 6. Карта 6в показывает для \vec{C} внос в Баренцево море южнее ЗФИ, разворот к югу по мере продвижения к западу в июле и августе и вынос из Баренцева моря у Новой Земли. В этой циклонической циркуляции модуль уменьшается от периферии к центру.

Полученные оценки качественно согласуются с ранее опубликованными [География Мирового океана, 1985; Гудкович, Доронин, 2001; Никифоров, Шпайхер, 1980; Фролов и др., 2005]. Одна из наиболее подробных схем поверхностных течений в СЛО приведена в атласе [Атлас Арктики, 1985]. Оценки на рис. 6в согласуются с ней не только по направлению, но и по величине скорости. Согласно атласу южнее ЗФИ течение со скоростью до 5 см/с направлено к западу, а у западной оконечности ЗФИ появляется составляющая к югу. Вдоль Новой Земли течение со скоростью от 5–10 см/с до 20 см/с направлено к северо-востоку. В работе [Зубакин, 1987] приведена карта скоростей постоянного течения в северной части Баренцева моря, вычисленных по данным за 1976–1977 гг. На ней южнее ЗФИ прослеживается прибрежное течение, направленное на запад (у западной оконечности ЗФИ на юго-запад), и течение Полярного желоба, направленное на юго-запад. Направление его в Баренцево море

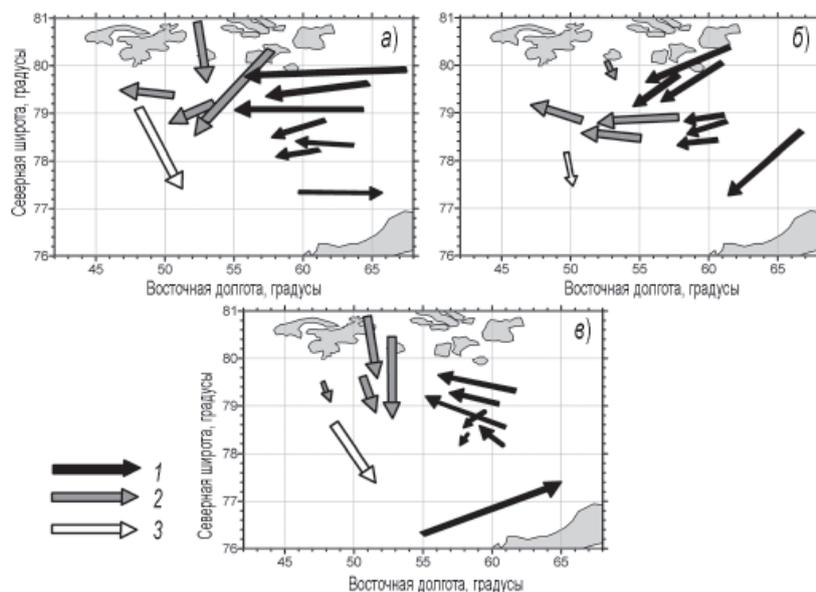


Рис. 6. Карты средних скоростей суммарного \vec{m}_r (а), ветрового дрейфа \vec{m}_v (б) и скорости неветрового дрейфа \vec{C} (в) в мае–июне (1), в июле (2) и в августе (3).

у северной оконечности Новой Земли демонстрирует сильную межгодовую изменчивость течений в этом районе.

Вклад постоянного течения в суммарный дрейф определен по отношению результирующих перемещений $\gamma_R = 1 - R_U/R_V$ ветрового и суммарного дрейфа (рис. 5, линии 1, 2). Их значения составили 0,15–0,45. По данным [Гудкович, Доронин, 2001] этот вклад в среднем в АБ около 0,6, но эта оценка получена за длительное время – от сезона и дольше.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Исследован дрейф восьми айсбергов в северо-восточной части Баренцева моря в мае–августе 2009 г. продолжительностью от 3 недель до 3 месяцев и его зависимость от градиента давления и ветра. Скорость дрейфа \vec{V} и градиент давления $\vec{\nabla}P$ рассматриваются как случайные евклидовы векторы. Зависимость \vec{V} от $\vec{\nabla}P$ представлена векторной линейной регрессией по теории А.М.Обухова, системой показателей векторной корреляции, ветровыми коэффициентами и углами отклонения дрейфа от геострофического ветра \vec{G} .

2. Наиболее важна сильная корреляция \vec{V} и $\vec{\nabla}P$. Для семи айсбергов общая корреляция среднесуточных значений составляет 0,77–0,90 и связана с зависимостью однонаправленных составляющих \vec{V} и \vec{G} . Уменьшение корреляции до 0,67–0,75 в июле указывает на ослабление чувствительности дрейфа к изменениям ветра в малоградиентном барическом поле. Вблизи Земли Франца-Иосифа корреляция ослабевает до 0,52, что предположительно связано с баротропными градиентными течениями. Регрессия \vec{V} по $\vec{\nabla}P$ воспроизводит все видимые особенности временных рядов \vec{V} и траекторий дрейфа даже при ослабленной корреляции.

3. Для выделения «чисто ветрового» \vec{U} и «неветрового» дрейфа \vec{C} использован корреляционный метод К.Ватанабе – З.М.Гудковича. Средняя скалярная скорость \bar{U} и максимум U_{max} составили 4–13 см/с и 10–25 см/с. Модуль \bar{m}_U у семи айсбергов составил 1,5–5 см/с при общей изменчивости 8,5–14 см/с. У ветрового дрейфа по сравнению с суммарным усилены относительная дисперсия направления, неустойчивость и извилистость траектории.

4. Выделение составляющих дрейфа позволило уточнить ветровые коэффициенты и углы отклонения от геострофического ветра. Их средние значения составили: по суммарному дрейфу $k_V = 0,014–0,018$, $\psi_V = 14–30^\circ$, по ветровому дрейфу $k_U = 0,010–0,015$, $\psi_U = 9–18^\circ$.

5. Оценка неветрового дрейфа выявила постоянное поверхностное течение, направленное у Земли Франца-Иосифа в Баренцево море (с последующим разворотом к югу), а у Новой Земли из Баренцева моря. Его скорость уменьшается от 4,5 см/с у ЗФИ и от 8 см/с у Новой Земли до 0,5 см/с в центре этой циклонической циркуляции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас Арктики. М.: Главное управление геодезии и картографии при СМ СССР, 1985. 204 с.
Бельшев А.П., Клеванцов Ю.П., Рожков В.А. Вероятностный анализ морских течений. Л.: Гидрометеоздат, 1983. 264 с.
География Мирового океана. Северный Ледовитый и Южный океан. Л.: Наука, 1985. 501 с.

- Гудкович З.М. К изучению дрейфа ледяного острова «Т-3» // Проблемы Арктики и Антарктики. 1964. № 17. С. 30–35.
- Гудкович З.М. Корреляционный метод обработки наблюдений над течениями // Проблемы Арктики и Антарктики. 1965. № 21. С. 56–60.
- Гудкович З.М., Доронин Ю.П. Дрейф морских льдов. СПб.: Гидрометеиздат, 2001. 110 с.
- Зубакин Г.К. Крупномасштабная изменчивость состояния ледяного покрова морей Северо-Европейского бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 160 с.
- Иванов Н.Е. О характеристиках корреляции скоростей ветра, морских течений и дрейфа льда // Метеорология и гидрология. 2004. № 8. С. 61–72.
- Иванов Н.Е., Висневский А.А., Соколов В.Т. Ветровой дрейф станции «Северный полюс-35» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 1 (87). С. 5–21.
- Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 270 с.
- Обухов А.М. Нормальная корреляция векторов // Известия АН СССР. 1938. № 3. С. 339–369.
- Обухов А.М. Теория корреляции векторов // Ученые записки МГУ. 1945. Вып. 45. С. 73–92.
- Фролов И.Е., Гудкович З.М., Радионов В.Ф., Тимохов Л.А., Широков А.В. Научные исследования в Арктике. Т. 1. Научно-исследовательские дрейфующие станции «Северный полюс». СПб.: Наука, 2005. 267 с.
- Thorndike A.S., Colony R. Sea Ice Motion in Response to Geostrophic Winds // Journal of Geophysical Res. 1982. Vol. 87. № C8. P. 5845–5852.
- Volkov V.A., Ivanov N.E., Demchev D.M. Application of a vectorial-algebraic method for investigation of spatial-temporal variability of sea ice drift and validation of model calculations in the Arctic Ocean // Journal of Operational Oceanography. 2012. Vol. 5. № 2. P. 61–71.
- Watanabe K. Drift velocities of the ice measures from air and current introduced components. Study on sea ice in the Okhotsk (II) // Oceanogr. Mag. 1962. Vol. 14. № 11. P. 23–37.

G.K.ZUBAKIN, N.E.IVANOV, A.V.NESTEROV

CORRELATION OF ICEBERG DRIFT WITH FIELDS OF ATMOSPHERIC PRESSURE IN THE NORTH-EASTERN BARENTS SEA

The drift of eight icebergs in the North-Eastern Barents Sea since end of May till August 2009 with duration of 20 – 90 days is studied. Iceberg drift correlation with sea level pressure field comes up with the drift speed regression according pressure gradient. The matter was examined based on A.M.Obukhov theory and on the ground of vectors correlation metrics in the invariant form. Estimates of wind drift and non-wind drift were made by correlation method of Watanabe–Gudkovitch. The total correlation is 0,75–0,9. It is extenuated in flat gradient field by 0,15–0,2. The average wind drift is westward and south-westward. Its magnitude is 1,5–5,0 cm/sec at average scalar speed of 4–13 cm/sec, 20–25 cm/sec at maximum. Estimates amended according the wind drift of wind-driven coefficient and geostrophic wind alteration angle are 0,010–0,015, 9–18°. Valuations of non-wind drift make clear the cyclonic circulation in the North-East of the Barents Sea with 5 cm/sec near Frantz Josef Land; 8 cm/sec near Novaya Zemlya and 0,5 cm/sec in the circulation center.

Keywords: North-Eastern Barents Sea; the drift of icebergs and its wind drift and non-wind drift components; air pressure gradient and geostrophic wind; vector regression; collinear correlation and orthographic correlation; wind-driven coefficient and alteration angle.