Расчет сжатия ледяного покрова моря по спутниковым изображениям

А.И. Алексанин^{1,2}, М.Г.Алексанина^{1,2}, А.Ю.Карнацкий¹

¹Институт автоматики и процессов управления ДВО РАН Владивосток, 690041, Россия ²Дальневосточный федеральный университет, Владивосток, 690091, Россия E-mail: margeo@mail.ru

В работе описывается новый метод автоматического расчета локальных показателей сжатия и разрежения в ледяном покрове моря. В основе предлагаемого подхода лежит расчет скоростей дрейфа льда, рассматриваемых как скорости перемещений маркеров, которые определяются по последовательности изображений с метеорологических спутников. Локальный показатель сжатия и разрежения ледяного покрова моря рассматривается как скорость изменения расстояния между отдельными элементами ледяного покрова моря. Предложен подход к расчету локальных показателей сжатия и разряжения. Локальный показатель сжатия и разрежения определяется двумя параметрами — скалярной величиной сжатия/разряжения и направлением оси сжатия/разрежения. Подход позволяет оценить точность и статистическую значимость рассчитываемых параметров. Приводятся результаты работы предложенного подхода на примере ледяного покрова Охотского моря в апреле 2010 г. на подходе к порту Магадан. Скорости дрейфа ледяного поля рассчитывались по парам спутниковых изображений радиометра MODIS с пространственным разрешением 250 м и временным интервалом 24 ч. Показано, что результаты работы предложенного подхода соответствуют визуально наблюдаемым параметрам сжатия и разрежения. Отмечена значительная изменчивость локальных оценок сжатия/разряжения, получаемых при разных размерах окрестности анализа дрейфа ледяного покрова.

Ключевые слова: спутниковые изображения, скорость перемещения маркера, дрейф льда, величина сжатия льда, направление оси сжатия льда

Одобрена к печати: 25.09.2017 DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-7-210-224

Введение

Ледовые сжатия, возникающие в замерзающих морях вследствие неравномерности дрейфа льда, относятся к наиболее опасным для судоходства гидрометеорологическим явлениям (Апполонов, Сазонов, Бокатова, 2012; Мастрюков, 2014). Многолетние исследования столь серьезного природного феномена позволили выявить основные его черты и закономерности, например, взаимосвязь сжатия льдов и интенсивного дрейфа (Опасные..., 2010; Кулаков, Макштас, 2013; Демчев и др., 2016). Дрейф, деформация, сжатие льда — это все проявления динамики ледяного покрова. Согласно руководству по методам измерений характеристик динамики ледяного покрова (Степанюк, Смирнов, 2001) под «чистой» динамикой ледяного покрова моря понимают изменчивость во времени расположения элементов льда. Под сжатием понимают уменьшение расстояний между отдельными льдинами, которое приводит к увеличению сплоченности дрейфующих льдов (http://www.aari.nw.ru/gdsidb/glossary/r1.htm). С математической точки зрения это зоны отрицательной дивергенции дрейфа льда. Однако, помимо расчета положения таких зон, важной характеристикой является направление сжатия, знание которого существенно влияет на эффективность ледовой проводки судов (Гольдштейн, Осипенко, 2015).

Основные причины возникновения сжатия льдов — различия в скорости и направлении дрейфа. Направление, степень, площадь распространения и продолжительность действия

сжатий зависят от пространственно-временной изменчивости внешних сил, действующих на ледяной покров (ветер, течения, приливо-отливные явления), а также от неоднородности свойств самого ледяного покрова (толщина и торосистость льда) (Клячкин, Гузенко, Май, 2015).

Обычно балльность ледового сжатия определяется визуально по виду ледового поля (Сливаев, 2017). Для формализации определения сжатия льда часто используют скорость смыкания кромок проложенного во льдах канала за ледоколом. В этом случае между степенью сжатия и скоростью смыкания кромок канала существует определенная связь (Апполонов, Сазонов, Бокатова, 2012) (*табл. 1*), выявленная Казаковым А.Т. на основании обработки данных натурных экспериментов (Сазонов, 2010).

Степень сжатия, баллы	Скорость закрытия канала, м/с
0-1	0,01-0,02
1	0,04–0,05
1-2	0,07–0,08
2	0,15-0,20
2-3	0,23-0,27
3	>0,3

Таблица 1. Скорость закрытия канала за ледоколом в зависимости от степени сжатия ледяного покрова

Используемые на практике подходы к определению силы сжатия морского льда в основном опираются на различные динамические модели ледового покрова моря. Например, в работе (Клячкин, Гудкович, Гузенко, 2012) для получения экстремальных оценок дрейфа и сжатий льда используется численная модель краткосрочного прогноза дрейфа. Модель предоставляет возможность прогнозировать временную эволюцию основных параметров ледяного покрова: сплоченность (общую и частную), толщину (по каждой возрастной градации), дрейф, сжатие, торошение, разрушенность, положение границ припая. Для этих же целей в работах (Volkov, Ivanov, Demchev, 2012; Волков и др., 2016) используется векторно-алгебраический подход для описания полей дрейфа льда. В работе (Rampal et al., 2016) предложена термодинамическая модель neXtSIM на основе лагранжевого подхода, позволяющая описывать деформации морского льда в пространстве и времени. В результате обработки модельных результатов получаются матрицы скалярных величин, отражающие проявления сжатия заданной интенсивности (слабое, среднее, сильное) и его вероятность. Однако достоверность моделирования подтвердить сложно в силу отсутствия регулярных измерений параметров сжатия.

Широко используемыми средствами наблюдения за морским ледяным покровом являются данные спутников дистанционного зондирования в различных диапазонах спектра — видимом, инфракрасном (ИК), микроволновом. Для наблюдения за морским ледовым покровом более всего подходят оперативные данные с метеорологических спутников, информация с которых поступает бесплатно и без ограничения в режиме непосредственной передачи:

NOAA&METOP/AVHRR, Terra&Aqua/MODIS, Suomi-NPP/VIIRS. На основе спутниковых данных созданы технологии расчета сплоченности льда, его типа, толщины, возраста, температуры, технологии обнаружения торосов (Асмус, Кровотынцев, Пяткин, 2015; Бухаров и др., 2014; Смирнов и др., 2010; Lavergne et al., 2010; Бычкова, Захватина, 2014).

Для определения зон сжатия ледового поля по спутниковым изображениям применяется два подхода. Первый рассматривает проявление сжатий как сгущение трещин, опираясь на адаптированные методы линеаментного анализа, ранее использовавшегося для изучения структур суши (Пяткин, Салов, 2002; Асмус, Кровотынцев, Пяткин, 2010). В работах (Апполонов, Сазонов, Бокатова, 2012; Бабич, 2011; Гольдштейн, Осипенко, 2015; Фролов, 2013) указывается, что тип ориентации разрывов в ледяном покрове относительно генерального курса движения ледокола является одной из важнейших ледовых характеристик плавания в Арктическом бассейне. Второй подход, более общепринятый, заключается в поиске зон сжатия и опирается на расчет дивергенции и сдвига векторного поля скоростей дрейфа льда (Клячкин, Гудкович, Гузенко, 2012; Yu et al., 2009; Lindsay, Zhang, Rothrock, 2003; Lukovich et al., 2014). Используются в основном изображения локаторов с синтезированной аппретурой высокого пространственного разрешения. Территория покрытия, обеспечиваемая локатором, небольшая. Ежедневное получение информации возможно только для ограниченной по площади акватории. Направления сжатия не рассчитываются, хотя они являются важной характеристикой при проводке судов во льдах (Бабич, 2011). Методическая проработанность подхода к определению параметров зон сжатия остается недостаточной. Конкретные методики определения направления сжатия ледового поля по спутниковой информации отсутствуют. Несмотря на имеющиеся технологии в обработке спутниковых данных, интерактивные методы интерпретации по-прежнему преобладают (http://shipslib.com/device/ib/al5.html; http:// refdb.ru/look/1190722-pall.html).

В представляемой работе предпринята попытка предложить формализованную методику оценки направления и величины сжатия льда и алгоритм автоматического их определения по спутниковым изображениям. Суть предлагаемого подхода состоит в том, чтобы сжатие/ разрежение рассматривать как скорость изменения расстояния во времени между наблюдаемыми элементами среды и выделять направление, где эта скорость наибольшая.

Расчет сжатия льда

Расчет локальных показателей сжатия/разрежения

В качестве исходных данных используются спутниковые изображения в видимом или инфракрасном спектральных диапазонах. На первом шаге строятся скорости дрейфа льда. Для расчета скорости дрейфа (перемещения) льда применяется разработанный нами метод (Алексанин, Алексанина, Карнацкий, 2011, 2013), являющийся аналогом метода максимума кросс-корреляции (Emery et al., 1986) и позволяющий нивелировать недостатки последнего.

На сетке заданного размера Lx×Ly пикселей считаются скорости перемещения льда по двум изображениям с временным интервалом от нескольких часов до суток. На втором шаге по рассчитанным скоростям перемещений ледяного покрова моря оцениваются показатели сжатия и разрежения.

Суть предлагаемого подхода состоит в том, что сжатие рассматривается как уменьшение (-) расстояния между двумя перемещающимися точками на паре изображений, а разрежение, наоборот, как увеличение (+) этого расстояния. Пара точек на первом изображении образует вектор R^k , началом которого является узел сетки X_{ij} , в котором рассчитываются параметры сжатия/разряжения. Положения узлов сетки расчета параметров совпадают с положениями узлов сетки расчета дрейфа льда, но они в несколько раз реже.

Определим локальный показатель сжатия или разрежения C как изменение длины вектора R^k в единицу времени (*puc. 1a*):

$$C_{ij}^{k} = \frac{S_1 - S_0}{\Delta t},\tag{1}$$

где Δ*t* — интервал времени между спутниковыми изображениями; *S*₀ — начальное расстояние между точками; *S*₁ — конечное расстояние.



Рис. 1. Схема расчета параметров сжатия: а) схема расчета локальных показателей сжатия Скіў; б) фрагмент карты дрейфа льда и «роза» локальных показателей сжатия в окрестности исследуемой точки в торе Ω с радиусами R, R+ΔR, красными цветом указано направление сжатия, а зеленым направление разрежения; в) схема расчета показателя сжатия С⁻

Локальные показатели сжатия рассчитываются для разных направлений R^k , характеризующихся углом ϕ^k (*puc. 1a*). Расчет показателя сжатия C^- производится в окрестности исследуемой точки X_{ij} в торе Ω с радиусами R_1 и $R_2 = R + \Delta R$ на основе локальных показателей $\{C_{ij}^k\}: k \in \Omega_{R,\Delta R}$ (*puc. 16*). Направление сжатия характеризуется углом ϕ^- (*puc. 18*). Локальные показатели сжатия вдоль этого направления должны достигать минимальных величин. Показатель сжатия характеризуется точностью расчета α , а направление сжатия — точностью расчета угла $\Delta \phi$.

Предварительная отбраковка значений C^k для заданной точки X_{ii}

Локальные показатели проходят три уровня отбраковки. На первом шаге отбраковываются «выбросы». Пусть для выбранной точки в конкретных облачных условиях получилось N_0 значений $\{C^k\}$. Для отбраковки по критерию $|C^k| > \Delta S_t^*$ порог выбирается исходя из физического смысла как максимально возможная скорость изменения расстояния между точками перемещения. Остается N_1 значений $\{C^k\}$. На втором шаге отбраковки делаем статистические оценки. Оцениваем среднее $M(C^k)$ и среднеквадратичное отклонение $\sigma(C^k)$, выбрасываем те значения $\{C^k\}$, для которых $|C^k - M(C^k)| > 2\sigma(C^k)$. После второй процедуры отбраковки остается N_2 значений $\{C^k\}$. На третьем шаге оцениваем число оставшихся локальных оценок значений $\{C^k\}$. Если остается меньше трех четвертей от максимально возможного числа значений, то сжатие/разрежение в точке X_i не определяем.

Оценка направления оси сжатия/разрежения

На заданное направление, характеризующееся углом $\phi^-(puc. le)$, проецируются векторы R^k , нормированные на длину, с весами — величинами локальных сжатий, и рассчитывается средняя величина проекций по формуле:

$$C = \frac{1}{N_2 \sum C^k \cdot (r^{\varphi} r^k)}, \qquad (2)$$

где вектор $r^{\phi} = (\cos \phi, \sin \phi)$ для $\phi^k (-\pi/2, +\pi/2)$ и $-r^{\phi}$ для оставшегося диапазона углов; $r^k = (\cos \phi^k, \sin \phi^k)$. Направление сжатия льда ϕ^- в заданной точке определяется оптимальным выбором ϕ , обеспечивающим минимум величины C^{ϕ} . Поиск максимума C^{ϕ} дает оценку угла направления разрежения ϕ^+ . Поиск направления ведется перебором с заданным шагом по углу.

Оценка величины сжатия/разрежения

Для получения величины сжатия будем предполагать, что оно происходит вдоль конкретного направления и одинаково для всей окрестности точки расчета. Тогда при отсутствии погрешностей расчетов скоростей перемещений величину сжатия можно получить из локального сжатия:

$$C^{-} = \frac{C^{k}}{\cos(\varphi^{-} - \varphi^{k})}.$$
(3)

Из-за наличия шумов следует использовать усредненную оценку C^- . Но при приближении величины $|\phi^- - \phi^k| \kappa \pi/2$ погрешности резко усиливаются из-за стремления косинуса к нулю. Поэтому расчет величины сжатия производится не по всем величинам локальных сжатий, а только по тем, которые лежат в некотором створе углов $\Delta \phi$ (*рис. 1в*). Створ выбирается таким образом, чтобы оценка точности расчета C^- была наилучшей. Оценка C^- рассчитывается по формуле:

$$C^{-} = \frac{1}{\sum \frac{C^{k}}{\cos(\varphi^{-} - \varphi^{k})}},\tag{4}$$

где n — число локальных векторов сжатия, лежащих в створе. При этом число локальных векторов должно быть более некоторого разумного порога n^* , позволяющего оценить точность расчетов статистическими методами. Рекомендуется (Кассандрова, Лебедев, 1970) брать n не менее шести. Створ ищется полным перебором.

Оценка точности расчетов

Практика показывает, что распределение членов суммы в выражении (4) можно рассматривать как близкое к нормальному распределению. Чтобы рассчитать доверительный интервал, в который истинное значение среднего попадет с вероятностью Prb = 95%, и учитывая ограниченное число измерений, необходимо использовать распределение Стьюдента. В нашем случае для оценки величины сжатия C^- получаем доверительный интервал или абсолютную погрешность как:

$$\Delta C^{-} = \sigma_{C^{-}} \frac{t_{f0,95}}{\sqrt{n}},$$
(5)

где *t*_{*f*0,95} — коэффициент Стьюдента. Точность расчетов показывает величина относительной ошибки:

$$\frac{C^{-}}{C^{-}} = \frac{\sigma_{C^{-}} \frac{l_{f0,95}}{\sqrt{n}}}{C^{-}} = \alpha.$$
(6)

Будем использовать только те оценки сжатия, величина которых обеспечивает заданную точность.

Оценку точности расчета направления сжатия $\Delta \phi^-$ логично определить как отклонение, приводящее к ухудшению относительной точности расчета до допустимой величины α . Поэтому отклонение рассчитанного направления сжатия от истинного на угол $\Delta \phi^{-}$, дающее ошибку αC^{-} , приводит к уравнению:

$$C^{-} - C^{-} \cdot \cos \Delta \phi^{-} = \alpha C^{-}. \tag{7}$$

Отсюда при известной точности расчета величины сжатия α можно получить оценку точности направления сжатия $\Delta \phi^{-}$:

$$\Delta \phi^{-} = \arccos(1 - \alpha) \,. \tag{8}$$

Аналогичным образом рассчитываются и параметры разрежения.

Величина сжатия будет зависеть от размера тора с характерным радиусом *R*, в качестве которого возьмем величину ($R_1 + R_2$)/2. Для оценки поведения величины сжатия в зависимости от размера тора будем использовать относительную величину сжатия C_n^- , которая рассчитывается по тем же формулам, но с нормированными на расстояние локальными показателями $C_{nij}^k = \frac{S_1 - S_0}{\Delta t/S_0}$. Следует отметить, что размерность относительного сжатия соответствует размерности дивергенции.

Тестирование предложенного метода

В качестве исходных данных были взяты пары спутниковых изображений, где одни и те же участки были свободны от облачности. Данные представлены в виде цифровых изображений в меркаторской проекции с калибровкой значений и географической привязкой, пространственным разрешением 250 м на пиксел для данных радиометра MODIS/AQUA&TERRA. Временной интервал берется в пределах 12 и 24 часа. Основным участком для тестирования созданного метода была выбрана акватория Охотского моря на подходе к порту Магадан.

На *рис. 2* приведен пример пары фрагментов изображений MODIS/AQUA. Сжатие льда можно наблюдать визуально по ширине трещины (~500 м) расколотой льдины в центре изображения слева и ее же, сжатую, — на *рис. 2* справа. Близость направлений скоростей ветра с направлениями векторов дрейфа льда говорит о ветровом характере последнего. По данным судового журнала ледокола «Магадан», в это время и в этом районе наблюдалось сжатие ледового поля с балльностью 1-2.

Для верификации алгоритма расчета сжатия и оценки однородности параметров сжатия в окрестности точек расчета были проведены следующие эксперименты. Для изображений (*puc. 2*) по векторам дрейфа были рассчитаны параметры сжатия льда для торов с характерными радиусами 7–22 км (от 30 до 110 пикселей) при допустимой относительной ошибке $\alpha = 0,5$. Между маркерами льдин были посчитаны вручную изменения линейных размеров с той же ориентацией, что и ориентации осей сжатия, рассчитанных автоматическим методом. Использовались расстояния, близкие к среднему радиусу тора. Сравнивались относительные изменения линейных размеров, рассчитанных вручную и автоматически.



Рис. 2. Пример визуально наблюдаемого сжатия ледового покрова моря на фрагментах изображений MODIS/AQUA: слева — за 5 апреля 2010 г., справа — за 6 апреля 2010 г. Красные и зеленые отрезки статистически значимые величины относительного сжатия и разрежения соответственно. Желтые векторы — скорости ветра, голубые векторы — автоматически рассчитанные скорости дрейфа. Тонкими желто-красными линиями обозначен допустимый створ ориентации оси сжатия $\Delta \phi^-$

После фильтрации по критерию 2 σ были проведены сравнения. График поточечного сравнения показателей сжатия визуально-ручного подхода и автоматического подхода показан на *рис. 3.* Видно хорошее соответствие значений при стандартном отклонении, равном $\sigma = 0,01$. Корреляция между показателями относительного сжатия, рассчитанными визуально-ручным и автоматическим способами, составила 0,74, а коэффициенты линейной регресси Y = A + BX имеют следующие величины: $A = 0,0033 \pm 0,006$ и $B = 0,885 \pm 0,206$. Это говорит о совпадениии расчетов в пределах точности вычислений.

Естественным объяснением рассогласования локальных и усредненных оценок относительного сжатия может быть нелинейность деформации ледовых полей. Для проверки этого положения был проведен анализ изменчивости параметров сжатия/разрежения в зависимости от характерных размеров тора, используемых при расчетах. Для различных значений внутреннего радиуса R_1 и внешнего радиуса R_2 тора были построены «розы» локальных сжатий и рассчитаны параметры сжатия. На *рис.* 4 показаны графики изменчивости величины и направления сжатия при разных характерных размерах области расчета (соотношения радиусов R_1-R_2 в пикселях: 30–50; 50–70; 70–90; 90–110; 110–130; 130–150; 210–230; 290–310; 490– 510) для произвольных 13 точек X_{ij} вблизи расколотой льдины за 5–6 апреля 2010 г. по изображениям радиометра MODIS/AQUA.

Следует заметить, что при радиусах R_1 и R_2 в 30–50 пикселей показатели сжатия не попали в доверительный интервал 95% с допустимой относительной ошибкой $\alpha = 0,5$ —

в основном из-за недостаточности данных для получения статистически значимого результата. Из графика видно, что есть точки, в которых наблюдается относительная стабильность относительного сжатия на расстояниях до 120 км.



Рис. 3. Изменчивость относительного сжатия в регионе наблюдения (см. рис. 2). Черный цвет — изуально-ручные оценки, серый — автоматические



Рис. 4. Изменчивость параметров сжатия в зависимости от характерных размеров радиуса тора (R) для 13 произвольных точек сетки

В то же время у многих точек наблюдается значительная изменчивость параметра (в два и более раз). Это говорит о неравномерности сжатия по пространству, что выливается в зависимость этого параметра от характерного размера окон расчета. С ростом радиусов тора после достижения определенного размера наблюдается ожидаемое уменьшение величины относительного сжатия. Направления сжатия в окрестности выбранной льдины были довольно стабильны и менялись слабо с ростом радиуса тора. Значительная изменчивость появлялась только при больших радиусах (более 100 км).

Обсуждение

Предлагаемый метод оценки относительного сжатия льда фактически рассчитывает аналог конвергенции поля скоростей дрейфа по направлению, дающему максимум сжатия. Величины относительного сжатия небольшие — от одного до 5% расстояний между льдинами. Задаваемая точность расчета скоростей дрейфа льда выбрана 5 см/с. При таком значении получается довольно плотное поле скоростей дрейфа льда. Тем не менее сжатия/разряжения детектируются не везде, а только при относительно высокой статистической значимости рассчитанной оценки. Если рассмотреть сжатие на значительной площади Охотского моря (*рис. 5*), то можно отметить, что наблюдаются ожидаемые закономерности. Близкие по пространству оценки схожи по величине и направлению. Наблюдаются две зоны: северная, где доминирует сжатие; и южная, где доминирует растяжение. Южная зона соответствует усилению скорости ветра, что может объяснять дивергенцию (растяжение) поля льда. Иногда наблюдаются случаи, когда в точке одновременно присутствует сжатие и растяжение, но по разным направлениям, часто перпендикулярным друг к другу.



Puc. 5. Результат автоматического выявления по векторам дрейфа зон сжатий (красный цвет) и разрежений (зеленый цвет) при допустимой относительной ошибке α = 0,5

Ключевой вопрос любого создаваемого алгоритма — точность расчета оцениваемых параметров. К сожалению, для автоматически рассчитываемой величины сжатия возможно сопоставление только с визуально-ручными оценками, получающимися по тем же изображениям. Оценка балльности сжатия по виду ледяного покрова указывает больше о произошедших ранее деформациях, чем о текущей величине сжатия. Расчет скорости закрытия пробитого ледоколом канала обычно не практикуется, так как требует проведения измерений. Фактически записи в судовом журнале констатируют только наличие сжатия. Направление сжатия оценивается по направлениям трещин. Обычно предполагается, что направления трещин соответствуют направлению оси сжатия. Это, возможно, подходит при проводке судов в сплошном ледяном поле, но вряд ли возможно для дробленого льда (*puc. 5*).

Но даже измерение скорости смыкания не гарантирует проведения качественных сопоставлений рассчитанного по изображениям сжатия и измеренного. Во-первых, разумно предположить, что смыкание стенок канала будет зависеть от направления движения ледокола относительно оси сжатия. Согласно рекомендациям (Бабич, 2011), направление движение ледокола желательно выбирать вдоль оси сжатия для ускорения прохождения такой зоны. Скорость смыкание канала — локальная характеристика. Во-вторых, расчет по изображению это усредненное сжатие по большой площади. Если посмотреть на график изменчивости относительного сжатия от размера «розы» локальных сжатий (*рис. 4*), то часто можно отметить стабильность относительного сжатия при размерах вплоть до 25 км. То есть зона конвергенции большая по площади, и абсолютное сжатие, соответствующее по размерности скорости смыкания канала, будет меняться в этой зоне значительно. При таком поведении относительного сжатия возможен расчет еще одного ключевого параметра для проводки судов — зоны максимального сжатия.

Рассчитываемая величина сжатия будет также существенно зависеть от временного интервала между изображениями. В наших экспериментах он был суточным, как и рекомендуется рассчитывать дрейф льда (Lavergne et al., 2010), тогда как типичное сжатие ледовых полей длится несколько часов. Уменьшение временного интервала ведет к росту ошибки расчета дрейфа, обусловленного точностью пространственного разрешения изображения. В то же время задаваемая точность расчета дрейфа льда в 5 см/с может приводить к неточностям расчета перемещения льдины до 5 км за сутки, что существенно больше, чем 1-5% от расстояния между льдинами, бравшихся для торов с характерными размерами 7-22 км. Усреднение в торе подавляет ошибку, носящую случайный характер, что и позволяет рассчитывать сжатие. Понятно, что есть предел минимального размера тора, по которому еще можно рассчитать сжатие. Уменьшение временного интервала, а также ухудшение пространственного разрешения изображений будет приводить к необходимости увеличения размера тора либо к уменьшению информативности метода (числа точек, для которых получены статистически значимые оценки сжатия).

В наших экспериментах мы использовали достаточно грубую оценку допустимой точности расчета сжатия $\alpha = 0,5$, что соответствует ошибке расчета сжатия в 50%. Улучшение допустимой точности также приведет к уменьшению информативности метода. Кроме того, использовалась линейная модель сжатия — равномерное сжатие по одному выделенному направлению. И хотя полученные оценки соответствуют оценкам визуально-ручного расчета, исследование нелинейности сжатия также желательно. И, конечно, для практического использования информацию о сжатии нужно поставлять только для зон с балльностью льда около 10. Этим вопросам предполагается уделить внимание в ближайших планируемых работах по сжатию льда.

Заключение

Предложен подход к определению зон сжатия льда и автоматическому расчету величины и направления сжатия. В основе подхода лежит анализ поля скоростей перемещений ледовых полей, рассчитанных новым алгоритмом по временной последовательности изображений с метеорологических спутников Земли. Анализируются статистически значимые оценки относительного сжатия при заданной точности расчета. Относительное сжатие является, по сути, аналогом величины конвергенции поля льда по направлению, обеспечивающему максимум сжатия. Автоматически рассчитываемые параметры сжатия/растяжения согласуются с визуально-ручными оценками с точностью, обусловленной методикой расчета, хотя отдельные локальные оценки параметров сжатия, рассчитываемые по паре прослеживаемых точек, имеют существенную изменчивость в окрестности заданной точки. Чем больше окрестность расчета параметров сжатия, тем больше статистически значимых оценок можно получить по паре изображений льда. С ростом окрестности существенно меняются параметры сжатия. Это ярко проявляется уже на размерах окрестности выбранных точек в 10-20 км. Не смотря на небольшие величины относительного сжатия (1–5% от расстояния между прослеживаемыми парами точек), параметры сжатия оцениваются уверенно с достаточно высоким уровнем статистической значимости и им можно доверять.

Работа поддержана программой фундаментальных исследований Президиума РАН № 43«Фундаментальные проблемы математического моделирования». При ее выполнении использовались информационные ресурсы Центра коллективного пользования регионального спутникового мониторинга окружающей среды ДВО РАН. Авторы благодарят Фомина Е.В., ведущего инженера-программиста лаборатории спутникового мониторинга ИАПУ ДВО РАН, за помощь при подготовке данных и оформлении работы.

Литература

^{1.} Алексанин А.И., Алексанина М.Г., Карнацкий А.Ю. Автоматический расчет скоростей перемещений ледовых полей // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 2. С. 9–17.

^{2.} Алексанин А.И., Алексанина М.Г., Карнацкий А.Ю. Автоматический расчет скоростей поверхностных течений океана по последовательности спутниковых изображений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 2. С. 131–142.

- 3. Апполонов Е.М., Сазонов К.Е., Бокатова Е.А. О вероятности заклинивания судов при сжатии // Мир транспорта. 2012. Т. 10. № 4 (42). С. 4–9.
- 4. Асмус В.В., Кровотынцев В.А., Пяткин В.П. Космический мониторинг ледяных полей Арктики и Антарктики // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2010. № 3. С. 153–160.
- 5. *Асмус В.В., Кровотынцев В.А., Пяткин В.П.* Программные технологии в космическом мониторинге ледяного покрова Арктики // Журн. Сибирского федерального ун-та. Техника и технологии. 2015.Т. 8. № 6. С. 680–689.
- Бабич Н.Г. Выбор пути плавания во льдах и оценка результативности использования данных навигационной ледовой информации // Земля из космоса. 2011. Вып. 10. С. 28–33.
 Бухаров М.В., Миронова Н.С., Ущеко И.Г., Котилевская А.М., Лосев В.М., Бухаров В.М. Распознавание
- 7. Бухаров М.В., Миронова Н.С., Ущеко И.Г., Котилевская А.М., Лосев В.М., Бухаров В.М. Распознавание свойств льда в Охотском море по картам индекса рассеяния // Метеорология и гидрология. 2014. № 4. С. 56–67.
- 8. *Бычкова И.А., Захватина Н.Ю*. Современные спутниковые методы обнаружения и классификации ледяного покрова арктических морей // Российские полярные исследования. 2014. № 1 (15). С. 27–31.
- 9. Волков В.А., Мушта А.В., Демчев Д.М., Коржиков А.Я., Сандвен С. Связь крупномасштабной изменчивости поля дрейфа льда в Северном Ледовитом океане с климатическими изменениями общей ледовитости, происходящими в течение последних десятилетий // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 2. С. 50–63.
- 10. Гольдштейн Р.В., Осипенко Н.М. Механика разрушения и проблемы освоения Арктики // Арктика: экология и экономика. 2015. Т. 4. № 20. С. 14–27.
- 11. Демчев Д.М., Волков В.А., Хмелева В.С., Казаков Э.Э. Восстановление полей дрейфа морского льда по последовательным спутниковым радиолокационным изображениям методом прослеживания особых точек // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 3. С. 5–19.
- 12. Кассандрова О.Н., Лебедев В.В. Обработка результатов наблюдений. М.: Наука, 1970. 194 с.
- 13. Клячкин С.В., Гудкович З.М., Гузенко Р.Б. Оценка экстремальных значений дрейфа и сжатий льда по результатам численного моделирования // Современные проблемы науки и образования. 2012. № 4. URL: https://www.science-education.ru/ru/article/view?id=6706 (дата обращения: 08.06.2017).
- 14. *Клячкин С.В., Гудкович З.М., Май Р.И., Фролов С.В.* Сжатия льдов // Опасные ледовые явления для судоходства в Арктике. СПб.: ААНИИ, 2010. С. 33–91. 319 с.
- 15. *Клячкин С.В., Гузенко Р.Б., Май Р.И.* Численная модель эволюции ледяного покрова арктических морей для оперативного прогнозирования // Лед и снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 83–96.
- 16. *Кулаков М.Ю., Макштас А.П*. Роль дрейфа льда в формировании ледяного покрова Северного Ледовитого океана в начале XXI века // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 2 (96). С. 67–75.
- 17. *Мастрюков С.И*. Методический подход к оценке ледовых условий плавания и оценка тенденций их изменений на примере азиатского побережья Берингова моря // Арктика: экология и экономика. 2014. № 1. С. 74–81.
- 18. Пяткин В.П., Салов Г.И. Статистический подход к задаче обнаружения некоторых структур на аэрокосмических изображениях // Наукоемкие технологии. 2002. Т. 3. № 3. С. 52–58
- 19. *Сазонов К.Е.* Теоретические основы плавания судов во льдах. СПб.: ЦНИИ им. акад. А.Н. Крылова, 2010. 274 с.
- 20. Смирнов В.Г., Бушуев А.В., Захваткина Н.Ю., Лощилов В.С. Спутниковый мониторинг морских льдов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. Т. 85. № 2. С. 62–76.
- 21. *Сливаев Б.Г.* Подготовка судна к плаванию во льдах: учебное пособие. Владивосток: ИПК МГУ им. адм. Г.И. Невельского, 2017. 67 с.
- 22. Степанюк И.А., Смирнов В.Н. Методы измерений характеристик динамики ледяного покрова. СПб.: Гидрометеоиздат, 2001. 136 с.
- 23. Опасные ледовые явления для судоходства в Арктике: монография / под ред. Е.У. Миронова. СПб.: ААНИИ, 2010. 319 с.
- 24. *Фролов С.В.* Влияние ориентации нарушений сплошности льда на эффективность движения судов в Арктическом бассейне в летний период // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 3. С. 35–45
- 25. Bouillon S., Rampal P. On producing sea ice deformation dataset from SAR-derived sea ice motion // The Cryosphere Discuss. 2010. No. 8. P. 5105–5135.
- Emery W.J., Thomas A.C., Collins M.J., Crawford W.R., Mackas D.L. An objective method for computing advective surface velocities from sequential infrared satellite images. // J. Geophysical Research. 1986. Vol. 91. No. C11. P. 12865–12878.
- 27. Lavergne T., Eastwood S., Teffah Z., Schyberg H., Breivik L.-A. Sea ice motion from low-resolution satellite sensors: An alternative method and its validation in the Arctic // J. Geophysical Research. 2010. Vol. 115. C10032. P. 1–14.
- 28. *Lindsay R., Zhang J., Rothrock D.A.* Sea-ice deformation rates from satellite measurements and in a model // Atmosphere-Ocean. 2003. Vol. 41. No. 1. P. 35–47.
- Lukovich J.V., Babb D.G., Galley R.J., Raddatz R.L., Barber D.G. On the characteristics of sea ice divergence/convergence in the Southern Beaufort Sea // The Cryosphere Discuss. 2014. No. 8. P. 4281–4325.
- 30. *Rampal P., Bouillon S., Ólason E., Morlighem M.* neXtSIM: a new Lagrangian sea ice model // The Cryosphere. 2016. No. 10 P. 1055–1073.
- 31. *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 // J. Operational Oceanography. 2012. Vol. 5. No. 2. P. 61–71.
- 32. Yu J., Yang Y., Liu A., Zhao Y. Analysis of sea ice motion and deformation in the marginal ice zone of the Bering Sea using SAR data // Intern. J. Remote Sensing. 2009. Vol. 30. No. 14. P. 3603–3611.

Calculation of compacting sea ice cover by satellite images

A.I. Alexanin^{1,2}, M.G. Aleksanina^{1,2}, A.Yu. Karnatsky¹

¹Institute of Automation and Control Processes FEB RAS, Vladivostok 690041, Russia ²Far Eastern Federal University, Vladivostok 690950, Russia E-mail: margeo@mail.ru

This paper describes a new method of automatic calculation of local indices of compacting and divergence of sea ice cover. The proposed approach is based on the calculation of ice drift velocities that are regarded as the velocities of marker displacements, determined using a sequence of images from meteorological satellites. The local index of compacting and divergence of sea ice cover is considered as the rate of change in the distance between individual elements of the sea ice cover. An approach to calculating the local indices of compacting and divergence is proposed. The local index of compacting and divergence is determined by two parameters: the scalar value of compacting/divergence and the direction of the axis of compacting/divergence. This approach allows estimation of the accuracy and statistical significance of the calculated parameters. The results of the proposed approach are presented on the example of ice cover of the Sea of Okhotsk in April 2010 near the port of Magadan. Velocities of the ice field drift were calculated using pairs of the MODIS radiometer satellite images with a spatial resolution of 250 m and a time interval of 24 h. It was shown that the proposed approach results correspond to visually observed parameters of compacting and divergence. A significant variation was marked between local estimates of compacting/divergence received for different sizes of the areas where ice cover drift was analyzed.

Keywords: satellite images, marker movement velocity, ice drift, ice compacting index, direction of ice compacting axis

Accepted: 25.09.2017 DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-7-210-224

References

- Aleksanin A.I., Aleksanina M.G., Karnatskii A.Yu., Avtomaticheskii raschet skorostei peremeshchenii ledovykh polei (Automatic calculation of movement velocities of sea ice fields), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2011, Vol. 8, No. 2, pp. 9–17.
- Aleksanin A.I., Aleksanina M.G., Karnatskii A.Yu., Avtomaticheskii raschet skorostei poverkhnostnykh techenii okeana po posledovatel'nosti sputnikovykh izobrazhenii (Automatic computation of sea surface velocities on a sequence of satellite images), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2013, Vol. 10, No. 2, pp. 131–142.
- 3. Appolonov E.M., Sazonov K.E., Bokatova E.A., O veroyatnosti zaklinivaniya sudov pri szhatii (On the probability of sticking of vessels under ice pressure), *Mir transporta*, 2012, Vol. 10, No. 4 (42), pp. 4–9.
- 4. Asmus V.V., Krovotyntsev V.A., Pyatkin V.P., Kosmicheskii monitoring ledyanykh polei Arktiki i Antarktiki (Space monitoring of the Arctic and Antarctic ice fields), *Interekspo Geo-Sibir*, 2010, No. 3, pp. 153–160.
- Asmus V.V., Krovotyntsev V.A., Pyatkin V.P., Programmnye tekhnologii v kosmicheskom monitoringe ledyanogo pokrova Arktiki (Software Technologies in Satellite Monitoring of the Arctic Ice Cover), *Zhurnal Sibirskogo Fede*ral'nogo universiteta. Tekhnika i tekhnologii, 2015, Vol. 8, No. 6, pp. 680–689.
- Babich N.G., Vybor puti plavaniya vo l'dakh i otsenka rezul'tativnosti ispol'zovaniya dannykh navigatsionnoi ledovoi informatsii (Selecting Navigation Routes and Accessing Efficiency of Ice Navigation Data Application), *Zemlya iz kosmosa*, Vol. 10, pp. 28–33.
- 7. Bukharov M.V., Mironova N.S., Ushcheko I.G., Kotilevskaya A.M., Losev V.M., Bukharov V.M., Raspoznavanie svoistv l'da v Okhotskom more po kartam indeksa rasseyaniya (Identification of ice properties in the Sea of Okhotsk using scattering index maps), *Meteorologiya i gidrologiya*, 2014, No. 4, pp. 56–67.
- 8. Bychkova I.A., Zakhvatina N.Yu., Sovremennye sputnikovye metody obnaruzheniya i klassifikatsii ledyanogo pokrova arkticheskikh morei (Modern satellite methods for detection and classification of the ice cover of the Arctic seas), *Rossiiskie polyarnye issledovaniya*, 2014, No. 1 (15), pp. 27–31.
- Volkov V.A., Mushta A.V., Demchev D.M., Korzhikov A.Ya., Sandven S., Svyaz' krupnomasshtabnoi izmenchivosti polya dreifa l'da v Severnom Ledovitom okeane s klimaticheskimi izmeneniyami obshchei ledovitosti, proiskhodyashchimi v techenie poslednikh desyatiletii (Relation of large-scale variations of the sea ice drift fields in the Arctic ocean with climatic changes of total ice concentrations during last decades), *Problemy Arktiki i Antarktiki*, 2016, No. 2, pp. 50–63.
- 10. Gol'dshtein R.V., Osipenko N.M., Mekhanika razrusheniya i problemy osvoeniya Arktiki (Mechanics of destruction and problems of Arctic development), *Arktika: ekologiya i ekonomika*, 2015, Vol. 4, No. 20, pp. 14–27.
- Demchev D.M., Volkov V.A., Khmeleva V.C., Kazakov E.E., Vosstanovlenie polei dreifa morskogo l'da po posledovatel'nym sputnikovym radiolokatsionnym izobrazheniyam metodom proslezhivaniya osobykh tochek (Restoration of sea ice drift fields by successive satellite radar images using the method of tracing special points), *Problemy Arktiki i Antarktiki*, 2016, No. 3, pp. 5–19.
- Arktiki i Antarktiki, 2016, No. 3, pp. 5–19.
 12. Kassandrova O.N., Lebedev V.V., Obrabotka rezul'tatov nablyudenii (Treatment of Observation Results), Moscow: "Nauka", 1970, 194 p.

- Klyachkin S.V., Gudkovich Z.M., Guzenko R.B., Otsenka ekstremal'nykh znachenii dreifa i szhatii l'da po rezul'tatam chislennogo modelirovaniya (Estimates of the extreme values of ice drift and pressure by the results of numerical modeling), *Sovremennye problemy nauki i obrazovaniya*, 2012, No. 4, available at: https://www.scienceeducation.ru/ru/article/view?id=6706 (June 08, 2017).
- 14. Klyachkin S.V., Gudkovich Z.M., Mai R.I., Frolov S.V., Szhatiya l'dov (Compression of ice), *Opasnye ledovye yavleniya dlya sudokhodstva v Arktike* (Dangerous ice phenomena for navigation in the Arctic), Saint Petersburg: AANII, 2010, pp. 33–91, 319 p.
- 15. Klyachkin S.V., Guzenko R.B., Mai R.I., Chislennaya model' evolyutsii ledyanogo pokrova arkticheskikh morei dlya operativnogo prognozirovaniya. (Numerical model of the ice cover evolution in Arctic Seas for the operational forecasting), *Led i Sneg*, 2015, Vol. 55, No. 3, pp. 83–96.
- Kulakov M.Yu., Makshtas A.P., Rol' dreifa l'da v formirovanii ledyanogo pokrova Severnogo Ledovitogo okeana v nachale XXI veka (The role of ice drift in formation of sea ice cover in the Arctic ocean at the beginning of XXI centure), *Problemy Arktiki i Antarktiki*, 2013, No. 2 (96), pp. 67–75.
- 17. Mastryukov S. I., Metodicheskii podkhod k otsenke ledovykh uslovii plavaniya i otsenka tendentsii ikh izmenenii na primere aziatskogo poberezh'ya Beringova morya (Methodical Approach to the Estimation of Ice Conditions of Navigation and Trends of Change as an Example of the Asian Coast of the Bering Sea), *Arktika: ekologiya i ekonomika*, 2014, No. 1, pp. 74–81.
- Pyatkin V.P., Salov G.I., Statisticheskii podkhod k zadache obnaruzheniya nekotorykh struktur na aerokosmicheskikh izobrazheniyakh (Statistical Approach to the Problem of Some Structures Detection in Aerospace Imagery), *Naukoemkie tekhnologii*, 2002, Vol. 3, No. 3, pp. 52–58.
- 19. Sazonov K.E., *Teoreticheskie osnovy plavaniya sudov vo l'dakh* (Theoretical basis of ship navigation in ice), Saint Petersburg: TsNII im. akad. A.N. Krylova, 2010, 274 p.
- 20. Smirnov V.G., Bushuev A.V., Zakhvatkina N.Yu., Loshchilov V.S., Sputnikovyi monitoring morskikh l'dov (Satellite monitoring of the sea ice), *Problemy Arktiki i Antarktiki*, 2010, Vol. 85, No. 2, No. 2 (85), pp. 62–76.
- 21. Slivaev B.G., *Podgotovka sudna k plavaniyu vo l'dakh* (Preparation of the vessel for navigation in ice), Vladivostok: IPK MGU im. adm. G.I. Nevel'skogo, 2017, 67 p.
- 22. Stepanyuk I.A., Smirnov V.N., *Metody izmerenii kharakteristik dinamiki ledyanogo pokrova* (Methods for measuring the characteristics of ice cover dynamics), Saint Petersburg: Gidrometeoizdat, 2001, 136 p.
- 23. Opasnye ledovye yavleniya dlya sudokhodstva v Arktike (Ice Phenomena Threatening Arctic Shipping), Saint Petersburg: AANII, 2010, 319 p.
- 24. Frolov S.V., Vliyanie orientatsii narushenii sploshnosti l'da na effektivnost' dvizheniya sudov v Arkticheskom basseine v letnii period (Orientation of the leads and cracks in the ice cover relatively to direction of the ship movement is the most important characteristics of ice navigation in the Arctic basin), *Problemy Arktiki i Antarktiki*, 2013, No. 3, pp. 35–45.
- 25. Bouillon S., Rampal P., On producing sea ice deformation dataset from SAR-derived sea ice motion, *The Cryosphere Discuss.*, 2014, No. 8, pp. 5105–5135.
- Émery W.J., Thomas A.C., Collins M.J., Crawford W.R., Mackas D.L., An objective method for computing advective surface velocities from sequential infrared satellite images, *J. Geophysical Research*, 1986, Vol. 91, No. C11, pp. 12865–12878.
- 27. Lavergne T., Eastwood S., Teffah Z., Schyberg H., Breivik L.-A., Sea ice motion from low-resolution satellite sensors: An alternative method and its validation in the Arctic., *Journal of Geophysical Research*, 2010, Vol. 115, C10032, pp. 1–14.
- 28. Lindsay R., Zhang J, Rothrock D.A., Sea-ice deformation rates from satellite measurements and in a model, *Atmosphere-Ocean*, 2003, Vol. 41, No. 1, pp. 35–47.
- Lukovich J.V., Babb D.G., Galley R.J., Raddatz R.L., Barber D.G., On the characteristics of sea ice divergence/ convergence in the Southern Beaufort Sea, *The Cryosphere Discuss.*, 2014, No. 8, pp. 4281–4325.
- 30. Rampal P., Bouillon S., Ólason E., Morlighem M., neXtSIM: a new Lagrangian sea ice model, *The Cryosphere*, 2016, No. 10, pp. 1055–1073.
- 31. 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, No. 2, pp. 61–71.
- 32. Yu J., Yang Y., Liu A., Zhao Y., Analysis of sea ice motion and deformation in the marginal ice zone of the Bering Sea using SAR data, *International Journal of Remote Sensing*, 2009, Vol. 30, No. 14, pp. 3603–3611.