

А.Е. Букатов, Д.Д. Завьялов, Т.А. Соломаха

Морской гидрофизический институт НАН Украины, г. Севастополь

**МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ
ЛЕДОВИТОСТИ И СПЛОЧЕННОСТИ
ПЛАВАЮЩЕГО ЛЬДА В АЗОВСКОМ МОРЕ**

На основе разработанной гидродинамической конечно-элементной модели выполнен численный анализ распределения полей ледовитости и сплоченности льда в Азовском море, формируемого ветром постоянной интенсивности. Рассмотрена зависимость этих полей от направления и продолжительности действия ветра. Построена карта экстремальных значений толщины дрейфующего льда при воздействии ветров различных направлений. Рассчитана ширина прибрежной полосы, в которой толщина льда превышает первоначальное значение в два и более раз.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *лед, льды морские, сплоченность льда, Азовское море, моделирование.*

Введение. Ледяной покров является важным компонентом гидрологического режима Азовского моря, замерзающего в зимний сезон частично, а в экстремально суровые зимы – полностью. Морские льды существенно усложняют судоходство, рыбный промысел и представляют реальную опасность для гидротехнических сооружений. Первостепенная роль в образовании льда принадлежит атмосферным процессам, их сезонным и межгодовым особенностям [1]. Кратковременные колебания ледовитости (количество льда) и площади ледяных массивов (сплоченность льда), выраженные в процентах от общей площади моря или соответствующего района, определяются изменениями в текущей погоде. Географическое положение, мелководность, особенности орографии береговой черты Азовского моря и большая изменчивость атмосферной циркуляции над акваторией обуславливают высокую пространственно-временную изменчивость ледового режима. Это определяет актуальность исследований динамики ледяного покрова, являющихся важным этапом в разработке методов оперативного краткосрочного прогноза ледовых условий Азовского моря.

Проблемам теоретического и численного моделирования гидродинамических процессов в ледовых условиях посвящены работы [2 – 4]. Влияние ледяного покрова на характеристики сгонно-нагонных колебаний и динамика заданного начального распределения льда в акватории Азовского моря при фиксированном направлении постоянно действующего ветра, рассмотрены в [5]. В данной работе выполнено исследование зависимости пространственно-временного распределения полей ледовитости и сплоченности льда в Азовском море от направления и продолжительности действия ветра.

Постановка задачи. Пусть поверхность Азовского моря покрыта льдом заданной толщины и сплоченности. Рассмотрим обусловленную ветром динамику льда. Исследование зависимости скорости дрейфа льда от направле-

ния и продолжительности действия ветра постоянной интенсивности проведем в приближении теории мелкой воды, основываясь на:

– уравнениях движения и неразрывности

$$\frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} + \frac{1}{\rho_w} [(\mathbf{U}\nabla)\mathbf{V} + \mathbf{V} \operatorname{div}(\mathbf{U})] = -\rho_w g H \nabla \zeta - H \nabla P_a - f \mathbf{k} \times \mathbf{U} + (1-C)\tau^a + C\tau^i - \tau^b, \quad (1)$$

$$\frac{\partial(\rho_w H)}{\partial t} = -\operatorname{div}(\mathbf{U}); \quad (2)$$

– баланса импульса льда на поверхности моря

$$m \frac{\partial \mathbf{u}_i}{\partial t} = (\tau^{ai} - \tau^i) - m f \mathbf{k} \times \mathbf{u}_i - m g \nabla \zeta; \quad (3)$$

– горизонтальной адвекции массы и сплоченности льда [4]

$$\frac{\partial m_n}{\partial t} = -\operatorname{div}(m_n \mathbf{u}_i), \quad (4)$$

$$\frac{\partial C_n}{\partial t} = -\operatorname{div}(C_n \mathbf{u}_i). \quad (5)$$

Здесь $\mathbf{V} = H^{-1} \mathbf{U}$; \mathbf{u} – вектор средней по вертикали скорости течения; \mathbf{u}_i – вектор скорости дрейфа льда; $f = 2\omega \sin \varphi$ – параметр Кориолиса; \mathbf{k} – единичный вектор, направленный вертикально вверх; g – ускорение свободного падения; P_a – атмосферное давление; $\tau^a (\tau_x^a, \tau_y^a)$ – тангенциальное трение ветра на свободной от льда поверхности, $\tau_x^a = \gamma^2 \rho_a W^2 \cos \theta$, $\tau_y^a = \gamma^2 \rho_a W^2 \sin \theta$, W – скорость ветра; θ – угол между направлением ветра и осью X , $\gamma = 0,0012$ – коэффициент ветрового напряжения; $\tau^i = K_i \rho_w (\mathbf{u}_i - \mathbf{u}) |\mathbf{u}_i - \mathbf{u}|$ – тангенциальное трение на границе лед-вода; $\tau^b = (K_b H)^{-2} \rho_w^{-1} \mathbf{U} |\mathbf{U}|$ – тангенциальное трение на дне, где K_b – коэффициент Шези; $m = \rho_i \tilde{h} C$ – суммарная масса льда на единицу площади; $\tilde{h} = C^{-1} \sum_{n=1}^N C_n h_n$ – средняя толщина льда; $C = \sum_{n=1}^N C_n$ – суммарная сплоченность льда, N – количество градаций льда по толщине; C_n, h_n – парциальная сплоченность и толщина n -ой градации льда; $m_n = \rho_i C_n h_n$ – масса льда градации n (на единицу площади); τ^{ai} – тангенциальное трение на границе воздух-лед; ρ_a, ρ_w, ρ_i – плотность воздуха, воды и льда соответственно.

Уравнения движения и неразрывности представлены через вектор потока количества жидкости $\mathbf{U} = \rho_w \int_{-h}^{\zeta} \mathbf{u} dz$ и сумму $H = h + \zeta$ глубины моря h и отклонения ζ его поверхности от невозмущенного состояния.

В начальный момент времени $\mathbf{U} = 0$, $H = h$, а распределения сплоченности и средней толщины льда в градации заданы. На береговых границах ставится условие непротекания жидкости и условие прилипания для скорости дрейфа льда.

Уравнения (4), (5) решаются отдельно для каждой градации. Условие нормировки для парциальных сплоченностей в расчетной ячейке сетки имеет вид

$\sum_{n=0}^N C_n = 1$. Если лед занимает всю ячейку, а сумма парциальных

сплоченностей после решения уравнений (5) превышает единицу, то считается возможным процесс торошения льда. Параметризация процесса торошения заключается в уменьшении сплоченности льда первой ненулевой градации и увеличении сплоченности следующей за ней градации [6].

Реализация модели и анализ результатов. Исследование динамики Азовского моря в ледовых условиях проводилось в два этапа. Сначала, на каждом шаге по времени, определялись возвышения поверхности моря, поля скорости течения и скорости дрейфа льда. Они рассчитывались с использованием конечно-элементной модели в расчетной области, разбитой на 243 линейных треугольных элемента и содержащей 171 узловую точку [5]. Затем, на регулярной сетке с пространственным шагом $0,1^\circ$, содержащей 495 узловых точек и разбитой на 415 элементов, с помощью алгоритма пошагового переотображения (*incremental remapping algorithm*) [7] решалась задача о перераспределении сплоченности и толщины льда, а также о переносе его массы.

Для оценки характера перераспределения сплоченности и толщины льда по акватории моря, а также динамики ледовых масс, проводились расчеты дрейфа льда под воздействием ветров восьми румбов скоростью $W = 10$ м/с. При численных экспериментах коэффициент K_i задавался равным $5,5 \times 10^{-3}$, а коэффициент Шези определялся по формуле $K_b = \chi^2 L n^{-2} (H / z_0)$, в которой постоянная Кармана χ и параметр шероховатости z_0 полагались равным 0,4 и 0,01 соответственно. Тангенциальное трение на границе воздух-лед τ^{ai} определялось по формуле для τ^a . В качестве исходной была принята ледовая обстановка с суммарной сплоченностью льда 5 баллов, характеризующаяся равномерным распределением по акватории моря льда двух градаций по его толщине. Таким образом, в начальный момент времени 30 % площади каждого элемента расчетной области занимал пятисантиметровый (нилас), а 20 % – двадцатисантиметровый (серый и серо-белый) лед.

На рис. 1 и рис. 2 показаны поля сплоченности (см. рис. 1) и удельной массы (на единицу площади) льда (см. рис.2) через 6 суток после начала действия ветра. Над всей акваторией моря скорость ветра принята равной 10 м/с, а его направление соответствует направлению стрелки, расположенной в верхнем левом углу каждого из рисунков.

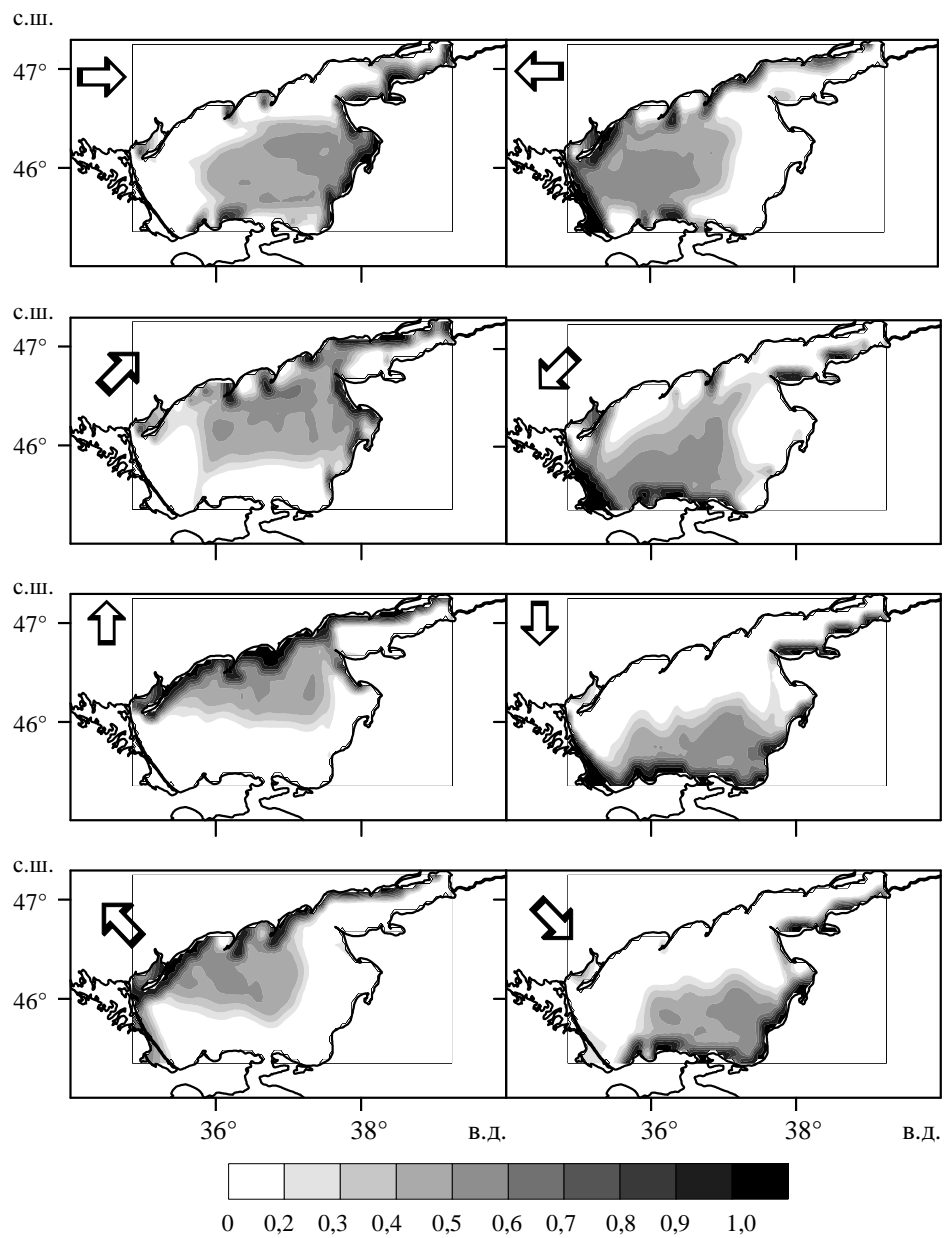


Рис. 1. Распределение сплоченности льда по акватории Азовского моря при различных направлениях ветра.

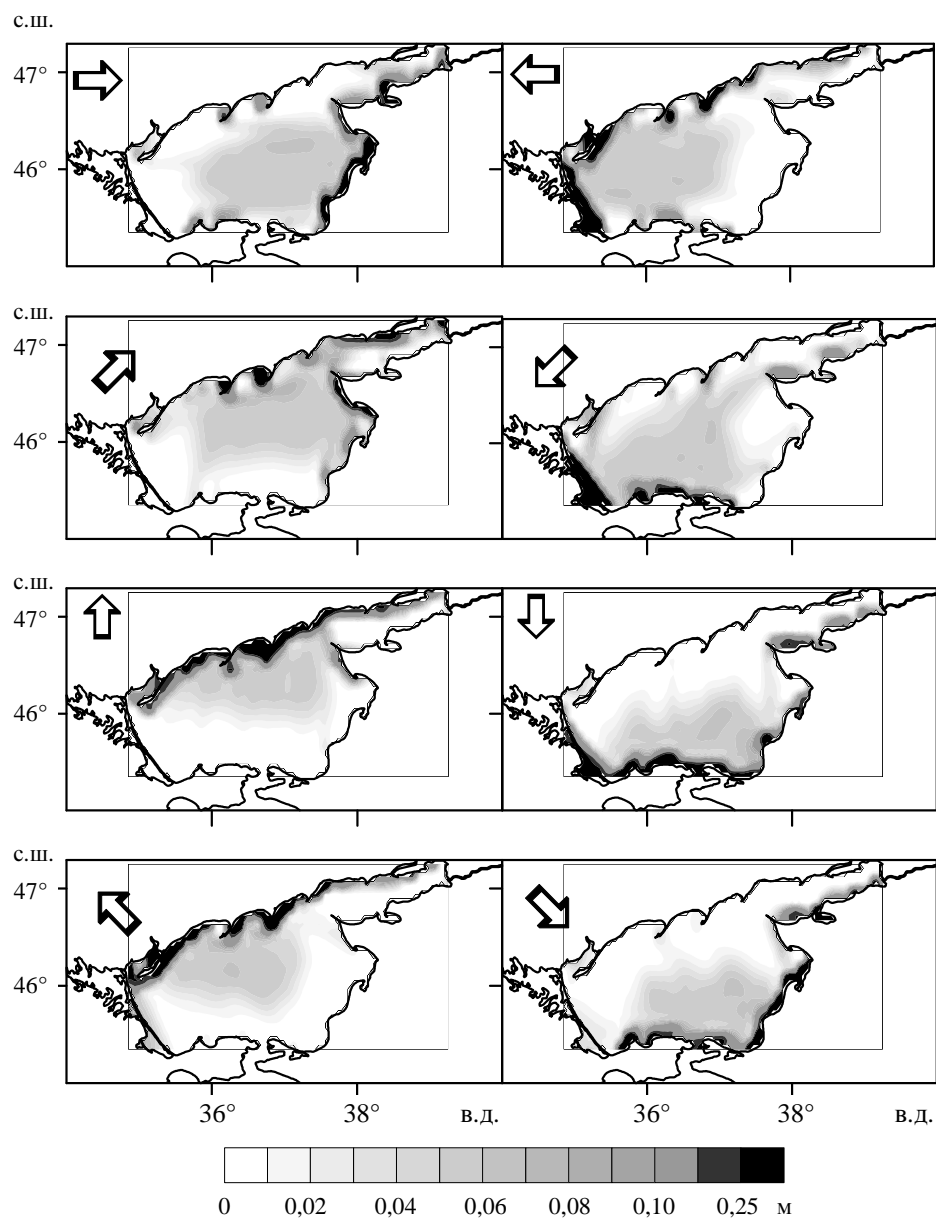


Рис. 2. Распределение объема льда на единицу поверхности по акватории Азовского моря для различных направлений ветра.

Нетрудно видеть, что подветренные берега достаточно быстро очищаются ото льда. В течение первых трех суток лед отходит от них на расстояние до 40 км, а за 6 суток – от 60 до 80 км. У наветренных берегов, напротив, наблюдается увеличение сплоченности и накопление массы льда. Следует отметить, что прибрежные области Обиточного, Бердянского и Белосарайского заливов на севере, а также Арабатского и Казантипского заливов и области западнее Керченского пролива на юге могут являться местами наиболее вероятного скопления льда, поскольку расчетные значения сплоченности и ледовитости в этих областях велики при ветрах как зональных (З, В) направлений, так и всех южных (ЮЗ, Ю, ЮВ) румбов для северного побережья и всех северных (СЗ, С, СВ) румбов для южного побережья. Это обусловлено наличием на севере глубоко выступающих в открытую часть моря Обиточной, Бердянских и Белосарайской кос, а на юге – многочисленных мысов (Казантипский, Чаганы, Зюк, Тархан, Хрони), которые препятствуют перемещению льда в широтном направлении.

На рис. 3 приведено распределение экстремальных значений средневзвешенной толщины льда \tilde{h} , которая сформировалась в процессе его дрейфа под воздействием ветра каждого из 8 румбов скоростью 10 м/с и продолжительностью 6 суток. Положение стрелок отвечает местам, где толщина льда наиболее сильно увеличилась по отношению к первоначальной, а их направления соответствуют направлению ветра, при котором \tilde{h} достигает своих максимальных значений. Величины этих значений (в метрах) указаны цифрами рядом со стрелками. Также на рис. 3 элементами гистограммы и цифрами над ними показаны превышения (в $n\tilde{h}_0$ раз) над начальными значениями \tilde{h}_0 .

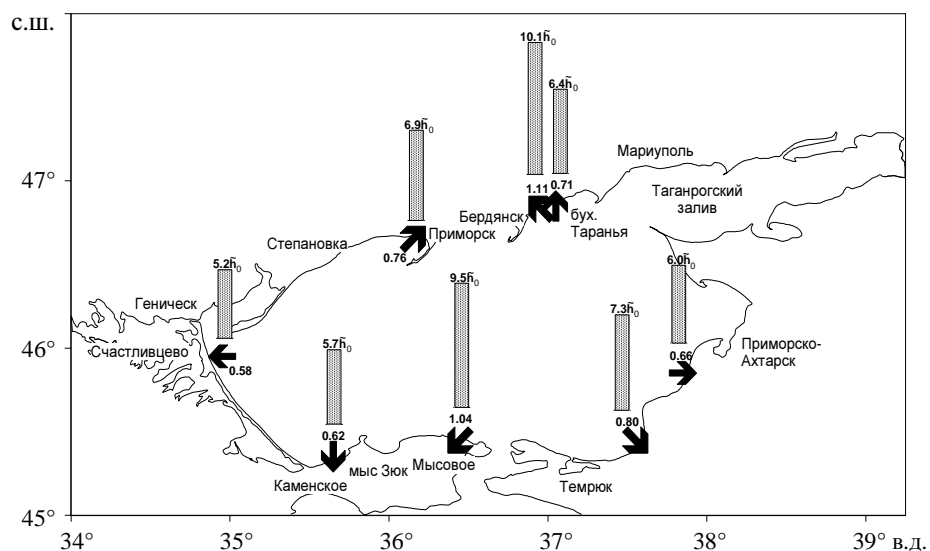


Рис. 3. Экстремальные значения средневзвешенной толщины льда (м), сформировавшиеся под воздействием ветров 8 различных румбов скоростью 10 м/с и продолжительностью 6 сут.

Видно, что для указанных условий наибольшие торосы будут образовываться при ЮВ ветре у побережья бухты Таранья, а также при СЗ ветре вблизи Керченского пролива в районе Мысового. Здесь толщина торосов достигает 1 м, что превышает первоначальную толщину $\tilde{h}_0 = 0,11$ м почти в 10 раз. Примерно семикратное увеличение толщины льда в результате его дрейфа наблюдается при ЮЗ ветре в северо-восточной части Обиточного залива, при С ветре в центральной части Белосарайского залива, а также при СЗ ветре на востоке Темрюкского залива около Кучугур. Максимальные значения средневзвешенной толщины льда при ветрах восточного, западного и южного направлений будут реализованы соответственно у восточного побережья вблизи Счастливецво, на западе южнее Ясеньского залива, на юге у мыса Зюк и составят приблизительно от $5\tilde{h}_0$ до $6\tilde{h}_0$.

Рис. 4 иллюстрирует распределение средневзвешенной толщины льда, которая в процессе его дрейфа превысила первоначальную толщину более чем в два раза.

Как показывают расчеты, ширина полосы, занимаемой льдом толщиной $\tilde{h} \geq 2\tilde{h}_0$, существенно зависит от направления ветра и составляет в разных районах моря от нескольких километров до нескольких десятков километров. Так, максимальное значение ширины этой полосы наблюдается в Бердянском заливе при Ю и ЮЗ ветрах и достигает примерно 20 км. При ветрах В, ЮВ и Ю направлений в районе Обиточного залива лед толщиной более $2\tilde{h}_0$ встречается в прибрежной полосе шириной 10 – 14 км. Для западного, южного и восточного побережий при ветрах, дующих в сторону берега, ширина полосы $\tilde{h} \geq 2\tilde{h}_0$, как правило, не превышает 10 км. Исключения составляют Ясеньский залив на востоке а также район моря между Казантипским заливом и Керченским проливом на юге, где соответственно при З и Ю ветрах лед толщиной более $2\tilde{h}_0$ может распространяться от берега на расстояние более чем 13 км.

Заключение. На основе разработанной гидродинамической конечно-элементной модели выполнен численный анализ распределения полей ледовитости и сплоченности льда в Азовском море, формируемого ветром постоянной интенсивности. Рассмотрена зависимость этих полей от направления и продолжительности действия ветра. Показано, что уже в течение первых трех суток лед отходит от подветренных берегов на расстояние до 40 км. Построена карта экстремальных значений толщины льда, сформировавшегося в процессе его дрейфа под воздействием ветров различных направлений. По расчетным данным сделан вывод о том, что наибольшие торосы будут образовываться при ЮВ ветре у побережья бухты Таранья, а также при СЗ ветре вблизи Керченского пролива в районе Мысового. Для ветров различных направлений рассчитана ширина прибрежной полосы, в которой толщина льда, сформировавшаяся в результате его дрейфа, будет превышать первоначальную толщину в два и более раз. Указано, что при соответствующих условиях наибольшая ширина этой полосы может быть в Обиточном и Ясеньском заливах, а также в районе моря между Казантипским заливом и Керченским проливом.

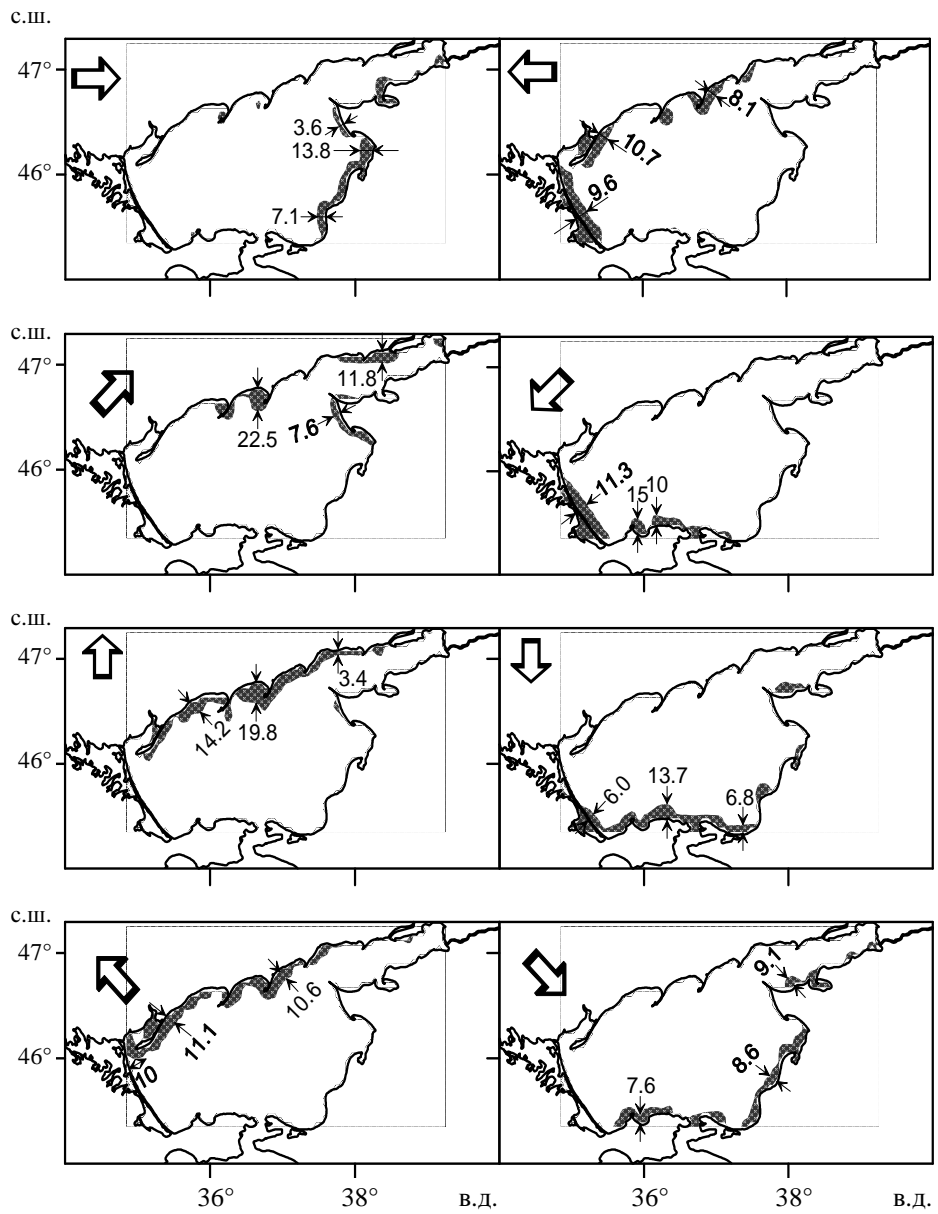


Рис. 4. Распределение по акватории Азовского моря средневзвешенной толщины льда, вдвое превышающей первоначальную.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Крындин А.Н.* Сезонные и межгодовые изменения ледовитости и положения кромки льда на Черном и Азовском морях в связи с особенностями атмосферной циркуляции // Труды ГОИН. – 1964. – вып. 76. – С. 7-77.
2. *Ашик И.М.* Численные расчеты и прогнозы колебаний уровня, течений и дрейфа на шельфе морей западного сектора Арктики // Навигация и гидрография. – 1997. – № 4. – С. 85-93.
3. *Тимохов Л.А., Хейсин Д.Е.* Динамика морских льдов. Математические модели. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 272 с.
4. *Яковлев Н.Г.* Численная модель крупномасштабной гидротермодинамики, основанная на методе конечных элементов. – М., 1990. – 40 с. (Препринт № 255/АН СССР. ОВМ).
5. *Букатов А.Е., Завьялов Д.Д., Соломаха Т.А.* Динамика Азовского моря в ледовых условиях // Геоинформатика. – 2010. – № 2. – С. 54-60.
6. *Поляков И.В., Кулаков И.Ю., Колесов С.А., Дмитриев Н.Е., Притчард Р.С., Драйвер Д., Наумов А.К.* Термодинамическая модель океана со льдом // Известия РАН: Физика атмосферы и океана. – 1998. – т. 34, № 1. – С. 51-58.
7. *Dukowicz Jonh K., Baumgardner Jonh R.* Incremental Remapping as a Transport/Advection Algorithm // Journal of Computational Physics. – 2000. – №160. – P. 318-335.

Материал поступил в редакцию 22.10.2010 г.