

СВОЙСТВА ЛЬДА И МЕРЗЛЫХ ПОРОД

УДК 551.326

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТОЛЩИН ЛЬДА ЯПОНСКОГО МОРЯ

А.Н. Четырбоцкий

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
690022, Владивосток, пр. 100-летия Владивостока, 159, Россия, chetyrbotsky@fegi.ru*

На основе статистического анализа выборки многолетних наблюдений метрических характеристик ледяного покрова Японского моря построены модели эволюции морского ледяного покрова. Динамическими переменными модели являются площадь и толщина льдин. В модели учитываются термические процессы, которые обуславливают постепенный переход льдин из одних размеров площадей и толщин в другие, появление льдин при формировании покрова и их элиминацию при таянии. Учитываются также процессы агрегации и разрушения льдин, переход льда открытых участков во льды припая, процессы торошения льдов. Выполнена оценка адекватности модели выборочным распределениям площадей льда отдельных толщин.

Ледяной покров, термический и ветровой режимы, торошение льда, модель эволюции ледяного покрова

ICE THICKNESS DISTRIBUTION, SEA OF JAPAN

A.N. Chetyrbotsky

*Far-East Geological Institute, Far-East Branch of RAS,
690022, Vladivostok, prospect 100-letya Vladivostoka, 159, Russia, chetyrbotsky@fegi.ru*

The evolution of a sea ice cover was modeled based on the statistical analysis of long-term observations of metric characteristics of ice cover in the Sea of Japan. The dynamic variables of the model are the area and the thickness of ice floes. The thermal processes causing gradual changes in the size and thickness of ice floes, occurrence of ice floes during the formation of the cover and their elimination at thawing are taken into account in this model. Processes of aggregation and destruction of ice floes, transition of ice of open areas to fast ice, processes of ice hummocking are also taken into account. The estimation of adequacy of the model to selective distributions of the areas of some thickness is performed.

Ice cover, thermal behavior and wind climate, ice hummocking, ice cover evolution model

ВВЕДЕНИЕ

Для количественного представления морского ледяного покрова (ЛП) обычно используются выборочные распределения сплоченности, возрастного состава льдов (выраженные в баллах значений толщин покрова) и преобладающего размера льдин. Совокупность этих распределений характеризует набор состояний рассматриваемой динамической системы, где термин “система” соответствует его классическому определению: “...целое, составленное из частей; совокупность элементов, находящихся в отношениях и связях друг с другом, которая образует определенную целостность, единство” [Философский..., 1983]. Иными словами, это иерархически организованная и целенаправленно функционирующая совокупность большого числа взаимодействующих элементов.

В качестве последних выступает ЛП отдельных районов акватории, а набор состояний системы определяется всей совокупностью наблюдений. В данной работе при выявлении состояний системы устанавливается их временное следование, что представляется особенно важным для определения структуры эволюционного цикла ЛП и построения его математической модели.

Актуальность построения подобных моделей для морей сезонного присутствия ЛП обусловлена следующим. Основная часть существующих моделей предназначена для расчетов характеристик ЛП морей Арктического бассейна [Thorndike et al., 1975; Хиблер, 1985; Тимохов, Хейсин, 1987; Анпель, Гудкович, 1992]. В этих моделях полагается, что вода и тонкий лед составляют одну категорию

льда. Поэтому за рамками рассмотрения остаются процессы начального осеннего формирования покрова и его конечного весеннего разрушения, процессы формирования и разрушения припая.

Формализация рассматриваемых здесь моделей выполняется на основе статистического подхода. Полагается, что совокупность льдин на акватории моря соответствует ансамблю взаимодействующих между собой частиц различных размеров площадей и толщин. При таком подходе возможным оказывается совместный учет процессов атмосферного внешнего воздействия (температуры воздуха и ветра) на покров, агрегации и дробления льдин, процессов торошения льда. В прибрежных районах учитываются переходы льда открытых участков во льды припая при осеннем формировании покрова, а также обратные переходы фрагментов припая во льды открытых участков при весеннем таянии льда.

Для выявления состояний ЛП и выполнения параметрической идентификации модели использовалась выборка многолетних декадных распределений сплоченности, толщин и преобладающего размера отдельных льдин Японского моря за период 1961–1989 гг. Наблюдения отдельных лет выборки характеризуют ЛП в тех районах акватории, где за рассматриваемый период отмечалось хотя бы разовое присутствие льда (материал предоставлен проф. В.В. Плотниковым). Температурный и ветровой режимы воздуха в центрах выделенных

районов задавались их временными распределениями с шагом одни сутки на стандартных надледных горизонтах (2-метровый горизонт для температуры и 10-метровый горизонт для скорости ветра). Период наблюдений – с 1960 по 2001 г. (материал предоставлен проф. В.П. Тунеголовцом).

ВЫЯВЛЕНИЕ СОСТОЯНИЙ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Согласно выполненным ранее исследованиям [Четырбоцкий, Плотников, 2003], на акватории Японского моря максимальная продолжительность эволюционного цикла ЛП составляет 22 декады (начальная декада – 31-я декада года, конечная – 16-я декада). Поскольку в исходной выборке характеристики ЛП приведены в баллах соответствующих шкал измерений, для выполнения исследований была выполнена их оцифровка [Четырбоцкий, 2005б]. Приняты следующие обозначения: S_{dry} – сплоченность, H_{dry} – толщина, F_{dry} – преобладающий размер льдин в d -й декаде ($d = 1-22$) r -го района ($r = 1-166$) в y -м году ($y = 1961-1989$). Полагается, что число районов ежегодного присутствия льда $N_r = 166$ (114 выделенных в работе [Плотников, 2002] районов плюс 52 участка моря, где присутствует припай).

Состояние ЛП определяется выборкой его характеристик для каждого района акватории моря. Вследствие высокой функциональной зависимости между S и F (корреляции между ними 0,946)

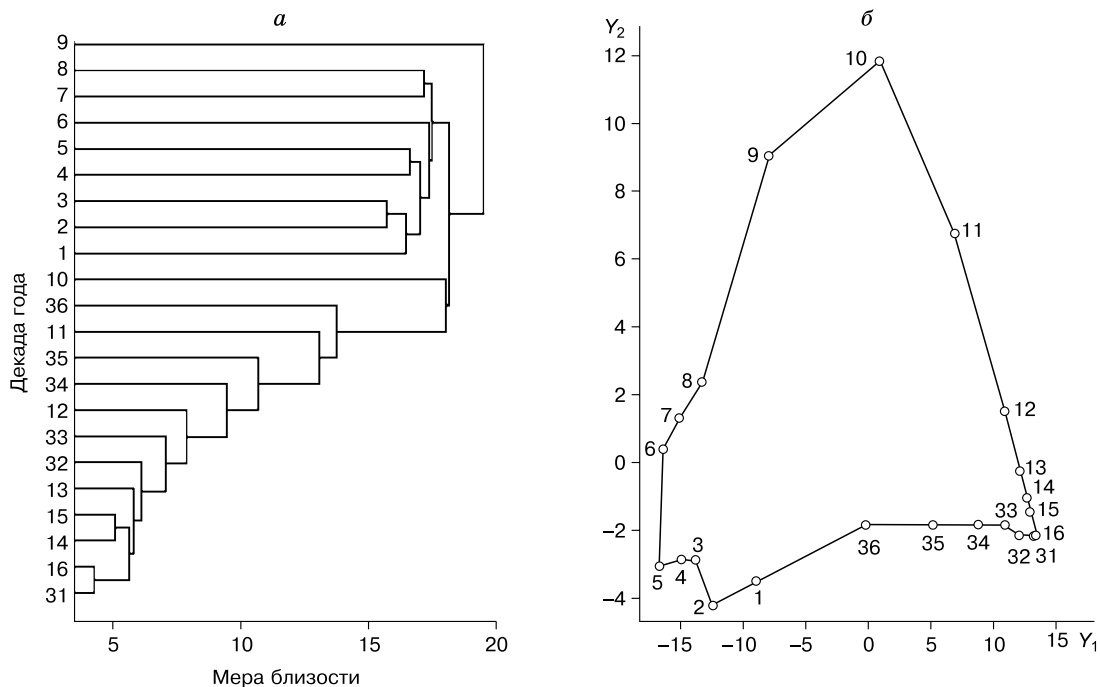


Рис. 1. Оценка декадных состояний ЛП Японского моря:

a – результаты иерархической классификации; b – решение задачи многомерного шкалирования, где цифры соответствуют декаде года.

состояние покрова определяется набором $\{S_{dry}, H_{dry}\}$. Для выявления состояний использовалась выборка, каждое наблюдение которой насчитывает $N_r \times N_y \times 2 = 9628$ элементов ($N_y = 29$ – продолжительность периода наблюдений). Число таких наблюдений равно продолжительности эволюционного цикла ЛП, т. е. 22.

Для выявления указанных состояний используются методы многомерного шкалирования [Терехина, 1986], сущность которых состоит в следующем [Четырбоцкий, 1991]. Полагается, что отдельные наблюдения выборки соответствуют точкам многомерного пространства исходных признаков. На основе выбранной меры близости между парой точек рассчитывается матрица близости между парами отдельных наблюдений. Далее в пространстве существенно меньшей размерности выполняется поиск такого расположения образов точек, матрица близости между которыми как можно меньше отличалась бы от матрицы близости между точками в исходном пространстве.

На рис. 1 представлен результат иерархической классификации [Фукунага, 1979] и решение задачи многомерного шкалирования (пространством образов исходных точек является плоскость $Y_1 Y_2$). В обоих случаях в качестве меры близости выступает евклидова метрика. Анализ ветвей дерева классификации (см. рис. 1,а) позволяет выделить два этапа эволюции ЛП моря: осенне-весенний этап формирования–таяния покрова и зимний этап его зрелого состояния. Вместе с тем конфигурация образов точек на плоскости $Y_1 Y_2$ указывает на существование отличий между наблюдениями осеннего и весеннего этапов. Понятно, что расположение точек на рис. 1,б в большей, чем на рис. 1,а, степени отражает конфигурацию точек в исходном пространстве признаков: увеличение размерности пространства образов приводит к уменьшению различий между матрицами близости. Следовательно, в механизме эволюции покрова отсутствует временная симметрия, и поэтому процесс весеннего таяния ЛП не является обратным процессу его формирования. Так, в последней 16-й декаде присутствия льда на акватории моря встречаются торосистые образования льда и обломки припая, которые отсутствуют в начальную 31-ю декаду эволюции покрова [Четырбоцкий, Плотников, 2005]. Существенные отличия этапов имеют место в прибрежных районах акватории: осенью льды открытых участков трансформируются во льды припая, а весной обломки припая переходят в категорию льда открытых участков.

МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ МОРСКОГО ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Ранее эволюция покрова рассматривалась в терминах масс отдельных льдин [Четырбоцкий,

2005а]. Была отмечена высокая степень адекватности модели выборочным распределениям масс. Вместе с тем следует подчеркнуть ограниченность рамок ее использования. В частности, выявлены различия между массами льда в начальный момент формирования покрова и в конечный момент его таяния: масса тонкого льда может превышать массу толстого льда или быть ей равной. Кроме того, в терминах масс льда отсутствует возможность рассмотрения процессов его торошения. Между тем торошение вызывает затухающий режим колебаний площадей тонкого льда и рост площадей толстых льдов. Последнее обстоятельство обуславливает внедрение торосов в морское дно и повышает устойчивость припайных льдов (торосы и стамухи играют роль их якорей [Астафьев и др., 1997]). Торошение также повышает инерционность и шероховатость поверхности морского покрова, что приводит к изменению его дрейфа.

Формализация настоящей модели выполняется в терминах площадей a и толщин h льдин, независимость между которыми следует из анализа данных [Четырбоцкий, Плотников, 2005]. Введем плотность распределения льдин $n \equiv n(x_1, x_2, t, a, h)$ по площади (a) и толщине (h), где $x = (x_1, x_2)$ – пространственные координаты; t – время. Полагаем, что имеют место следующие процессы: 1) массовый дрейф льда; 2) термический режим эволюции обуславливает последовательный переход льдин из одних размеров площадей и толщин в другие, а также он определяет первичное образование и таяние отдельных льдин; 3) при формировании покрова в прибрежных районах льды открытых частей переходят в припай, а при таянии происходит обратный процесс; 4) при формировании торосов доля льдин низкой толщины убывает, а высокой толщины возрастает; 5) процессы агрегации и дробления отдельных льдин. Временной шаг составляет сутки, а размер ячейки вычислительной сетки 50×60 км². Обоснованность допущений следует из анализа наблюдений и принятых пространственно-временных масштабов. В частности, для этих масштабов отклонение дрейфа отдельных льдин не превышает 5 % от их осредненного дрейфа [Nue, Thomas, 1974; Легеньков, 1992]. Поэтому выполняются условия для первого допущения.

Согласно выполненному в [Четырбоцкий, 2005б] анализу данных, имеет место совпадение температуры воздуха в начальный момент формирования ЛП открытых районов Японского моря и температуры в начальный момент его таяния. Такая же ситуация отмечается для температуры воздуха в момент начального формирования припая моря и в момент его начального таяния. Введем следующие обозначения: T^* – температура воздуха при начальном формировании покрова в открытых участках моря и его начальном таянии; T_F^* – температура воздуха при начальном формирова-

нии припая моря и его начальном таянии. Очевидно, что $T_F^* > T^*$. Действительно, воды прибрежной зоны являются относительно неглубокими и более пресными вследствие их опреснения речными водами и стоками промышленных предприятий. Поэтому образование льда на открытых участках моря начинается при более низких температурах воздуха, чем в прибрежных районах. Термическое разрушение льда в открытых районах моря также начинается раньше и при более низких температурах, в этот период активно проявляет себя сочетание воздействия солнечной радиации и теплых течений Японского моря [Якунин, 1979].

При выполнении указанных выше допущений пространственно-временная динамика $n = n(x_1, x_2, t, a, h)$ в открытой части акватории районов определяется балансовым соотношением

$$\begin{aligned} \partial n / \partial t + \partial(u_i n) / \partial x_i + \partial(\dot{a}n) / \partial a + \partial(\dot{h}n) / \partial h = \\ = f_{ah} + \Phi_{ah} + \Psi_{ah} + Q + R, \end{aligned} \quad (1)$$

где $u = (u_1, u_2)$ – скорость дрейфа льда; $x = (x_1, x_2)$ – пространственные координаты; $\dot{a} \equiv da/dt$ – обусловленное термическими процессами изменение площади льдины в единицу времени; $\dot{h} \equiv dh/dt$ – обусловленное термическими процессами изменение толщины в единицу времени; $f_{ah} \equiv f_{ah}(a, h, T)$ – скорость образования (выбывания) льдин площади a и толщины h ; $\Phi_{ah} \equiv \Phi_{ah}(a, h, T)$ характеризует зависимость n от площадей припая ($\Phi_{ah} \geq 0$ только в прибрежных районах); $\Psi_{ah} \equiv \Psi_{ah}(a, h)$ характеризует изменение n вследствие формирования торосов; $Q = Q(x_1, x_2, a, h, T)$ и $R = R(x_1, x_2, a, h, T)$ характеризуют динамику агрегации и дробления льдин за единицу времени. Граничные условия для (1) выбраны в таком виде, чтобы на границах отсутствовал поток льдин любого размера:

$$\partial \dot{a}n / \partial a|_{a=0, A^*} = \partial \dot{h}n / \partial h|_{h=0, H^*} = 0, \quad (2)$$

где A^* – площадь отдельного района акватории; H^* – максимальная толщина покрова за многолетний период.

Для параметризации \dot{a} используются принятые в системах ресурс–потребитель положения. Их предметная интерпретация состоит в следующем [Chetyrbotsky, 2003; Четырбоцкий, 2005a]. При формировании покрова площадь открытой воды на акватории района $A_W = A^* - A_I$ является ресурсом площадей его отдельных “потребителей”

(льдин). Здесь $A_I \equiv \int_0^{H^*} \int_0^{A^*} a n da dh + A_I^{(F)}$ – площадь

льда на акватории; $A_I^{(F)}$ – площадь припая. При таянии имеет место обратная ситуация. Поскольку температуру на нижней поверхности покрова можно полагать постоянной (она равна $-1,8^\circ\text{C}$ [Перри, Уокер, 1979]), то интенсивность изменений площадей льдин определяется температурой воз-

духа. В настоящем рассмотрении не учитывается ряд других динамических факторов (толщина снежного покрова, его альbedo и т. д.): как правило, выборки распределений этих факторов имеют фрагментарный характер измерений.

Согласно принятым в системах ресурс–потребитель положениям [Свирижев, Логофет, 1978], уравнение для \dot{a} может быть записано в виде

$$\begin{aligned} \dot{a} = [\alpha_a^{(A)} \Theta(T^* - T) + \alpha_a^{(S)} \Theta(T - T^*)] \times \\ \times (T^* - T)(A^* - A_I) a, \end{aligned} \quad (3)$$

где $\alpha_a^{(A)}$, $\alpha_a^{(S)}$ – неотрицательные коэффициенты (верхний индекс у параметра указывает этап эволюции: осенний (A) и весенний (S)); $\Theta(z)$ – функция Хевисайда, равная 1 при $z > 0$ и 0 при $z \leq 0$. Запись для \dot{h} выполняется на основании подобных допущений: “ресурсом” для h является свободная ото льда толща воды $H^* - h$. Согласно (3), \dot{h} можно записать в виде

$$\begin{aligned} \dot{h} = [\alpha_h^{(A)} \Theta(T^* - T) + \alpha_h^{(S)} \Theta(T - T^*)] \times \\ \times (T^* - T)(H^* - h) h, \end{aligned} \quad (4)$$

где $\alpha_h^{(A)}$, $\alpha_h^{(S)}$ – неотрицательные коэффициенты пропорциональности.

Для параметризации f_{ah} используется условие $I = \int_0^{H^*} \int_0^{A^*} f_{ah} da dh$, где I – число образованных при

формировании покрова льдин, а при таянии I – число растаявших льдин. В первом случае будем предполагать пропорциональность I доступному для площадей льдин их “ресурсу” $A^* - A_I$, а во втором случае – текущей площади льда A_I , следовательно, $f_{ah} \sim A_h$. В обоих случаях интенсивность процессов определяется разностью $T^* - T$. Естественно определить f_{ah} как

$$\begin{aligned} f_{ah} = (T^* - T)[(A^* - A_I) f_a^{(A)}(a) f_h^{(A)}(h) \Theta(T^* - T) + \\ + A_h f_a^{(S)}(a) f_h^{(S)}(h) \Theta(T - T^*)], \end{aligned} \quad (5)$$

где $f_a^{(A)}(a)$, $f_h^{(A)}(h)$, $f_a^{(S)}(a)$, $f_h^{(S)}(h)$ – быстро убывающие функции своих аргументов.

Для параметризации Φ_{ah} используется выражение

$$\begin{aligned} \Phi_{ah} = -b_{ah}(T^* - T)n(a, h) \Theta(T^* - T) + \\ + [b_{T,n}(T - T_F^*) - b_{h,n}h] A_h^{(F)} \Theta(T - T_F^*), \end{aligned} \quad (6)$$

где b_{ah} , $b_{T,n}$, $b_{h,n}$ – неотрицательные коэффициенты; $A_h^{(F)}$ – площадь припая толщины h . В правой части (6) первый член характеризует переходы льдин открытых участков прибрежных районов во льды припая при формировании покрова, второй член – обратные переходы фрагментов припая на этапе его таяния и механического разрушения. При такой записи интенсивность разрушения льда есть убывающая функция толщины h .

Для представления Ψ_{ah} используем следующее замечание: при торошении площади тонких льдов сокращаются, а толстых льдов увеличиваются; объемы тонких льдов трансформируются в объемы толстых льдов (для принятых пространственно-временных масштабов потерями объемов льда при торошении вследствие их сжатия можно пренебречь [Марченко, 2002]). На основе этого предлагается следующая запись Ψ_{ah} :

$$\begin{aligned} \Psi_{ah} = & -[v^{(A)}\Theta(T^* - T) + v^{(S)}\Theta(T - T^*)] \times \\ & \times \left[(H^* - h)n - c \int_0^{h-\Delta h} (H^* - h)A_h dh \right], \quad (7) \\ c = & \int_0^{H^*} (H^* - h)hA_h dh \Big/ \int_0^{H^*} h \left[\int_0^{h-\Delta h} (H^* - z)A_z dz \right] dh, \end{aligned}$$

где $v^{(A)}, v^{(S)}$ – неотрицательные коэффициенты; Δh – шаг по h .

Начальное распределение полагается равным нулю. Граничные условия для (1) непосредственно следуют из (2)–(4): отсутствие соответствующих потоков на границах диапазона изменения a и h .

Для практических приложений представляет интерес рассмотрение площадей льда отдельных толщин $A_h = \int_0^A an(a, h) da$ и $A_h^{(F)} = \int_0^A an^{(F)}(a, h) da$,

уравнения для которых получаются умножением выражения (1) на a и интегрированием с учетом (2)–(7) полученного результата по этой переменной:

$$\begin{aligned} & \partial A_h / \partial t + \partial u_i A_h / \partial x_i + \partial \dot{h} A_h / \partial h = \\ & = (T^* - T)f_A(A_h) + \Phi_A + \Psi_A(A_h, T^*), \\ & \partial A_h^{(F)} / \partial t + \partial \dot{h} A_h^{(F)} / \partial h = \\ & = (T_F^* - T)f_A(A_h^{(F)}) - \Phi_A + \Psi_A(A_h^{(F)}, T_F^*), \\ f_A(A) = & [\alpha_a^{(A)} A + f_h(h, \beta_1^{(A)}, \beta_2^{(A)})] A_W \Theta(T^* - T) + \\ & + [\alpha_a^{(S)} A_W + f_h(h, \beta_1^{(S)}, \beta_2^{(S)})] A \Theta(T - T^*), \quad (8) \\ \Phi_A = & -b_{ah}(T^* - T)A_h \Theta(T^* - T) + \\ & + [b_T(T - T_F^*) - b_h h] A_h^{(F)} \Theta(T - T_F^*), \\ \Psi_A(A_h, \tilde{T}) = & -[v^{(A)}\Theta(\tilde{T} - T) + v^{(S)}\Theta(T - \tilde{T})] \times \\ & \times \left[(H^* - h)A_h - c \int_0^{h-\Delta h} (H^* - h)A_h dh \right], \end{aligned}$$

где

$$\begin{aligned} A_W = & A^* - \int_0^{H^*} (A_h + A_h^{(F)}) dh, \\ c = & \int_0^{H^*} (H^* - h)hA_h dh \Big/ \int_0^{H^*} h \left[\int_0^{h-\Delta h} (H^* - z)A_z dz \right] dh, \\ b_h = & b_{h,n} A^{*2} / 2, \quad b_T = b_{T,n} A^{*2} / 2. \end{aligned}$$

При записи уравнения для $A_h^{(F)}$ учитывается следующее. Формально припой может быть представлен плотностью распределения числа льдин $n^{(F)}(x_1, x_2, t, a, h)$, где число льдин каждой градации a и h равно 0 или 1. Тогда уравнение (1) определяет пространственно-временную динамику $n^{(F)}(x_1, x_2, t, a, h)$, если в его левой части второй член положить равным нулю и $Q \equiv 0$ (отсутствие агрегации). Принимается, что $f_h(h, \beta_1, \beta_2) = \beta_1 \exp(-\beta_2 h)$. При записи общей площади появившихся (растаявших) льдин

$J(h) \equiv \int_0^A a f_{ah}(a, h) da$ полагаем, что $\ln f_h^{(A)}(h)$ и $\ln f_h^{(S)}(h)$ из (4) пропорциональны h . Поэтому

$$\begin{aligned} J(h) = & f_h(h, \beta_1^{(A)}, \beta_2^{(A)}) A_W \Theta(T^* - T) + \\ & + f_h(h, \beta_1^{(S)}, \beta_2^{(S)}) A \Theta(T - T^*), \end{aligned}$$

где $\beta_1^{(A)}, \beta_2^{(A)}, \beta_1^{(S)}, \beta_2^{(S)}$ – неотрицательные коэффициенты пропорциональности.

При записи (8) учитывается то обстоятельство, что $\int_0^A a Q da = 0$ и $\int_0^A a R da = 0$, т. е. в рамках отдельных толщин льда перераспределение площадей льдин не изменяет их суммарную площадь.

Начальные и граничные условия для (8) имеют вид

$$\begin{aligned} A(x_1, x_2, t_0, h) = & A^{(F)}(x_1, x_2, t_0, h) = 0, \\ \dot{h} A \Big|_{h=h_0, H^*} = & \dot{h} A^{(F)} \Big|_{h=h_0, H^*} = 0. \quad (9) \end{aligned}$$

В настоящем рассмотрении временной шаг составляет 1 сут. Из наблюдений и анализа порядка членов соответствующих уравнений следует, что в этом случае скорость дрейфа ЛП имеет квазистационарный характер и определяется простыми соотношениями [Масловский, 1982].

Методика оценки параметров модели заключается в следующем. Приближение для T^* полагается равным -8°C (в Северном полушарии ее изотерма для приводного воздуха совпадает с границей морских льдов [Сергин, Сергин, 1978]). Поскольку правые части (3) и (4) линейны относительно искомым параметрам, оценка их начально-

го приближения выполняется методом наименьших квадратов. Расчеты проведены для той части выборки, где припай составляет большую долю ЛП прибрежного района. Приближения для остальных параметров подбирались на основе сопоставлений порядков членов левых и правых частей уравнения (8). Для нахождения параметров использовалась процедура минимизации `fminunc` системы MATLAB [Дьяконов, Круглов, 2001]. В результате были получены следующие оценки: $T_F^* = -6,3^\circ\text{C}$, $T^* = -7,6^\circ\text{C}$, $\alpha_a^{(A)} A_S^* = 2,250 \cdot 10^{-2}$, $\alpha_a^{(S)} A_S^* = 6,250 \cdot 10^{-2}$, $\alpha_h^{(A)} = 7,344 \cdot 10^{-3}$, $\alpha_h^{(S)} = 6,906 \cdot 10^{-3}$, $\beta_1^{(A)} = 1,750 \cdot 10^{-3}$, $\beta_2^{(A)} = 44,531$, $\beta_1^{(S)} = 1,141 \cdot 10^{-3}$, $\beta_2^{(S)} = 37,969$, $b_{ah} = 1,056 \cdot 10^{-2}$, $b_T = 3,484 \cdot 10^{-2}$, $b_h = 2,416 \cdot 10^{-2}$, $v^{(A)} = 5,907 \cdot 10^{-3}$, $v^{(S)} = 4,782 \cdot 10^{-3}$. Размерность величин: $\alpha_a^{(A)}, \alpha_a^{(S)}$ – $(\text{м}^2 \cdot ^\circ\text{C} \cdot \text{сут})^{-1}$; $\alpha_h^{(A)}, \alpha_h^{(S)}$ – $(\text{м} \cdot ^\circ\text{C} \cdot \text{сут})^{-1}$; $\beta_1^{(A)}, \beta_1^{(S)}, b_{ah}, b_T$ – $(^\circ\text{C} \cdot \text{сут})^{-1}$; $\beta_2^{(A)}, \beta_2^{(S)}$ – сут^{-1} ; $v^{(A)}, v^{(S)}, b_h$ – $(\text{м} \cdot \text{сут})^{-1}$. Здесь A_S^* – площадь района открытого моря (как правило, площади прибрежных районов в два-три раза меньше, чем A_S^*).

Адекватность модели (8), (9) реальной эволюции ЛП моря следует из анализа рис. 2, где представлены карты плотности распределений коэффициентов корреляции R между модельными и выборочными распределениями (карты приведены в географических координатах расположения моря). Области 1–4 соответствуют различным значениям R .

Хорошее соответствие реальных и модельных распределений указывает на то, что модель (8), (9) может быть использована для прогноза ледового режима в отдельных районах Японского моря. Целесообразность подобных расчетов обусловлена рядом практических задач, в частности, для оценки динамики весеннего таяния и разрушения припая. Поскольку часто отмечаются случаи выноса в открытое море фрагментов припая вместе с находящимися на льдинах людьми, подобные оценки могут оказаться полезными для проведения комплекса спасательных работ. Анализ рис. 3 показывает, что интенсивность таяния и разрушения припая в заливе Петра Великого, на берегах которого расположен Владивосток, существенно выше интенсивности его формирования (для удобства представления значения площадей приведены в единицах площади открытого района акватории моря A_S^*). Указанные факты хорошо согласуются с натурными наблюдениями [Якунин, 1997; Плотиных, 2002].

На основании модели (8), (9) можно выполнить количественные оценки значимости отдельных составляющих процесса эволюции, измерение которых в натуральных условиях связано с определенными трудностями, тем более что для ледяного покрова Японского моря доступность подобных оценок ограничена. Между тем эти сведения могут оказаться полезными для анализа комплексного механизма эволюции ледяного покрова моря. На

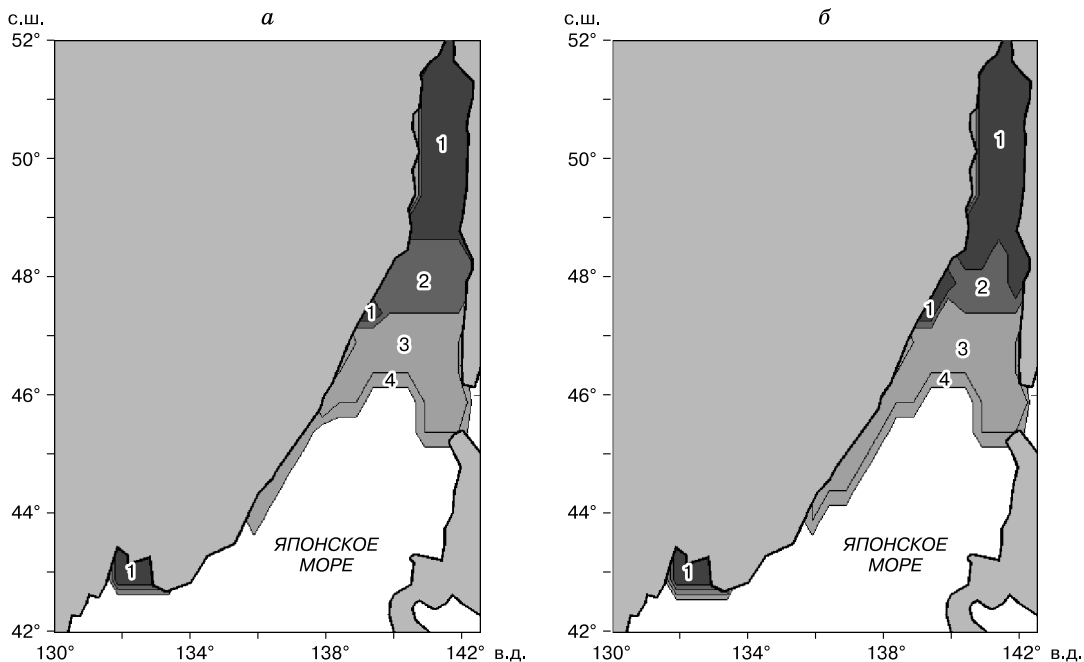


Рис. 2. Карты плотности для распределений коэффициентов корреляции R между модельными и выборочными распределениями:

a – площадь льда, b – толщина льда; 1 – $R > 0,8$; 2 – $0,6 \leq R < 0,8$; 3 – $0,4 \leq R < 0,6$; 4 – $0 < R < 0,4$. Контур моря отмечен жирной линией.

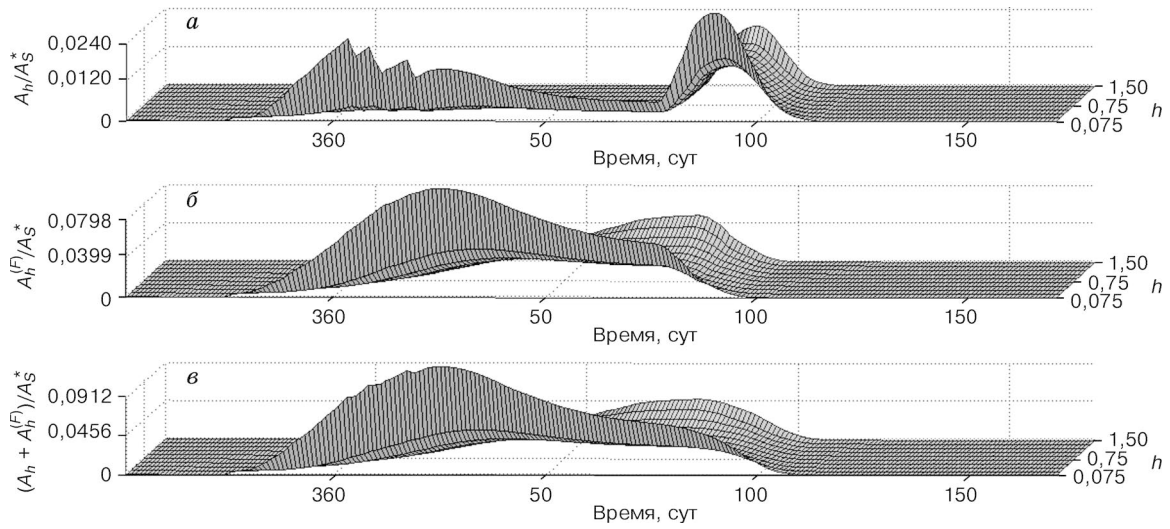


Рис. 3. Распределения площадей льда отдельных толщин на акватории залива Петра Великого:

a – в открытой части, *б* – припай, *в* – на акватории залива. Значения площадей приведены в единицах площади открытого района акватории моря A_S^* .

рис. 4 представлены изменения площадей льда отдельных толщин, которые вызваны торошением. Здесь учитывается только торошение льда, на что указывает нижний индекс *tor* у величин.

Анализ рис. 4, *a* показывает, что на этапе формирования ЛП между 36-й и 5-й декадами года для участков открытой части залива имеет место затухающий режим колебаний площади тонкого

льда. Подобная ситуация наблюдается также на рис. 3, *a*. Это связано с тем, что при торошении появляются участки свободной ото льда воды (максимум площади этих участков порядка 0,8 % площади льда). Затем на них снова формируется тонкий лед и вновь следует его торошение. Этот процесс продолжается до тех пор, пока на акватории не останется площадей тонкого ЛП. Сопо-

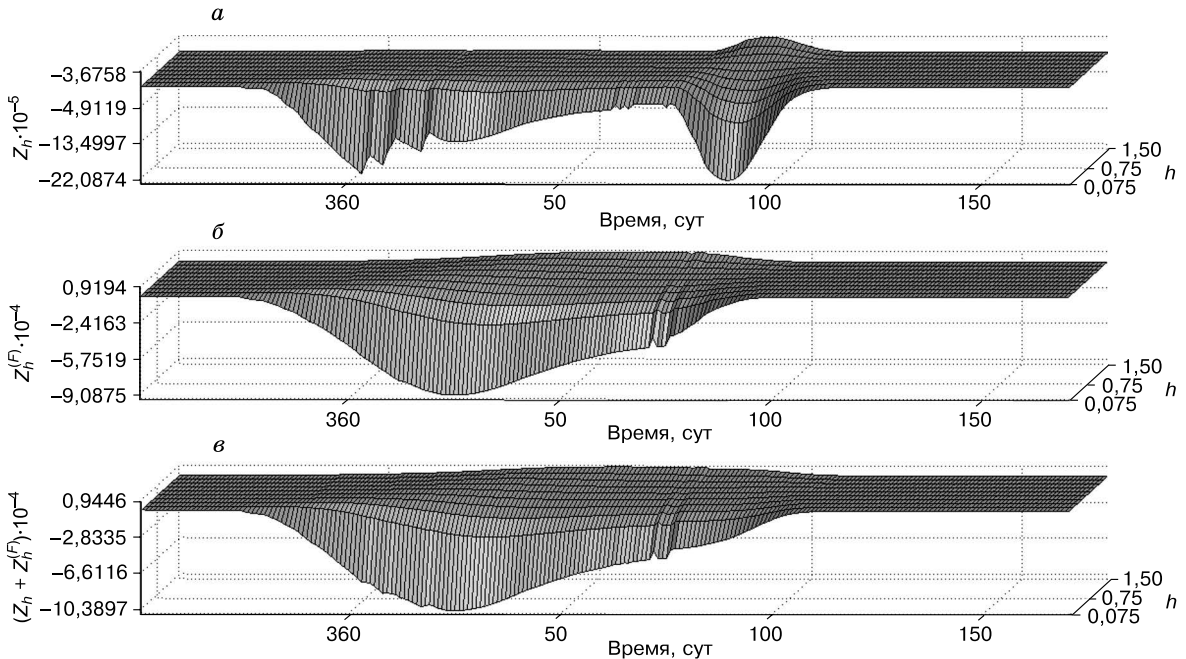


Рис. 4. Изменения площадей льда отдельных толщин, вызванные торошением, на акватории залива Петра Великого:

a – участки открытой части залива $Z_h \equiv [dA_h/dt]_{top}/A_S^*$, *б* – его припай $Z_h^{(F)} \equiv [dA_h^{(F)}/dt]_{top}/A_S^*$, *в* – акватория залива.

ставление случаев *a* и *b* на рис. 4 показывает, что интенсивность торошения льда на открытых участках залива в два-три раза меньше соответствующей величины для льдов припая. Эта ситуация обусловлена превышением интенсивности торошения в период формирования припая над интенсивностью торошения в период таяния ЛП. Действительно, $v^{(A)} > v^{(S)}$, т. е. на этапе “формирования – зрелое состояние покрова” льды открытых участков моря переходят согласно (6) во льды припая, а на следующем этапе имеет место обратная ситуация. Интересно также отметить, что, согласно (7) формирование вследствие торошения толстых льдов должно происходить на протяжении всего цикла эволюции, в том числе и на этапе таяния. В работе [Четырбоцкий, Плотников, 2005] приведены наблюдаемые совместные распределения площадей и толщин льда, которые указывают на присутствие на акватории моря толстого льда низких площадей даже в последние декады эволюционного цикла ЛП.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе с помощью методов многомерного шкалирования выявлены состояния ледяного покрова Японского моря. На основе их анализа рассмотрены модели для составляющих звеньев эволюции покрова. Параметризация термического воздействия внешней среды на ледяной покров выполнена с учетом положения о пространственной ограниченности морской среды. Для параметризации процессов торошения используется то обстоятельство, что при торошении тонкие льды трансформируются в толстые, причем объемы льда при торошении сохраняются. В рамках указанных положений формулируется модель эволюции ледяного покрова, где учитываются процессы агрегации и разрушения льдин, переход льдов открытых участков во льды припая, процессы торошения льдов. Выполнена оценка адекватности модели выборочным распределениям площадей льда отдельных толщин.

Автор выражает благодарность проф. В.В. Плотникову и проф. В.П. Тунеголовцу за предоставленные архивы данных и полезные замечания.

Литература

Апшель И.Л., Гудкович З.М. Численное моделирование и прогноз эволюции ледяного покрова арктических морей в период таяния. СПб., Гидрометеиздат, 1992, 144 с.
 Астафьев В.Н., Сурков Г.А., Трусков П.А. Торосы и стамухи Охотского моря. СПб., Прогресс-Погода, 1997, 197 с.
 Дьяконов В., Круглов В. Математические пакеты расширения MATLAB: Специальный справ. СПб., Питер, 2001, 480 с.
 Легеньков А.П. Деформация дрейфующего льда в Северном Ледовитом океане. СПб., Гидрометеиздат, 1992, 104 с.

Марченко А.В. Модели торошения морских льдов // Успехи механики, 2002, т. 1, № 3, с. 67–129.
 Масловский М.И. Математическое моделирование короткопериодного ветрового дрейфа и перераспределения морского льда различной сплоченности (на примере Южного океана) // Тр. ААНИИ, 1982, т. 387, с. 116–136.
 Перри А.Х., Уокер Дж.М. Система океан–атмосфера. Л., Гидрометеиздат, 1979, 195 с.
 Плотников В.В. Изменчивость ледовых условий Дальневосточных морей России и их прогноз. Владивосток, Дальнаука, 2002, 172 с.
 Свирижев Ю.М., Логофет Д.О. Устойчивость биологических сообществ. М., Наука, 1978, 352 с.
 Сергин В.Я., Сергин С.Я. Системный анализ проблемы больших колебаний климата и оледенения Земли. Л., Гидрометеиздат, 1978, 279 с.
 Терехина А.Ю. Анализ данных методами многомерного шкалирования. М., Наука, 1986, 168 с.
 Тимохов Л.А., Хейсин Д.Е. Динамика морских льдов (математические модели). Л., Гидрометеиздат, 1987, 272 с.
 Философский энциклопедический словарь / Под ред. Л.Ф. Ильичева, П.Н. Федосеева, С.М. Ковалева, В.Г. Панова. М., Сов. энциклопедия, 1983, 840 с.
 Фукунага К. Введение в статистическую теорию распознавания образов. М., Наука, 1979, 368 с.
 Хиблер III У.Д. Нарастание, дрейф и разрушение морских льдов // Динамика масс снега и льда. Л., Гидрометеиздат, 1985, с. 153–217.
 Четырбоцкий А.Н. Методы и алгоритмы решения задач снижения размерности пространства описания. Владивосток, ДВО АН СССР, 1991, 95 с.
 Четырбоцкий А.Н. Формирование и разрушение ледяного покрова замерзающих морей // Криосфера Земли, 2005а, т. IX, № 3, с. 45–53.
 Четырбоцкий А.Н. Технология построения геоинформационных систем для ледяного покрова замерзающих морей (на примере ГИС “Ледяной покров Японского моря”) // Информ. технологии, 2005б, № 11, с. 17–23.
 Четырбоцкий А.Н., Плотников В.В. Ледяной покров Японского моря: исходные данные и процедуры восстановления пропущенных значений // Электронный журн. “Исследования в России”, 2003, № 7, с. 88–93. (<http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2003/007.pdf>).
 Четырбоцкий А.Н., Плотников В.В. Ледяной покров Японского моря: анализ данных и моделирование. Владивосток, Дальнаука, 2005, 146 с.
 Якунин Л.П. Ледовые исследования на дальневосточных морях // Пробл. Арктики и Антарктики, 1979, вып. 77, с. 102–107.
 Якунин Л.П. Атлас границ преобладающего однолетнего льда дальневосточных морей России. Владивосток, ГОИ ДВО РАН, 1997, 32 с.
 Chetyrbotsky A.N. Local evolution of thickness of an ice cover of water tables // The ACSYS Decade and Beyond (Nov. 11–14, 2003). St. Petersburg, 2003, p. 160–161.
 Nue J.F., Thomas D.R. The use of satellite photographs to gives the movements and deformation of sea ice // AIJDJEX Bull., 1974, No. 27, p. 1–21.
 Thorndike A.S., Rothrock D.A., Maykut G.A., Colony R. The thickness distribution of sea ice // J. Geophys. Res., 1975, vol. 80, p. 4501–4513.

Поступила в редакцию
9 февраля 2006 г.