

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ РСФСР
ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
HYDROMETEOROLOGICAL INSTITUTE IN Leningrad

Transactions

Труды
вып. 32

vol. 32

06
778

ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ПРОБЛЕМЕ ОКЕАН—АТМОСФЕРА

INVESTIGATIONS
ON THE OCEAN — ATMOSPHERE PROBLEM

Сборник 2

работ научно-исследовательского института взаимодействия океана
и атмосферы

issue 2

of the papers of the air sea interaction institute

24443

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического
Института

ЛЕНИНГРАД
1970

Сборник содержит результаты исследований взаимодействия океана и атмосферы, выполняемых в Ленинградском гидрометеорологическом институте. Статьи посвящены формированию процессов в реальных океанах и морях, изменению метеорологических и гидрологических условий и их прогнозу. Некоторые статьи имеют теоретическое и методическое содержание.

Сборник рассчитан на широкий круг океанологов, метеорологов и геофизиков, а также на преподавателей, аспирантов и студентов.

Научный редактор В. В. Тимонов

Ответственный редактор *О. А. Алекин*

2—9—6

Труды Ленинградского Гидрометеорологического института
Исследования по проблеме океан — атмосфера

СБОРНИК 2

Работ научно-исследовательского института взаимодействия океана и атмосферы

Редактор *Б. И. Леонова*

М-13 525. Сдано в набор 21/V-1968 г. Подписано к печати 2/VII-1970 г. Формат бум. 70 × 108^{1/16}.
Бумага тип. № 3. Печ. л. 16. Уч.-изд. л. 19. Тираж 500. Заказ 2329. Цена 1 р. 84 к. Тем. план 1968 г.

Типография профессионально-технического училища № 4. Ленинград, 12-я Красноармейская ул., 27.

СОДЕРЖАНИЕ

Часть первая. ФИЗИКА ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ

Теория, эксперименты, методы расчета

	Стр.
<i>В. М. Радикевич.</i> Исследование некоторых характеристик взаимодействия пограничных слоев атмосферы и моря на основе новой теоретической модели	3
<i>А. С. Балужева, В. Н. Веретенников.</i> К теории нестационарных чисто дрейфовых течений в океане	16
<i>А. С. Балужева, В. Н. Веретенников.</i> К вопросу о расчете ветрового нагона	23
<i>В. А. Макаров.</i> О распространении длинной волны в канале переменной ширины	30
<i>Л. И. Борис.</i> О расчете внутренних приливных волн и связанных с ними течений в океане	33
<i>Б. А. Каган, А. В. Некрасов, Р. Э. Тамсалу.</i> Расчет приливных явлений в море с учетом горизонтального турбулентного трения	50
<i>А. В. Некрасов.</i> Использование соотношений между уровнем и его наклоном при анализе приливных колебаний	56
<i>А. Б. Мензин.</i> Об электрической аналоговой модели глубинной циркуляции	64

Формирование процессов в реальных океанах и морях

В. В. Тимонов . Очаги взаимодействия океана и атмосферы	69
<i>В. М. Радикевич.</i> Основные причины изменений сезонных величин турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарение в Северной Атлантике	76
<i>И. П. Карпова.</i> К вопросу об устойчивости атмосферы над Северной Атлантикой	81
<i>Н. Л. Козутовский.</i> К обмену теплом и солями между верхним слоем и глубинными водами Северной Атлантики	85
<i>Б. И. Тюрков.</i> Расчетная схема изменений структуры деятельного слоя Охотского моря от сезона к сезону	94
<i>В. П. Хрол.</i> Метод расчета адвективных изменений толщины льда вдоль восточно-американского пути перемещения льдов	121

Изменение метеорологических и гидрологических условий, их прогноз

<i>Б. Б. Елекоев.</i> Об изменении длины планетарных волн при переходе от зональной циркуляции к меридиональной	138
<i>А. А. Гирс.</i> Учет развития макросиноптических процессов при изучении причин изменения фоновых характеристик гидросферы	145
<i>А. И. Савичев.</i> К вопросу о прогнозе барического поля над Северной Атлантикой в июле	169
<i>Е. И. Серяков, В. П. Карауловский.</i> Расчет вариаций месячных величин потерь тепла на испарение и теплообмена с атмосферой в Северной Атлантике	184
<i>Е. И. Серяков, А. И. Смирнова.</i> Связь составляющих теплового баланса Северной Атлантики с аномалиями температуры воды за характерные годы	193
<i>А. И. Смирнова.</i> Изменение теплосодержания деятельного слоя Северной Атлантики при разных типах атмосферной циркуляции	206
<i>И. П. Карпова.</i> О влиянии Исландского минимума атмосферного давления на течения Норвежского моря	221

Методы натурных исследований, приборы

<i>А. В. Проворкин, Г. Р. Рехтзамер.</i> Применение искусственных спутников Земли для океанологических исследований	230
<i>А. В. Проворкин, Г. Р. Рехтзамер.</i> О дешифрировании снимков льдов, полученных с метеорологических спутников Земли	239

Часть вторая. ХИМИЧЕСКОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ

<i>О. А. Алекин, Н. П. Моричева.</i> Расчет насыщенности карбонатом кальция воды Черного моря	250
---	-----

CONTENTS

Part first. PHYSICS OF THE OCEAN AND THE ATMOSPHERE

Theory, experiments, methods of calculation

	Pp.
<i>V. M. Radikevich.</i> Investigation of some characteristics of interaction between the atmosphere and sea boundary layers on the base of a new theoretical model	3
<i>A. S. Baluyeva, V. N. Veretennikov.</i> On the calculation of wind-induced surge	16
<i>A. S. Baluyeva, V. N. Veretennikov.</i> On the theory of non-stationary drift currents in the ocean	23
<i>V. A. Makarov.</i> On the propagation of a long wave in a channel with the variable cross-section	30
<i>L. I. Boris.</i> Calculation of internal waves and associated currents in the ocean	33
<i>B. A. Kagan, A. V. Nekrasov, R. E. Tamsalu.</i> Calculation of tidal phenomena in the sea taking into account the lateral turbulent friction	50
<i>A. V. Nekrasov.</i> Use of the relationships between the sea-level and its slope at the tidal oscillation analysis	56
<i>A. B. Menzin.</i> Electrical analogue model of the deep circulation	64

Formation of real ocean and sea processes

V. V. Timonov . Centers of ocean.—atmosphere interaction	69
<i>V. M. Radikevich.</i> Main causes of variations of seasonal values of turbulent heat flux and evaporation heat loss in the North Atlantic	76
<i>I. P. Karpova.</i> On the atmosphere stability over the North Atlantic	81
<i>N. L. Kogutovskv.</i> Heat and salt exchange between the upper and deep layers in the North Atlantic	85
<i>B. I. Tjuriakov.</i> Calculated pattern of the changes of the structure of the Okhotsk Sea from season to season	94
<i>V. P. Khrol.</i> Methods of calculation of the advective variation of the thickness of the ice along the East American ice travel path	121

Variation of meteorological and hydrological conditions and their forecast

<i>B. B. Etekoyev.</i> Change of the planetary waves length during the transition from the zonal to meridional circulation	138
<i>A. A. Girs.</i> Use of the data of the development of the macrosynoptic processes in studying causes of background hydrosphere characteristics variations	145
<i>A. I. Savichev.</i> The forecast of the atmosphere pressure field over the North Atlantic in July	169
<i>E. I. Seryakov, V. P. Karaulovsky.</i> Calculation of variations of the month values of evaporation heat loss and the sea—air heat exchange in the North Atlantic	184
<i>E. I. Seryakov, A. I. Smirnova.</i> Relation between heat balance components and water temperature anomalies for the characteristic years in the North Atlantic	193
<i>A. I. Smirnova.</i> Variation of the active layer heat content in the North Atlantic in various types of the atmospheric circulation	206
<i>I. P. Karpova.</i> Influence of the Icelandic depression on the currents of the Norwegian Sea	221

Methods of natural investigations. Apparatus

<i>A. V. Provorkin, G. R. Rekhzamer.</i> Use of satellites for oceanological investigations	230
<i>A. V. Provorkin, G. R. Rekhzamer.</i> Decoding of ice photographs made by means of meteorological satellites	239

Part second. CHEMICAL SEA-AIR INTERACTION

<i>O. A. Alekii, N. P. Moricheva</i> . Calculation of the saturation of calcium carbonate in the water of the Black Sea	250
---	-----

**МЕТОД РАСЧЕТА
АДВЕКТИВНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ТОЛЩИНЫ ЛЬДА
ВДОЛЬ ВОСТОЧНО-АМЕРИКАНСКОГО ПУТИ
ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ЛЬДОВ**

В. П. Хрол

В настоящей работе ставится задача количественно оценить адвективные изменения толщины льда на восточно-американском пути перемещения льдов, качественная оценка которых была уже дана ранее [1]. Если обозначить в условиях отсутствия адвекции льда в данном месте толщину существующего льда h , а толщину образующегося льда H и соответственно обозначить их в условиях существования адвекции льда h' и H' , то адвективные изменения толщины льда будут представлять собой $\Delta h = h' - h$ и $\Delta H = H' - H$. Если не учитывать влияния торошения и подвижности льдов на толщину льда в данном месте [2], то в условиях отсутствия адвекции льда $h = H$, а в условиях существования адвекции льда $h' = H' + A$, где A — адвекция льда. Выражение для адвекции льда имеет вид

$$A = - \int_{t_1}^{t_2} w \frac{\partial h'}{\partial x} dt,$$

где t_1 и t_2 — начальный и конечный моменты времени, за которое определяется A ; w — скорость перемещения льдов и dh'/dx — градиент h' в направлении перемещения льдов (x). Таким образом, если ставится задача определить адвективные изменения толщины льда вдоль пути перемещения льдов, то это практически означает, что нужно определить вдоль этого пути профили $h = H > h < H$.

Можно ли в настоящее время определить адвективные изменения толщины льда? Приближенное и частичное решение этой задачи на основе фактического материала, т. е. определение разности Δh фактически существующей толщины льда h и средней толщины льда безадвективных районов данной широты h , невозможно по причине отсутствия такого материала. Теоретическое решение задачи, являющейся частным случаем более общей задачи определения изменений распределения теплосодержания в океане и атмосфере, вызываемых неzonальной океанической и атмосферной циркуляцией, по многим причинам также невозможно. Поэтому в настоящее время для действительных условий нет возможности определить адвективные изменения толщины льда.

Можно, однако, поступить следующим образом: по данным о распространении ледяного покрова вдоль пути перемещения льдов, по распределению температуры воздуха над ним и скорости нарастания льда в зависимости от этой температуры — все в условиях отсутствия

адвекции льда — рассчитать профили $h=H$, а затем по этим же данным и скорости перемещения льдов рассчитать профили h' и H' . В данном случае игнорируются связанные с появлением адвективных изменений толщины льда изменения в гидросфере и атмосфере и, в частности, изменение температуры воздуха над льдом и изменение зависимости скорости нарастания льда от этой температуры. Тем не менее связь между температурой воздуха над льдом и зависимостью скорости нарастания льда от этой температуры в условиях отсутствия адвекции льда с таковыми в условиях существования адвекции льда остается и состоит в том, что первые являются предельными для вторых и характеризуют предельные условия распределения температуры воздуха над льдом, а также зависимости скорости нарастания льда от температуры воздуха на данном пути перемещения льдов (при $w \rightarrow 0$). Вот для этих предельных условий распределения температуры воздуха над льдом и зависимости скорости нарастания льда от этой температуры имеется возможность определить адвективные изменения толщины льда. Можно сослаться, например, на работу К. Д. Сабинина [3], в которой для этих условий оказалось возможным количественно оценить нарастание льда в заприпайных полыньях.

В настоящей работе рассматривается метод расчета адвективных изменений толщины льда на восточно-американском пути перемещения льдов при предельных условиях распределения температуры воздуха над льдом и зависимости скорости нарастания льда от этой температуры.

Сущность метода

Восточно-американский путь перемещения льдов простирается от Канадской линии дивергенции [1] вдоль восточного побережья Северной Америки примерно до $44-43^\circ$ с. ш. в районе о-ва Ньюфаундленд (рис. 1). Образование льда на этом пути идет с сентября по май, а лед существует с сентября по август. С мая по август идет таяние льда. В начале пути образование льда начинается в середине сентября. С этого времени до начала марта граница ледообразования перемещается на юг, а граница распространения льдов из-за адвекции льда продолжает еще перемещаться на юг до начала апреля. С начала марта по май первая и с начала апреля по август вторая граница перемещаются обратно на север. Скорость перемещения границы ледообразования на юг с сентября по февраль больше, с середины февраля до начала марта меньше, скорости перемещения льдов, а с начала марта они имеют разный знак.

Метод расчета адвективных изменений толщины льда на этом пути в течение года состоит в следующем. В соответствии с величиной интервалов времени, разделяющих исходные данные, период существования льда на пути разбивается на отрезки времени Δt_n , где n — порядковый номер отрезка с начала до конца периода существования льда. Затем, по исходным данным: протяженности ледяного покрова вдоль пути, температуры воздуха над неподвижным льдом в начале пути и скорости перемещения льдов для каждого Δt_n находят средние значения величины изменения температуры воздуха во времени $\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_n$, скорости перемещения границы ледообразования v_n и скорости перемещения льдов w_n . На основании того, что характер годового хода температуры воздуха на береговых метеостанциях восточного побережья Северной Америки примерно одинаков, величина $\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_n$ считается одинаковой на всем пути перемещения льдов. Скорость перемещения границы ледообразования для периода с середины сентября до середины февраля определяется по фактической протяжен-

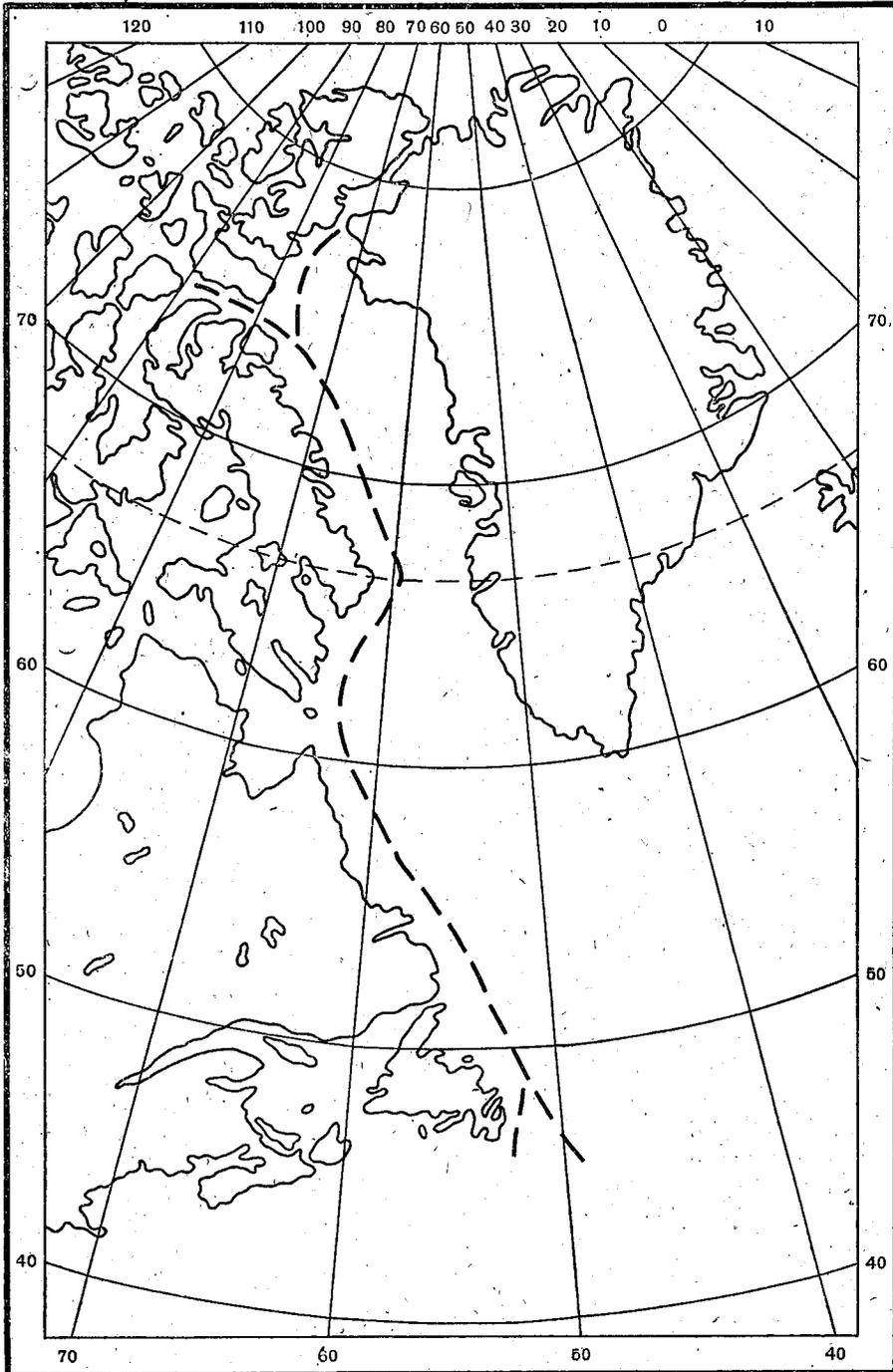


Рис. 1. Восточно-американский путь перемещения льдов.

ности ледяного покрова вдоль пути, а для периода после середины февраля — по местоположению температуры воздуха над льдом — 2°. Считается, что эту температуру, равную температуре замерзания морской воды, имеет поверхность льда и непосредственно прилегающий к ней слой воздуха в начале и конце периода образования льда в данном месте. По исходным фактическим и расчетным данным, на заданный момент времени t определяются температура воздуха над льдом по выражению типа $T = - \left(2 + \frac{\Delta T}{\Delta t} t \right)$ и время нарастания льда вдоль всего пути перемещения льдов с учетом изменения $\left(\frac{\Delta T}{\Delta t} \right)_n$, v_n и w_n от одного Δt_n к другому. По известной температуре воздуха и времени нарастания льда определяется сумма градусодней мороза ΔR и подставляется в эмпирическую формулу типа $h_t = \psi(h_o, \Delta R)$. По этой формуле производится расчет h и h' , по h' и w — расчет A , а H' определяется из выражения $H' = h' - A$.

Расчет

Исходные данные 1. Протяженность ледяного покрова вдоль восточно-американского пути (L) была определена на середину каждого месяца с сентября по август из имеющихся атласов и работ [4, 5, 6].

2. Температура воздуха над неподвижным льдом в районе начала пути ($T_{x=0}$) была получена ранее [7]. Она дается в виде среднемесячных величин.

3. Скорость перемещения льдов на восточно-американском пути также в виде среднемесячных величин для ноября — июля была по дрейфам затертых во льдах судов определена ранее [1], а для августа — октября определена дополнительно по тем же данным.

4. В качестве эмпирической формулы нарастания льда в зависимости от суммы градусодней мороза была взята формула Н. Н. Зубова [8], имеющая вид:

$$h_t = -25 + \sqrt{(25 + h_o)^2 + 8\Delta R},$$

где h_t — толщина льда в сантиметрах на конечный момент времени;
 h_o — толщина льда в сантиметрах в начальный момент времени;
 ΔR — приращение суммы градусодней мороза за данный отрезок времени.

Таким образом, если среднемесячные величины относить к середине месяца, то получается, что исходные фактические данные разделяет одинаковый и равный месяцу промежуток времени (табл. 1).

Таблица 1

Параметры	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
L , мили	0	630	1090	1640	2060	2260	2330	2400	2200	1760	1200	760
$T_{x=0}$, °C	-2	-13	-20	-28	-29	-30	-28	-20	-7	0	—	—
w , мили/сутки	7,0	3,0	3,0	4,0	6,0	4,5	5,5	10,0	11,0	12,0	12,0	10,0

Примечание: В июне, июле и августе L дается без учета того, что у начала пути в это время существует зона чистой воды.

По исходным фактическим данным определялись исходные расчетные данные $\left(\frac{\Delta T}{\Delta t} \right)_n$, v_n и w_n . При этом промежутки времени Δt_n считались равными 30 суткам, $\left(\frac{\Delta T}{\Delta t} \right)_n$ принималась положительной величи-

ной при понижении температуры и отрицательной — при ее повышении, v_n считалась положительной величиной при перемещении границы ледообразования с севера на юг и отрицательной при перемещении в обратном направлении. Для определения v_n за период сентябрь — февраль исходные данные брались из таблицы 1, а за период март — июнь — из распределения температуры воздуха над льдом. Согласно этому распределению, граница ледообразования ($T = -2^\circ$) находилась в середине марта в $x = 1640$ миль, апреля — в $x = 1090$ миль и мая — в $x = 286$ миль. В Δt_3 , с середины мая до середины июня, ледообразование продолжалось лишь 21,4 суток, так как именно за это время граница ледообразования прошла путь из $x = 286$ миль в $x = 0$. Обозначив промежуток времени от середины сентября до середины октября как Δt_1 , от середины октября до середины ноября как Δt_2 , от середины ноября до середины декабря как Δt_3 и т. д., получим исходные расчетные данные (табл. 2).

Таблица 2

Параметры	Δt_1	Δt_2	Δt_3	Δt_4	Δt_5	Δt_6	Δt_7	Δt_8	Δt_9	Δt_{10}	Δt_{11}
v_n , мили/сутки	21,0	15,3	18,3	14,0	6,7	-20,6	-18,3	-26,8	-13,3	—	—
$\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_n$, °C/сутки	0,36	0,233	0,237	0,033	0,03	-0,067	-0,267	-0,433	-0,233	—	—
w_n , мили/сутки	5,0	3,0	3,5	5,0	5,0	5,0	8,0	10,5	11,5	12,0	11,0

Определение $h = f(x, t)$ и расчет h . Определение $h = f(x, t)$ при последовательном по времени ведении расчета сводится практически только к определению $\Delta R = \varphi(x, t)$, в котором ΔR представляет собой произведение абсолютной величины средней температуры воздуха за время нарастания льда, определяемой как полусумма начальной T_0 и конечной T_t температуры воздуха, и времени нарастания льда в сутках.

На рис. 2 показаны последовательные положения границы ледообразования на пути перемещения льдов через Δt_n за период образования и нарастания льда на этом пути (X). Очевидно, нарастание льда в каком-либо x этого пути начинается после прихода в него и кончается после ухода из него границы ледообразования. За Δt_n граница ледообразования проходит участок пути, значения x которого лежат в пределах $X_n \geq x \geq X_{n-1}$. Положение границы ледообразования в пределах этого участка определяется выражением $x = X_{n-1} + v_n t$, из которого следует, что время прихода или ухода границы, т. е. время начала и прекращения нарастания льда в данном x в пределах Δt_n , $t = \frac{x - X_{n-1}}{v_n}$.

1. Найдем $\Delta R_1 = \varphi(x, t)$ для отрезков времени Δt_N и участков пути с $X_{N-1} + v_N t \geq x \geq X_{N-1}$, когда вдоль пути идет процесс образования льда. Заметим, что когда нам необходимо подчеркнуть, что речь идет о времени, в течение которого совершается процесс образования льда вдоль пути, вместо n будем употреблять N . Время нарастания льда для этого случая равно $t - \frac{x - X_{N-1}}{v_N}$, T_0 над образующимся льдом равна -2° , а $T_t = -\left[2 + \left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_N \left(t - \frac{x - X_{N-1}}{v_N}\right)\right]$.

Откуда

$$\Delta R_1 = \frac{1}{2} \left| T_0 + T_t \right| \left(t - \frac{x - X_{N-1}}{v_N} \right).$$

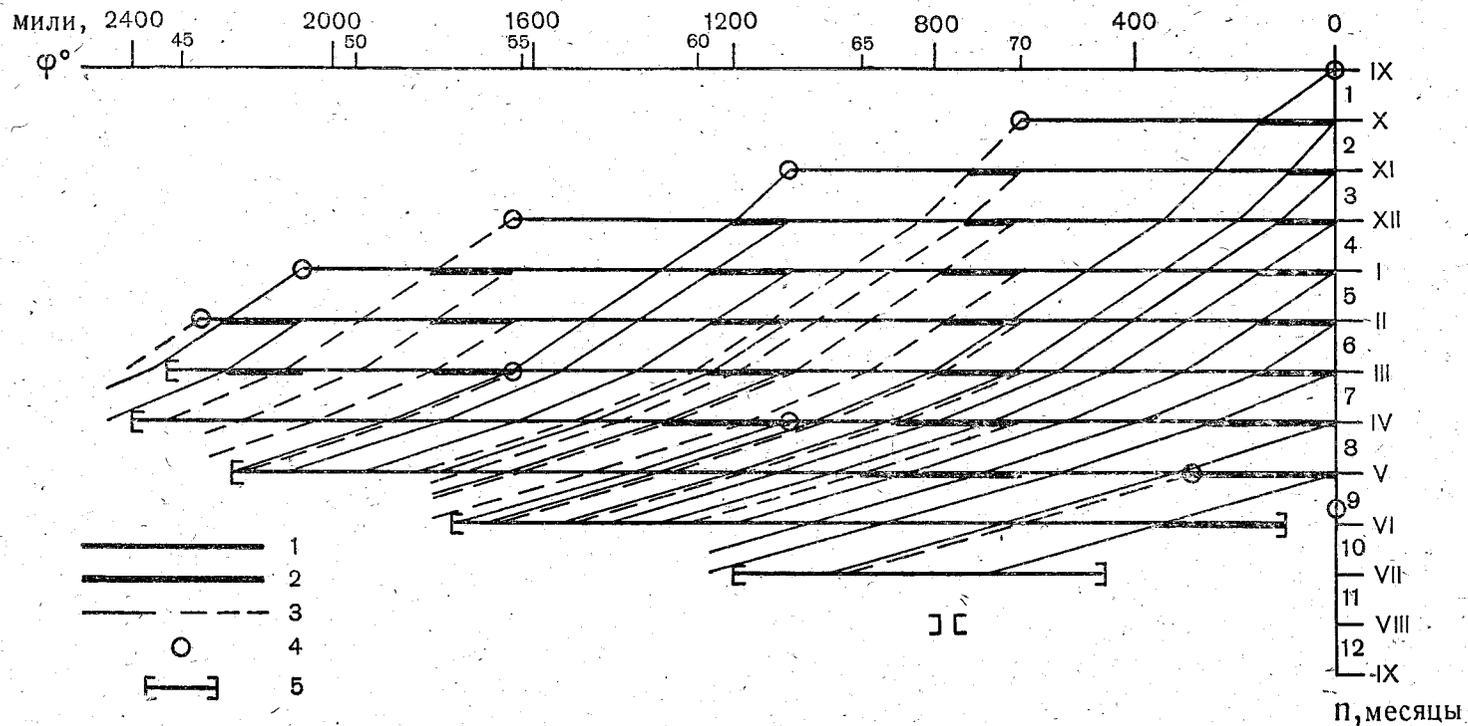


Рис. 2. Характер распространения ледяного покрова и перемещения льда на восточно-американском пути.
 1 — распространение ледяного покрова; 2 — зоны смещения льда с одного участка ледообразования на другой; 3 — линии, показывающие смещение отдельных точек ледяного покрова; 4 — положение границы ледообразования; 5 — границы распространения льда.

2. Найдем $\Delta R_2 = \varphi(x, t)$ для отрезков времени Δt_n и участков пути с $X_N \geq x \geq X_{N-1}$, где к началу Δt_n лед уже существовал. Время нарастания льда для этого случая равно t до прекращения ледообразования и после — равно $\frac{x - X_{N-1}}{v_n}$.

$$T_0 = - \left[2 + \left(\frac{\Delta T}{\Delta t} \right)_N \left(\Delta t_N - \frac{x - X_{N-1}}{v_N} \right) + \dots + \left(\frac{\Delta T}{\Delta t} \right)_{n-2} \Delta t_{n-2} + \left(\frac{\Delta T}{\Delta t} \right)_{n-1} \Delta t_{n-1} \right],$$

а $T_t = T_0 + \left(\frac{\Delta T}{\Delta t} \right)_n t$. Число слагаемых $\left(\frac{\Delta T}{\Delta t} \right) \Delta t$ в выражении для T_0 равно числу цифр, составляющих с N и n непрерывный счетный ряд. Например, если $N=1$, а $n=5$, то непрерывный счетный ряд будет 1, 2, 3, 4, и 5, а число слагаемых будет три. Таким образом, до прекращения ледообразования

$$\Delta R_2 = \frac{1}{2} | T_0 + T_t | t,$$

а после — то же самое с заменой t на $\frac{x - X_{N-1}}{v_n}$.

Чтобы теперь по известным $\Delta R = \varphi(x, t)$ получить $h = f(x, t)$, нужно в эмпирическую формулу нарастания льда, кроме ΔR , подставить h_0 . Для первого случая $h_0 = 0$, а для второго — $h = f(x)$ на конец Δt_{n-1} . В период таяния $\Delta R = 0$ и $h_t = h_0$. Уменьшение толщины льда за счет таяния не учитывается по двум причинам. Во-первых, конечная цель работы получить Δh и ΔH , на величинах которых таяние не отражается, во-вторых, это усложнило бы и без того достаточно громоздкий расчет.

По полученным $h = f(x, t)$ был произведен расчет профилей h на середину октября, ноября, декабря, и т. д., т. е. на конец $\Delta t_1, \Delta t_2, \Delta t_3$, и т. д..

Определение $h' = f'(x, t)$ и расчет h' . В действительных условиях наряду с перемещением границы ледообразования происходит перемещение льдов. На рис. 2 характер перемещения льдов показан тонкими сплошными и пунктирными линиями. В данном случае лед, оказавшийся на момент времени t в x , следует рассматривать пришедшим из точки $x' = x - w_n t$. Из-за этого на выделенных выше участках с $X_{N-1} + v_n t \geq x \geq X_{N-1}$ и $X_N \geq x \geq X_{N-1}$ появляются зоны с $X_{N-1} + w_n t \geq x \geq X_{N-1}$, куда смещаются льды с соседнего участка (на рис. 2 эти зоны смещения показаны жирными линиями). Поскольку $\Delta R = \varphi(x, t)$ у двух соседних участков различны, то $\Delta R = \varphi(x, t)$ в зонах смещения будут иные. В последующих Δt_n после Δt_N на выделенных выше участках, кроме того, остаются „следы“ зон смещения (на рис. 2 они отсекаются тонкими сплошными и пунктирными линиями) в виде отрезков смещения, различающихся выражениями для h'_0 , $X_{N-1} + w_n t + w_{n-1} \Delta t_{n-1} + w_{n-2} \Delta t_{n-2} + \dots \geq x \geq X_{N-1} + w_n t + w_{n-1} \Delta t_{n-1} + \dots$.

3. Найдем $\Delta R_3 = \varphi(x, t)$ для отрезков времени Δt_N и участков пути с $X_{N-1} + v_n t \geq x \geq X_{N-1} + w_n t$, когда вдоль пути идет процесс образования льда. Здесь в отличие от образования неподвижного льда перемещение льдов со скоростью $w_N < v_N$ ведет к тому, что образу-

ющийся, скажем, в x' и в $t = \frac{x' - X_{N-1}}{v_N}$ лед за время своего существования, $t - \frac{x' - X_{N-1}}{v_N}$, смещается на расстояние $(t - \frac{x' - X_{N-1}}{v_N})\omega_N$ в x , в котором время ледообразования, $t - \frac{x - X_{N-1}}{v_N}$, меньше времени нарастания пришедшего льда на $(t - \frac{x' - X_{N-1}}{v_N})\frac{\omega_N}{v_N}$. Отсюда

$$\begin{aligned} \left(t - \frac{x' - X_{N-1}}{v_N}\right) - \left(t - \frac{x' - X_{N-1}}{v_N}\right)\frac{\omega_N}{v_N} &= t - \frac{x - X_{N-1}}{v}, \\ \left(t - \frac{x' - X_{N-1}}{v_N}\right)\left(1 - \frac{\omega_N}{v_N}\right) &= t - \frac{x - X_{N-1}}{v_N}, \\ t - \frac{x' - X_{N-1}}{v_N} &= \left(t - \frac{x - X_{N-1}}{v_N}\right)\frac{v_N}{v_N - \omega_N}, \end{aligned}$$

т. е. время нарастания льда в этом случае равно времени нарастания неподвижного льда, умноженного на множитель, $\frac{v_N}{v_N - \omega_N}$, больший единицы. Поскольку T_0 и T_t здесь те же, что и неподвижного льда в первом случае, то

$$\Delta R_3 = \Delta R_1 \frac{v_N}{v_N - \omega_N} \quad *)'$$

4. Найдем $\Delta R_4 = \varphi(x, t)$ для отрезков времени Δt_n и участков пути с $X_N \geq x \geq X_{N-1} + \omega_n t$, где к началу Δt_n лед уже существовал. Время нарастания льда для этого случая до прекращения ледообразования равно t и после — равно $t - \left(t - \frac{x - X_{N-1}}{v_n}\right)\frac{v_n}{v_n - \omega_n}$.

$$T_0 = - \left\{ 2 + \left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_N \left[\Delta t_N - \frac{(x - \omega_n t) - X_{N-1}}{v_N} \right] + \dots + \left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{n-2} \Delta t_{n-2} + \right. \\ \left. + \left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{n-1} \Delta t_{n-1} \right\},$$

а T_t то же, что и для неподвижного льда во втором случае. Общий вид выражения ΔR_4 тот же, что и ΔR_2 .

5. Найдем теперь $\Delta R_5 = \varphi(x, t)$ для отрезков времени Δt_n в начальной зоне смещения с $X_0 + \omega_n t \geq x \geq X_0$, где в $x=0$ происходит непрерывное образование льда. До прекращения ледообразования время нарастания льда здесь измеряется временем, за которое образующийся в $x=0$ лед сместится в данный x , т. е. $t = \frac{x}{\omega_n}$, и после — равно $\frac{x}{\omega_n} - \left(t - \frac{x - X_{n-1}}{v_n}\right)\frac{v_n}{v_n - \omega_n}$. T_0 в $x=0$ равно $- \left[2 + \dots + \right. \\ \left. + \left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{n-2} \Delta t_{n-2} + \left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{n-1} \Delta t_{n-1} + \left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_n \left(t - \frac{x}{\omega_n}\right) \right]$, а T_t то же, что и неподвижного льда на этом участке. Отсюда до прекращения ледообразования

$$\Delta R_5 = \frac{1}{2} |T_0 + T_t| \frac{x}{\omega_n},$$

а после — то же самое с заменой $\frac{x}{\omega_n}$ на $\frac{x}{\omega_n} - \left(t - \frac{x - X_{n-1}}{v_n}\right)\frac{v_n}{v_n - \omega_n}$.

* При $\omega_N \geq v_N$ выражения для ΔR будут иные.

6. Найдем теперь $\Delta R_0 = \varphi(x, t)$ для отрезков времени Δt_n в остальных зонах смещения с $X_{N-1} + \omega_n t > x \geq X_{N-1}$. Здесь $\Delta R = \varphi(x, t)$ — то же, что и в четвертом случае, с той только разницей, что T_0 берется не на участке с $X_N \geq x \geq X_{N-1}$, а на участке с $X_{N-1} \geq x \geq X_{N-2}$. Отсюда

$$T_0 = - \left\{ 2 + \left(\frac{\Delta T}{\Delta t} \right)_{N-1} \left[\Delta t_{N-1} - \frac{(x - \omega_n t) - X_{N-2}}{v_{N-1}} \right] + \dots + \left(\frac{\Delta T}{\Delta t} \right)_{n-2} \Delta t_{n-2} + \left(\frac{\Delta T}{\Delta t} \right)_{n-1} \Delta t_{n-1} \right\}.$$

Чтобы теперь по известным $\Delta R = \varphi(x, t)$ получить $h' = f'(x, t)$, нужно в эмпирическую формулу нарастания льда, кроме ΔR , подставить h_0 . Для третьего и пятого случаев $h_0 = 0$, а для четвертого и шестого случаев — $h' = f'(x - \omega_n t)$ на конец Δt_{n-1} .

По полученным $h' = f'(x, t)$, был произведен расчет профилей h' на середину месяцев с октября по июль.

Определение $H' = F'(x, t)$ и расчет H' . После того как получены $h' = f'(x, t)$, можно находить $H' = F'(x, t)$. Поскольку $H' = h' - A$, то определение $H' = F'(x, t)$ практически сводится к определению

$$A_t = A_0 - \omega_n \int_{t_1}^{t_2} \frac{dh'}{dx} dt,$$

в котором A_0 есть адвекция льда за период с начала образования льда в данном x до конца Δt_{n-1} , а $-\omega_n \int_{t_1}^{t_2} \frac{dh'}{dx} dt$ есть адвекция льда за $t_2 - t_1$ в пределах Δt_n . Вследствие того, что в пределах Δt_n границы участков ледообразования, $x = X_{N-1} + v_N t$, зон смещения, $x = X_{N-1} + \omega_n t$, отрезков смещения, $x = X_{N-1} + \omega_n t + \omega_{n-1} \Delta t_{n-1} + \dots$, различающихся выражениями $h' = f'(x, t)$, являются функцией времени, то в большинстве x за Δt_n сменяется несколько $h' = f'(x, t)$. Поэтому выражение для A_t представляет обычно алгебраическую сумму нескольких интегралов. Определение пределов и подынтегральных выражений в данном случае производится с помощью рис. 2. По известным выражениям для h' и A составляются $H' = F'(x, t)$.

По известным $H' = F'(x, t)$ был произведен расчет профилей H' на середину месяцев с октября по июль*.

Результаты

Результаты расчета представлены в табл. 3 и на рис. 3. Таблица дает численные значения h, h', A и H' и позволяет без труда получить Δh и ΔH , а рисунок дает наглядное представление о величине и характере изменения h, h', H' в течение года вдоль всего восточно-американского пути перемещения льдов.

Данные табл. 3 показывают, что на пути перемещения льдов такого типа, как восточно-американский, имеет место как положительная, так и отрицательная адвекция льда. Первая вызвана перемещением льдов в неоднородном поле толщины льда, обусловленным широтным измерением климата и характеризующимся уменьшением

* Все расчеты выполнены Л. М. Богданович.

Месяцы	Расчетные характеристики, см	х, мили																	На кроме льдов	
		0	50	100	150	200	300	400	500	600	700	800	900	1000	1200	1400	1600	1800		2000
X	h	24	22	20	17	14	10	6	3	1										
	h'	0	14	20	21	18	13	8	4	1										
	h''	-36	-9	1	4	4	3	2	1	0										
XI	H'	36	23	19	17	14	10	6	3	1										
	h	55	52	49	46	44	38	32	27	21	16	10	5	2						
	h'	0	30	43	47	48	44	37	31	25	19	13	7	3						
XII	A	-115	-32	-7	2	7	8	7	5	4	3	2	1							
	A'	-115	-32	-7	2	7	8	7	5	4	3	2	1							
	A''	115	62	50	45	41	36	30	26	21	16	10	5	2						
I	h	85	82	79	76	73	67	61	54	48	42	36	30	25	15	6	1			
	h'	0	35	52	65	73	75	70	63	56	49	43	36	30	18	8	1			
	h''	-230	-76	-34	-11	4	13	14	12	11	10	9	7	6	3	2	0			
II	H'	230	111	86	76	69	62	56	51	45	39	34	29	24	15	6	1			
	h	113	110	106	106	100	93	87	80	73	66	60	54	48	36	25	12			
	h'	0	29	46	46	74	93	99	96	89	81	74	67	60	46	33	19			
III	A	-367	-143	-84	—	-25	6	20	23	22	21	20	18	16	13	11	8			
	A'	367	172	130	—	99	87	79	73	67	60	54	49	44	33	22	11			
	A''	136	133	130	—	123	116	109	101	94	87	81	74	67	53	39	24			
IV	h	0	30	47	—	72	90	108	118	117	111	103	95	87	71	56	40			
	h'	0	30	47	—	72	90	108	118	117	111	103	95	87	71	56	40			
	h''	-509	-206	-129	—	-59	-22	8	27	32	33	31	29	27	23	21	19			

	<i>H'</i>	509	236	176	—	131	112	100	91
	<i>h</i>	157	153	150	—	142	135	127	120
	<i>h'</i>	0	28	46	—	72	91	105	120
III	<i>A</i>	—658	—274	—183	—	—101	—55	—19	10
	<i>H'</i>	658	302	229	—	173	146	124	110
	<i>h</i>	173	—	164	—	156	148	140	132
	<i>h'</i>	0	—	27	—	45	66	86	102
IV	<i>A</i>	—773	—	—249	—	—158	—101	—56	—22
	<i>H'</i>	773	—	276	—	203	167	142	124
	<i>h</i>	180	—	172	—	163	154	145	135
	<i>h'</i>	0	—	10	—	20	30	42	55
V	<i>A</i>	—838	—	—290	—	—196	—145	—104	—72
	<i>H'</i>	838	—	300	—	216	175	146	127
	<i>h</i>	182	—	173	—	163	154	145	135
	<i>h'</i>	0	—	0	—	2	6	10	17
VI	<i>A</i>	—845	—	—303	—	—215	—169	—136	—110
	<i>H'</i>	845	—	303	—	217	175	146	127
	<i>h</i>	182	—	173	—	163	154	145	135
	<i>h'</i>	0	—	0	—	0	0	0	1
VII	<i>A</i>	—845	—	—303	—	—217	—175	—146	—126
	<i>H'</i>	845	—	303	—	217	175	146	127

85	78	72	66	60	48	35	21	15	10	3	0
112	104	97	89	82	67	50	32	23	16	6	0
131	133	128	120	111	94	77	59	40	27	17	10
30	40	42	41	39	35	33	30	20	13	13	10
100	93	86	79	72	59	44	29	20	14	4	0
123	115	106	98	90	72	53	33	23	16	6	0
114	125	136	142	138	120	101	82	63	44	29	22
2	22	42	56	60	58	57	53	43	30	25	22
112	103	94	86	78	62	44	29	20	14	4	0
126	115	107	99	90	72	53	33	23	16	6	6
70	88	103	115	125	142	131	112	93	74	55	55
-44	-17	7	28	47	80	87	83	73	60	51	51
116	105	96	87	78	62	44	29	20	14	4	4
126	115	107	99	90	72	53	33				24
26	36	49	62	80	110	132	140				129
-90	-69	-47	-25	2	48	88	111				108
116	105	96	87	78	62	44	29				21
126	115	107	99	90	72						72
3	8	14	20	30	54						54
-113	-97	-82	-67	-48	-8						-8
116	105	96	87	78	62						62

$x=99$ миль, а в июле до $x=459$ миль.

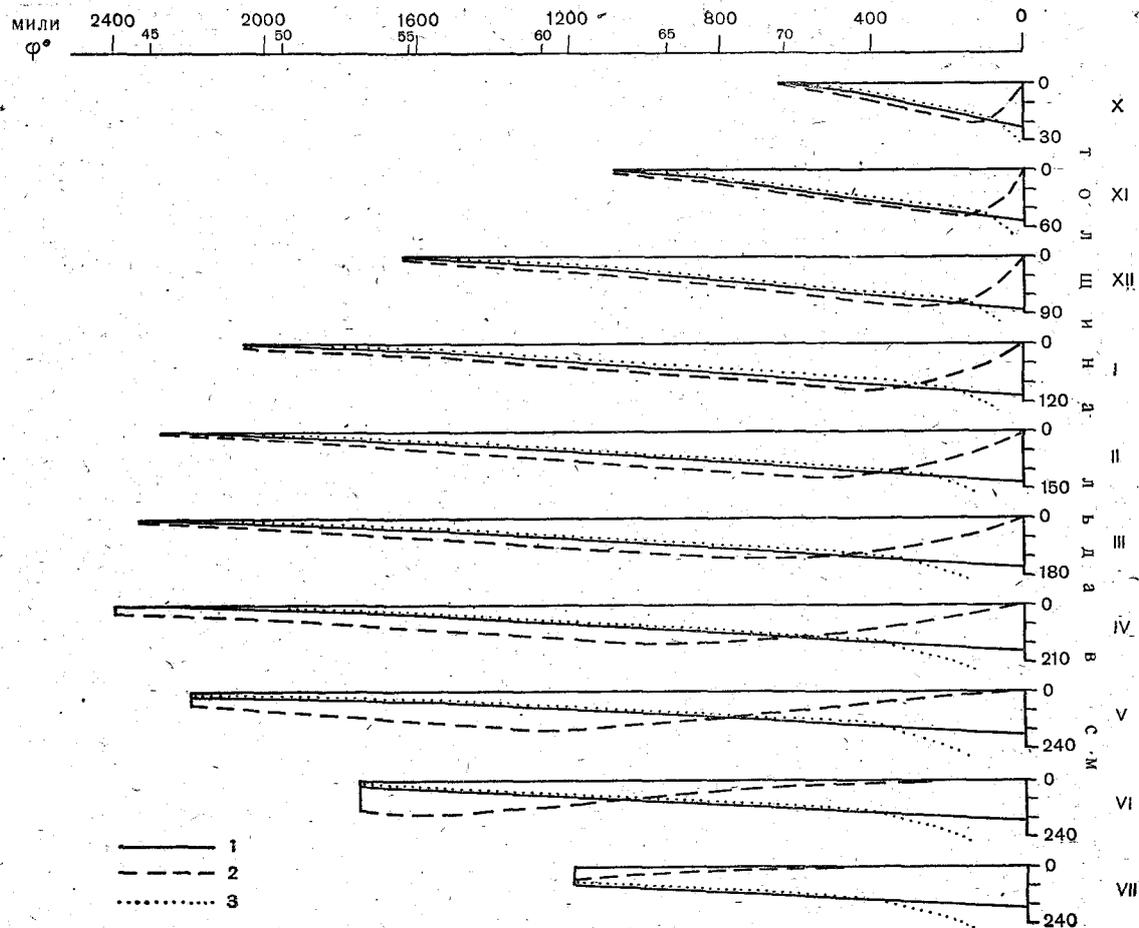


Рис. 3. Профили толщины льда на восточно-американском пути перемещения льдов. 1 — h ; 2 — h' ; 3 — H'

толщины льда в направлении с севера на юг; вторая — перемещением льдов в неоднородном поле толщины льда, обусловленным дивергенцией льдов в начале пути и характеризующимся увеличением толщины льда в направлении с севера на юг. Положительная адвекция имеет место в разное время на всем пути, а отрицательная — только в зоне $wt \gg x \gg 0$.

В результате действия той и другой адвекции льда профили h' и H' отклоняются от профиля $h=H$ таким образом, что в северной части пути $h' < h$ и $H' > H$, а в южной, наоборот, $h' > h$ и $H' < H$ (рис. 3). Отсюда, как и предполагалось [1], на пути перемещения льдов возникают две области, характер адвективных изменений толщины льда в которых противоположный: в северной части пути Δh отрицательна, а ΔH положительна, в южной части пути Δh положительна, а ΔH отрицательна. С физической точки зрения, северная часть пути должна называться теплым перемещением льдов, а южная — холодным; с географической точки зрения, северная часть пути может быть названа арктической областью, а южная — океанической областью.

Граница между этими областями за период существования льда перемещается с севера на юг и различна для Δh и ΔH . Из этого видно, что вопрос о границе между арктической и океанической областями сложнее, чем это представлялось ранее. Исходя из общих соображений, можно было полагать, что в период ледообразования граница ΔH противоположного знака должна проходить там же, где и граница Δh , так как физически неравенство h' и h является причиной и неравенства H' и H . Расчет, однако, показывает, что это не совсем так. Граница между областями по ΔH при движении к югу отстает от границы по Δh , так как после смены знака Δh на данном участке пути требуется время, чтобы был нейтрализован его эффект и изменился знак ΔH . Это время тем меньше, чем больше интенсивность ледообразования, и наоборот. С прекращением ледообразования прекращается движение на юг от границы по ΔH , тогда как движение на юг границы по Δh продолжается.

Величины Δh и ΔH в арктической области значительно больше, чем в океанической, так как неоднородность поля толщины льда, обусловленная дивергенцией льдов в начале пути, значительно превосходит климатическую неоднородность поля, толщины льда. Именно по этой причине прежде всего последствия адвективных изменений толщины льда в гидросфере и атмосфере и, в частности, изменения температуры поверхности льдов зимой выражены сильнее в арктической области, нежели в океанической, а не по той причине, которая указывалась ранее [1].

В арктической области Δh и ΔH в течение всего периода существования льда, как и предполагалось, наибольшие в начале пути, у северо-западной границы области, и уменьшаются в направлении перемещения льдов, к южной границе области; в океанической области, напротив, Δh и ΔH изменяются почти обратно тому, что предполагалось, а именно: они наибольшие в северной части области, хотя и не у самой границы, и уменьшаются в направлении перемещения льдов, к южной границе области.

В среднем за год $\Delta h = 0$ в зоне между 66 и 67° с. ш. (Девисов пролив), а $\Delta H = 0$ в районе 73° с. ш. Это подтверждает принятые ранее предположения при определении расхода льдов через Девисов пролив [1].

На южной границе льдов с середины сентября до середины февраля $\Delta h = 0$, в середине марта — $+10$ см, апреля — $+22$ см, мая — $+49$ см, июня — $+105$ см, июля — -18 см. Эти данные говорят о том,

что с середины сентября до середины февраля адвекция льда не влияет на его распространение. В последующий период она уже влияет на распространение льда, и с февраля по июнь ее влияние в сторону увеличения распространения льда непрерывно возрастает. Это также подтверждает полученные ранее результаты [2].

Результаты расчета не оставляют сомнений в том, что причиной сезонных изменений в распространении льдов восточно-американского ледового языка являются сезонные изменения в поверхностном теплообмене океана, обуславливающие процессы образования и таяния льда, а не сезонные изменения адвекции льда [2].

Таковы основные результаты расчета. Следует, однако, иметь в виду, что расчет не дает действительной картины адвективных изменений толщины льда на восточно-американском пути перемещения льдов, а лишь некоторое приближение к ней.

Оценка метода

Оценка метода складывается из оценки его по существу и из оценки возможности и целесообразности его практического применения. Оценивая метод по существу, разберем, с одной стороны, насколько является обоснованным способ определения температуры воздуха над льдами в условиях отсутствия адвекции льда и насколько справедливо брать зависимость нарастания льда от суммы градусодней мороза одну для всего пути в виде эмпирической формулы Н. Н. Зубова, с другой стороны, имело ли смысл определять по этим данным профили h' и H' , а затем Δh и ΔH , если они различаются с аналогичными данными в условиях адвекции льда.

Температура воздуха в начале восточно-американского пути была взята с мелкомасштабных карт изотерм [9], на которых игнорируются детали распределения, и дается картина распределения температуры воздуха над господствующими подстилающими поверхностями, каковой в Канадской Арктике является ледяной покров без адвективных изменений толщины льда. Отсюда обоснованность и точность выбора $T_x = 0$ соответствует обоснованности и точности использованных карт.

Температура воздуха над южной кромкой льда в период охлаждения, на границе ледообразования, принималась равной температуре замерзания морской воды, т. е. -2° , на том основании, что температура поверхности только что образующегося льда — а именно температура поверхности льда — должна интересоваться, так как зависимость нарастания льда от температуры воздуха получают в условиях, когда температура воздуха близка к температуре поверхности льда и изменяется одинаково с последней, — должна быть близка к температуре замерзания морской воды.

Изменение температуры воздуха во времени принималось одинаковым на всем пути и равным таковой в начале пути на том основании, что, как показало сопоставление кривых годового хода температуры воздуха на расположенных вдоль восточного побережья Северной Америки метеостанций, это в целом соответствует фактической картине.

При известных данных о распространении ледяного покрова в период охлаждения океана указанных выше данных оказалось достаточно для определения температуры воздуха в любом месте и в любое время на восточно-американском пути перемещения льдов.

Выбор одной эмпирической формулы нарастания льда Н. Н. Зубова для расчетов толщины льда на всем пути был обусловлен тем, что проверка этой формулы в самых различных местах, в том числе и Канадской Арктике, показала ее пригодность для приближенных расчетов

практически в любых местах. Добавим, что американские исследователи рекомендуют эту формулу для использования вдоль восточного побережья Северной Америки [10].

Относительно того, имеет ли смысл определять h' и H' по данным, относящимся к условиям отсутствия адвекции льда, ответ будет «да». «Да» потому, что расчет в данном случае ведется на основе реальных и вполне определенных для данного места данных, характер отклонения которых от действительных известен. Соответственно и картина адвективных изменений толщины льда, полученная по этим данным, должна быть реальной, хотя и несколько искаженной.

Оценка метода по существу требует также сопоставления результатов расчета с имеющимися фактическими данными. Прежде всего напомним, что косвенное подтверждение существованию адвективных изменений толщины льда на восточно-американском пути перемещения льдов уже было получено [1]. Прямое сопоставление возможно лишь для h' . Для арктической области мы не располагаем фактическими данными толщины льда, но знаем, что в проливах Смит и Барроу располагаются стационарные полыньи, покрытые в течение всей зимы тонким молодым льдом. Толщина неподвижного льда в этих районах достигает 180 см. Указанные проливы являются местами начала восточно-американского пути, толщина льда в которых, согласно расчету в течение всей зимы равна нулю и постепенно возрастает в направлении перемещения льдов. Расчет в данном случае вскрывает происхождение этих полыней, а их фактическое существование, в свою очередь, подтверждает данные расчета. В океанической области на $52-54^\circ$ с. ш. в опытно-промысловой зверобойной экспедиции на д/э «Лена» в марте—апреле 1963 г. сотрудник ЛО ГОИН, а С. А. Цветков наблюдал в середине марта плавучий лед толщиной 50—70 см, а в середине апреля—60—80 см. Расчет дает в первом случае $h' = 50-60$ см, а во втором—65 см. Близость расчетных и фактических данных очевидна, тем более, что неподвижный лед имел бы здесь толщину в марте—апреле 25—30 см. Таким образом, имеющиеся отрывочные фактические данные о толщине льда показывают соответствии с расчетными данными.

Возможность практического применения метода определяется, с одной стороны, ледовыми условиями на данном пути перемещения льдов, с другой—имеющимися фактическими данными. Например, в применении метода к восточно-американскому пути в том виде, как он был изложен в настоящей работе, игнорировался тот факт, что формирование ледяного покрова на нем идет обычно не постепенно от начала пути на юг, а начинается с несколько более южных районов, откуда в дальнейшем распространяется на север и на юг. Это позволило существенно упростить расчет. Далее, если бы на этом пути расчет производился не для средних ледовых условий, а для холодного года, когда к началу ледообразования остается прошлогодний лед, то для применения метода нужны были бы дополнительные данные о распределении и толщине этого льда. Поскольку таких данных нет, то и применить метод было бы нельзя. Применение метода, например, к восточно-гренландскому пути требует знания распределения и толщины многолетних льдов. Кроме этого, применение метода здесь осложняется еще и тем, что на границе между Арктическим бассейном и Гренландским морем величина скорости перемещения льдов, судя по всему, претерпевает скачкообразное изменение. Тем не менее при соответствующих данных применить на нем метод можно по крайней мере для зоны начала и конца пути.

Применение метода целесообразно во всех случаях, когда требуется получить представление об адвективных изменениях толщины

льда. Применять метод целесообразно и для практических расчетов толщины льда в районах большой адвекции льда. Например, на рис. 4 дается прогнозируемая толщина льда у восточного побережья Северной Америки на 1 марта 1956 г. [11], разумеется, без учета адвекции льда. Сравнение данных рис. 4 с известными нам данными о толщине льда

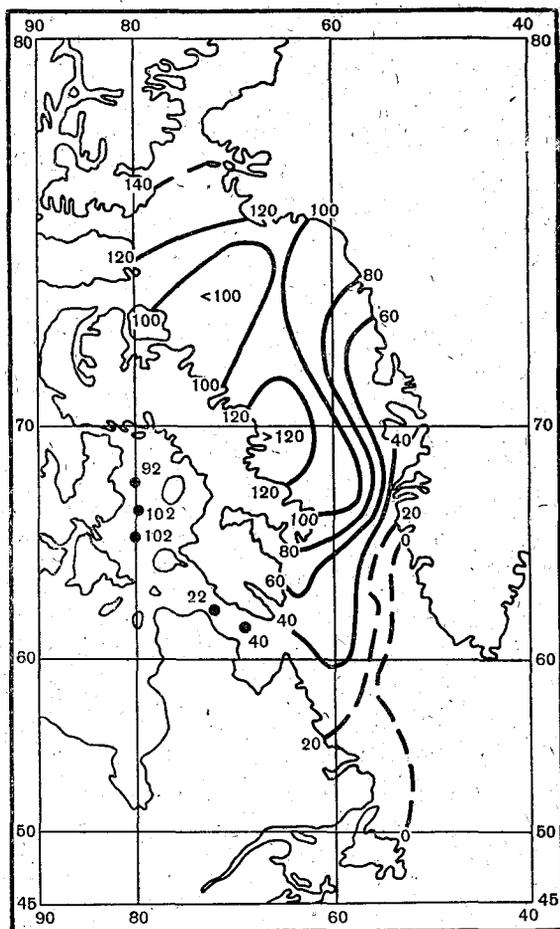


Рис. 4 Прогнозируемая толщина льда в сантиметрах на 1 марта 1956 г. в Баффиновом море и северо-западной части Северной Атлантики [11].

в этом районе показывает, что расхождения в данном случае такие и даже больше тех, какие имеют место между h и h' в нашем расчете. Это значит, что учет адвекции льда здесь совершенно необходим. И, наконец, метод целесообразно использовать в исследованиях, в которых требуется оценить роль адвекции льда, скажем, в сезонных и многолетних изменениях толщины и распространения льда.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 В. П. Хрол. Приближенная оценка и эффект перемещения льдов из района Баффинова моря в Атлантический океан. Тр. ЛГМИ, вып. 16, 1962.
- 2 В. П. Хрол. О причине сезонных изменений в распространении льдов Северной Атлантики. Тр. ГОИН, вып. 91, 1967.
- 3 К. Д. Сабинин. К вопросу о нарастании льда и зимней вертикальной циркуляции в припайных полыньях. Сб. «Вопросы океанологии». К 75-летию проф. Н. Н. Зубова. Изд. МГУ, 1960.

4. U. S. Navy Hydrographic Office. Ice atlas of Northern Hemisphere. Wash., 1946.
 5. H. S. Kaminski. Distribution of ice in Baffin Bay and Davis Strait. U. S. Navy Hydrographic Office, Technical Report 13, 1955.
 6. U. S. Navy Hydrographic Office. Oceanographical atlas of the polar seas. Pt. II, Arctica. Wash., 1958.
 7. В. П. Хрол. Метод расчета объема льда в море с учетом торосистости льдов (на примере Баффинова моря). Тр. ГОИН, вып. 86, 1965.
 8. Н. Н. Зубов. Льды Арктики. М., Изд. Главсевморпути, 1945.
 9. З. М. Прик. Среднее положение приземных барических и термических полей в Арктике. Тр. АНИИ, т. 217, 1959 г.
 10. W. J. Wittmann. Continuity aids in short range ice forecasting. «Arctic sea ice». Proceeding of conference conducted by the Division of earth sci. and supported by the Office of naval res., U. S. Nation. acad. of sci., Nation. res. council, Wash. D. C., 1958.
 11. L. S. Simpson. Estimation of sea ice formation and growth. «Arctic sea ice». Proceeding of the conference conducted by the Division of earth sci. and supported by the Office of naval res., U. S. Nation. acad. of sci., Nation. res. council, Wash. D. C. 1958.
-