

ТОРНАДОПОДОБНАЯ СТРУКТУРА ПОД АЙСБЕРГОМ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ

Л.Г.ПИСАРЕВСКАЯ¹, В.А.ВОЛКОВ²

¹ – Русское географическое общество, Санкт-Петербург

² – Фонд «Нансен-центр», Санкт-Петербург

Для объяснения термохалинных аномалий, обнаруженных в 1995 г. в Баренцевом море на глубинах ниже осадки айсберга, авторами представлена простая модель. Она учитывает восходящие потоки талых вод и воздушных пузырьков и нисходящие потоки высвобождаемых седиментов и охлажденных окружающих вод. Модель хорошо описывает полученные данные.

1. ВВЕДЕНИЕ

Воздействие айсбергов на окружающие воды изучалось в ряде экспедиций как в Южном океане [1, 17], так и в морях Арктики [16]. В результате авторами были выработаны рекомендации по проведению гидрологических съемок вокруг айсбергов для работы на высокоточной аппаратуре. Во-первых, измерения следовало проводить не до глубины предполагаемой осадки айсберга, а до дна. Во-вторых, зондирования надо было выполнять как минимум по двум взаимно-перпендикулярным направлениям, располагая айсберг как бы в центре перекрестия. И, в-третьих, по возможности вписывать микрополигон у айсберга между узлами крупномасштабной съемки для того, чтобы легче было отделить вносимые айсбергом локальные изменения от крупномасштабных аномалий. В соответствии с вышеизложенными замечаниями в 1995 г. с борта норвежского судна «Лансе» в Баренцевом море был выполнен микрополигон вокруг айсберга из 20 STD-зондирований.

В статье приведено описание эксперимента и полученные данные, проанализирован возможный механизм возникновения зафиксированных возмущений и обсуждены полученные результаты.

2. ЭКСПЕРИМЕНТ

4 августа 1995 г. двадцать гидрологических станций было выполнено вокруг дрейфующего на чистой воде айсберга (рис. 1, фото В.А.Волкова) с первоначальными координатами 78° с.ш. 45° в.д. с целью определения возмущений, вносимых им в термохалинную структуру окружающих вод. Размеры айсберга на уровне ватерлинии составляли порядка 80–90 м, а возвышение над уровнем моря – 23 м, что дает оценку его подводной части в 125–140 м. При выполнении близкорасположенных станций (1, 2, 3 и 4) с мостика корабля было отмечено вращение айсберга против часовой стрелки (норвежское судно «Лансе» с помощью подруливающих устройств и оборудования может строго выдерживать заданные координаты). На море был полный штиль. Айсберги в этом районе обычно дрейфуют с северо-востока (с ледников Земли Франца-Иосифа) на юго-запад, что и было впоследствии подтверждено фактическим смещением обследованного айсберга.



Рис. 1. Дрейфующий на чистой воде айсберг, вокруг которого выполнялись гидрологические станции

Измерения выполнялись на судовой аппаратуре марки Neil Brown Mk IIIb STD. Пробы вод отбирались с помощью прибора General Oceanic Rosette с 2,5-литровыми Niskin-емкостями для последующей калибровки в Геофизическом институте города Берген в Норвегии. Фактически мы имели в распоряжении данные с разрешением по глубине 10 см, но в основном использовали значения с осреднением по двухметровой глубине, которые выдает стандартная программа обработки данных.

Как обычно, измерения проводились по так называемой схеме креста. Это значит, что айсберг находился в перекрестии двух взаимно-перпендикулярных гидрологических разрезов. Весь микрополигон из 20 станций от поверхности до дна (глубина около 295 м) занял по времени около 5 ч. Первые 4 зондирования выполнялись как можно ближе к каждой из 4 «стенок» айсберга – порядка 30–80 м. Затем по 4 зондирования в каждом из направлений: восток (№ 5–8), север (№ 9–12), запад (№ 13–16) и юг (№ 17–20). Расстояние от айсберга постепенно увеличивали: 0,9; 1,2; 2,2 и 5 кабельтовых, за исключением восточного направления, где последняя станция была выполнена не на 5, а на 3,1 кабельтова (1 кабельтов = 185,2 м, что дает значения 167, 222, 407 и 926 м от айсберга).

Верхний слой толщиной порядка 20 м имел температуру +2 °С. Под ним находился слой холодных зимних вод с минимумом в –1,65 °С на 100-метровой глубине, ниже температура медленно увеличивалась до –0,3 °С. Теплые воды приходят в эту часть Баренцева моря с севера, что хорошо видно на рис. 2, где приведены данные по распределению температуры и солёности на разрезах север–юг и запад–восток. Нижняя граница холодного слоя в районе айсберга совпадает с его осадкой, и максимум возмущений также отмечается на этой же глубине: на расстоянии около 2 кабельтовых (около 400 м) со всех сторон айсберга – сильно неоднородные структуры. Заглубление нижней границы холодного слоя на разрезе север–юг на 100 м по изотерме –0,4 °С на расстоянии в 2 км дает основание полагать, что это явление каким-то образом может быть обусловлено процессом таяния айсберга.

Одно из наиболее бросающихся в глаза явлений — это торнадоподобное заглупление изолиний, которое без труда просматривается в распределении солёности по данным станции № 3 на разрезе север—юг на рис. 2. Контраст по солёности между станцией № 3 и девятнадцатью остальными составляет порядка 0,1 ‰ на глубинах от 160 м и до дна, усиливаясь у самого дна до 0,2 ‰. Поскольку температура практически постоянна, такой же сильный контраст должен отмечаться и в поле плотности: от 0,09 до 0,17 кг·м⁻³. То есть вода пониженной плотности вследствие какого-то процесса погружается на дно. Кроме данных со станции № 3, мы имеем подтверждение этому процессу и по данным станции № 2 — на разрезе запад—восток. Однако там это явление заметно только в большом разрешении: на рис. 3 мы привели данные для тех же разрезов, но более подробно — на глубинах 140–290 м.

Поскольку зондирования были выполнены не одновременно, мы на данном этапе не можем однозначно отделить пространственные изменения от времен-

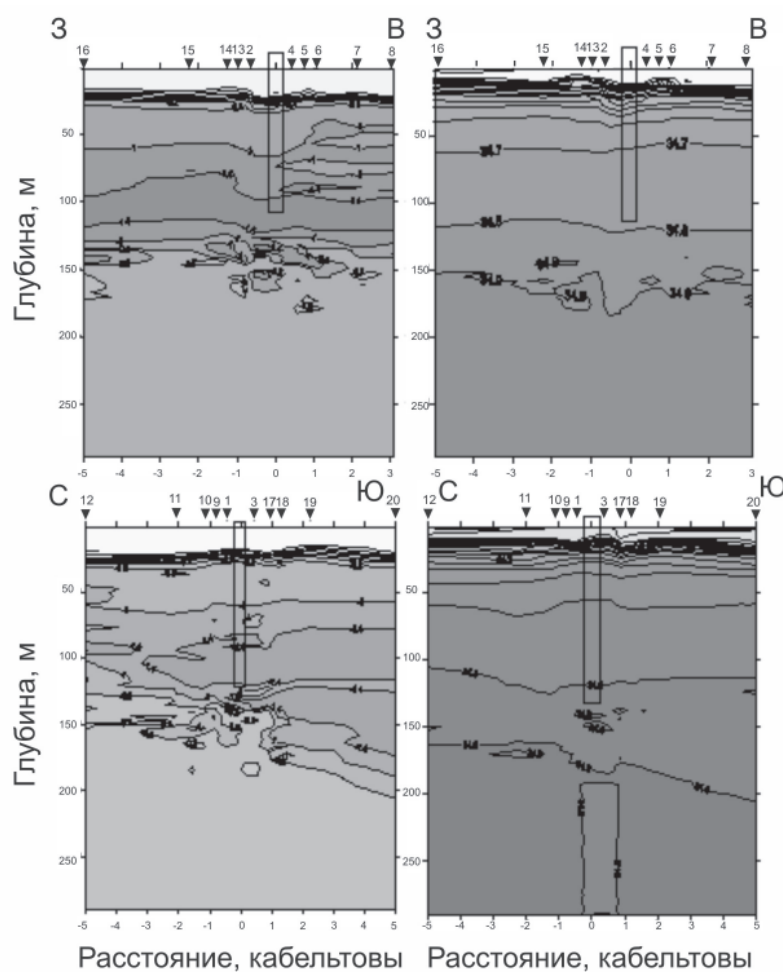


Рис. 2. Распределение температуры и солёности на разрезах запад—восток и север—юг. Положение айсберга обозначено прямоугольником, станций — треугольниками с соответствующими номерами. Изолинии проведены с интервалом 0,2 °С для температуры и 0,1 ‰ для солёности

ных. То есть можно предполагать, что сначала возмущения были выражены слабо (станция № 2 выполнена в 17:53 UTC), а затем они усилились (станция № 3 – в 18:02 UTC в тех же географических координатах). Здесь также надо отметить, что на рисунках программой экстраполяции изолинии проведены прямо под айсбергом, хотя данные отсутствуют и могут быть еще более неожиданными.

3. МЕХАНИЗМ ВОЗМУЩЕНИЙ И МОДЕЛЬ

Поскольку плотность в океанологии вычисляется по данным об электропроводности и температуре, то интересно было бы рассмотреть, что еще в принципе может увеличить плотность водной массы без влияния на эти параметры.

Хотя давно известно, что сползающие с гор ледники собирают в свой базальный слой перемолотые ими горные породы, выпадающие впоследствии в виде осадков на дно океанов, тем не менее океанологи не учитывают их эффекта в процессе вертикального перемешивания вод (к примеру, [18]). В то же время гляциологи и

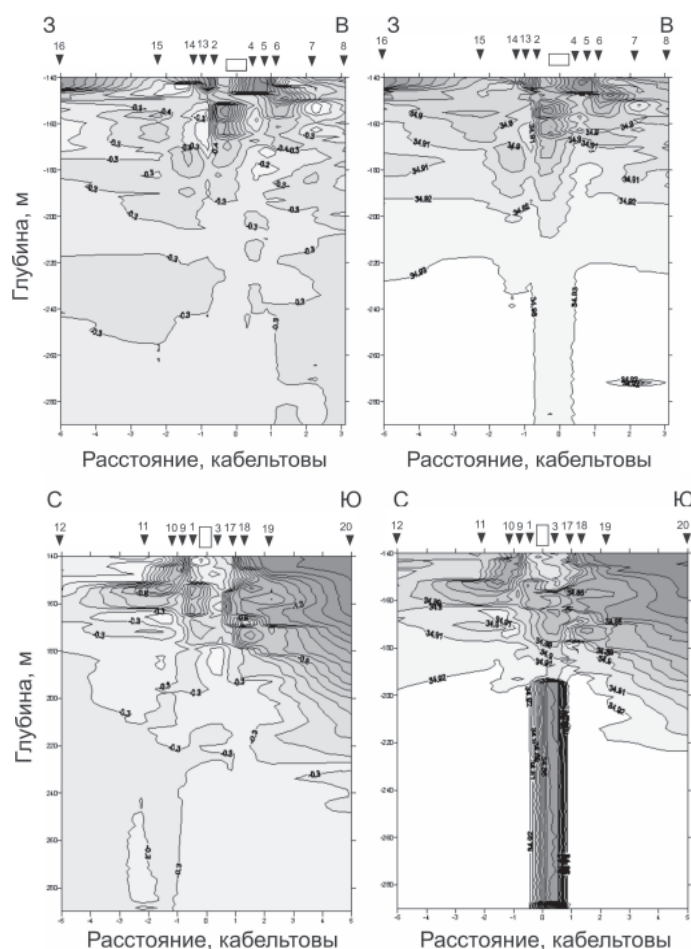


Рис. 3. Данные по распределению температуры и солёности на разрезах запад–восток и север–юг на глубинах от 140 до 290 м. Положение айсберга обозначено прямоугольником, станций – треугольниками с соответствующими номерами. Изолинии проведены с интервалом 0,1 °С для температуры и 0,01 ‰ для солёности

геологи получили много данных по осадкам, переносимым айсбергами и льдами [2], включая прямой отбор проб с загрязненных айсбергов [6], помимо просто наблюдений за ними в морях Арктики и Антарктики (см. ссылки в [3]). Явление апвеллинга вод вблизи стенки льда за счет образующихся пресных вод ими было также описано и использовано [7] для объяснения потоков с взвешенными частицами, наблюдаемых на оконечностях шельфовых ледников.

На наш взгляд, помимо хорошо известных компонент таяния льда, таких как талая вода и охлажденные окружающие воды, необходимо учитывать еще две составляющие, а именно, высвобождаемые при таянии льда воздушные пузырьки и твердые включения горных пород, которые в некоторых слоях некоторых айсбергов могут составлять до 15 % и 50 % от объема льда.

В предлагаемой нами модели мы рассмотрим точечный источник на уровне осадки айсберга, одновременно инициирующий два независимых потока плавучести. Положительная плавучесть, направленная вверх к поверхности океана, обуславливается количеством образующейся талой воды плотностью $1000 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}$ и выделяющихся пузырьков плотностью $1,29 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}$. Отрицательная плавучесть, направленная вниз ко дну океана, обуславливается количеством охлажденных окружающих вод, соленость которых равна солености вод на уровне осадки айсберга, а температура равна температуре замерзания этих вод (с плотностью немного выше $1027 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}$), и количеством высвобожденных твердых частиц горных пород со средней плотностью $2700 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}$. Плотности базальтов, гранитов, известняков и многих других горных пород находятся в пределах $2500\text{--}3200 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}$.

На этом этапе мы не учитываем ни размеров твердых частиц (а именно, доли алевритовой, глинистой, песчаной, галечной и пр. фракций), ни скорости их осадения. Также мы не рассматриваем возможности захвата некоторых частиц восходящим потоком талых вод, что в свое время изучалось экспериментально [5], и седиментационную вуаль, образуемую выпадающими вниз частицами, ниже вновь вовлекающимися в восходящий поток, что значительно увеличивает концентрацию частиц в очень узком слое. Мы не учитываем ни вертикального ускорения восходящего потока вследствие добавляющихся вдоль стенки талых вод и пузырьков, ни эффекта Кориолиса в силу одномерного подхода. Аналогично тому, как решена подобная задача для пузырьковой струи в стратифицированных водах [12], мы считаем, что когда восходящий/нисходящий поток в стратифицированной жидкости достигает своего уровня нейтральной плавучести, то вся вовлеченная жидкость сбрасывается в сторону, а пузырьки/твердые включения продолжают свой путь вверх/вниз и вовлекают новые порции окружающих вод. Этот упрощенный подход даст нам возможность получить численные оценки максимальной высоты/глубины, достигаемой восходящей/нисходящей струей в стратифицированной жидкости, как функции плавучести и степени стратификации окружающих вод, значений потоков смешанных вод и горизонтального компенсационного потока как суммы восходящего и нисходящего потоков.

Будем вычислять скорость таяния льда в соответствии с хорошо известным уравнением [20]:

$$R = 6,74 \cdot 10^{-6} \nu^{0,8} Td/L^{0,2}.$$

Здесь ν – скорость окружающих вод относительно ледовой стенки (мы не учитываем того, что для айсберга при полном штиле такая скорость будет определяться скорее скоростью подъема плавучей струи, чем фоновыми течениями); Td – разность температуры окружающих вод и температуры замерзания вод с той же соленостью; L – длина ледовой стенки. Взяв значения из диапазонов $0,05\text{--}0,10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ для ν , $2\text{--}5 \text{ }^\circ\text{C}$ для Td , и $100\text{--}500 \text{ м}$ для L , мы получим для скоростей таяния диапазон от $3,5 \cdot 10^{-7}$ до $2,1 \cdot 10^{-6} \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

Объем талого льда мы получим при умножении подводной ледовой поверхности на скорость таяния, пренебрегая другими известными [21] механизмами естественного разрушения айсберга типа разрушения за счет волн на ватерлинии, которые могут порой обуславливать преимущественный объем потерь [8, 19]. Для типичного арктического айсберга размерами порядка 100×100 м на уровне ватерлинии с осадкой порядка 100 метров площадь подводной поверхности будет $5 \cdot 10^4 \text{ м}^2$. Для айсберга размерами порядка 500×500 м на уровне ватерлинии и осадкой порядка 250 м, более характерного для Южного океана, – $7,5 \cdot 10^5 \text{ м}^2$. То есть для типичного арктического айсберга объем растаявшего льда будет порядка $2,5 \cdot 10^{-2} - 1,1 \cdot 10^{-1} \text{ м}^3/\text{с}$, для антарктического – $0,26 - 1,1 \text{ м}^3/\text{с}$.

Приняв содержание пузырьков в объеме льда в 1 % и 1 % твердых частиц, мы сможем определить потоки этих составляющих, полагая, что остальные 98 % льда с плотностью $910 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$ перейдут в талую воду. На основе этого мы затем сможем рассчитать количество окружающих вод, которые надо охладить до их точки замерзания для того, чтобы поднять температуру льда до точки плавления, то есть от -17 до $0 \text{ }^\circ\text{C}$, а затем чтобы его растопить. Мы взяли следующую аппроксимацию $M_{\text{сав}} = 86,6n/Td$, где $M_{\text{сав}}$ – масса охлажденных до точки замерзания при солёности на уровне осадки айсберга вод, n – масса растаявшего льда, Td – разность температуры окружающих вод и температуры замерзания вод с той же солёность (для наших условий – около $-1,85 \text{ }^\circ\text{C}$).

Для расчета начальной плавучести мы воспользуемся следующей формулой:

$$B = Qg(a - b)/a.$$

Здесь B – поток плавучести ($\text{м}^4 \cdot \text{с}^{-3}$), Q – поток объема ($\text{м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$) плавучей субстанции, g – ускорение силы тяжести ($\text{м} \cdot \text{с}^{-2}$), a – плотность окружающих вод ($1027 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$), а b – плотность плавучей субстанции. Значение выражения $(a-b)/a$ для воздушных пузырьков полагаем равным $0,9987$, для талых вод – $0,0263$, для твердых включений горных пород – $1,629$ и для охлажденных талых вод – $4 \cdot 10^{-4}$. Поднимающиеся пузырьки будут увеличиваться в объеме вследствие уменьшения давления, что мы учтем множителем 5 для айсбергов с осадкой 100 м и множителем 12 для осадки 250 м . Результаты расчетов приведены в табл. 1.

Степень стратификации морских вод обычно характеризуют частотой Вэйсяля–Брента: для арктических морей она составляет порядка 10^{-2} с^{-1} в верхних 100 м и 10^{-3} с^{-1} на больших глубинах. Для антарктических вод, соответственно, $5 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ и 10^{-4} с^{-1} . Для оценок параметров явления воспользуемся следующими формулами [9].

$$h_{\text{max}_p} = 3,8^4 \sqrt{\frac{B}{N^3}}; \quad h_{\text{max}_l} = 2,8 \frac{\sqrt[3]{B}}{N}.$$

Здесь p – точечный источник (айсберг), l – линейный (оконечность ледника), B – плавучесть ($\text{м}^4 \cdot \text{с}^{-3}$) для точечного, ($\text{м}^4 \cdot \text{с}^{-3} \cdot \text{м}^{-1}$) для линейного, N – частота Вэйсяля–Брента (с^{-1}), h_{max} – максимальная высота/глубина (м), достигаемая восходящей/нисходящей струей в стратифицированной жидкости.

Таблица 1

Рассчитанные диапазоны потоков плавучести для айсбергов

Компонента	Поток плавучести для небольших (арктических) айсбергов, $\text{м}^4 \cdot \text{с}^{-3}$		Поток плавучести для больших (антарктических) айсбергов, $\text{м}^4 \cdot \text{с}^{-3}$	
	мин.	макс.	мин.	макс.
Пузырьки	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$5,4 \cdot 10^{-2}$	$3,1 \cdot 10^{-1}$	$1,3 \cdot 10^0$
Талые воды	$5,6 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-2}$	$5,9 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-1}$
Твердые частицы	$4,0 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$4,2 \cdot 10^{-2}$	$1,8 \cdot 10^{-1}$
Охлажденные окружающие воды	$4,3 \cdot 10^{-3}$	$7,4 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-2}$	$7,5 \cdot 10^{-2}$

Также мы считаем возможным воспользоваться приведенными там же формулами для расчета скорости подъема, радиуса и потока объема в плавучей струе:

$$\omega_p = 3,85 \left(\frac{B}{z} \right)^{1/3}; \quad w_l = 1,66 B^{1/3};$$

$$b_p/z = 0,100; \quad b_l/z = 0,116;$$

$$m_p = 0,14 B^{1/3} z^{5/3}; \quad m_l = 0,34 B^{1/3} z.$$

Здесь ω ($\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$) – скорость подъема по центру струи, b – эффективный радиус (м), z – расстояние по оси струи (м), m – объем вод, вовлеченных в плавучую струю ($\text{м}^3\cdot\text{с}^{-1}$).

Несмотря на то, что это справедливо только для нестратифицированных вод, тем не менее мы сможем получить порядок величин, взяв данные из табл. 1. Так, скорости подъема или опускания вод будут выражаться десятками сантиметров в секунду, «радиус» струи на расстоянии 100–250 м от осадки айсберга – порядка 10–25 м, что означает практическую невозможность получения информации с борта обычного корабля.

На рис. 4 показана функция максимального проникновения (смещения) струи в стратифицированной жидкости в зависимости от ее потока плавучести. На рис. 5 приведен поток объема вовлеченных вод в зависимости от значений первоначального потока плавучести, рассчитанный по формулам для нестратифицированной жидкости, куда подставлены значения максимального проникновения h_{max} . На этой стадии мы считаем такой вариант хорошей аппроксимацией. Таким образом, рассчитав значения положительной и отрицательной плавучести, мы можем получить оценки разнонаправленных потоков, а их сумма послужит оценкой компенсационного притока внешних вод на уровне осадки айсберга. Такую же методику расчета можно применять и к отдельным ледяным полям, переносящим включения горных пород и имеющих, как правило, до 6–8 % от своего объема еще и воздушных пузырьков. Модификация на случай линейного источника плавучести (то есть на единицу длины тающего края льда) даст нам формулы для окончательностей шельфовых ледников и консолидированного края зоны льдов.

Поскольку исследованный нами айсберг вписывается в разряд небольших (арктических) айсбергов, то воспользуемся данными первых двух колонок табл. 1.

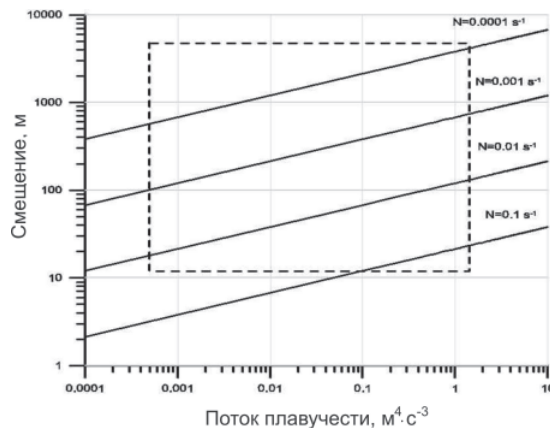


Рис. 4. Численные оценки максимального смещения смеси как функции потока плавучести и степени стратификации окружающих вод. Штриховой линией ограничена область типичных параметров высокоширотных морей.

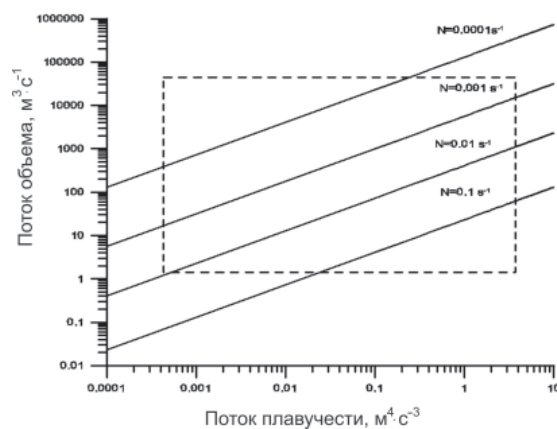


Рис. 5. Численные оценки значений потоков объемов смешанных вод для расстояния максимального проникновения как функции потока плавучести и степени стратификации окружающих вод. Штриховой линией ограничена область типичных параметров высокоширотных морей

Рассчитанная нами по данным с «Лансе» частота Вайсяля–Брента для глубин 0–125 м составила $1,3 \cdot 10^{-2} \text{ с}^{-1}$ и для глубин 125–295 м – $1,8 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$. Расчеты расстояния максимального проникновения дают для восходящей струи значения в диапазоне 36–53 м, для нисходящей – 131–174 м, отсчитывая от осадки айсберга. Это можно интерпретировать следующим образом: максимальный вертикальный размер ступенек, или интрузий, от 140 м вверх должен быть 36–53 м, а от 140 м вниз струя должна опускаться практически до дна (до 271–313 м). Это хорошо соответствует полученным данным.

Предположив, что содержание твердых включений составляет не 1 % а 10 % от объема льда, мы получим более сильную составляющую отрицательной плавучести и меньшую – положительной с соответствующими изменениями оценок. Если мы дальше разделим твердые включения по фракциям в их типичных встречающихся пропорциях: гравийно-галечная (42,9 %), песчаная (36,4 %) и алевритово-глинистая (20,4 %), то струя с тяжелой фракцией все равно дойдет до дна прямо под айсбергом. Рассеивающаяся алевритово-глинистая фракция с малыми скоростями оседания, согласно расчету, опустится где-то на 84–117 м. После этого смесь будет распространяться на уровне нейтральной плавучести в кильватерном следе айсберга, а твердые частицы постепенно выпадать на дно. Это вполне соответствует современным представлениям геологов о процессах разгрузки вещества из льдов: «Наиболее крупный материал из шлейфов (осадочного вещества в воде в тыловых частях дрейфующих айсбергов) выпадает без отклонений по вертикали от мест таяния, а более тонкий – рассеивается на значительных площадях» [2].

4. ОБСУЖДЕНИЕ

Фактически эта система из двух вертикально расходящихся потоков с горизонтальным компенсационным подтекающим на уровне осадки таящего ледяного блока была давно отмечена исследователями и в лабораторных опытах [10, 14, 15], и непосредственно по океанологическим данным [13]. Странное повышение температуры поверхностного слоя вод с приближением к свободно дрейфующим айсбергам Северной Атлантики в свое время Барнс [4] совершенно правильно объяснил конвергенцией поверхностных вод над зоной погружения у айсберга. К сожалению, распределения температуры и солености с глубиной вокруг айсберга тогда

получить не представлялось возможным, поэтому этому явлению не уделили в свое время должного внимания.

На наш взгляд, можно предложить следующее объяснение: поскольку имеются два независимых потока, то в случае сильного потока, направленного вниз, и слабого — вверх суммарный эффект выразится в возникновении общей зоны стока. Либо — другое возможное объяснение: некоторая часть твердых включений сначала вовлекается в восходящий поток, а затем оседает вокруг айсберга, выпадая из растекающейся по горизонтали массы поднятой к поверхности моря воды. При этом они увлекают в нисходящее движение поверхностные воды, так что по направлению к такому айсбергу будут стягиваться теплые поверхностные морские воды.

Данные, полученные на борту судна «Лансе», дают возможность утверждать, что явление глубокой конвекции может не только запускаться с поверхности океана при мощном выхолаживании в атмосфере, когда поверхностные воды «вдруг» увеличивают свою плотность [11]. Оно может быть также обусловлено выпадением твердых частиц горных пород при таянии айсбергов и морских льдов, которые дают своеобразную невидимую компоненту глубокой конвекции открытого океана. Приповерхностные холодные воды, увлекаемые твердыми частицами, могут эффективно смешиваться с нижележащими теплыми и солеными атлантическими водами океана в пропорциях, определяемых текущей ледовой седиментационной нагрузкой и термохалинной стратификацией района. Таким образом, холодные вертикальные структуры, найденные океанологами [18] на глубинах ниже сезонного пикноклина, могут вполне являться следствием бурного таяния группы упомянутых ими айсбергов с высоким содержанием седиментов. Согласно имеющимся оценкам [2], годовое изменение объема только арктических морских льдов составляет 9000 км^3 , так что в год они высвобождают 450 млн т твердых включений. Ежегодно в Мировой океан поставляется с тальми водами от ледников 1400 млн т твердого вещества и с айсбергами — 1500 млн т. Потенциальная энергия этого вещества, опускающегося на глубины 2500–3000 м, до сих пор никак не учитываемая в океанологии, нуждается в тщательной оценке по времени и месту реализации.

5. ВЫВОДЫ

Впервые получены данные, убедительно показывающие, что айсберг способен заметно изменять термохалинную стратификацию на глубинах не только выше, но и много ниже своей осадки (вплоть до дна), пусть даже в строго локальной зоне. В качестве механизма подобных возмущений предложено рассмотреть седиментационную составляющую, которая в базальном слое некоторых айсбергов, по имеющимся данным, может составлять до 50 % по объему. В процессе вытравивания твердые частицы в широком диапазоне размеров — от нескольких сантиметров до микрон — опускаются на дно, вовлекая в нисходящее движение и окружающие воды. Разработана простая модель — с двойным источником плавучести на уровне осадки айсберга, позволяющая рассчитывать максимальное вертикальное смещение плавучей струи и объемы вовлекаемых вод в зависимости от размеров айсберга и текущей термохалинной стратификации. Полученные данные полностью описываются предложенной моделью.

Мы приходим к выводу, что в поисках ключа к пониманию резких климатических изменений нам необходимо пересмотреть возможную роль морских льдов и наземного оледенения в развитии системы течений Мирового океана.

Объединяя базы знаний по метеорологии и океанологии, мы сможем провести нужные обеим наукам аналогии. Так, до настоящего момента в теории торнадо-генезиса совершенно не учитывается возможность концентрированного высвобождения при определенных условиях твердой составляющей (песка, пыли), переносимой с воздушными массами, а при гидрологической съемке вблизи айсберга не

учитывается возможность существования резкой асимметрии в распределении существующих восходящих и нисходящих движений, как это бывает у торнадо.

Приведенные данные были получены под эгидой российско-норвежской океанографической программы во время экспедиции 1995 г. в Баренцево море. Авторы выражают благодарность всем участникам рейса на норвежском судне «Лансе» и персонально начальнику экспедиции Торгни Винье (Torgny Vinje). Один из авторов (Писаревская Л.Г.) в 1997 г. получил поддержку от Норвежского исследовательского совета на проведение подробного анализа этих данных в Геофизическом институте г. Бергена.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гордиенко П.А. Роль айсбергов в ледовом и термическом балансе прибрежных антарктических вод // Проблемы Арктики и Антарктики. 1960. № 2. С. 17–22.
2. Луцицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 447 с.
3. Anderson J.B., Domack E.W., Kurtz D.D. Observations of Sediment-laden Icebergs in Implications To Glacial Erosion and Transport // J. of Glaciology. 1980. Vol. 25. № 93. P. 387–396.
4. Barnes H.T. The Rise of Temperature Associated with the Melting of Icebergs // Nature. 1912. №90(2250). P. 408–410.
5. Carey S.N., Sigurdsson H., Sparks R.S.J. Experimental Studies of Particle-Laden Plume // J. of Geophysical Research. 1988. Vol. 93. № B12. P. 15314–15328.
6. Dowdeswell J.A., Dowdeswell E.K. Debris in iceberg and rates of glacio-marine sedimentation: observations from Spitsbergen and a simple model // J. of Geology. 1989. Vol. 97. P. 221–231.
7. Dowdeswell J.A., Murray T. Modelling Rates of Sedimentation from Icebergs // Glaciomarine Environments: Processes and Sediments. Geological Society of London Special Publication, 1990. P. 121–137.
8. El-Tahan M., Venkatesh S., El-Tahan H. Validation and Quantitative Assessment of the Deterioration Mechanisms of Arctic Icebergs // J. of Offshore Mechanics and Arctic Engineering. 1987. Vol.109. P. 102–107.
9. Fischer H.B., List E.J., Koh R.C.Y., Imberger I., Brooks N.H. Mixing in Inland and Coastal Waters. Academic Press, 1979. 485 p.
10. Josberger E.G., Martin S. A Laboratory and Theoretical Study of the Boundary Layer Adjacent to a Vertical Melting Ice Wall in Salt Water // J. of Fluid Mechanics. 1981. Vol. 111. P. 439–473.
11. Legg S., Marshall J. A Heton Model of the Spreading Phase of Open-Ocean Deep Convection // J. of Physical Oceanography. 1993. Vol. 23. P. 1040–1056.
12. McDougall T. J. Bubble Plume in Stratified Environments // J. of Fluid Mechanics, 1978. Vol. 85, part 4. P. 655–672.
13. Pearson D.E. Temperature, Salinity and Density Profiles Around Icebergs in the Labrador Sea, Can. Tech // Report of Hydrography and Ocean Sciences. 1986. № 73. P. 472–491.
14. Petterson O. On the Influence of Ice-melting Upon Oceanic Circulation // Geographical Journal. 1904. № 24. P. 285–333.
15. Petterson O. On the Influence of Ice-melting Upon Oceanic Circulation // Geographical Journal. 1907. № 30. P. 273–303.
16. Pisarevskaya L.G., Volkov V.A. Iceberg Induced Thermohaline Perturbations // Natural Conditions of the Kara and Barents Seas. Proceedings of the Russian-Norwegian Workshop-95. Norsk Polarinstittutt, Oslo, 1997. Rapport № 97. P. 163–166.
17. Pisarevskaya L.G., Popov I.K. Free-Drifting Icebergs and Thermohaline Structure // IAHS Proceedings of the II-nd International Symposium Glaciers-Ocean-Atmosphere Interaction, held in Leningrad, September 24–29, 1990. 1991. P. 447–454.
18. Scott J.C., Killworth P.D. Upper Ocean Structures in the South-Western Iceland Sea: A Preliminary Report // Deep Convection and Deep Water Formation in the Oceans. Elsevier Science, 1991. P. 107–122.

19. Venkatesh S., M. El-Tahan, P.T.Mitten. An Iceberg Deterioration Field Study and Model Simulations // Annals of Glaciology. 1985. № 6. P. 195–199.
20. Weeks W.F., Campbell W.J. Icebergs as a Fresh Water Source: an Appraisal // J. of Glaciology. 1973. Vol. 12. P. 207–233.
21. White F.M., Spaulding M.L., Gominho L. Theoretical Estimates of the Various Mechanisms Involved in Iceberg Deterioration in the Open Ocean Environment // U.S. Coast Guard Research and Development Rep., 1980. CG-D-62-80: 126 p.

L.G.PISAREVSKAYA, V.A.VOLKOV

TORNADO-LIKE STRUCTURE UNDER THE ICEBERG IN THE BARENTS SEA

To explain thermohaline anomalies discovered in 1995 in the Barents sea at the depths below the iceberg draft the authors present a simple model. It considers upward fluxes of melt water and air bubbles and downward fluxes of released sediments and cooled ambient water. The model describes well the obtained data.