

УДК 551.466

ГИДРОДИНАМИКА ПОТОКА ДОННЫХ ВОД ИЗ АРКТИКИ В АТЛАНТИКУ В ДАТСКОМ ПРОЛИВЕ

© 2020 г. Е. Г. Морозов^{а, *}, Д. И. Фрей^а, С. В. Гладышев^а, В. С. Гладышев^а

^аИнститут океанологии им. П.П. Ширинова РАН, Нахимовский пр., 36, Москва, 117997 Россия

*E-mail: egmorozov@mail.ru

Поступила в редакцию 28.01.2020 г.

После доработки 11.03.2020 г.

Принята к публикации 01.04.2020 г.

Исследовано перетекание донных вод через порог Датского пролива в Атлантику. При перетекании донных вод отмечен уникальный физический и гидродинамический эффект. Большой объем холодной полностью перемешанной воды перетекает в форме линзы, которая для данного пролива называется болусом. Показано, что поперечный размер болуса, ограниченного изопикной 1.028 г/см³, составляет около 70 км. Его толщина достигает 300 м. Эта форма перетекания через порог в виде болуса перемежается с периодичностью около 5 дней с обычным перетеканием. При перетекании в режиме болуса максимальные скорости обнаруживаются на переднем фронте, когда вода начинает стекать вниз с порога. В центре болуса существует минимум скоростей, вызванный расширением канала после протекания порога. В тыловой части болуса в уости пролива над порогом скорости снова возрастают. Предложен механизм пятисуточной изменчивости режима перетекания, который определяется внутренними сейшами.

Ключевые слова: Датский пролив, болус, донный поток, перемежаемость, моделирование

DOI: 10.31857/S0002351520050090

ВВЕДЕНИЕ

В Гренландском море образуется холодная и плотная вода. Эта вода дает начало Североатлантической глубинной воде после того, как она переливается через порог Датского пролива в Атлантику (согласно современным представлениям, самая плотная вода в Датском проливе образуется в Исландском море). В результате образуется наиболее плотная нижняя часть этой водной массы. В зарубежной литературе эта вода носит название Denmark Strait Overflow Water (DSOW). Далее, этот поток идет вдоль континентального склона Америки на юг в виде глубинного западного пограничного течения. Источниками этой воды в Гренландском море являются несколько водных масс с разными свойствами [1–3]. Карта района Датского пролива со схемой станций разреза показана на рис. 1.

Перетекание воды из Гренландского моря в Атлантику известно как мощнейший подводный водопад. Порог в проливе находится на глубине около 650 м. Далее вода стекает по склону вниз в море Ирмингера на глубины более 3000 м. На основании 20-летнего ряда измерений и модельных оценок перенос воды с потенциальной плотностью $\sigma_0 > 27.80$ в Датском проливе оценивается

как 3.18 ± 0.56 Св [4–8]. Инструментальные наблюдения показывают, что в проливе регулярно наблюдается перенос более 6 Св.

Поток арктической воды через порог Датского пролива исследовался многократно. Показано, что межгодовая или внутригодовая изменчивость невелика [9], однако на временном масштабе в несколько дней обнаружены сильные флуктуации потока и его структуры. Было обнаружено, что в течение всего года большие объемы холодной воды в виде сильно перемешанных по вертикали линз один раз в несколько (3–6) дней перетекают через порог. Такие линзы были названы болусами (bolus) [10]. Это линзы с циклоническим вращением и малой стратификацией. При прохождении болуса глубина границы (изопикны 28.0) с окружающей водой смещается вверх на расстояние 50 м и более, а температура у дна падает на 0.5°C. Появление линз связывается с изменчивостью метеорологического форсинга [11] или влиянием внутренних волн большой амплитуды, набегающих на подводный склон [12–14].

Плотность воды в болусах в среднем на 0.049 ± 0.003 кг/м³ выше, чем в потоке без болуса за счет захватывания более плотной арктической воды. Средняя площадь сечения болуса 4 км².

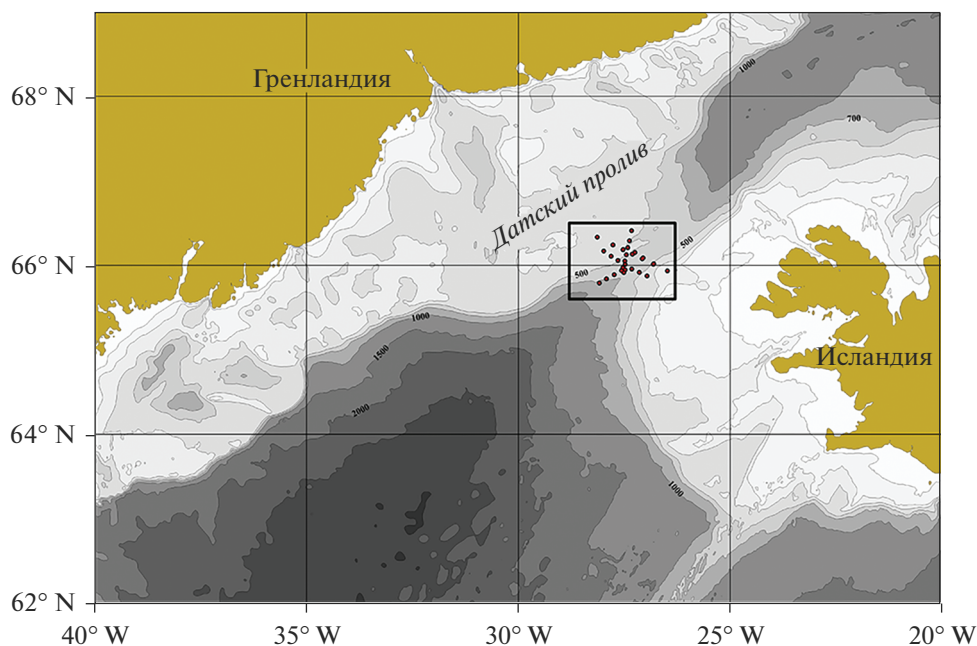


Рис. 1. Батиметрия района Датского пролива и схема станций разреза.

В работе [3] приведена пропорция разных вод, составляющих болус: $80 \pm 9\%$ воды арктического происхождения (не поверхностной); $14 \pm 9\%$ атлантической воды; $4 \pm 3\%$ поверхностной аркти-

ческой воды (Polar Surface Water); и $2 \pm 2\%$ воды моря Ирмингер (Irminger Water). Для обычного потока воды без болуса пропорции следующие: $63 \pm 9\%$ арктической воды; $23 \pm 9\%$ атлантической; $8 \pm 3\%$ поверхностной арктической; и $6 \pm 1\%$ воды моря Ирмингер. Таким образом, при перетекании в форме болуса пропорция арктической воды много больше, чем при обычном потоке, в который захватывается больше воды, возвращаемой из Атлантики.

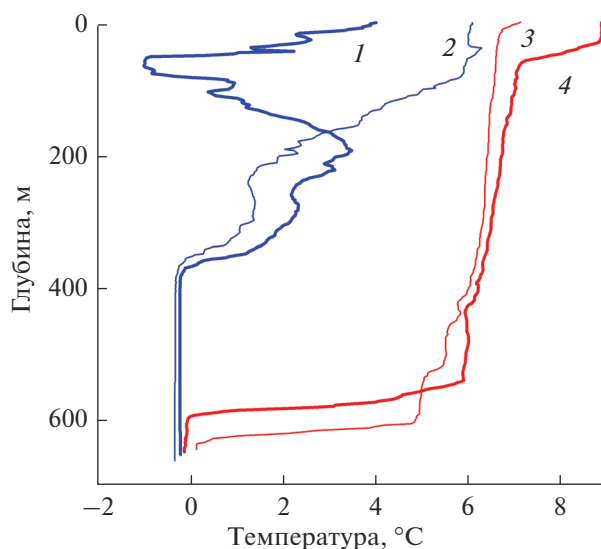


Рис. 2. Вертикальные распределения потенциальной температуры в различных водах Датского пролива. Кривые 1, 2 соответствуют режиму перетекания с болусом; кривые 3, 4 относятся к перетеканию без болуса: Станция 5894 рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” (АМК) в точке 66.076° N , 27.079° E 29 июля, 2018 г. на глубине 658 м (кривая 1); станция из архива WODV в точке 66.08° N , 27.05° E 18 мая 2003 г. на глубине 657 м (кривая 2); станция из архива WODV в точке 66.08° N , 27.05° E 17 мая 2002 г. на глубине 646 м (кривая 3); станция 5837 НИС “АМК” в точке 66.076° N , 27.080° E 25 июля 2018 г. на глубине 654 м (кривая 4).

ТЕМПЕРАТУРНО-СОЛЕНОСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ

Рассмотрим типичные вертикальные распределения температуры и солёности для различных режимов перетекания. На рис. 2 показаны несколько характерных распределений температуры на пороге Датского пролива. Кривые построены по измерениям в 71 рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” в июле 2018 г. с добавлением аналогичных исторических данных. При перетекании в режиме болуса нижний слой глубиной до 300 м почти полностью перемешан. Как правило, толщина перемешанного слоя составляет 150–250 м. Температура перетекающей воды немного ниже нуля от -0.10 до -0.23° C . Над болусом располагается резкий градиент температуры до 1° C на 50 м. В режиме перетекания без болуса весь поток захватывает более теплая водная масса, а толщина холодного нижнего перемешанного слоя не превышает 50 м. Температура воды в этом слое около 0° C . Выше располагается значительно бо-

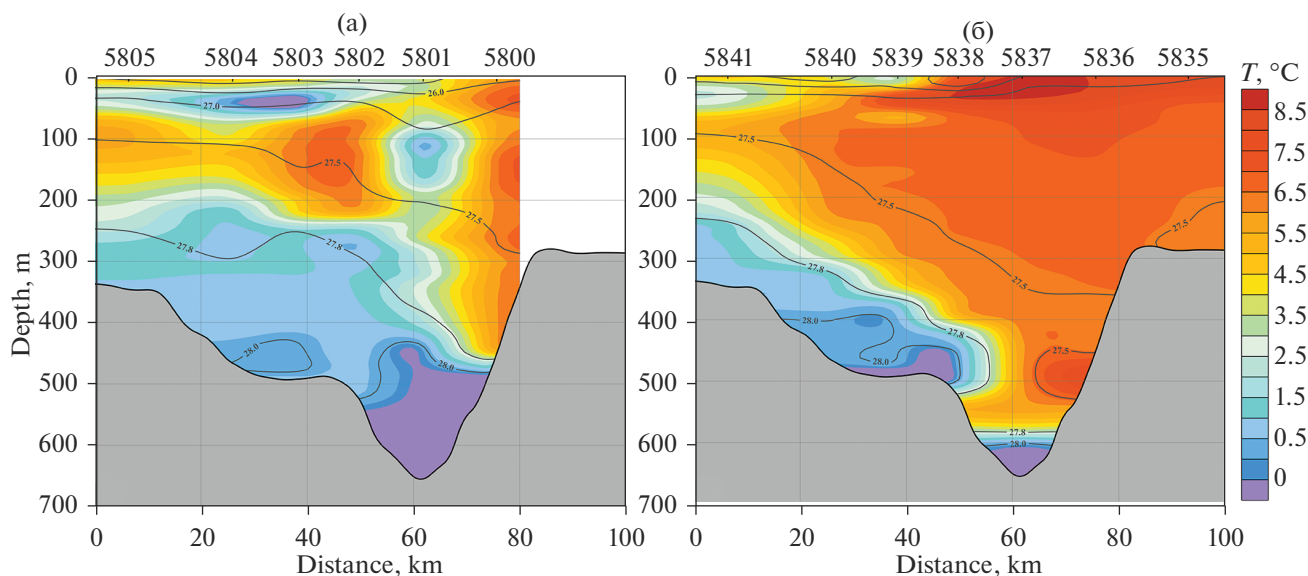


Рис. 3. Разрезы температуры поперек пролива при режиме перетекания с болусом 23 июля 2018 г. (а) и без болуса 25 июля 2018 г., где на разрезе показана изоликна 28.0 кг/м^3 , ограничивающая болус, и изоликна 27.8 кг/м^3 , ограничивающая поток донной воды (показаны и другие изоликны).

лее теплая вода с температурой более 6°C . Градиент температуры: один градус на 7–10 м. При этом вертикальные градиенты солёности невелики. Болус занимает нижний слой толщиной около 250 м от глубины 400 до 650 м около дна. Весь верхний слой выше 400 м при потоке без болуса в среднем теплее на 4°C вплоть до поверхности, чем при потоке с болусом, что говорит о том, что это воды из разных районов Гренландского моря. Более холодная вода в районе восточного берега Гренландии образует линзу и затем болус, а более теплая вода из района северной Исландии течет обычным потоком. Такой механизм предложен в работах [1, 2]. Источником холодных вод является шельф восточной Гренландии, а теплые воды, перетекающие порог, формируются в районе формирования течения North Icelandic Jet на склоне на глубине около 650 м. Это подтверждается температурно-солёностными зависимостями для этих районов.

Различные режимы перетекания через порог Датского пролива хорошо видны на разрезах распределения температуры через пролив, построенных по данным CTD-зондирований, которые выполнялись зондом SBE911. Зондирования проводились совместно с парой профилографов скорости LADCP, направленных вниз и вверх (рис. 3). Холодная и плотная Северо-западная глубинная вода (СЗГВ), которая в иностранной литературе называется Denmark Strait Overflow Water (DSOW), образуется к северо-западу от нашего разреза через пролив. Теплая и более солёная вода моря Ирмингер (Irmingier Water), которая поступает в этот

район из субтропической зоны, занимает шельф Исландии. Эти воды поступают в пролив и дают значительные различия в распределения температуры на разрезе. Резкий температурный и солёностный фронт разделяет эти воды.

Существование перетекания донной воды в режиме болусов отмечалось во многих публикациях [15–18]. На спектрах скорости присутствует четко выраженный пик на периоде 4–5 дней. Этот пик значительно сильнее, чем полусуточный приливной пик M_2 [19].

Возможной причиной пятисуточной изменчивости режима донного потока могут быть внутренние сейши. Период колебаний сейш определяется формулой Мериана [20]:

$$T_{\text{seich}} = 2L / n \sqrt{g H_{\text{mean}}},$$

здесь T – период сейш, L – характерный размер бассейна, H_{mean} – средняя глубина, g – ускорение силы тяжести, n – номер моды. Сейши являются собственными колебаниями бассейна. Мода низшей частоты ($n = 1$) является фундаментальной модой. В бассейне к северу от Датского пролива сейши поверхностных колебаний имеют частоту несколько часов. Для нас важны внутренние сейши, то есть сейшевые колебания нижнего слоя. Характерное изменение высоты верхней границы донного потока при обычном режиме потока и с наличием болуса составляет 150–300 м, что, возможно, связано с внутренними сейшевыми колебаниями. Будем считать, что районом формирования болусов является бассейн к северу от пролива на расстоянии 100–150 км от порога с

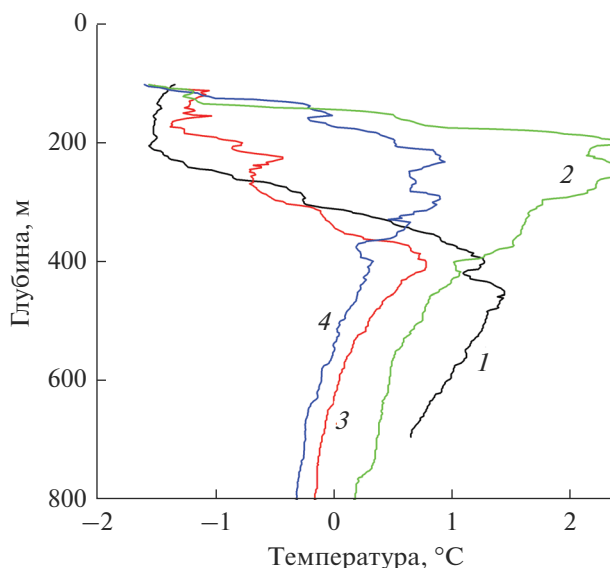


Рис. 4. Вертикальные распределения температуры на станциях в сентябре в различные годы в районе к северу от порога. Станция 1 3.09.1997 г. (черная кривая), станция 2 26.09.2007 г. (зеленая), станция 3 7.09.1998 г. (красная), станция 4 11.09.1995 г. (синяя).

характерным поперечным размером 250 км по шельфовой изобате 200 м. Для внутренних колебаний ускорение силы тяжести g надо заменить на редуцированное ускорение силы тяжести

$$g' = g \frac{\Delta\rho}{\rho},$$

где $\Delta\rho$ — разница в плотностях верхнего и нижнего слоев равная 2×10^{-3} г/см³. Средняя глубина между изобатами 200 м на разрезе поперек пролива оценивается как 600 м. Тогда период внутренних сейшевых колебаний нижнего слоя оценивается как 5.3 дня, что близко к периодичности изменения режимов перетекания. Поскольку все исходные величины для расчета этого периода следует рассматривать как оценки, полученный результат представляется разумным.

Рассмотрим вертикальные распределения температуры на нескольких станциях на Гренландском склоне к северу от порога в проливе, выполненные в сентябре в различные годы в небольшом квадрате: от 68.13° до 68.24° с.ш. и от 25.08 до 25.25° з.д. Графики вертикальных распределений температуры показаны на рис. 4.

В нижней части каждой кривой отмечается примерно одинаковый закон уменьшения температуры ко дну, однако кривые смещены относительно друг друга на 100–300 м по вертикали, что вызвано внутренними сейшевыми колебаниями нижнего слоя. Перемешивание и вертикальная однородность в болусе видимо определяется каскадингом холодных вод на шельфе Гренландии вниз по склону. Этот процесс стекания вод охла-

ждает воду в болусе и делает ее однородной. Аналогичного процесса нет на шельфе Исландии, где шельфовая вода несколько теплее.

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СТРУКТУРА БОЛУСА

Для исследования пространственной структуры болуса было выполнено два пересечения этой структуры со станциями CTD/LADCP с юга на север, а затем с запада на восток. Это позволило построить карту изотермических и изопикнических линий по данным около дна, чтобы оконтурить болус. Карта положения болуса на 21–23 июля 2018 г. показана на рис. 5. Разрез температуры вдоль болуса показан на рис. 6.

Болус представляет собой почти круговую структуру диаметром около 70 км, немного вытянутую вперед по движению в юго-западном направлении. Он смещен от центра канала к его северо-западному склону. После перетекания порога, болус скатывается вниз под действием силы тяжести и смещается вправо к Гренландскому склону по ходу движения под действием силы Кориолиса [16]. Нижняя часть донной воды толщиной до 50 м течет вперед с большей скоростью и затекает под слой менее плотной воды. Такое движение болуса вытягивает его в направлении на юго-запад, что видно из рис. 5. Тонкий слой переднего фронта болуса опережает его основное тело, толщина которого около 250 м. Это видно и на разрезе температуры через болус с юга на север (рис. 6).

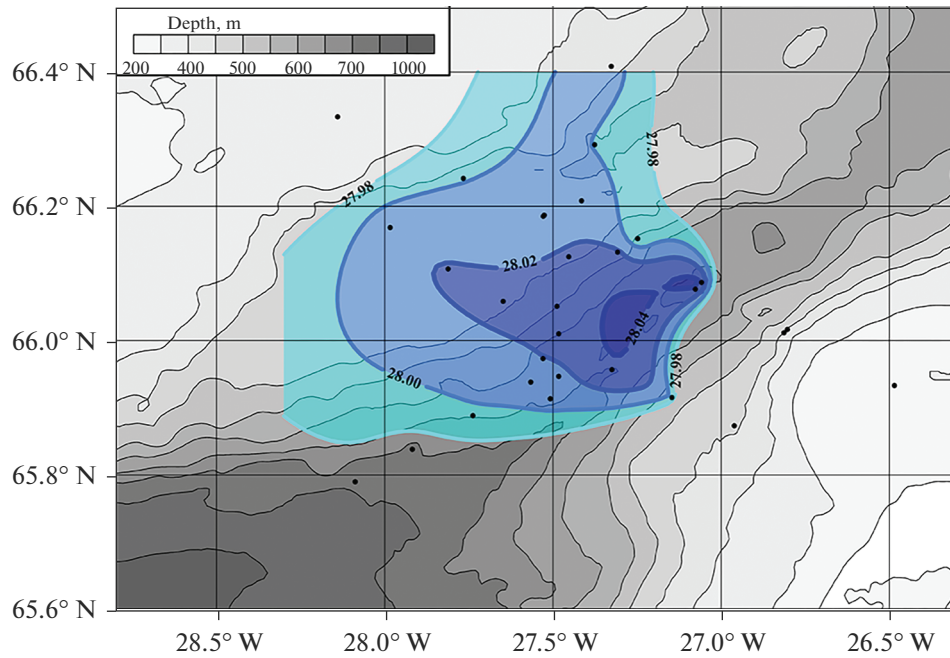


Рис. 5. Карта изопикнических линий, оконтуривающих болус в Датском проливе, по данным 21–23 июля 2018 г. Показаны точки станций и четыре изопикны: 1.02798, 1.02800, 1.02802, 1.02804 г/см³.

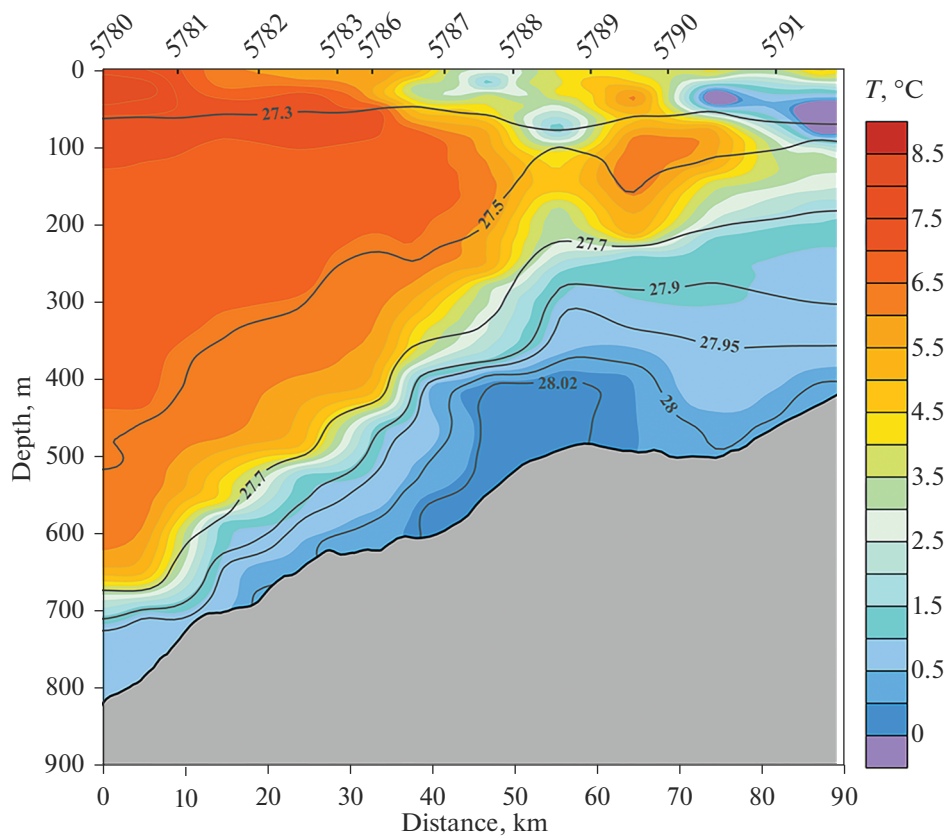


Рис. 6. Разрез температуры вдоль болуса с юга на север по данным 21–22 июля 2018 г.

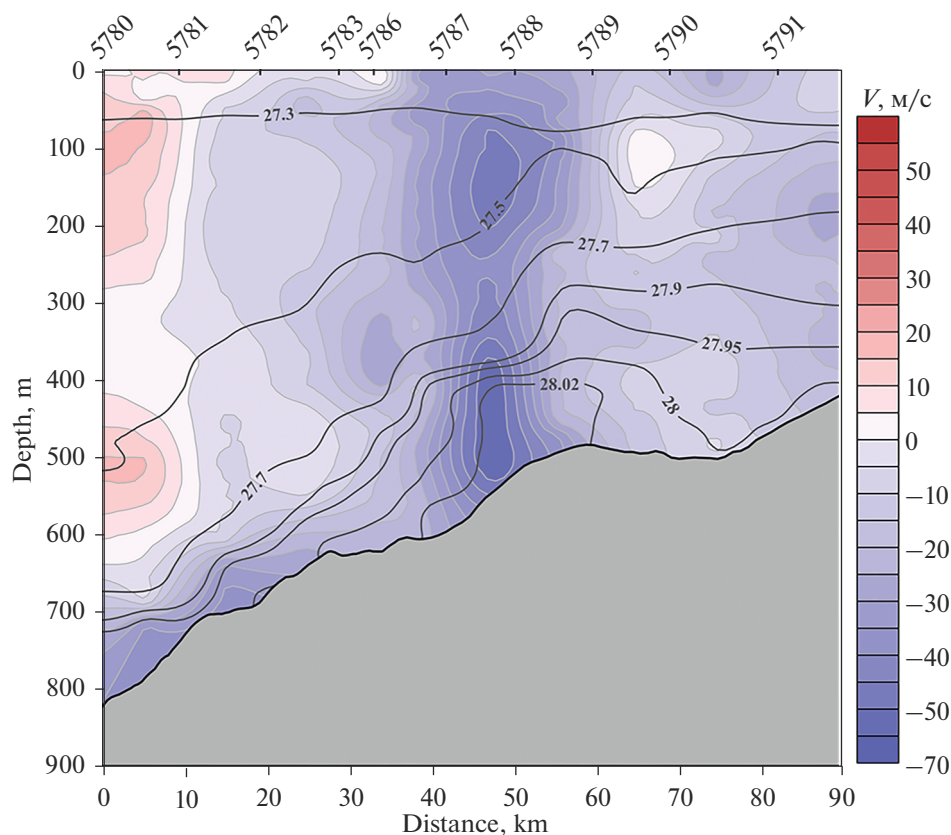


Рис. 7. Разрез меридиональной скорости вдоль болуса с юга на север по данным 23 июля 2018 г.

Болус, который мы пересекли, характерен наличием высоких горизонтальных скоростей, более 50 cm s^{-1} , которые измерены на переднем фронте болуса, что видно на разрезе скоростей вдоль болуса с юга на север (рис. 7). Разрез меридиональной скорости поперек болуса показан на рис. 8. Скорости в ядре болуса превышают 60 cm/s . Для режима перетекания без болуса характерные скорости не превышают 40 cm/s . На разрезе видно два ядра потока: одно ядро идет по глубокой части пролива, второе смещено на северо-запад (вправо по потоку) за счет силы Кориолиса.

Данные измерений скорости на двух разрезах через болус погружаемым профилографом позволили построить карту скоростей в болусе (рис. 9). Максимальные скорости обнаружены в передней части болуса там, где болус скатывается вниз по склону и его передовая часть опережает центральную (приливные течения удалены из данных LADCP). В центре болуса обнаружен минимум скоростей, а в тыловой части болуса, которая расположена в самой узкой части пролива над порогом, скорости снова увеличиваются.

Происходит отрыв передней части болуса от его центра, а в тыловой части скорости велики, поскольку она находится в самой узкой части

пролива. В центральной части болуса скорости меньше. После прохождения узости пролива его ширина немного увеличивается, что приводит к уменьшению скорости.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЕРЕТЕКАНИЯ ВОДЫ ЧЕРЕЗ ПРОЛИВ

Проведено численное моделирование придонного потока арктических вод в Датском проливе с использованием трехмерной численной модели INMOM, разработанной в Институте вычислительной математики РАН [21]. Модель основана на полной системе уравнений гидродинамики в сферических координатах с приближениями Буссинеска и гидростатики. Модель INMOM неоднократно тестировалась для моделирования придонных потоков в подводных каналах Атлантики [22, 23].

Для моделирования была выбрана прямоугольная область в проливе между 65° N и 67° N и между 26° W и 29° W . Топография дна океана с разрешением $30'$ бралась из электронной базы данных [Smith, Sandwell: http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi]. Поля температуры и солёности как начальные условия брались из среднемесячных данных атла-

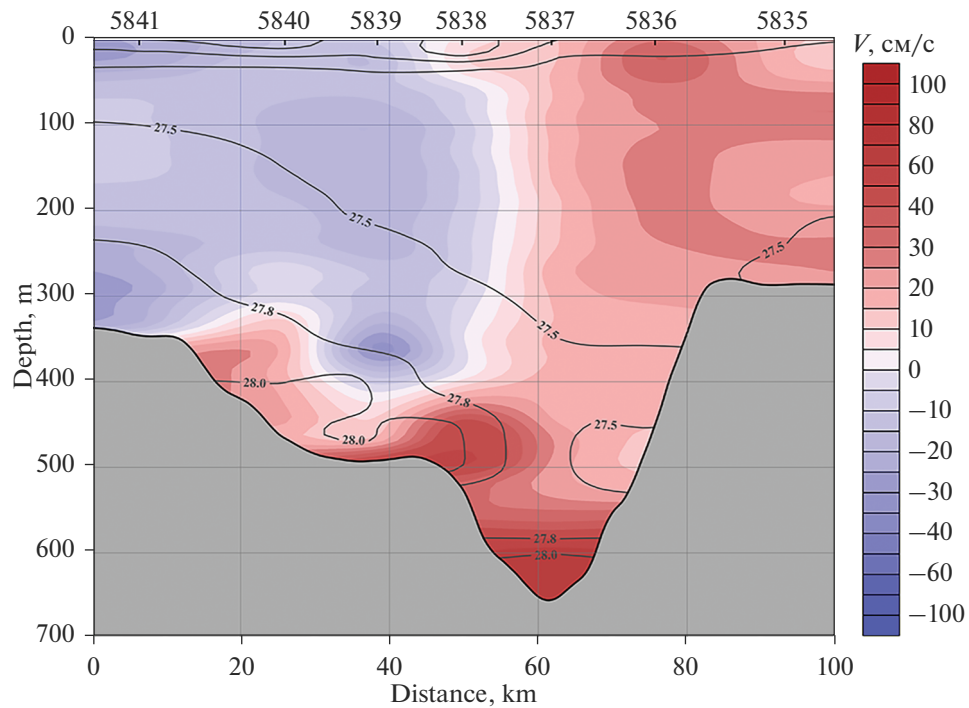


Рис. 8. Разрез меридиональной скорости поперек болуса (с северо-запада на юго-восток, см. рис. 1) по данным профилографа LADCP 25 июля 2018 г. Линии на рисунке показывают положение изопикн.

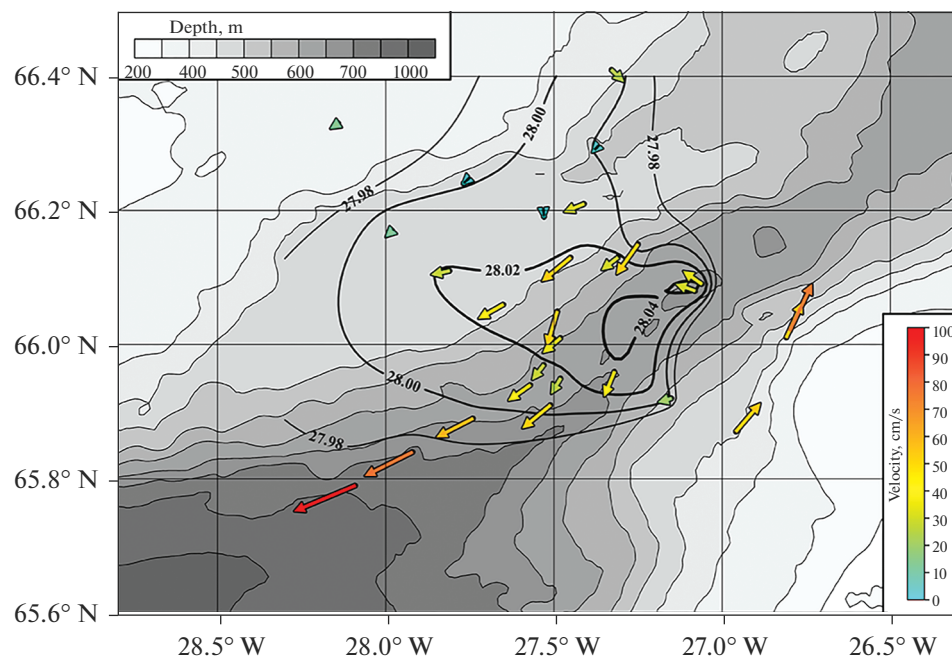


Рис. 9. Карта горизонтальных скоростей в болусе. Показаны изопикны структуры болуса и вектора скоростей.

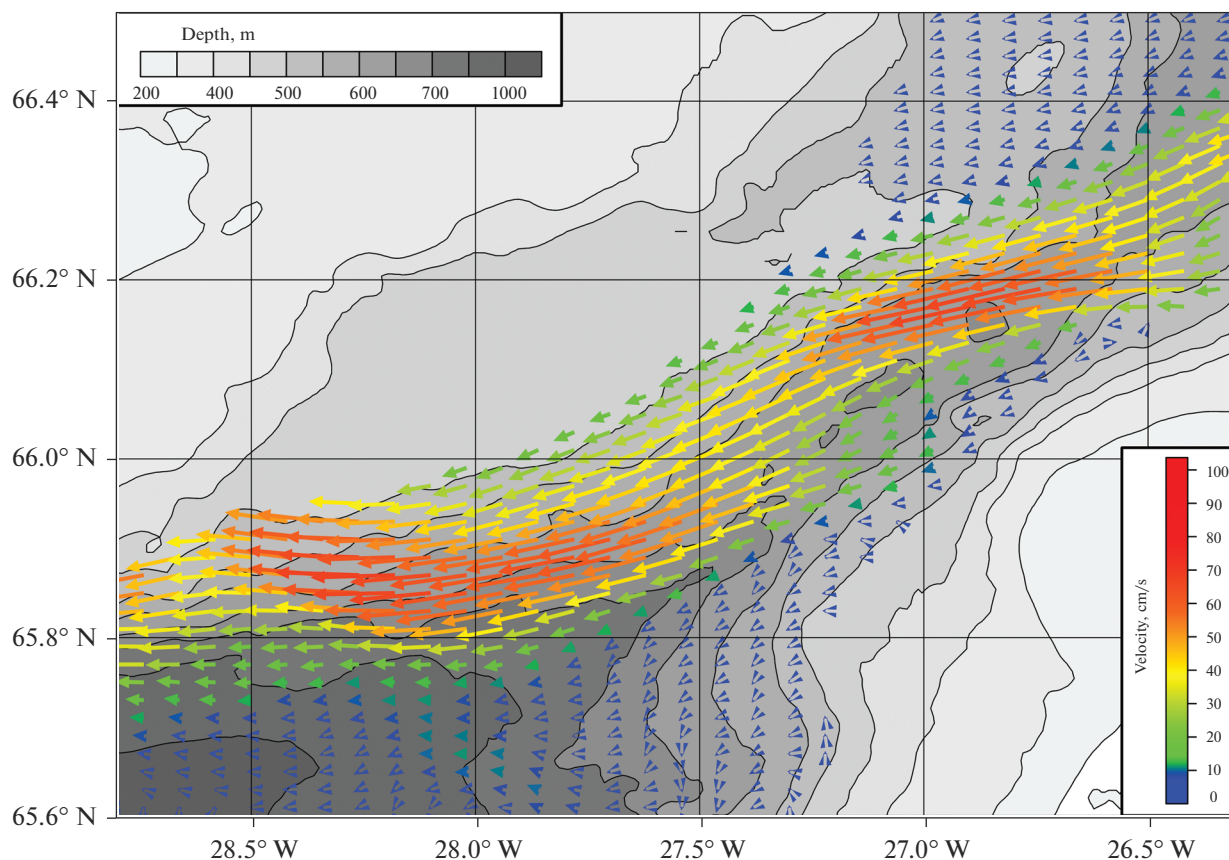


Рис. 10. Карта расчетных горизонтальных скоростей по модели.

са Левитуса [24]; начальные поля скорости принимались нулевыми.

Поля горизонтальных скоростей, потенциальной температуры и солености, на сигма-уровнях и поля отклонения уровня от невозмущенного состояния являются прогнозируемыми параметрами модели. Горизонтальное разрешение модели составляет 0.02° по широте и долготе. Вертикальные сигма-уровни распределены неравномерно. Наилучшее разрешение задается около дна. Общее число сигма уровней 33. Общая продолжительность расчетов составила 30 дней.

Распределение плотности в болусе задавалось на основе наших CTD-зондирований. По данным моделирования скорости потока к северу и к югу от порога превышают 100 cm s^{-1} . Карта расчетных скоростей показана на рис. 10. На основании измерений было определено, что ядро максимальных скоростей смещено ближе к склону Гренландии. Аналогичное смещение получилось и при моделировании. Кроме того, выше было показано, что по данным CTD/LADCP-зондирований минимум скоростей обнаружен в центре болуса. Аналогичный минимум скоростей в центре болуса появился и в численных расчетах потока в проли-

ве. Замедление потока и небольшой поворот потока в соответствии с топографией дна был отмечен в работе [25]. По их данным моделирования максимальные скорости были найдены в передней части болуса, что вызывает удлинение его формы в направлении распространения потока на юго-запад.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы изучили пространственную структуру перетекания донных вод через порог Датского пролива в режиме присутствия болуса. Подтвержден перемежающийся режим перетекания донных вод из двух источников в Арктике к северу от пролива. При перетекании донных вод отмечен уникальный физический и гидродинамический эффект. Большой объем холодной полностью перемешанной воды перетекает в форме линзы (болуса). Периодичность появления болуса около 5 дней. Показано, что поперечный размер болуса, ограниченного изопикной 1.028 г/см^3 , составляет 70 км. Его толщина достигает 300 м. Эта форма перетекания через порог в виде болуса перемежается с обычным перетеканием. При перетекании в режиме болуса максимальные скорости обнару-

живаются на переднем фронте, в центре болуса существует минимум скоростей в центре и в тыловой части болуса скорости снова возрастают.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена по госзаданию 0149-2019-0004 и поддержана грантами РФФИ 18-05-001946, 20-08-000246.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Mauritzen C.* Production of dense overflow waters feeding the North Atlantic across the Greenland-Scotland Ridge. Part 1: Evidence for a revised circulation scheme // *Deep Sea Res. Part I.* 1996. V. 43(6). P. 769–806. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(96\)00037-4](https://doi.org/10.1016/0967-0637(96)00037-4)
2. *Köhl A.* Variable source regions of Denmark Strait and Faroe Bank Channel overflow waters // *Tellus.* 2010. V. 62A. P. 551–568. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2010.00454.x>
3. *Mastropole, D., Pickart R.S., Valdimarsson H., Våge K., Jochumsen K., Girton J.* On the hydrography of Denmark Strait // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2017. V. 122. P. 306–321. <https://doi.org/10.1002/2016JC012007>
4. *Köhl A., Kase R.H., Stammer D.* Causes of changes in the Denmark Strait overflow // *J. Phys. Oceanogr.* 2007. V. 37(6). P. 1678–1696.
5. *Macrander A., Käse R.H., Send U., Valdimarsson H., Jónsson S.* Spatial and temporal structure of the Denmark Strait Overflow revealed by acoustic observations // *Ocean Dynamics.* 2007. V. 57. P. 75–89. <https://doi.org/10.1007/s10236-007-0101-x>
6. *Haine T.W.N.* High-frequency fluctuations in Denmark Strait transport // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. L14601. <https://doi.org/10.1029/2010GL043272>
7. *Филюшкин Б.Н., Мошонкин С.Н., Мысленков С.А., Залесный В.Б.* Моделирование многолетней и сезонной изменчивости расхода вод придонного течения в Датском проливе // *Океанология.* Т. 53(6). С. 725–736
8. *Jochumsen K., Moritz M., Nunes N., Quadfasel D., Larsen K. M. H., Hansen B., Valdimarsson H., Jonsson S.* Revised transport estimates of the Denmark Strait overflow // *Geophys. Res.* 2017. V. 122. P. 3434–3450. <https://doi.org/10.1002/2017JC012803>
9. *Jochumsen K., Quadfasel D., Valdimarsson H., Jónsson S.* Variability of the Denmark Strait overflow: Moored time series from 1996–2011 // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. C12003. <https://doi.org/10.1029/2012JC008244>
10. *Cooper L.H.N.* Deep water movements in the North Atlantic as a link between climatic changes around Iceland and biological productivity of the English Channel and Celtic Sea // *J. Mar. Res.* 1955. V. 14. P. 347–362.
11. *Haine T.W.N., Zhang S., Moore G.W.K., Renfrew I.A.* On the impact of high-resolution, high-frequency meteorological forcing on Denmark Strait ocean circulation // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 2009. V. 135. P. 2067–2085. <https://doi.org/10.1002/qj.505>
12. *Bourgault D., Kelley D.E., Galbraith P.S.* Turbulence and boluses on an internal beach // *J. Marine Res.* 2008. V. 66(5). P. 563–588.
13. *Moore C.D., Koseff J.R., Hult E.L.* Characteristics of bolus formation and propagation from breaking internal waves on shelf slopes // *J. Fluid Mech.* 2016. V. 791. P. 260–283. <https://doi.org/10.1017/jfm.2016.58>
14. *Venayagamoorthy S.K., Fringer O.B.* On the formation and propagation of nonlinear internal boluses across a shelf break // *J. Fluid Mech.* 2007. V. 577. P. 137–159. <https://doi.org/10.1017/S0022112007004624>
15. *Spall M., Price J.* Mesoscale variability in Denmark Strait: The PV outflow hypothesis // *J. Phys. Oceanogr.* 1998. V. 28(8). P. 1598–1623.
16. *Girton J.B., Sanford T.B., Käse R.* Synoptic sections of the Denmark Strait Overflow // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 28(8). P. 1619–1622.
17. *Käse R., Girton J.B., Sanford T.B.* Structure and variability of the Denmark Strait overflow: Model and observations // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108(C6). P. 3181. <https://doi.org/10.1029/2002JC001548>
18. *Koszalka M., Haine T., Magaldi M.* Fates and travel times of Denmark Strait Overflow Water in the Irminger Basin // *J. Phys. Oceanogr.* 2013. V. 43(12). P. 2611–2628. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-13-023.1>
19. *Морозов Е.Г., Фрей Д.И., Гладышев С.В., Клювиткин А.А., Новигатский А.Н.,* Внутренние приливные волны в Датском проливе // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2019. № 3. С. 78–84.
20. *Merian J.R.* Ueber die Bewegung tropfbarer Flüssigkeiten in Gefässen [On the motion of drippable liquids in containers] (thesis), 1828 Schweighauser, Basel. (in German)
21. *Дианский Н.* Моделирование циркуляции океана и исследование его реакции на короткопериодные и долгопериодные атмосферные воздействия. М.: Физматлит, 2013. 272 с.
22. *Фрей Д.И., Морозов Е.Г., Фомин В.В., Дианский Н.А.* Пространственная структура потока антарктических вод в разломе Вима Срединно-Атлантического хребта // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2018. Т. 54. № 6. С. 727–732. <https://doi.org/10.1134/S0002351518060068>
23. *Frey D.I., Morozov E.G., Fomin V.V., Diansky N.A., Tarakanov R.Y.* Regional modeling of Antarctic Bottom Water flows in the key passages of the Atlantic, *J. Geophys. Res. Oceans.* 2019. V. 124(11). P. 8414. <https://doi.org/10.1029/2019JC015315>
24. *Antonov J.I., Seidov D., Boyer T.P. et al.* // *World Ocean Atlas 2009. V. 2: Salinity,* Ed. by S. Levitus (U.S. Government Print. Office, Washington, DC, 2010). 184 p.
25. *Käse R.H., Oschlies A.* Flow through Denmark Strait // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105 (C12). P. 28527–28546. <https://doi.org/10.1029/2000JC900111>

Hydrodynamics of Bottom Water Flow from the Arctic to the Atlantic Through the Strait of Denmark

E. G. Morozov^{1, *}, D. I. Frey¹, S. V. Gladyshev¹, and V. S. Gladyshev¹

¹*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Nakhimovsky prospect, 36, Moscow, 117997 Russia*

**e-mail: egmorozov@mail.ru*

We study overflow of bottom waters through the Strait of Denmark to the Atlantic. A unique hydrodynamic effect has been found. A large volume of cold mixed water overflows as a lens, which is called bolus. It was shown that the transversal size of the bolus limited by the 1.028 g/cm^3 isopycnal is 35–40 miles. Its thickness reaches 300 m. This form of overflow over the sill in the form of bolus alternates with a period of 5 days with the usual overflow. During the bolus overflow, the maximum velocities are found at the leading front, when the water descends down the sill. Minimum velocities are found in the middle of the bolus, which is caused by widening of the bolus after it passes the narrow part of the strait and widens. Velocities increase again in the rear part of the bolus in the narrows of the strait. We suggest a mechanism of 5-day variation of the overflow regime, which is governed by internal seiches.

Keywords: Strait of Denmark, bolus, bottom flow, variations of the flow, modeling