

УДК 551.46

ГЛУБИННЫЙ ПОТОК АНТАРКТИЧЕСКОЙ ДОННОЙ ВОДЫ В АТЛАНТИКЕ И ВНУТРЕННИЕ ВОЛНЫ

© 2022 г. Е. Г. Морозов^{1,*}

Представлено академиком М.В. Флинтот 21.06.2022 г.

Поступило 21.06.2022 г.

После доработки 27.06.2022 г.

Принято к публикации 28.06.2022 г.

Рассмотрен перенос Антарктической донной воды в глубоководных каналах Атлантики по измерениям автора в 2002–2022 гг. Донная вода образуется в море Уэдделла и распространяется на север в Атлантическом океане. В районе экватора поток разветвляется: на экваториальный перенос через разломы Романш и Чейн и поток на северо-запад в Северо-Американскую котловину. Далее, через разлом Вима (11° с.ш.) поток направлен в северо-восточную Атлантику. Этот поток заполняет глубокие котловины Кабо Верде и Канарскую. Поток через разлом Романш не проникает дальше прохода Кейн (9° с.ш.) из-за сильного перемешивания, вызываемого внутренними приливными волнами.

Ключевые слова: Антарктическая донная вода, абиссальные каналы, внутренние волны, разлом Вима, разлом Романш

DOI: 10.31857/S2686739722601132

Начиная с 2002 г. Институт океанологии проводит исследования потока Антарктических донных вод в глубоководных каналах Атлантики. Последние измерения проведены в марте 2022 г. Антарктическая донная вода (ААДВ) формируется в море Уэдделла вблизи антарктического склона в результате смещения холодной и плотной Антарктической шельфовой воды с менее плотными циркумполярными глубинными водами. Поверхностная вода охлаждается в высоких широтах Южного полушария, опускается на дно океана и медленно течет сначала под Антарктическим циркумполярным течением в море Скотия в Аргентинскую котловину, в тропические широты и далее на север, пересекая экватор. Это течение медленное в глубоких котловинах, но ускоряется в абиссальных каналах, соединяющих котловины. Впервые потоки ААДВ в Атлантике подробно описаны в [1].

Канал Вима (30° ю.ш.) — основной глубоководный канал, через который ААДВ течет из Аргентинской в Бразильскую котловину. Из Бразильской котловины часть потока распространяется в котловину северо-восточной Атлантики (Кабо Верде и Канарскую) через разлом Вима (11° с.ш.) и другие разломы в северной части Сре-

динно-Атлантического хребта. Другая часть направлена на северо-запад в Северо-Американскую котловину.

Помимо ААДВ в Северном Ледовитом океане образуются холодные воды. Они перетекают через поперечный хребет в Датском проливе и опускаются на глубину над слоем ААДВ, образуя встречное течение.

Обычно принимается определение Антарктической донной воды, предложенное Вюстом, т.е. верхняя граница донной воды антарктического происхождения — это изотерма потенциальной температуры 2°C. Толщина слоя Антарктической донной воды уменьшается от 3–4 км вблизи Антарктиды, где она занимает почти всю толщу океана, до нескольких сотен метров в северных областях Мирового океана. Манк и Вунш [2] показали, что при отсутствии приливного перемешивания весь Мировой океан, за исключением верхнего слоя ветрового перемешивания толщиной около 100 м, заполнился бы холодной антарктической водой.

Наши исследования относятся к той части потока, что распространяется на север в Атлантике. Из Аргентинской котловины антарктические воды перетекают в Бразильскую котловину тремя путями: основной поток идет через канал Вима, меньший поток верхней части ААДВ протекает через канал Хантер и над плато Сантос между каналом Вима и континентальным склоном Южной Америки [3, 4]. Схема распространения ан-

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова
Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: egmorozov@mail.ru

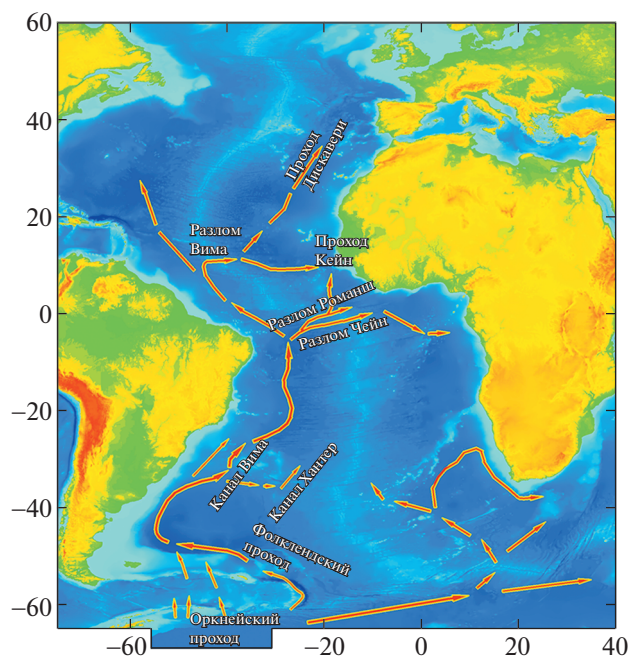


Рис. 1. Карта распространения Антарктической донной воды в Атлантике.

тарктических вод в придонном слое показана на рис. 1.

Рассмотрим по отдельности потоки в разных абиссальных каналах.

Оркнейский проход — это основной канал, по которому ААДВ вытекает из моря Уэдделла. В феврале 2022 г. в рейсе на нис “Академик Мстислав Келдыш” выполнено семь станций в районе Оркнейского прохода ($60^{\circ}07'$ ю.ш., $42^{\circ}06'$ з.д.). Глубина хребта поперек прохода около 3600 м. Минимальная потенциальная температура придонного потока через проход -0.54°C . Скорости потока превышали 40 см/с. Распределение скоростей потока в канале соответствует аналогичным потокам в южном полушарии и, в частности, хорошо изученному потоку в канале Вима. Холодное ядро смещено к правому краю потока, а ядро максимальной скорости смещено к левому краю относительно потока.

При больших скоростях течения поток разгоняется за счет перехода потенциальной энергии на гребне хребта в кинетическую энергию. Из-за расширения прохода происходит расширение потока и после стекания вниз более чем на 200 м на расстоянии около 3500 м поток замедляется, попадая в глубокие слои океана, не имея достаточно энергии для продолжения быстрого потока. Потенциальная температура распределена поперек потока так же, как в канале Вима с холодным ядром в правой части потока. В языке холодной воды, который скатывается вниз по склону, потенциальная температура постепенно увеличивается

до -0.45°C . Над склоном формируется локальная циркуляционная ячейка с вертикальной циркуляцией, перемешивающая придонный поток [5]. Режим течения меняется с увеличением скорости и числа Фруда, превышающим единицу. При малых скоростях потока происходит обычное обтекание со слабым перемешиванием. Критический режим возникает при числе Фруда $Fr > 1$ [6]. Это приводит к тому, что поток разгоняется при стекании вниз по склону и далее кинетической энергии потока не хватает для продолжения такого движения. Поток замедляется, наблюдаются сильное перемешивание и нагревание воды за счет обмена с окружающими водами. Такой режим называется гидравлически управляемым потоком [6]. Антарктическая донная вода вытекает через Оркнейский проход широким потоком примерно от глубины 1000 м до дна. По литературным данным расход превышает 5 Св [7]. Наши данные сосредоточены в самой глубокой узкой части прохода. Поэтому данных недостаточно для оценки расхода широкого потока.

Канал Вима промыт потоком ААДВ через плато Рио Гранде. Канал соединяет Аргентинскую и Бразильскую котловины. Глубины канала Вима превышают 4650 м по сравнению с глубинами на плато Сантос и в канале Хантер около 4200 м. Канал Вима представляет собой узкий проход между двумя террасами с наименьшей шириной немногим более 15 км. Исследования свидетельствуют о преобладающей роли канала Вима в переносе антарктических вод, в сравнении с потоками в канале Хантер и над плато Сантос [3].

Через канал Вима распространяются наиболее плотные и холодные донные воды. Средний поток донной воды через канал Вима оценен как 2.5 Св. Обычно скорости потока составляют 25–30 см/с, а максимальные достигают 60 см/с [8].

Распространение донных вод в канале Вима происходит в виде хорошо перемешанной струи. Наиболее плотная и холодная часть потока смещена к восточному склону глубоководного канала за счет Экмановского трения. Это согласуется с данными моделирования [9]. Второе ядро потока наблюдается в верхней части канала над его западным склоном.

Разрез поперек канала Вима по широте $31^{\circ}12'$ ю.ш. был выполнен 27 раз с 1991 по 2020 г. В отдельные годы выполнялся разрез из 3–7 станций, но иногда выполнялась лишь одна станция в самой холодной части потока (например, наши измерения в 2022 г.). Распределение потенциальной температуры на разрезе через канал Вима показано на рис. 2.

За длительный период измерений на разрезе по $31^{\circ}12'$ ю.ш. начиная с 1972 г. обнаружена тенденция к повышению потенциальной температуры в ядре ААДВ во времени [10] за счет медленно-

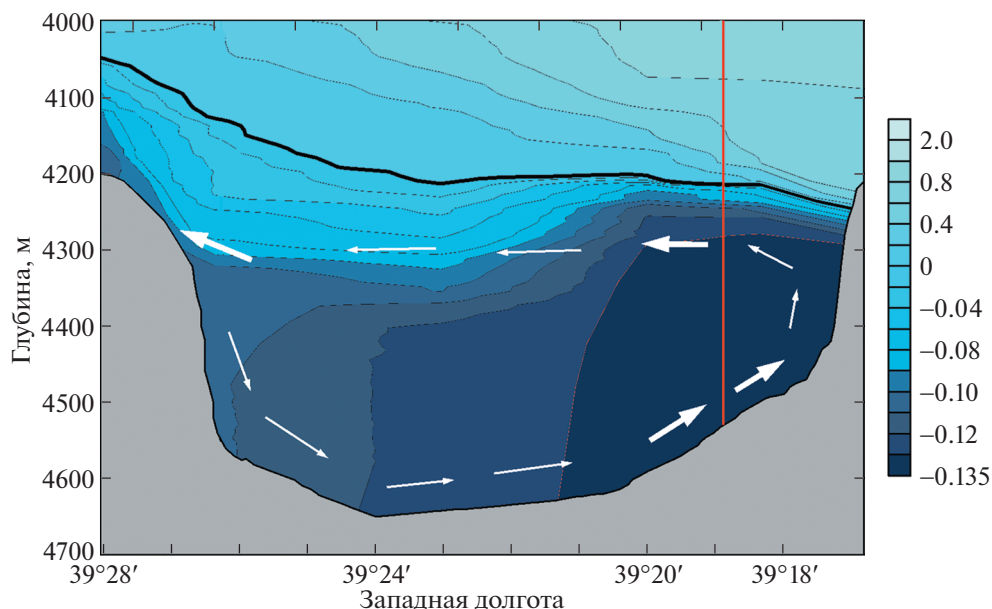


Рис. 2. Распределение потенциальной температуры на разрезе по $31^{\circ}12'$ ю.ш. через канал Вима. Белые стрелки показывают циркуляцию Экмана. Красной линией показано положение станции для сравнения измерений в перемешанном слое в разные годы.

го повышения температуры в море Уэдделла. По измерениям 2022 г. эта тенденция сохранилась (рис. 3). Время распространения сигнала до Аргентинской котловины оценено в [11] как 35 лет, поэтому сейчас мы измеряем сигнал из моря Уэдделла лишь 1980-х годов.

Разломы Романш и Чейн. Антарктическая донная вода из Бразильской котловины распространяется в восточные бассейны океана через экваториальные разломы Романш и Чейн. Разлом Романш — это глубокий проход в Срединно-Атлантическом хребте. Его средняя глубина в середине разлома 4500–5000 м. Длина разлома около 800 км. Минимальная ширина разлома Романш 10 км. Разлом Чейн расположен южнее экватора в 200–300 км к югу от разлома Романш. Мы проводили исследования экваториальных разломов в 2005, 2009, 2010, 2011, 2012, 2013 и 2014 г.

Поток донной воды в каждом из разломов оценен как 0.5 Св. Средние скорости течения находятся в пределах 10–20 см/с. По нашим измерениям в западной части разлома Романш потенциальная температура затекающего потока равняется около 0.50°C . В этом районе (22° з.д.) мы обнаружили узкий проход, через который донная вода затекает в разлом. В восточной части разлома потенциальная температура увеличивается до 1.66°C [8].

Разлом Вима в Северо-Атлантическом хребте расположен на широте 11° с.ш. между долготами 43.5° и 41° з.д. Ширина разлома около 8–15 км, а максимальная глубина около 5200 м. Три главные седловины разлома имеют глубины 4690, 4650 и

4710 м. Российские исследования проводились здесь в 2006, 2014, 2015 и 2016 г. Перенос донной воды в разломе в среднем оценен как 1 Св [12]. Температура потока вдоль разлома возрастает от 1.33 до 1.69°C . Температура на выходе очень близка к температуре на выходе из разлома Романш. Вода приходит к разлому Вима (1.33°C) с более высокой температурой, чем к разлому Романш (0.50°C): потоку надо преодолеть расстояние от экватора более 1000 км (рис. 4). Однако по мере

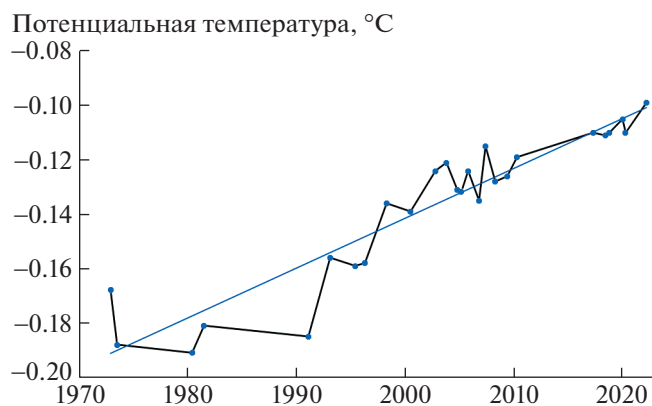


Рис. 3. Многолетний тренд потенциальной температуры в придонном слое канала Вима. Синие точки — измерения во время посещений района. Прямая линия — линейный тренд. Наблюдения проводятся в наиболее холодной части струи на стандартном разрезе в точке $31^{\circ}12'$ с.ш., $39^{\circ}18.3'$ з.д. Последняя точка — наши измерения 6 марта 2022 г.

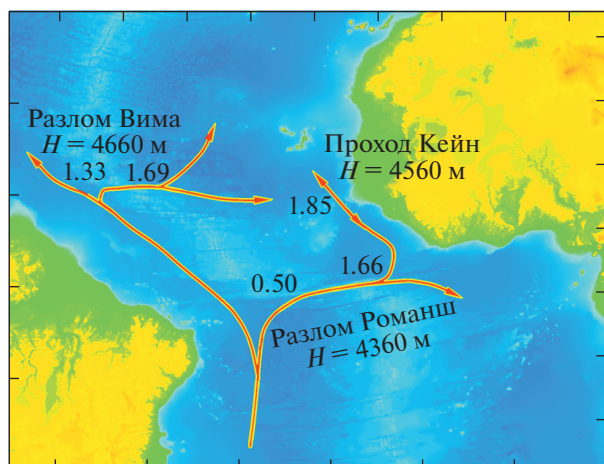


Рис. 4. Схема распространения ААДВ около экватора. Цифрами показаны потенциальные температуры на входе и выходе из разломов. В проходе Кейн поток меняет направление в течение года.

протекания вдоль разлома температура меньше растет, чем в разломе Романш, поскольку дно в разломе Вима более гладкое, что уменьшает перемешивание с вышележащими слоями.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ААДВ К ВОСТОКУ ОТ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

По данным гидрологических измерений, Мантила и Рид [13] сделали вывод, что донные воды, распространяющиеся через разлом Романш, заполняют глубокие котловины только в экваториальной и юго-восточной частях Атлантики, но не проникают на север через проход Кейн на 9° с.ш. Поток донных вод через разлом Вима заполняет глубокие котловины всей северо-восточной Атлантики к северу от прохода Кейн. Воды, прошедшие через разлом Вима, достигают прохода Дискавери в Восточно-Азорском хребте на 37° с.ш. Придонные температуры в районе прохода Кейн составляют $1.83\text{--}1.86^\circ\text{C}$. Поэтому водообмен в слое ААДВ через этот проход возможен. Мы показали [14], что в проходе Кейн направление потока меняется на противоположное в течение года, а среднегодовой поток близок к нулю.

В работе [15] была предложена схема распространения ААДВ на северо-восток на основе измерений до 1991 г. По этой схеме, ААДВ, которая перетекла к востоку от срединного хребта через разлом Вима, разделяется на две ветви. Одна ветвь переносит донные воды на северо-восток, а другая на юго-восток. За прошедшие после этой публикации годы накопилось много данных, которые показывают, что в целом их схема правильная.

Поток ААДВ через разломы Романш, Кейн и Вима оценивается как 0.5 Sv в каждом из кана-

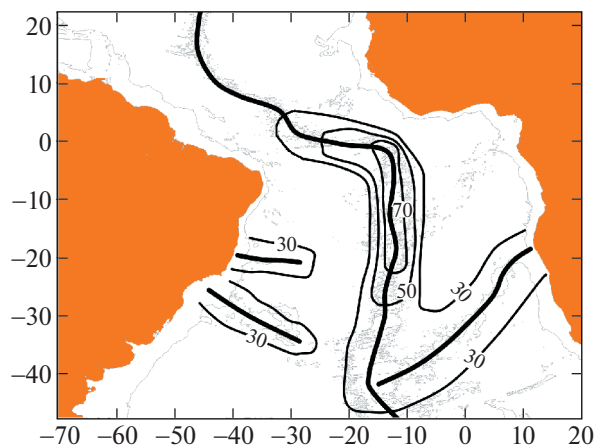


Рис. 5. Карта амплитуд полусуточных внутренних приливов (м) в Атлантическом океане. Подводные хребты показаны жирными линиями. Изолинии показывают области полусуточных амплитуд внутренних приливов, превышающих 70, 50 и 30 м (от пика до пика) [18].

лов. Однако более сильное перемешивание в районе разломов Романш и Кейн, вызванное внутренними волнами, препятствует распространению ААДВ, прошедшей через разломы Романш и Кейн, в северо-восточную Атлантику. Перед затеканием вод в разломы Романш и Вима их температуры равны соответственно 0.50 и 1.33°C . Благодаря большей на 300 м глубине главной седловины разлома Вима и различной интенсивности вертикального перемешивания, наименьшие значения потенциальной температуры после выхода из разломов различаются меньше и составляют 1.66° (Романш) и 1.69° (Вима).

В работе [16] рассчитаны амплитуды внутренних приливных волн в Мировом океане. Оценки сделаны на основании совмещенных результатов измерений и модельных расчетов. Построена карта амплитуд полусуточных внутренних приливов над всей Атлантикой (рис. 5). Эта карта очень общая, несмотря на то что она много раз улучшалась после первой публикации [16]. График показывает только общую картину распределения амплитуд. Амплитуды следует рассматривать как “усредненные по вертикали”, а также “усредненные по времени” с полумесячным осреднением. Согласно этим оценкам, амплитуда приливных внутренних волн в районе разлома Романш на экваторе достигает почти 50 м , тогда как амплитуда внутренних волн в районе разлома Вима на 11° с.ш. лишь немного превосходит 20 м .

В силу такого различия в амплитудах волн перемешивание глубинных водных масс в этих районах отличается. Основное перемешивание происходит на склонах подводного хребта, где амплитуды внутренних приливов максимальны.

В работе [17] дана оценка кросс изотермической вихревой вязкости K_T , на основе бюджетов тепла около главного поперечного хребта в разломе Романш (на долготе $13^\circ 45'$ з.д.). Изотерма 0.9°C заглубляется и заканчивается на дне около поперечного хребта. Изотерма потенциальной температуры 1.2°C заглубляется с 4400 м над хребтом до 4700 м восточнее хребта, но также заканчивается на дне в разломе. Изотерма 1.7°C уходит в абиссальные глубины котловины к востоку от разлома. Тем самым стратификация резко меняется, и придонный слой становится теплее. Оценка вихревой вязкости из работы [17] равна $370 \times 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$.

Наши измерения в этом районе в восточной части разлома позволили лишь проследить заглубление изотермы 1.4°C от гребня поперечного разреза на глубине 4100 м до глубин 4600 м. Выполнено всего три зондирования на долготе $13^\circ 17'$ з.д.

Мы выполнили больше зондирований в западной части разлома там, где Антарктическая донная вода затекает в разлом Романш. По нашим измерениям в этом районе $22^\circ 30'$ з.д. изотерма 0.6°C заглубляется с глубины 4400 м до глубины 4800 м [8]. Используя методику, предложенную в [17], мы получили оценку $K_T = 105 \times 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$. Эти оценки вязкости на два порядка выше средних оценок для океана $10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$ [2].

Поток Антарктической донной воды в глубоководные котловины северо-восточной Атлантики происходит через разлом Вима, а не через разлом Романш из-за сильного перемешивания глубинных вод в разломе Романш, вызываемого внутренними приливными волнами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Поток Антарктической донной воды в абиссальных каналах Атлантики характеризуется высокими скоростями. Антарктическая донная вода медленно течет на север через глубокие котловины. Поток ускоряется в узких разломах в хребтах. Благодаря сильному перемешиванию в разломе Романш за счет приливных внутренних волн большой амплитуды поток донных вод, проходя разлом Романш, становится теплее на 0.86°C . Коэффициенты кросс-изотермической вихревой вязкости в районе разлома Романш на два порядка больше, чем в открытом океане. Затем поток донных вод достигает прохода Кейн и далее почти не распространяется. Глубокие котловины северо-восточной Атлантики заполняются донной водой через разлом Вима. В разломе Вима перемешивание слабое. Поток, проходя разлом, становится теплее на 0.36°C .

В работе делается попытка дать физическое объяснение тому факту, что при приблизительно равных потоках антарктических вод через разло-

мы Романш и Вима придонная часть восточного бассейна Атлантики заполняется антарктическими водами, протекающими через разлом Вима, а не Романш. Это объясняется различной интенсивностью перемешивания антарктических вод с вышележащими Северо-Атлантическими глубинными водами за счет внутренних приливов, генерируемых на склонах Срединно-Атлантического хребта в районе разлома Романш.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках Госзадания № FMWE-2021-0002. Анализ данных выполнен при поддержке гранта РНФ 21-77-20004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Whitworth T., Nowlin W.D., Pillsbury R.D., Moore M.I., Weiss R.F.* Observations of the Antarctic Circumpolar Current and Deep Boundary Current in the Southwest Atlantic // *J. Geophys. Res. Oceans*. 1991. V. 96. № 15. P. 105–118.
2. *Munk W.H., Wunsch C.* Abyssal recipes II: energetics of tidal and wind mixing // *Deep-Sea Res I*. 1998. V. 45. P. 1977–2010.
3. *Hogg N., Siedler G., Zenk W.* Circulation and variability at the southern boundary of the Brazil Basin // *J. Phys. Oceanogr.* 1999. V. 29. P. 145–157.
4. *Sandoval F.J., Weatherly G.L.* Evolution of the deep western boundary current of Antarctic Bottom Water in the Brazil Basin // *J. Phys. Oceanogr.* 2001. V. 31. № 6. P. 1440–1460.
5. *Thurnherr A.M., Speer K.G.* Boundary mixing and topographic blocking on the mid-Atlantic ridge in the South Atlantic // *J. Phys. Oceanogr.* 2003. V. 33. № 4. P. 848–862.
6. *Pratt L.J., Whitehead J.A.* Rotating Hydraulics: Non-linear Topographic Effects in the Ocean and Atmosphere. New York: Springer. 2007. 550 p.
7. *Schodlok M.P., Hellmer H.H., Beckmann A.* On the transport, variability and origin of dense water masses crossing the South Scotia Ridge // *Deep-Sea Res. II*. 2002. V. 49. P. 4807–4825.
8. *Morozov E.G., Tarakanov R.Y., Frey D.I.* Bottom Gravity Currents and Overflows in Deep Channels of the Atlantic. Observations, Analysis, and Modeling, Springer Nature. 2021. 483 p.
9. *Jungclauss J., Vanicek M.* Frictionally modified flow in a deep ocean channel: Application to the Vema Channel // *J. Geophys. Res. Oceans*. 1999. V. 104 (C9). P. 21123–21136.
10. *Campos E.J.D., van Caspel M.C., Zenk W., Morozov E.G., Frey D.I., Piola A.R., Meinen C.S., Sato O.T., Perez R.C., Dong S.* Warming trend in the abyssal flow through the Vema Channel in the South Atlantic // *Geophys. Res. Lett.* 2021. V. 48 № 19. e2021GL094709.
11. *Smythe-Wright D., Boswell S.* Abyssal circulation in the Argentine Basin. *J. Geophys. Res. Oceans*. 1998. V. 103. № C8. P. 15845–15851.

12. *Morozov E.G., Tarakanov R.Yu., Frey D.I., Demidova T.A., Makarenko N.I.* Bottom water flows in the tropical fractures of the Northern Mid-Atlantic Ridge // *J. Oceanogr.* 2018. V. 74. № 2. P. 147–167.
13. *Mantyla A.W., Reid J.L.* Abyssal characteristics of the World Ocean waters // *Deep-Sea Res I.* V. 1983. V. 30. № 8. P. 805–833.
14. *Morozov E.G., Tarakanov R.Yu., van Haren H.*, Transport of AABW through the Kane Gap, tropical NE Atlantic Ocean // *Ocean Science.* 2013. V. 9. P. 825–835.
15. *McCartney M.S., Bennet S.L., Woodgate-Jones M.E.* Eastward flow through the Mid-Atlantic ridge at 11° N and its influence on the abyss of the Eastern basin // *J. Phys. Oceanogr.* 1991. V. 21(8). P. 1089–1121.
16. *Morozov E.G.* Semidiurnal internal wave global field // *Deep-Sea Res I.* 1995. 42 (1). P. 135–148.
17. *Ferron B., Mercier H., Speer K., Gargett A., Polzin K.* Mixing in the Romanche Fracture Zone // *J. Phys. Oceanogr.* 1998. V. 28. P. 1929–1945.
18. *Morozov E.G., Ansorge I., Vinokurov D.V.* Semidiurnal internal tide in the Atlantic Ocean // *Russian Journal of Earth Sciences.* 2020. V. 20 ES4005.

DEEP FLOW OF ANTARCTIC BOTTOM WATER IN THE ATLANTIC AND INTERNAL WAVES

E. G. Morozov^{a, #}

^a *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: egmorozov@mail.ru*

Presented by Academician of the RAS M.V. Flint June 21, 2022

Transport of Antarctic Bottom Water in the deep-water channels of the Atlantic is considered based on the author's measurements in 2002–2022. Bottom water is formed in the Weddell Sea and spreads north into the Atlantic Ocean. Near the equator, the flow branches into equatorial transport through the Romanche and Chain fracture zones and the flow to the northwest into the North American Basin. Further, through the Vema Fracture Zone (11°N), the flow is directed to the Northeast Atlantic. This flow fills the deep Cape Verde and Canary basins. The flow through the Romanche Fracture Zone does not penetrate beyond the Kane Gap (9°N) due to strong mixing caused by tidal internal waves.

Keywords: Antarctic Bottom Water, abyssal channels, fractures in abyssal ridges, internal waves