

УДК 551.465

ПОТОК АНТАРКТИЧЕСКОЙ ДОННОЙ ВОДЫ НА ВЫХОДЕ ИЗ КАНАЛА ВИМА

© 2015 г. Р. Ю. Тараканов, Е. Г. Морозов

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

e-mail: rtarakanov@gmail.com

Поступила в редакцию 01.04.2013 г.

На основе данных российских экспедиций 2003, 2009–2012 гг. и исторического массива STD-данных исследуются пути распространения наиболее холодной части Антарктической донной воды (ААДВ) с потенциальной температурой $\theta < 0.0^\circ\text{C}$ в канале Вима и пути вытекания этой воды из канала в Бразильскую котловину. Показано, что ААДВ следует на север в канале Вима двумя потоками, один из которых располагается в глубоком русле канала, а другой – примерно на 300 м выше над западным склоном канала. Установлено, что глубокое русло канала не заканчивается в районе $26^\circ 40'$ ю.ш., 34° з.д. расширением на север в Бразильскую котловину, как это следует из цифровой базы данных рельефа дна (Smith & Sandwell, 1997), а продолжается в восточном направлении. По результатам измерений 2012 г. установлено также существование направленного на север слабого потока холодной ААДВ, привязанного к ответвлению от русла канала Вима.

DOI: 10.7868/S0030157415010165

ВВЕДЕНИЕ

В Атлантическом океане большая часть абиссальных вод имеет антарктическое происхождение и формируется в море Уэдделла в результате опускания очень холодных и плотных Антарктических шельфовых вод вдоль континентального склона Антарктиды, которое сопровождается смещением с более теплой и соленой Циркумполярной глубинной водой. Из моря Уэдделла эти относительно пресные воды через море Скотия и Южно-Сандвичев желоб попадают в Аргентинскую котловину, откуда они над нижним плато Сантус (включая котловину Сантус) и каналы Хантер и Вима (рис. 1) распространяются дальше на север в Бразильскую котловину [5]. Часть этих вод продолжает затем свое движение на север в западной части Атлантики в ее северо-западные бассейны, достигая Ньюфаундлендской банки, другая часть через разломы Романш, Чейн и Вима в Срединно-Атлантическом хребте вблизи экватора проникает в Восточную Атлантику и заполняет таким образом абиссаль экваториальных и северо-восточных бассейнов Атлантики и в значительной степени Ангольской котловины к югу от экватора [5]. К северу от зоны Антарктического циркумполярного течения (АЦТ) в Атлантическом океане описанный слой антарктических абиссальных вод пониженной солености с потенциальной температурой $\theta < 2.0^\circ\text{C}$ принято называть Антарктической донной водой (ААДВ) [8].

Канал Вима представляет собой узкий (несколько километров), длинный (около 700 км),

вытянутый в меридиональном направлении проход в западной части плато Риу-Гранди (рис. 1), связывающий Аргентинскую и Бразильскую котловины [9] и промытый абиссальными течениями (например, [2]). Проход имеет глубину примерно 400–600 м относительно боковых террас с глубиной около 4200 м. Наклон стенок прохода составляет 15–30%. Севернее примерно 29° ю.ш. канал Вима существенно расширяется. При этом его глубокое русло (4700–4800 м) продолжается в северо-восточном направлении примерно до $26^\circ 40'$ ю.ш., 34° з.д., где, в соответствии с базой данных [7], русло заканчивается расширением на север в Бразильскую котловину. Более детальная карта рельефа дна этого района, который далее мы будем называть районом выхода из канала Вима, показана на рис. 2а. Отметим, что канал Вима является проходом для наиболее холодной части ААДВ ($\theta < 0.0^\circ\text{C}$). Над нижним плато Сантус в Бразильскую котловину может поступать вода с потенциальной температурой выше 0.2°C , а через канал Хантер – выше 0.6°C [6].

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ, ДАННЫЕ

В настоящей работе исследуются пути проникновения наиболее холодных и плотных слоев ААДВ ($\theta < 0.0^\circ\text{C}$) в Бразильскую котловину над западной частью плато Риу-Гранди на основе данных исследований Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН), проведенных в районе выхода из канала Вима в 2003, 2009, 2010 и 2012 гг. (рис. 2а),

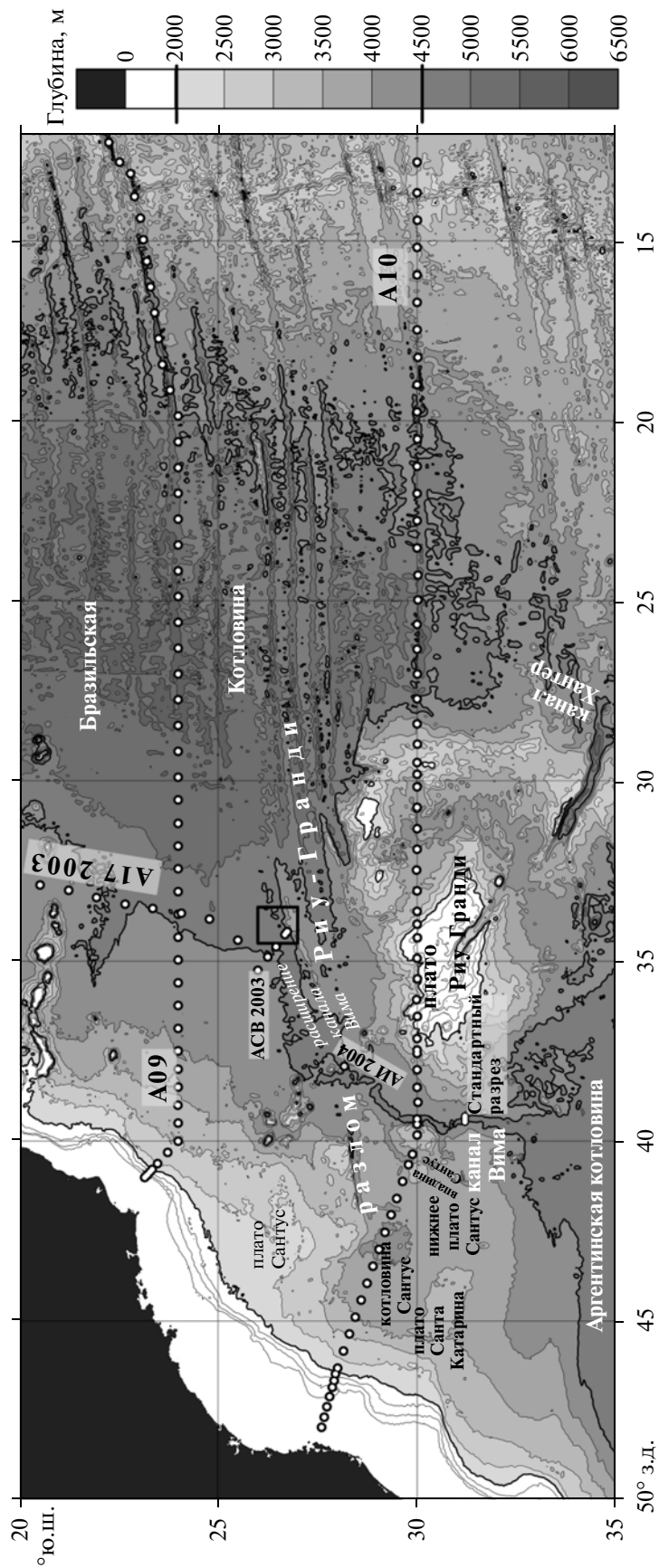


Рис. 1. Рельеф дна Западной Атлантики на стыке Аргентинской и Бразильской котловин. Показано расположение станций разрезов А09, А10, А17 и АСВ2003 (см. таблицу). Квадратной рамкой выделен участок карты, приведенный на рис. 2.

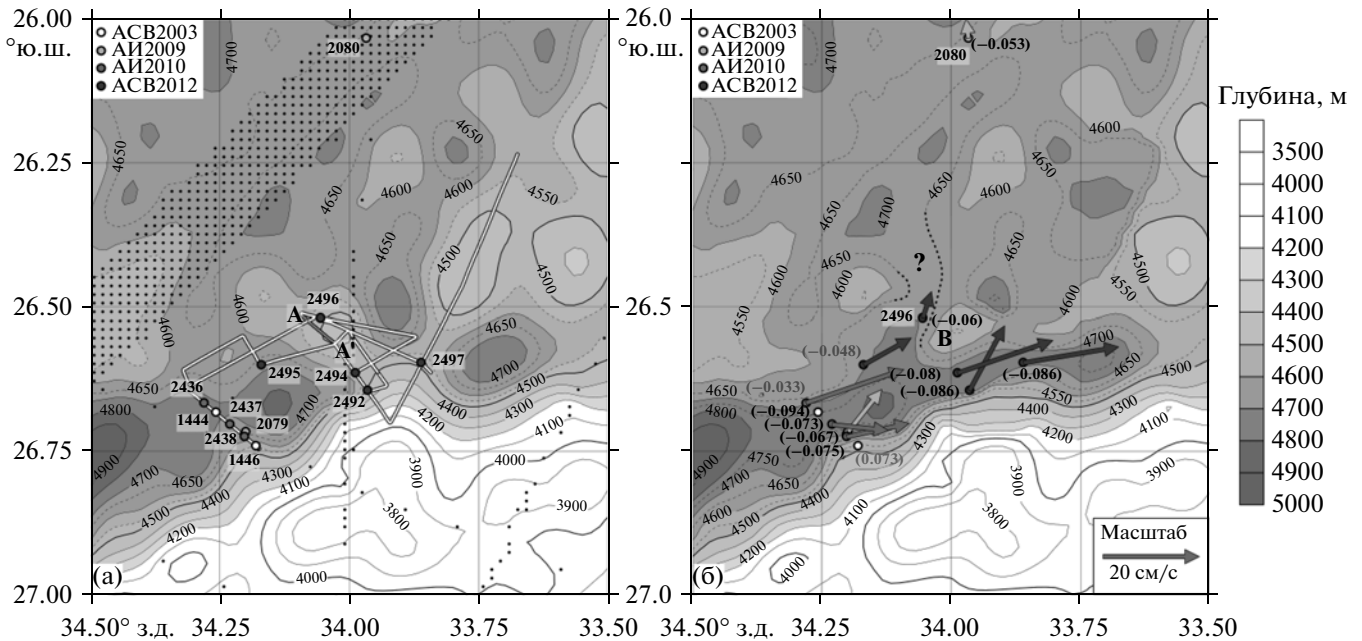


Рис. 2. Рельеф дна на выходе из канала Вима по базе данных [7] (а) и скорректированный с учетом эхолотного промера 2010 и 2012 гг. (б). На рис. 2а точками выделены узлы сетки, маркированные в базе данных [7] как эхолотный промер; кружками и числами отмечены точки и номера станций полигона 2012 г; двойные линии – трассы эхолотного промера; серым цветом выделен участок промера А–А' (в районе ст. 2496), рельеф дна вдоль которого показан на рис. 7. На рис. 2б приведены вектора скорости течения на глубине 4600 м по данным измерений с помощью LADCP; в скобках указаны значения потенциальной температуры у дна по данным CTD-измерений; буквой “В” отмечена упоминаемая в тексте статьи локальная возвышенность; вопросительным знаком отмечен предположительный канал оттока части ААДВ из основного русла канала Вима.

а также находящихся в открытом доступе (сайт <http://cchdo.ucsd.edu>) данных квазизональных разрезов А09 2009 г. вдоль 24° ю.ш. и А10 2011 г. вдоль 30° ю.ш. (рис. 1). Подробные сведения об этих измерениях приведены в таблице. В ходе всех этих экспедиций выполнялось CTD-зондирование океана до дна. На рис. 3 приведены θ, S -кривые станций некоторых из этих экспедиций для слоя ААДВ, на рис. 4 – распределения потенциальной температуры, солёности и потенциальной плотности σ_4 (т.е. плотности относительно 4000 дб) в придонной части разреза АСВ2003, а на рис. 5 – потенциальной температуры в придонной части разреза А09. Кроме того, в работе использовались данные измерений из исторической базы CTD-данных WOD09 (http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD09/pr_wod09.html). Сведения о некоторых из них также указаны в таблице.

В 2009, 2010 и 2012 гг. зондирования сопровождалось измерениями скорости течений с помощью LADCP (LADCP, RDI WHS 300 kHz). Отметим, что из-за высокой прозрачности глубинных вод субтропической Атлантики восстановление по LADCP-данным полного (от поверхности до дна) профиля течений на большинстве станций оказалось невозможным. Поэтому рассматривались только данные инструментальной засечки LADCP о дне (данные bottom tracking), которые в

этом случае являются единственно надежными. На рис. 2б показаны векторы скорости течения на общей для всех станций глубине 4600 м. В работе использовались также находящиеся в открытом доступе результаты обработки LADCP-данных разреза А10 2011 г. (http://currents.soest.hawaii.edu/clivar/ladcp/A10_2011).

Во время экспедиции 2012 г. в районе выхода из канала Вима (рис. 2), учитывая катастрофическую нехватку данных эхолотного промера в базе данных [7] для этого района, был проведен большой объем работ по измерению глубин с помощью эхолота (ELAC). Карта рельефа дна, скорректированная на основе этого промера и промера вдоль разреза 2010 г. (рис. 2а), а также с учетом всего комплекса российских измерений 2003–2012 гг. на выходе из канала приведена на рис. 2б.

ПУТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ААДВ В КАНАЛЕ ВИМА

Данные разреза АСВ2003, выполненного поперек канала Вима в северной части его расширения (рис. 1), показывают наличие двух типов наиболее холодной ААДВ ($\theta < 0.2^\circ\text{C}$), несколько отличающихся по своим термохалинным свойствам. Менее солёный тип ААДВ (примерно на 0.002 епс вдоль изолиний плотности) наблюдался в глубоком русле канала Вима в южной части разреза и

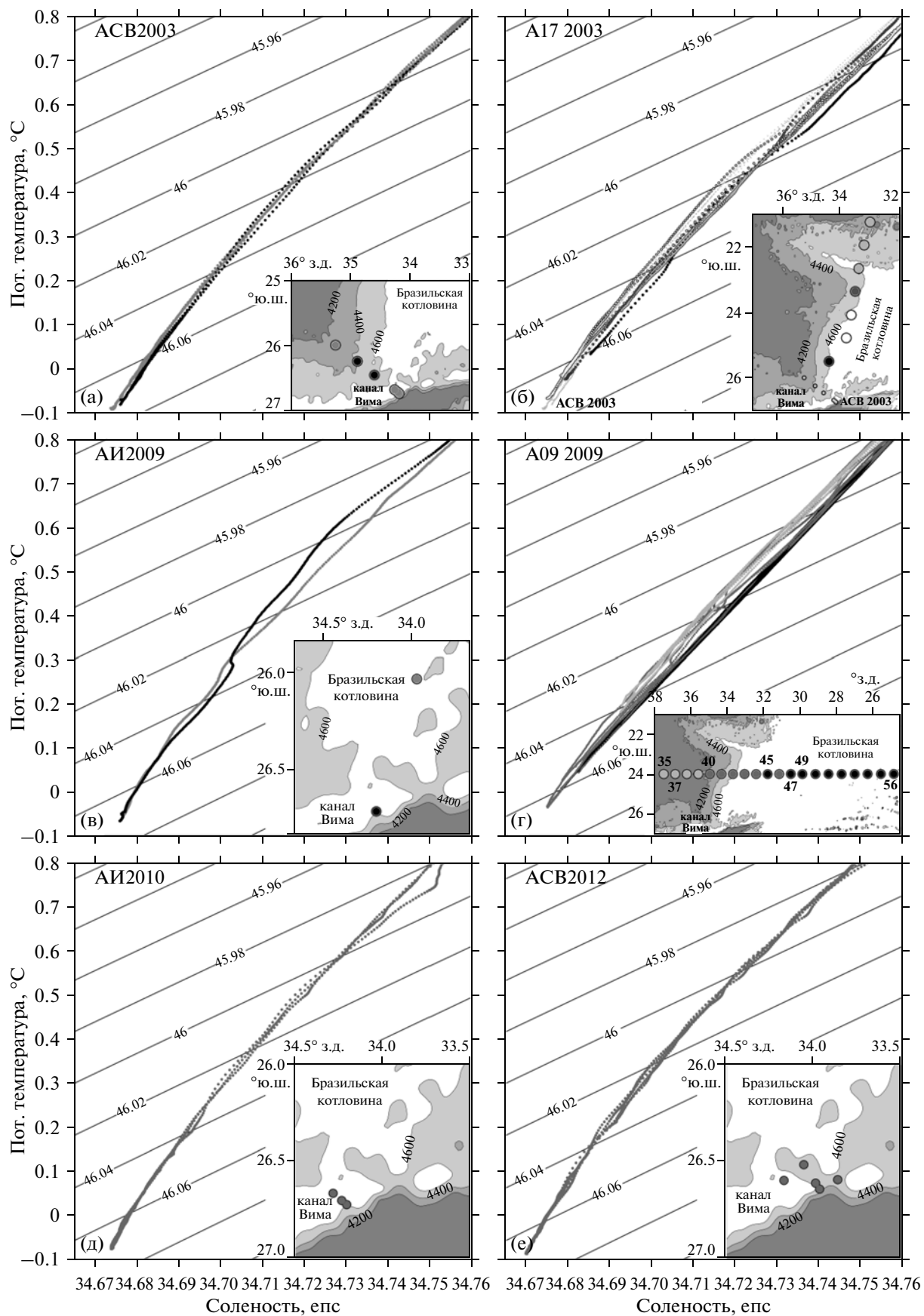


Рис. 3. θ, S -диаграммы для придонного слоя разрезов АСВ2003 (а), А17 (б), АИ2009 (в), А09 (г), АИ2010 (д) и АСВ2012 (е). На врезках показаны схемы расположения станций и рельеф дна по [7].

над склоном канала на крайней северной северо-западной станции (рис. 3а, 4). Минимальная потенциальная температура этого типа ААДВ была зафиксирована в русле канала и составляла -0.094°C (рис. 2б). На двух станциях разреза АСВ2003 над пологим северо-западным склоном канала отмечался более соленый тип ААДВ. Его ядро с минимальной потенциальной температурой -0.084°C располагалось на глубине около 4350 м, т.е. на

глубине, примерно на 300 м меньшей, чем ядро менее соленого типа ААДВ. Отметим, что термохалинная однородность потока ААДВ в русле канала, т.е. формирование в нем одного типа ААДВ подтверждается последующими измерениями 2010 и 2012 гг. (рис. 3д, 3е).

Факт существования двух относительно изолированных, разнесенных по глубине ядер (потоков) холодной ААДВ на разрезе АСВ2003 объяс-

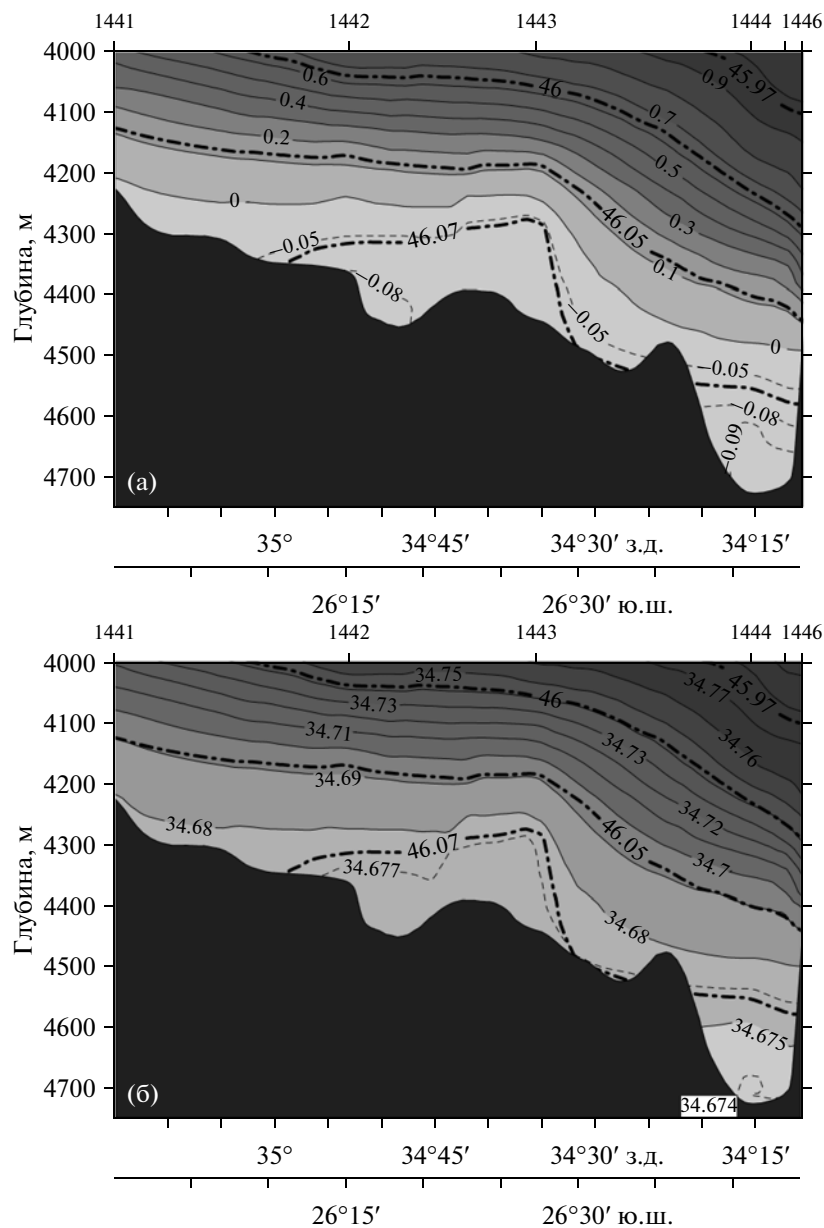


Рис. 4. Распределение потенциальной температуры (а) и солености (б) на придонной части разреза АСВ2003. Показаны также некоторые изолинии потенциальной плотности σ_4 . На верхней оси засечками и числами показаны номера станций.

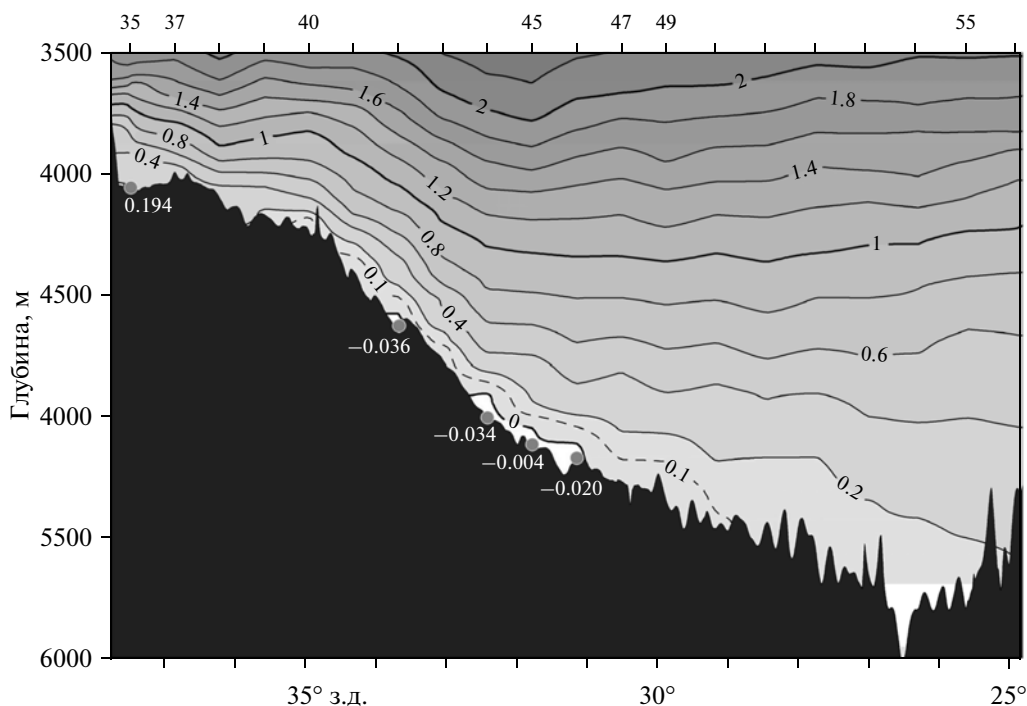


Рис. 5. Распределение потенциальной температуры на придонной части разреза А09 над материковым склоном Южной Америки. Серыми кружками и числами ниже линии дна отмечены значения потенциальной температуры у дна на отдельных станциях. Остальное – как на рис. 4.

няется, по нашему мнению, тем, что нижний поток образуется, главным образом, из ААДВ, заполняющей обширную абиссаль в центральной и восточной частях Аргентинской котловины, тогда как верхний – является продолжением системы Глубинного западного пограничного течения Аргентинской котловины. При этом очевидно, что вода в верхнем потоке следует из Аргентинской котловины отличным от русла канала Вима путем. Учитывая очень низкие значения потенциальной температуры в этой воде, ее распространение над нижним плато Сантус (рис. 1) представляется не слишком вероятным. Так, характерные значения потенциальной температуры у дна над плато, согласно базе данных WOD09, практически везде превышают 0.09°C , а минимальные измеренные температуры составляют

-0.01°C (1980 г.) и 0.03°C (1998 г.) во впадине в крайней западной части разлома Риу-Гранди на северном краю котловины Сантус (рис. 1). Следует, однако, отметить, что над нижним плато Сантус существуют несколько узких каналов (например, каналы I, II, III на рис. 6), через которые распространение наиболее холодной части ААДВ все же возможно. О проведении каких-либо гидрофизических измерений в этих каналах нам не известно.

Наиболее вероятным представляется путь следования всей воды верхнего потока холодной ААДВ над западной террасой канала Вима, начиная от Аргентинской котловины, а затем, по крайней мере, частично – через абиссальную впадину Сан-Паулу, образующую самостоятельный канал к западу от поднятия Риу-Гранди (рис. 1, 6). Такое изолированное ядро над западной террасой

Данные об использованных разрезах

Разрез/Полигон	Время Выполнения	Судно	Страна
A17	Январь–Февраль 1994	RV “M. Ewing”	США
A17 2003	Октябрь–Ноябрь 2003 г.	НИС “Академик Сергей Вавилов”	Россия
АСВ2003	Ноябрь 2003 г.	НИС “Академик Сергей Вавилов”	Россия
АИ2004	Ноябрь 2004 г.	НИС “Академик Иоффе”	Россия
А09	Март 2009 г.	RRS “James Cook”	США
АИ2009	Апрель 2009 г.	НИС “Академик Иоффе”	Россия
АИ2010	Ноябрь 2010 г.	НИС “Академик Иоффе”	Россия
А10	Октябрь 2011 г.	RV “Ronald H. Brown”	США
АСВ2012	Ноябрь 2012 г.	НИС “Академик Сергей Вавилов”	Россия

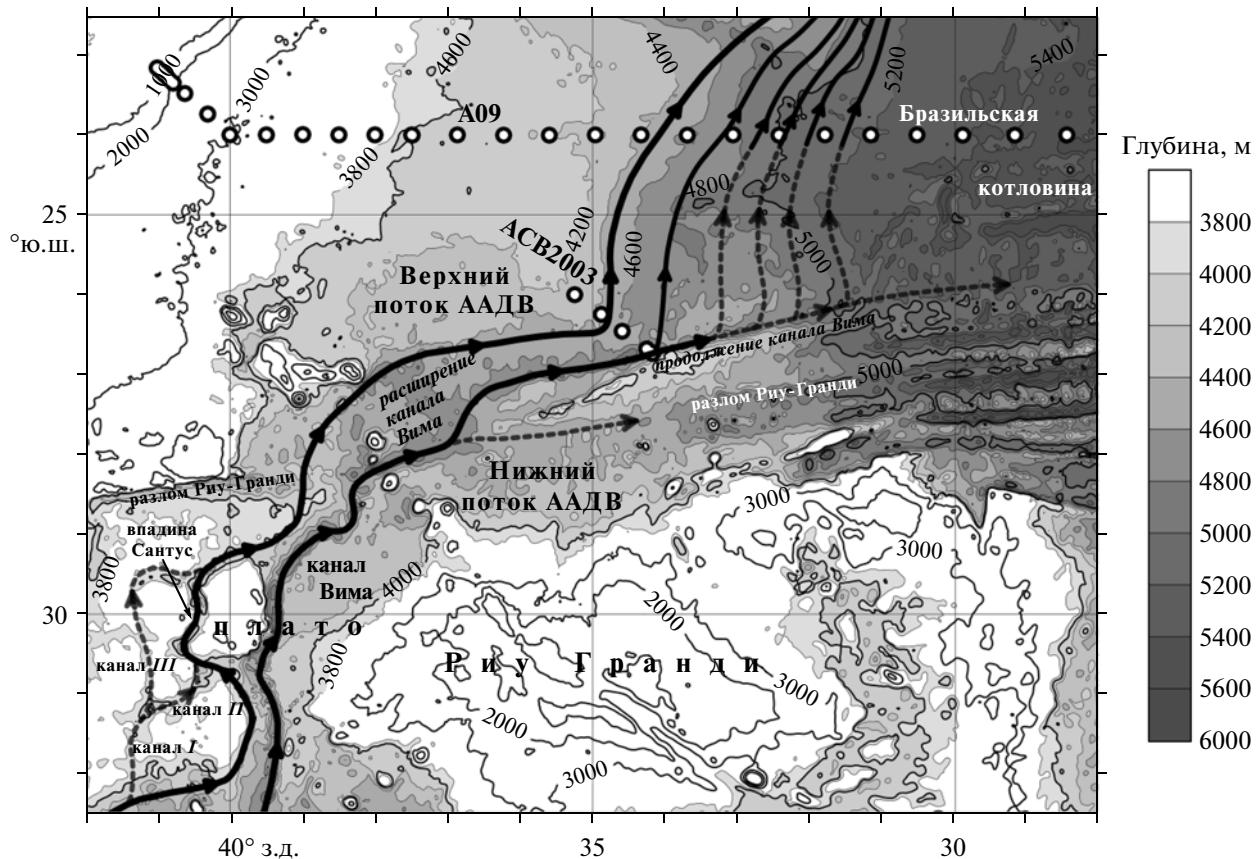


Рис. 6. Схема распространения наиболее холодной части ААДВ ($\theta < 0.0^\circ\text{C}$) по каналу Вима и на выходе из него в Бразильскую котловину. Штриховыми стрелками показаны предположительные пути распространения этой части ААДВ. Показано также положение станций разрезов А09 2009 г. и АСВ2003.

канала Вима на стандартном разрезе ($31^\circ 10'$ ю.ш., рис. 1) наблюдалось в распределениях температуры в 1984 (-0.15°C), 1991 (-0.16°C), 1992 (-0.13°C), 2006 (-0.10°C) и 2009 гг. (-0.10°C), а в апреле 2009 г. впервые инструментально была измерена его скорость, достигавшая 35 см/с [5]. Недавно на разрезе А10 2011 г., выполненном номинально вдоль 30° ю.ш. (рис. 1), с помощью LADCP впервые была зафиксирована скорость этого течения в канале во впадине Сан-Паулу, достигавшая около 25 см/с; при этом поток охватывал слой от 3800 до 4200 м. Минимальная потенциальная температура составляла -0.04°C . Низкие значения придонной температуры в этом канале обнаруживались и ранее — -0.11°C в 1980 г. (WOD09), а в работе [3] проводились оценки расхода ААДВ через этот канал и канал Вима динамическим методом.

Хотя в настоящей работе мы не рассматриваем детально циркуляцию ААДВ с $\theta > 0.0^\circ\text{C}$, отметим, тем не менее, что часть верхнего потока ААДВ в канале Вима с $\theta > 0.1^\circ\text{C}$, очевидно, выходит из канала на север в зоне его расширения и, сливаясь с ААДВ, прошедшей над нижним плато Сантус, формирует описанный в [6] верхний поток ААДВ над материковым склоном Южной Америки в

Бразильской котловине. Ядру этого потока на разрезе А09 вдоль 24° ю.ш. в южной части Бразильской котловины, судя по всему, соответствует локальный придонный минимум $\theta = 0.194^\circ\text{C}$ на станции 35 (рис. 5). Отметим, также, что, согласно [4], поток ААДВ над котловиной Сантус представляет собой циклоническое ответвление от потока, следующего по каналу Вима, а, по данным серии заякоренных буев [5], в котловине Сантус наблюдаются разнонаправленные придонные течения, которые не складываются в какую-либо очевидную среднюю циркуляцию.

Часть нижнего потока ААДВ в канале Вима, предположительно, также может выходить из канала в зоне его расширения, но уже в восточном направлении через разлом Риу-Гранди (рис. 1, б). Ведущую роль в формировании этого предположительного ответвления может играть придонное трение, отклоняющее направленный на север поток ААДВ вправо. Согласно базе данных [7], разлом Риу-Гранди к востоку от канала Вима имеет пороговую глубину 4420 м. При такой глубине порога нельзя исключать того, что возможный восточно-направленный поток в канале разлома включает в себя и наиболее холодную часть ААДВ

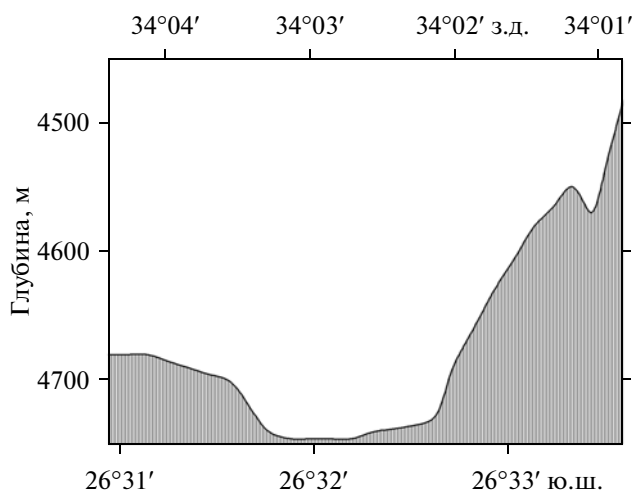


Рис. 7. Профиль рельефа дна по трассе эхолотного промера, выполненного поперек квазимеридионального ответвления от основного русла канала Вима. Трасса промера (участок А–А') выделена на рис. 2а.

с $\theta < 0.0^\circ\text{C}$. Это предположение поддерживается двумя обстоятельствами. Во-первых, согласно базе данных WOD09, глубина расположения изотермы $\theta = 0.0^\circ\text{C}$ на некоторых станциях в районе схождения канала Вима и разлома Риу-Гранди (рис. 1, б) составляет 4350–4400 м (в частности, на одной из станций экспедиции АИ2004 на $28^\circ 10'$ ю.ш., $37^\circ 55'$ з.д., рис. 1), т.е. меньше указанной пороговой глубины разлома. Во-вторых, сопоставление оценок переноса ААДВ с $\theta < 0.0^\circ\text{C}$ в русле канала Вима на стандартном разрезе ($31^\circ 12'$ ю.ш.) и на выходе из канала (рис. 1) обнаруживает падение расхода в этом слое почти в 10 раз – с 1.4 Св до 0.16 Св [1]. Столь значительное уменьшение расхода по ходу канала среди прочих причин (перемешивание, временная изменчивость характеристик потока, методические ошибки измерений) может быть связано с выходом части потока холодной ААДВ через разлом Риу-Гранди. Отметим, что данные STD-измерений в разломе Риу-Гранди восточнее канала Вима отсутствуют и для подтверждения этой гипотезы требуются дополнительные измерения.

ПУТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ААДВ НА ВЫХОДЕ ИЗ КАНАЛА ВИМА

Наиболее важный результат экспедиционных исследований ИО РАН в районе выхода из канала Вима заключается в том, что глубокое русло канала в этом районе не заканчивается, а имеет квази-зональное продолжение на восток. Для установления этого вывода, помимо результатов эхолотного промера, очень важными оказались измерения придонных течений в 2009, 2010 и 2012 гг. с помощью LADCP, обнаружившие направленные на восток течения в русле канала со скоростями до

20 см/с (рис. 2б). При этом значения потенциальной температуры у дна показывают, что этот поток охватывал наиболее холодную часть ААДВ (рис. 2б). Таким образом, ядро наиболее холодной ААДВ, следующее по руслу канала, не поворачивает в этом районе на север, а продолжает, по крайней мере, основной своей частью, движение дальше в восточном направлении.

Измерения 2012 г. показали, что наряду с восточно-направленным продолжением потока ААДВ в русле канала Вима, в районе проведенных исследований существует еще и ответвление от этого потока к северу (рис. 2б). На западной стороне возвышенности, обозначенной на рис. 2б буквой “В”, судно трижды пересекало ориентированное с юга на север русло шириной около 4 км, глубиной 70 м относительно расположенной западнее равнины и наклоном стенок до 7–11%. Один из поперечных руслу профилей рельефа дна (А–А', рис. 2а) приведен на рис. 7. Измерения на станции 2496, выполненной в этом русле, показали течение со скоростью около 5 см/с в северном направлении (рис. 2б). Вода в этом течении характеризовалась термохалинными свойствами, сходными с водой в русле канала Вима (рис. 3е), хотя и была несколько теплее -0.060°C против -0.086°C (рис. 2б). Возможно, что в продолжении этого русла была выполнена северная (примерно в 80 км от русла канала Вима) из двух станций 2009 г., на которой были также зафиксированы небольшие скорости течения у дна (около 4 см/с). На происхождение этого потока из основного русла канала Вима указывает сходство θ, S -кривой этой станции в слое ААДВ с $\theta < 0.1^\circ\text{C}$ с θ, S -кривой южной станции 2009 г., располагавшейся в русле канала Вима (рис. 3в).

Если судить по данным массива [7], то ориентированная на восток от места проведения работ 2012 г. депрессия рельефа дна (продолжение канала Вима) продолжается на протяжении еще, по меньшей мере, 250 км. Однако следует отметить, что рельеф дна восстановлен здесь практически без данных эхолотного промера, т.е. в нем проявляются лишь крупномасштабные черты, воспроизводимые по данным спутниковой гравиметрии. Указанный массив не дает необходимой детализации рельефа дна, которая позволяла бы по нему сколько-нибудь надежно выявить мелкие орографические элементы, подобные ответвлению от основного русла канала, обнаруженному в 2012 г. (рис. 2б, 7), и даже его основному руслу в месте работ 2012 г., и, тем самым, проследить дальнейший путь распространения холодной ААДВ из основного русла канала. Для выполнения этой задачи необходимо проведение детальных измерений рельефа дна и гидрофизических измерений в этом районе. Имеющиеся на сегодняшний день данные, однако, позволяют утверждать, что меж-

ду районом съемки 2012 г. и линией разреза А09 2009 г. имеет место расщепление потока из русла канала Вима на несколько рукавов (рис. 6). С этим утверждением хорошо согласуется распределение потенциальной температуры в придонном слое на упомянутом разрезе, где над материковым склоном отмечаются, по меньшей мере, три ядра холодной воды у дна с $\theta < 0.0^\circ\text{C}$ в диапазонах глубин 4650–5150 м на станциях 42, 44 и 46 (рис. 5). Причем, несмотря на то, что ААДВ на разрезе А09 неодинакова по своим термохалинным свойствам, θ, S -кривые трех указанных станций сходятся к одной точке, соответствующей, очевидно, одному типу затекавшей в этот период в Бразильскую котловину ААДВ (рис. 3г).

Примечательно, что на разрезе А09 в конце марта 2009 г. соленость в ядре ААДВ оказалась на 0.003 епс меньше (для воды той же температуры), чем в конце апреля в русле канала на полигоне АИ2009, т.е. вместо ожидаемого увеличения солёности по ходу ААДВ от канала Вима к южной части Бразильской котловины наблюдалось ее уменьшение. Это обстоятельство указывает на заметную короткопериодную изменчивость термохалинных свойств потока холодной ААДВ в канале Вима. Такой изменчивостью можно отчасти объяснить наличие ядер одного типа холодной ААДВ на А09 в 2009 г. (рис. 3г), а не двух, как на разрезе АСВ2003 (рис. 3а), а также переменение более и менее соленых типов ААДВ, наблюдавшееся на разрезе А17 2003 г. в западной части Бразильской котловины (рис. 3б).

ВЫВОДЫ

1. Наиболее холодный тип ААДВ ($\theta < 0.0^\circ\text{C}$) следует на север в канале Вима двумя потоками, один из которых располагается в глубоком русле канала, а другой – примерно на 300 м выше над западным склоном канала.

2. Глубокое русло канала Вима не заканчивается в районе $26^\circ 40'$ ю.ш., 34° з.д. расширением на север в Бразильскую котловину, как это следует из

цифровой базы данных [7] по рельефу дна, а продолжается в восточном направлении.

3. По результатам измерений 2012 г. установлено существование направленного на север слабого потока холодной ААДВ, привязанного к ответвлению от основного русла канала Вима.

Авторы благодарят Д.Г. Борисова за полезные консультации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 11-08-10001-к, № 12-08-10001-к и № 12-05-00277-а) и РНФ (№ 14-17-00697).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Морозов Е.Г., Тараканов Р.Ю. Вытекание Антарктической донной воды из канала Вима в Бразильскую котловину // Докл. РАН. 2014. Т. 456. № 2. С. 227–230.
2. Gamboa L.A.P., Buffler R.T., Barker P.F. Seismic stratigraphy and geologic history of the Rio Grande gap and Southern Brazil Basin // Init. Reports of the DSDP. 1983. V. 72. US Government Printing Office. P. 481–498.
3. Hogg N., Biscaye P., Gardner W., Schmitz W.J. On the transport and modification of Antarctic Bottom Water in the Vema Channel // J. Mar. Res. 1982. V. 40. Suppl. P. 231–263.
4. McDonagh E.L., Arhan M., Heywood K.J. On the circulation of bottom water in the region of the Vema Channel // Deep-Sea Res. I. 2002. V. 49. № 7. P. 1119–1139.
5. Morozov E.G., Demidov A.N., Tarakanov R.Y., Zenk W. Abyssal Channels in the Atlantic Ocean / Ed. Weatherly G. Dordrecht: Springer, 2010. 266 p.
6. 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.
7. Smith W.H.F., Sandwell D.T. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings // Science. 1997. V. 277. № 9. P. 1956–1962.
8. Wüst G. Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans / Ed. Defant A. Wissenschaftliche Ergebnisse, Deutsche Atlantische Expedition auf dem Forschungs- und Vermessungsschiff "Meteor" 1925–1927, 6(1), Walter de Gruyter & Co, 1936, Berlin. 411pg.
9. Zenk W., Speer K.G., Hogg N.G. Bathymetry at the Vema Sill // Deep-Sea Res. 1993. V. 40. № 2. P. 1925–1933.

Flow of Antarctic Bottom Water at the Output of the Vema Channel

R. Yu. Tarakanov, E. G. Morozov

The pathways of the coldest part of Antarctic Bottom Water (AABW) with potential temperature $\theta < 0.0^\circ\text{C}$ in the Vema Channel and the pathways of this water flowing out of the channel to the Brazil Basin are studied on the basis of the data of the Russian expeditions in 2003, 2004, 2009–2012 and historical CTD data. It is shown that AABW flows in the Vema Channel to the north as two flows, one of which is located in the deep channel and the other approximately 300 m higher over the western slope of the channel. It was found that the northern end of the deep channel is not located near $26^\circ 40'$ S, 34° W as a widening in the north to the Brazil Basin as it follows from the digital bottom topography (Smith & Sandwell, 1997), but continues in the eastern direction. A weaker northerly flow of the cold AABW was also found from the results of measurements in 2012. It is confined to a branch of the continuation of the Vema Channel.