

О ГЛУБОКОЙ КОНВЕКЦИИ НА МАТЕРИКОВОМ СКЛОНЕ ЗАЛИВА ПРЮДС

науч. сотр. Г.В.КАЗКО, ст. науч. сотр. Н.Н.АНТИПОВ,
канд. физ.-мат. наук А.В.КЛЕПИКОВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: klep@aari.ru

В последние годы процессы опускания вод по склону в районе к западу от залива Прюдс, Восточная Антарктика, исследовались на океанографических разрезах с расстоянием между станциями 2–3 мили. Данные STD-зондирований показывают, что антарктические шельфовые воды и воды шельфовых ледников двигаются на север по западной границе депрессии Эймери и затем стекают вниз по континентальному склону в районе к западу от ложбины Прюдс (~72° в.д.). Разрезы по 70° в.д. повторялись шесть раз с борта НЭС «Академик Федоров» в период с 2004 по 2012 г.. Опускания плотных вод по склону не было обнаружено в районе к востоку от 72° в.д.. Склоновая конвекция в районе к западу от залива Прюдс приводит к вентиляции глубинных вод и формированию донных вод. Донная вода залива Прюдс с потенциальной температурой –0,3... –1,6 °С и соленостью 34,54–34,62 ‰ была обнаружена в районе между 62 и 72° в.д. на глубинах 1300–2000 м. Представлены результаты численного эксперимента с трехмерной негидростатической моделью склоновой конвекции для бассейна глубиной 150 м. Полученная в модели вертикальная скорость при склоновой конвекции составляет около 1 см/с, а толщина модельного плюма составляет около 100 м. С учетом протяженности континентального шельфа и материкового склона, где были обнаружены процессы опускания вод вниз по склону, мы можем оценить скорость образования донной вод в районе к западу от залива Прюдс в ~1,6 Св.

Ключевые слова: склоновая конвекция, плюм, Южный океан, донные воды, негидростатическая модель.

ВВЕДЕНИЕ

Процессы опускания плотных вод, сформированных на шельфе, по материковому склону до больших глубин характерны для океанов и морей в высоких широтах. Эти процессы приводят к образованию донных и так называемой «вентиляции» глубинных вод. Глубокая присклоновая конвекция в полярных водах до сих пор плохо изучена, так как происходит в сравнительно узких областях материковых склонов Антарктики, Гренландии и других островов Северного Ледовитого океана – то есть там, где океанографические съемки с высоким пространственным разрешением крайне редки.

Процесс сползания вод по склону, также называемый каскадингом, зачастую происходит в виде «плюмов», то есть порций более плотных вод, спускающихся в окружающей их воде меньшей плотности [Головин и др., 2011; Baines, Condie, 1998; Fahrbach et al., 1998; Ivanov et al., 2004; Ivanov, Golovin, 2007; Killworth, 1977]. Плюмы, обнаруженные на восточном склоне Антарктического полуострова в период работы российско-американской дрейфующей станции «Уэдделл-1», стекали вниз благода-

ря уплотнению при смешении холодных шельфовых вод и более теплых и соленых модифицированных циркумполярных глубинных вод. Опускание в дальнейшем поддерживалось термобарическим эффектом, что позволяло конвективным плюмам достигать дна [Антюнов и др., 1998; Gordon et al., 1993; Muench, Gordon, 1995].

Плюмы имеют характерную толщину порядка сотни метров и могут быть адекватно описаны только с помощью негидростатической модели с высоким (~ 10 м) пространственным разрешением. При этом необходимо использовать трехмерные модели, так как двухмерные модели не способны воспроизвести геострофическое приспособление, которое важно для динамики плюма [Backhaus et al., 1997]. Адекватное моделирование конвективных присклоновых плюмов в полярных районах исключительно важно для корректной параметризации процессов образования донных вод в современных климатических моделях.

Ниже рассматриваются результаты обнаружения плюмов на материковом склоне в северо-западной части залива Прюдс (море Содружества) в морских экспедициях ААНИИ 2011 и 2012 гг. и приводятся данные численного эксперимента с трехмерной негидростатической моделью присклоновой конвекции. Частично результаты съемки 2011 г. и первые результаты моделирования представлены в [Клепиков и др., 2011].

НАТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЛУБОКОЙ КОНВЕКЦИИ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ЗАЛИВА ПРЮДС

Экспедиционные исследования структуры и динамики вод района шельф–материковый склон на северо-западе залива Прюдс были начаты специалистами ААНИИ в 2004 г. в период 49-й Российской антарктической экспедиции (РАЭ) с борта НЭС «Академик Федоров».

Рельеф дна залива Прюдс типичен для глубоко вдающихся в материк шельфовых областей Антарктики. Внешняя область шельфа представляет собой мелководный порог с глубинами менее 400 м и наименьшими глубинами (менее 200 м) в районе банки Фор-Ледис и отмели Фрам. Единственное углубление в пороге расположено на 71–73° в.д. Этот проход с глубинами 500–600 м (канал Прюдс) соединяет занимающую значительную часть шельфа глубоководную впадину (депрессию Эймери, глубины 600–700 м) с глубоким океаном. В пределах депрессии глубины возрастают в южном направлении в среднем до 800 м, а на юго-западе залива, в районе западного края шельфового ледника Эймери, превышают 1000 м. Область залива восточнее депрессии Эймери относительно мелководна, хотя на северо-востоке также имеет глубоководную впадину (до 1300 м), которая уходит под Западный шельфовый ледник и, вероятно, связывает исследуемую область с морем Дейвиса.

Регулярные экспедиционные исследования залива Прюдс в рамках сезонных работ РАЭ были начаты в 1997 г. Одна из основных целей работ – выявление роли данного региона в формировании *антарктической донной воды* (АДВ). Точнее, изучение процессов на шельфе и склоне, связанных с формированием АДВ и трансформацией глубинных вод Южного океана.

В первой половине указанного периода, с 1997 по 2001 г., экспедиционные работы были направлены на исследование структуры вод шельфовой области на юго-западе залива, вблизи фронта шельфового ледника Эймери, а также структуры вод шельфа и материкового склона мелководной восточной части залива Прюдс (восточнее котловины Эймери). Полученная в этот период информация, в совокупности с архивными данными, позволила сделать выводы о характеристиках и распространении в

заливе *антарктической шельфовой воды* (АШВ) и ее модификации – *воды шельфовых ледников* (ВШЛ) как важнейших составляющих процессов перемешивания, ведущих к формирования плотных вод, опускающихся в океанские глубины в районе материкового склона. Были определены характеристики, районы поступления на шельф и распространения в заливе *модифицированной циркумполярной глубинной воды* (МЦГВ); структура вод в области материкового склона восточной части залива как в летний, так и в зимний периоды [Антипов, Клепиков, 2007; Антипов, Клепиков, 2011].

Было установлено, что распространение АШВ и ВШЛ на север происходит в основном вдоль западного края котловины Эймери, с дальнейшим выходом в район внешней бровки шельфа и смещением к западу, где они участвуют в процессах перемешивания, ведущих к формированию плотной воды, опускающейся вдоль дна материкового склона [Антипов, Клепиков, 2007]. Одним из главных элементов структуры вод этого района является антарктический склоновый фронт – узкая область повышенных горизонтальных градиентов температуры, солёности и других характеристик. Этот фронт разделяет холодные и относительно пресные воды верхней части материкового склона и наблюдаемые мористее более теплые и солёные глубинные воды, которые переносятся сюда с южной периферии Антарктического циркумполярного течения (АЦТ). Процессы в области фронта играют важную роль в формировании и трансформации антарктических водных масс, в частности донной воды.

Полученные данные о структуре и циркуляции вод залива Прюдс определили планы дальнейших экспедиционных исследований ААНИИ в этом регионе. Морские съемки 49–52-й РАЭ в 2004–2007 гг. были направлены на исследование структуры вод на шельфе и материковом склоне в канале Прюдс и к западу от него, поскольку именно здесь можно было ожидать обнаружения признаков опускания приповерхностных вод по материковому склону. В соответствии с целью натурального эксперимента, станции располагались в виде меридиональных разрезов, пересекающих шельф и материковый склон. Расстояние между разрезами было определено в 1–2 градуса долготы, а расстояние между станциями на разрезах в верхней части склона составляло 4–7 км. Станции выполнялись с максимальным приближением ко дну (20–30 м).

В 2004–2007 гг. были выполнены разрезы по меридианам 72, 71, 70, 68, 66, 64 и 62° в.д. Разрезы имели различную протяженность (от 24 до 237 км), разрез по 70° в.д. выполнялся в каждой экспедиции, разрез по 64° в.д. – в трех, по 72° в.д. – в двух из четырех сезонов. При повторении разрезов в последующих экспедициях проводилось уменьшение расстояний между станциями в первую очередь в районе бровка шельфа – верхняя часть материкового склона, исходя из анализа данных предыдущих реализаций. Наиболее информативным и интересным, а также в большинстве случаев доступным по ледовым условиям оказался разрез по 70° в.д. Расстояние между станциями в районе наиболее крутой верхней части материкового склона в основном было уменьшено до 5–6 км, в 2007 г. между одной из пар станций расстояние составляло 1,8 км.

По данным натуральных исследований, полученным в период 2004–2007 гг., были сделаны следующие выводы.

На материковом склоне было зафиксировано присутствие плотной, холодной, обогащенной кислородом водной массы, названной нами *донной водой залива Прюдс* (ДВЗП). Эта водная масса была обнаружена в области материкового склона Антарктиды на большинстве станций, выполненных в долготном секторе 71–62° в.д. [Антипов,

Клепиков, 2007; Клепиков и др., 2011]. Ее формирование происходит вблизи бровки шельфа в пределах того же долготного региона с дальнейшим перемещением вниз и вдоль по склону. Собственно процесс опускания, или «каскадинг» [Головин и др., 2011], был обнаружен только в створе разрезов по 71 и 70° в.д. По мере опускания происходит ее перемешивание с циркумполярной глубинной водой, результирующая смесь пополняет АДВ или ЦГВ на уровнях, соответствующих ее плотности.

Установлено также, что наблюдаемые ДВЗП являются результатом смешивания модифицированной циркумполярной глубинной воды с холодными АШВ, формирующимися в основном на юге залива Прюдс, вблизи шельфового ледника Эймери [Антипов, Клепиков, 2007; Антипов, Клепиков, 2011]. Тонкая структура на вертикальных профилях температуры и солености в районе склонового фронта с большим числом интрузий отражает активную роль опускания плотных вод в вентилиации глубинных вод на промежуточных глубинах и в пополнении слоя донных вод. Сравнение распределения температуры и солености между разрезами по 70, 64 и 62° в.д. показывает, что объемы холодных плотных вод, заполняющих область материкового склона, возрастают в западном направлении, по мере сужения шельфа и увеличения уклона его дна в мористую сторону. При этом анализ данных предыдущих наблюдений на разрезах позволяет полагать, что основной сток плотных вод от бровки шельфа имеет место в районе 72–70° в.д. с дальнейшим распространением вниз и вдоль по материковому склону.

Антарктический склоновый фронт на выполненных разрезах выражен в аномально высоких по сравнению с наблюдаемыми в других районах Антарктики значениях горизонтальных градиентов гидрологических параметров в слое 400–800 м. Ширина фронта оценивается в 10 км, по мере смещения на запад в нем заметно возрастают градиенты температуры и солености.

Съемки показали, что пространственное разрешение на разрезах (~5 км) недостаточно для адекватной фиксации плюмов. Тем не менее такое пространственное разрешение позволило выполнить анализ и сделать выводы о соответствии наблюдаемых параметров полученным ранее из лабораторного и численного моделирования [Головин и др., 2011].

При съемках на разрезе по 70° в.д., состоявшихся в январе 2011 и январе 2012 гг., на диапазоне глубин склона от 450 м до 1400 м положение точек зондирования было спланировано на расстоянии одной минуты широты (1,8 км), т.е. на участке разреза длиной 9 км было сделано 6 станций. При этом координаты точек зондирования для обеих реализаций полностью совпадали. В 2012 г. кроме разреза по 70° в.д. были выполнены разрезы по 71 и 69° в.д., также пересекавшие шельф и материковый склон с аналогичным плотным расположением станций (рис. 1).

Морфология дна в районе разрезов, несмотря на их близкое расположение, различна. Наименьший уклон дна шельф имеет на разрезе по 71° в.д., расположенном в области западного склона котловины Эймери. Глубины шельфа здесь 480–490 м, вблизи бровки шельфа есть небольшой уклон дна в сторону берега. Глубина на бровке около 500 м. Заметно больший уклон в сторону материкового склона имеет дно шельфа в районе 70° в.д. Южная часть разреза расположена в районе отмели Фрам с глубиной около 300 м, в районе бровки глубина около 500–600 м, резкое увеличение уклона происходит с глубины около 600 м. Наибольший уклон в направлении континентального склона наблюдается в створе разреза по 69° в.д., переход к склону располагается на глубине около 650 м, перепад глубин дна шельфа составляет около 300 м на 13 км.

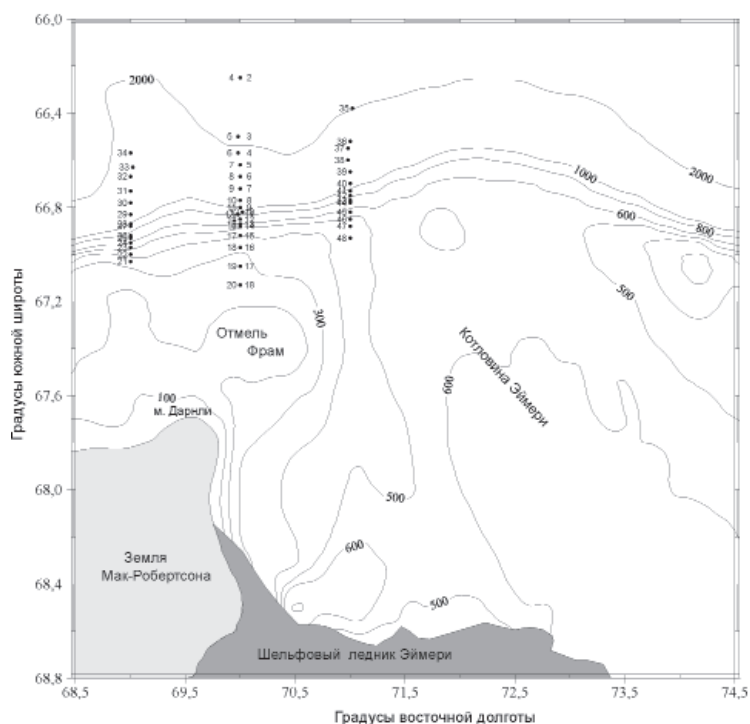


Рис. 1. Положение океанографических станций на шельфе и материковом склоне в январе 2011 г. (нумерация станций справа от разреза) и в январе 2012 г. (нумерация слева).

Результаты анализа данных наблюдений на 70° в.д. в 2011 г. показали очень активную мезомасштабную динамику, выраженную в сложной термохалинной структуре (рис. 2).

Отметим основные особенности структуры и характеристик водных масс, играющих основную роль в формировании плотных холодных вод, опускающихся вдоль склона и участвующих в формировании донных и вентиляции глубинных вод.

Относительно слабо трансформированная ЦГВ наблюдается достаточно близко к берегу. В слое температурного максимума ($T_{\text{макс}}$) на расстоянии около 10 км от бровки шельфа на глубине около 700 м обнаружены относительно высокие значения температуры и солености (0,63 °C и 34,68 ‰). На северных станциях разреза характеристики слоя $T_{\text{макс}}$ имели подобные значения, что подтверждает слабую трансформацию ЦГВ, наблюдаемую в плоскости разреза.

На шельфе в створе разреза обнаружена Антарктическая шельфовая вода. В отличие от предыдущих экспедиций, непосредственно у дна АШВ располагается лишь на самой южной и мелководной станции разреза, где имеет относительно более высокие значения температуры и солености, чем на остальных, более северных станциях (−1,79 °C и 34,49 ‰ против в среднем −1,85 °C и 34,43 ‰). На остальных станциях, в том числе и вблизи бровки шельфа, АШВ подстилается более теплыми и солеными водами (−1,5... −1,6 °C, 34,50 ‰), которые идентифицируются как МЦГВ. Несколько более теплые и менее соленые МЦГВ расположены и над слоем АШВ, отделяя его от поверхностных вод. Наибольшей мощности (до 200 м) слой АШВ до-

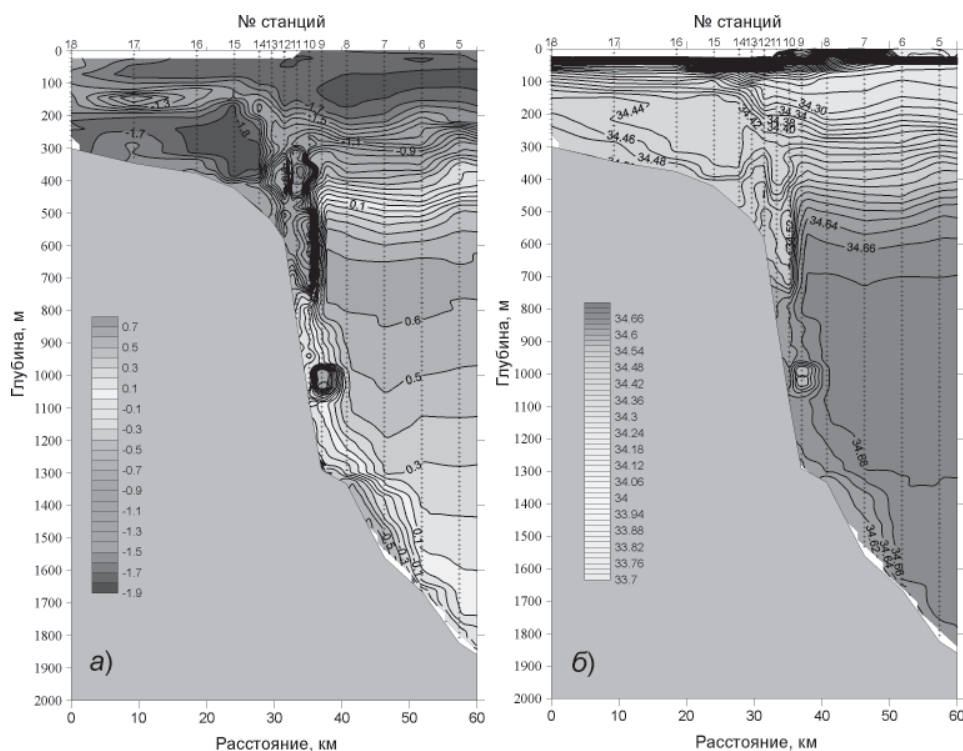


Рис. 2. Потенциальная температура (а) и соленость (б) на южной части разреза по 70° в.д. в январе 2011 г.

стигает ближе к бровке шельфа, тогда как южнее толщина этого слоя не превышает 30 м. Весь слой АШВ выделяется удивительной однородностью в распределении температуры, солености и плотности. Горизонтальный масштаб по меридиану области однородной АШВ составляет 15 км, средняя мощность 100–200 м. Подобное распределение характеристик АШВ позволяет предположить, что они перемещаются не вдоль разреза, с юга, а поступают в этот район с востока.

Очень важную роль в процессах на шельфе и склоне играет модифицированная ЦГВ, являющаяся результатом трансформации ЦГВ и проявляющаяся на шельфе как слой с максимумом температуры, формирование которого не связано с летним прогревом поверхности моря. Эта вода, взаимодействуя с АШВ или расположенными выше АЗВ, формирует смеси, который могут затем опускаться по материковому склону. По предыдущим результатам наблюдений мы полагали, что МЦГВ может занимать или придонный слой (при отсутствии в конкретном регионе АШВ), или же промежуточный – между *Антарктической зимней водой* (АЗВ) и АШВ. Однако, как указано выше, в данной экспедиции МЦГВ обнаружена как в придонном слое, так и над слоем АШВ. По крайней мере в трех предыдущих реализациях разреза по 70° в.д. (в 50–52-й РАЭ) картина принципиально отличалась, и на шельфе МЦГВ располагалась только выше слоя АШВ. Следствием такого расположения водных масс является впервые обнаруженная более сложная термохалинная структура над верхней частью материкового склона.

Донная вода залива Прюдс, обнаруженная и описанная в предыдущих экспедициях, обнаруживается и в данном случае. В нижней части склона на некоторых станциях при глубине около 1900 м она подстилает слой АДВ (температура тонкого, около 30 м, слоя у дна составила $-0,49$ °С, соленость 34,62 ‰, содержание растворенного кислорода 5,5 мл/л). Заметно более мощный слой ДВЗП, не связанный с плотными водами в верхней части материкового склона, обнаружен в средней части материкового склона, на глубинах 1300–1700 м. Можно полагать, что это плюм, т.е. отдельный объем ДВЗП, опускающийся по склону к абиссали. В центральной части плюма (станция 7) толщина слоя около 200 м, температура у дна $-0,70$ °С, соленость 34,60 ‰, содержание растворенного кислорода 5,8 мл/л. В плоскости разреза в северном направлении он распространен до станции 6 ($-0,39$ °С, 34,63 ‰, 5,45 мл/л), т.е. голова плюма находится у дна вблизи станции 6. В южном направлении слой ДВЗП уменьшается до 35 м на станции 8 ($-0,65$, 34,60 ‰). Таким образом, горизонтальный размер данного образования можно оценить в 10 км. Скорее всего, перемещение плюма вниз по материковому склону имеет заметную западную составляющую.

В верхней части материкового склона, немного глубже бровки шельфа, и далее на шельфе у дна наблюдается вода, которая по своим характеристикам может рассматриваться как кандидат на опускание по склону. Однако распределение придонных характеристик позволяет предположить, что глубже 600 м она не опускается и далее отрывается от дна в виде интрузий или линз. Наблюденные распределения температуры и солености свидетельствуют о наличии мезомасштабных образований, предположительно вихрей, переносящих плотные воды от бровки шельфа.

Высокое пространственное разрешение разреза на границе шельфа и над верхней, крутой частью склона позволило детализировать мезомасштабные особенности присклонового конвективного плюма, то есть тонкого слоя (в данном случае толщиной ~ 200 м), в котором происходит опускание смеси шельфовых и циркумполярных глубинных вод вниз вдоль дна континентального склона. В верхней части плюма (глубины 450–750 м) наблюдается очень резкая фронтальная зона между опускающимися водами плюма с температурой $-1,5$ °С и соленостью 34,5 ‰ и ЦГВ с температурой 0,5 °С и соленостью 34,8 ‰. Это создает горизонтальный градиент на фронте 1,1 °С на км. Подобные высокие значения градиентов в области Антарктического склонового фронта ранее не наблюдались. Над этой областью, в диапазоне глубин 300–450 м находится пара ячеек (теплая и холодная), которые можно интерпретировать как теплый и холодный вихри. Посредством таких вихрей может происходить горизонтальный обмен на антарктическом склоновом фронте. Ниже плюма, в слое 900–1000 м, хорошо выражена холодная линза с горизонтальными размерами ~ 3 км, видимо отделившаяся от верхней части плюма, очерченная областью высоких градиентов. Линза содержит воду, близкую по характеристикам к ДВЗП (T и S в ядре $-1,2$ °С, 34,55 ‰ соответственно). По-видимому, опускание воды по склону может происходить порциями в виде таких линз.

На разрезе в распределении температуры выделяется пять областей, ограниченных замкнутыми изотермами и содержащих, относительно окружающих вод, сравнительно холодную или теплую воду. Они расположены между бровкой шельфа и южной границей распространения слабо модифицированной ЦГВ (станция 9) вблизи бровки шельфа, и одно образование – описанная выше линза – на глубине около 1000 м, примерно в 300 м выше дна океана.

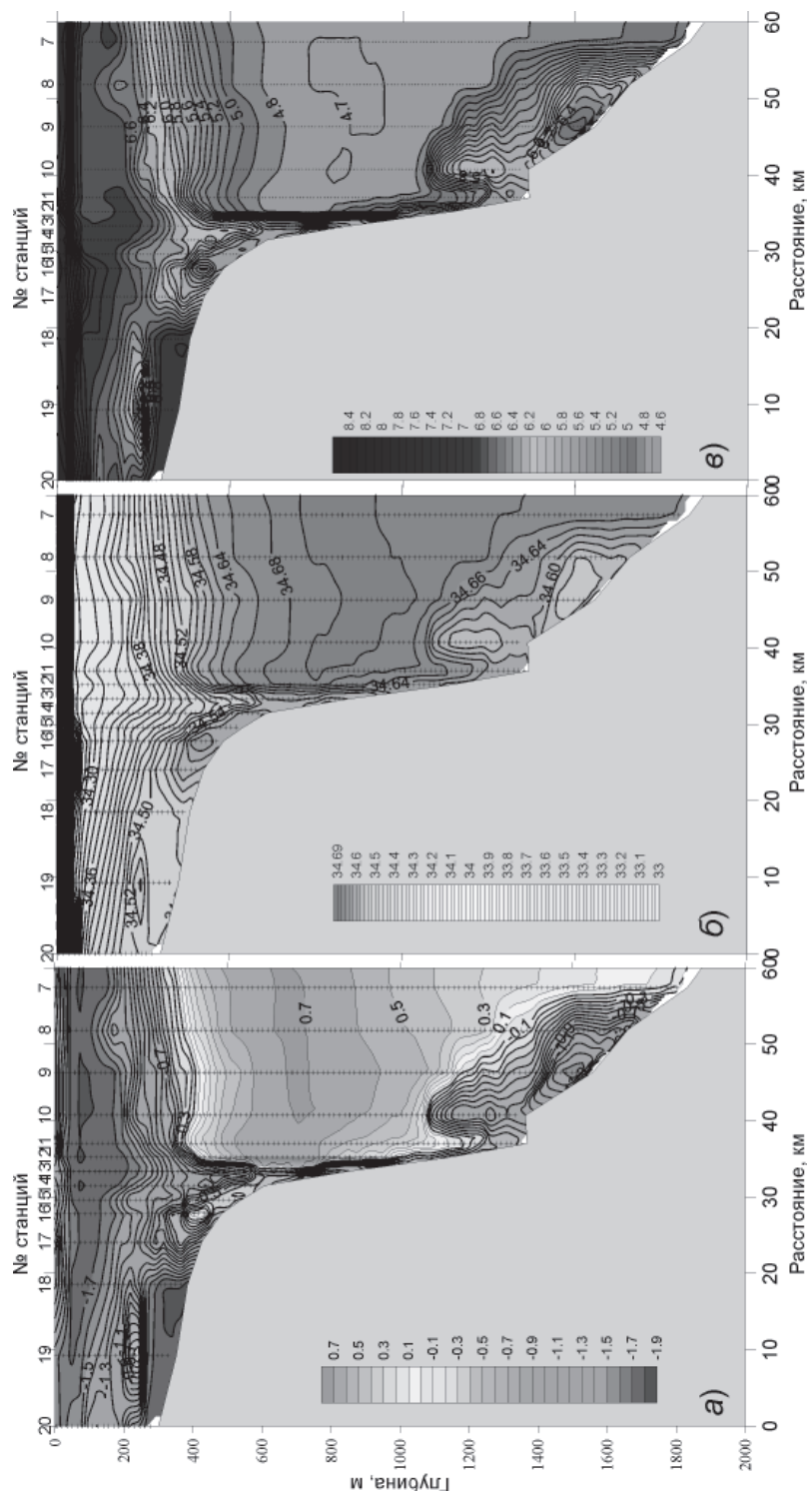


Рис. 3. Потенциальная температура (а), соленость (б) и растворенный кислород (в) на разрезе по 70° в.д. в январе 2012 г.

Разрез по 70° в.д., выполненный в январе 2012 г. с координатами точек зондирования, полностью совпадающими с таковыми для вышеописанной реализации 2011 г., показывает заметные различия с ней, как в крупномасштабных, так и в мезомасштабных особенностях структуры (рис. 3).

Циркумполярная глубинная вода, более теплая и соленая, чем в 2011 г. (температура 0,70 °С, соленость 34,683 ‰), находится на расстоянии менее 4 км от бровки шельфа (в 2011 г. – около 10 км). Очевидно, этот факт отражает крупномасштабные процессы, возможно, изменчивость интенсивности собственно АЦТ. При этом не видно интрузий холодных вод в слой ЦГВ, как это наблюдалось в 2011 г.

Есть принципиальные отличия и в характеристиках и структуре АШВ. Как и в более ранних экспедициях, АШВ занимает придонный слой, содержащий, однако, несколько более теплую и соленую воду, чем в январе 2011 г. Толщина слоя относительно невелика (30–80 м), и его северная граница находится примерно в 15 км от бровки шельфа, на всех выполненных ранее разрезах по 70° в.д. АШВ наблюдалась значительно ближе к бровке. Между бровкой шельфа и границей АШВ нижний 200-метровый слой занимает относительно теплая (выше –1 °С) МЦГВ, в центре которой с ядром на глубине 400 м (при глубине океана здесь 480 м) обнаруживается теплая линза толщиной несколько меньше 100 м и меридиональной протяженностью около 2 км. Она переносит очень однородную по вертикали воду с температурой 0,12 °С и соленостью 34,64 ‰. Другая относительно теплая линза обнаруживается выше слоя АШВ, в области глубины 350 м. Температура в ядре составляет –0,04 °С при солености 34,58 ‰. Вертикальный размер линзы оценивается в 50 м, горизонтальный по меридиану около 10 км. Данная линза является частью слоя МЦГВ, расположенного выше слоя АШВ и связанного с более теплой областью описанного выше теплового вихря. Таким образом, можно полагать, что в 2012 г. воды шельфа находились под более сильным влиянием ЦГВ, чем в предыдущие годы.

На фоне такой картины для области шельфа и района его бровки заметные различия с 2011 г. наблюдаются и в нижней части материкового склона. В той же части склона, что и в прошлом году, наблюдается плюм с характеристиками ДВЗП. В 2012 г. плюм содержит значительно более холодную воду (минимальная температура в ядре плюма –1,60 °С при более низкой солености 34,54 ‰ и высоком содержании растворенного кислорода – 6,7 мл/л). При этом он имеет большие размеры как по вертикали (более 200 м), так и вдоль меридиана – около 15 км. Кажется очевидным, что данный плюм пересек бровку шельфа восточнее 70° в.д., что в принципе подтверждает разрез, выполненный по 71° в.д. (рис. 4б). Здесь наблюдается мощный слой АШВ, толщина которого от 60 м на бровке шельфа, которой соответствует здесь изобата 500 м, возрастает на южной станции разреза, расположенной в 13 км от бровки, до 250 м. Слой АШВ достаточно однороден, температура близка температуре замерзания (–1,89 °С), при солености 34,57 ‰ и содержании кислорода около 7 мл/л. Эти параметры позволяют считать, что данная АШВ может содержать воду шельфовых ледников, отличающуюся низкими температурами и наблюдаемую (в том числе и в данной экспедиции) южнее, ближе к шельфовому леднику Эймери. Плотность этой воды такова, что она может опускаться вниз по материковому склону без дополнительного увеличения плотности за счет перемешивания с более соленой МЦГВ. Этот факт наблюдается на данном разрезе, где у дна материкового склона до глубин около 900 м наблюдается тонкий слой воды с температурой около –1,8 °С.

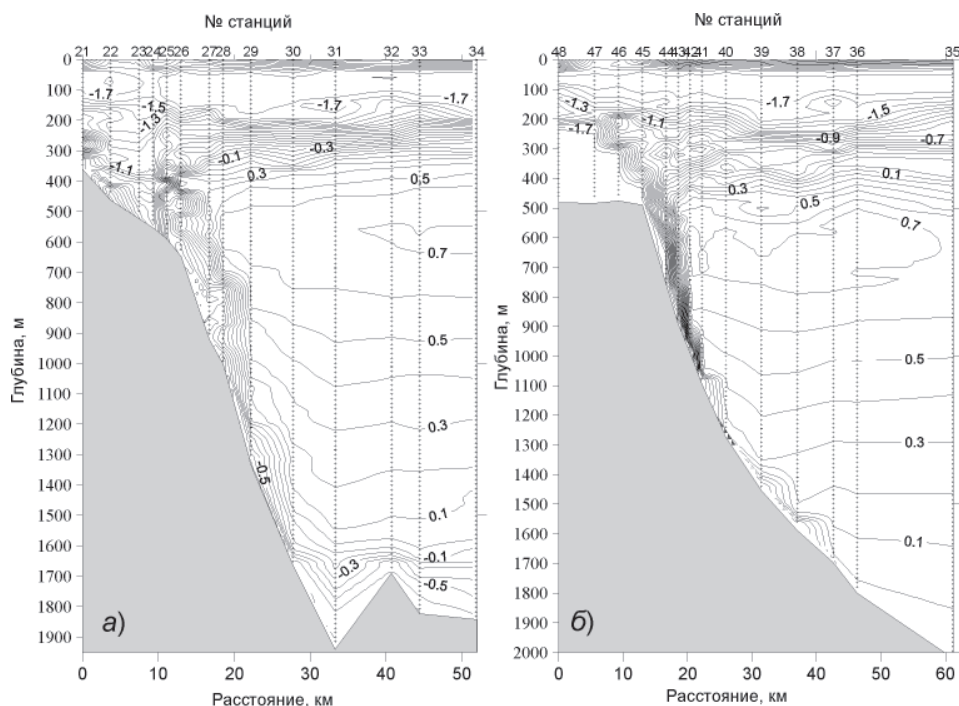


Рис. 4. Потенциальная температура на разрезах по 69° (а) и 71° (б) в.д., выполненных в январе 2012 г.

Анализ показывает, что ДВЗП в плюме на глубине 1500 м разреза по 70° в.д. имеет источником эту водную массу. Отметим, что ЦГВ на этом разрезе более теплая и соленая (0,78 °С и 34,69 ‰), чем на разрезе по 70° в.д., и приближается к бровке шельфа на расстояние около 7 км.

Западнее разреза по 70° в.д., на разрезе по 69° в.д. (рис. 4а), термохалинная структура определяется как локальными условиями, так и процессами к востоку, т.е. выше по Антарктическому склоновому течению. Локально важную роль играет больший, чем восточнее, угол наклона дна шельфа, более глубокое положение излома дна в районе бровки шельфа (около 650 м). Результатом является сложная мезомасштабная структура, отражающая интрузии как теплой воды на шельф, так и холодной – в слой теплых ЦГВ. Лишь в незначительных количествах присутствует трансформированная шельфовая вода (в районе глубин 500 м небольшое ядро с температурой –1,7 °С).

Вдоль дна материкового склона от бровки шельфа до глубины 1900 м наблюдается слой с достаточно однородными значениями температуры и солености (температура у дна в пределах всего склона составляет от –0,6 до –0,7 °С, соленость 34,60 – 34,63 ‰). в направлении основания склона толщина слоя возрастает от 30–60 до 110–120 м. Можно полагать, что основной объем ДВЗП на этом разрезе составляет вода, сформировавшаяся восточнее. Мощность и характеристики слоя у основания склона позволяют считать, что вклад ДВЗП этого района в классическую АДВ может быть весьма значительным.

**МОДЕЛЬ ГЛУБОКОЙ КОНВЕКЦИИ
В РАЙОНЕ ОКЕАНСКОГО МАТЕРИКОВОГО СКЛОНА**

Для оценки применимости различных гидродинамических моделей к изучению конвективных процессов в районе антарктического материкового склона были проведены расчеты конвективной циркуляции в бассейнах различных форм с использованием специально разработанных двухмерной и трехмерной негидростатических моделей (см., например, [Казко, 2009; Kazko, 2001]). Эти расчеты показали, что двухмерная модель, привлекательная с точки зрения потребляемых вычислительных ресурсов, не способна корректно воспроизводить конвективные явления, имеющие пространственный масштаб более нескольких сотен метров, во вращающихся бассейнах, поскольку существенное на таких масштабах кориолисово ускорение в реальных условиях разрушает двухмерность течения, делая исходное предположение неоправданным. Данного недостатка лишена трехмерная гидродинамическая модель, основанная на уравнениях Навье – Стокса, записанных в переменных завихренность – векторный потенциал и уравнениях баланса тепла и соли:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \zeta_x}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(u\zeta_x) + \frac{\partial}{\partial y}(v\zeta_x) + \frac{\partial}{\partial z}(w\zeta_x) - \zeta_x \frac{\partial u}{\partial x} - \zeta_y \frac{\partial u}{\partial y} - \zeta_z \frac{\partial u}{\partial z} - 2\omega \frac{\partial u}{\partial z} \sin \phi = \\ & = \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial y} + A_m \left(\frac{\partial^2 \zeta_x}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \zeta_x}{\partial y^2} \right) + k_m \frac{\partial^2 \zeta_x}{\partial z^2}; \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \zeta_y}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(u\zeta_y) + \frac{\partial}{\partial y}(v\zeta_y) + \frac{\partial}{\partial z}(w\zeta_y) - \zeta_x \frac{\partial v}{\partial x} - \zeta_y \frac{\partial v}{\partial y} - \zeta_z \frac{\partial v}{\partial z} - 2\omega \frac{\partial v}{\partial z} \sin \phi = \\ & = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} + A_m \left(\frac{\partial^2 \zeta_y}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \zeta_y}{\partial y^2} \right) + k_m \frac{\partial^2 \zeta_y}{\partial z^2}; \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \zeta_z}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(u\zeta_z) + \frac{\partial}{\partial y}(v\zeta_z) + \frac{\partial}{\partial z}(w\zeta_z) - \zeta_x \frac{\partial w}{\partial x} - \zeta_y \frac{\partial w}{\partial y} - \zeta_z \frac{\partial w}{\partial z} - 2\omega \frac{\partial w}{\partial z} \sin \phi = \\ & = A_m \left(\frac{\partial^2 \zeta_z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \zeta_z}{\partial y^2} \right) + k_m \frac{\partial^2 \zeta_z}{\partial z^2}; \end{aligned} \quad (3)$$

$$\frac{\partial^2 \psi_x}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \psi_x}{\partial z^2} = -\zeta_x; \quad (4)$$

$$\frac{\partial^2 \psi_y}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi_y}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \psi_y}{\partial z^2} = -\zeta_y; \quad (5)$$

$$\frac{\partial^2 \psi_z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi_z}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \psi_z}{\partial z^2} = -\zeta_z; \quad (6)$$

$$\frac{\partial \psi_x}{\partial x} + \frac{\partial \psi_y}{\partial y} + \frac{\partial \psi_z}{\partial z} = 0; \quad (7)$$

$$u = \frac{\partial \psi_z}{\partial y} - \frac{\partial \psi_y}{\partial z}; \quad (8)$$

$$v = \frac{\partial \psi_x}{\partial z} - \frac{\partial \psi_z}{\partial x}; \quad (9)$$

$$w = \frac{\partial \psi_y}{\partial x} - \frac{\partial \psi_x}{\partial y}; \quad (10)$$

$$\zeta_x = \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}; \quad (11)$$

$$\zeta_y = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}; \quad (12)$$

$$\zeta_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}; \quad (13)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uT) + \frac{\partial}{\partial y}(vT) + \frac{\partial}{\partial z}(wT) = A_h \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) + k_h \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}; \quad (14)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uS) + \frac{\partial}{\partial y}(vS) + \frac{\partial}{\partial z}(wS) = A_s \left(\frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} \right) + k_s \frac{\partial^2 S}{\partial z^2}; \quad (15)$$

$$\rho = \rho(p, T, S). \quad (16)$$

Здесь $\zeta_x, \zeta_y, \zeta_z$ – компоненты вектора завихренности; ψ_x, ψ_y, ψ_z – компоненты векторного потенциала; u, v, w – компоненты вектора скорости воды; ω – модуль вектора угловой скорости вращения Земли; ϕ – широта (южная); g – модуль ускорения свободного падения; ρ – плотность воды; A_m и k_m – коэффициенты горизонтальной и вертикальной турбулентной вязкости; A_h и k_h – коэффициенты горизонтальной и вертикальной турбулентной теплопроводности; A_s и k_s – коэффициенты горизонтальной и вертикальной турбулентной диффузии соли соответственно; T – температура воды; S – соленость. В качестве уравнения состояния (16) использовано уравнение ЮНЕСКО.

Формулировка задачи в переменных завихренность – векторный потенциал позволяет обеспечить консервативность расчетов (уравнение неразрывности удовлетворяется с машинной точностью), что при интегрировании конвективной задачи на длительный срок весьма полезно, если не необходимо.

Уравнения (1) – (15) и граничные условия дискретизированы центральными разностями на конечно-разностной сетке с разнесенными узлами, обеспечивающей консервативность конечно-разностной схемы. Интегрирование по времени конечно-разностных уравнений осуществляется как с помощью метода Кранка–Николсона (адвективные члены), так и полностью неявным методом (диссипативные члены, кориолисовы члены, члены, описывающие эффект растяжения вихревых нитей, и члены, содержащие производные плотности). Эллиптические уравнения (4) – (6) решаются методом верхней релаксации. Таким образом обеспечивается безусловная устойчивость по Нейману численной схемы с ошибкой аппроксимации порядка $O(\Delta t^2, \Delta x^3, \Delta y^3, \Delta z^3)$.

Проведен расчет термической конвекции в модельном бассейне, имитирующем участок шельфа и прилегающий к нему материковый склон. Акватория представляет собой квадрат со стороной 150 м, глубиной шельфа 30 м, глубиной океана 150 м.

Бассейн примыкает с северной стороны к береговой линии, ориентированной вдоль параллели 68° ю.ш. В качестве начальных условий задавались однородные температура и соленость, равные, соответственно, $0,5^\circ\text{C}$ и $34,6\text{‰}$ («циркумполярная глубинная вода»), и нулевая скорость воды во всем бассейне. На всех границах бассейна, кроме северной, задавались следующие граничные условия: для скорости воды – условия прилипания, для температуры – теплоизолированность всех границ кроме верхней, на которой задавалась нормальная производная температуры, соответствующая направленному в атмосферу потоку тепла, равному 1000 Вт/м^2 . На северной границе бассейна задавалось условие свободного протекания для скорости воды и равенство нулю нормальной производной температуры.

Расчет, некоторые результаты которого приведены ниже, проводился при следующих значениях коэффициентов: $A_m = A_h = A_s = k_m = k_h = k_s = 0,03\text{ м}^2/\text{с}$ и постоянных пространственных шагах конечно-разностной сетки: $\Delta x = \Delta y = \Delta z = 5\text{ м}$. Шаг интегрирования по времени составлял 50 с .

Об интенсивности конвективных процессов в бассейне можно качественно судить по эволюции кинетической энергии содержащейся в нем воды (рис. 5).

Обращает на себя внимание то, что максимальной интенсивности конвективные процессы достигают в течение первых шести часов после начала охлаждения водной поверхности, затем их интенсивность резко снижается и, при стационарных граничных условиях, колеблется с небольшой ($\sim 10\%$ среднего значения) амплитудой в окрестности уровня $2 \cdot 10^5\text{ Дж}$. О вертикальной скорости конвекции в «активный» период можно судить по рис. 6–9, на которых последовательно представлены распределения температуры на меридиональном вертикальном разрезе, проходящем через центр бассейна, рассчитанные в моменты времени, разделенные интервалами 15 мин .

Видно, что через 5 ч после начала охлаждения бассейна поверхностная вода практически достигает дна. При этом конвекция имеет трехмерный характер, о чем позволяет судить рис. 10, на котором представлено распределение температуры на зональном разрезе, проходящем через центр бассейна, через 5 ч после начала эксперимента. Несимметричность распределения относительно центральной меридиональной плоскости обусловлена влиянием кориолисова ускорения. Следует отметить, что проекции головки плюма опускающейся охлажденной воды на зональную и меридиональную вертикальные плоскости имеют практически одинаковые размеры – около 60 м , что близко к наблюдаемым в процессе натурных исследований

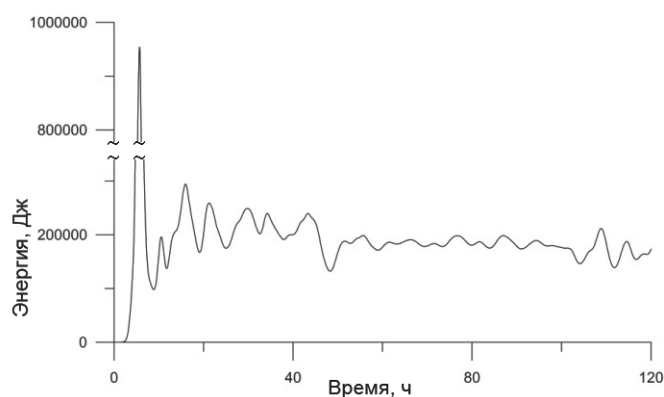


Рис. 5. Эволюции кинетической энергии содержащейся в бассейне воды.

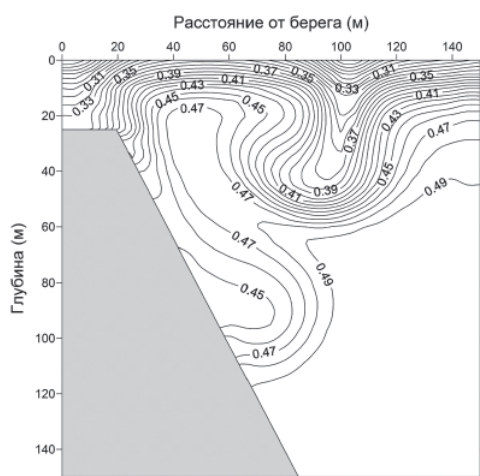


Рис. 6. Распределение температуры ($^{\circ}\text{C}$) на меридиональном вертикальном разрезе, проходящем через центр бассейна, через 4,5 ч после начала эксперимента.

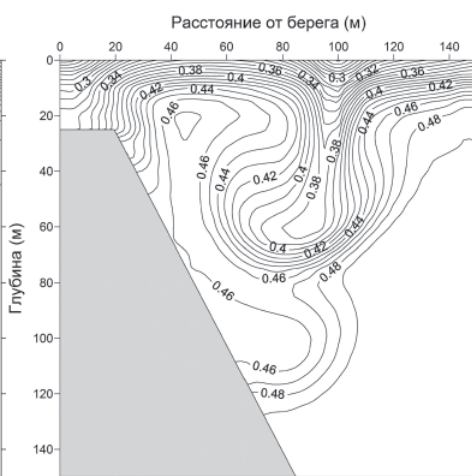


Рис. 7. Распределение температуры ($^{\circ}\text{C}$) на меридиональном вертикальном разрезе, проходящем через центр бассейна, через 4,75 ч после начала эксперимента.

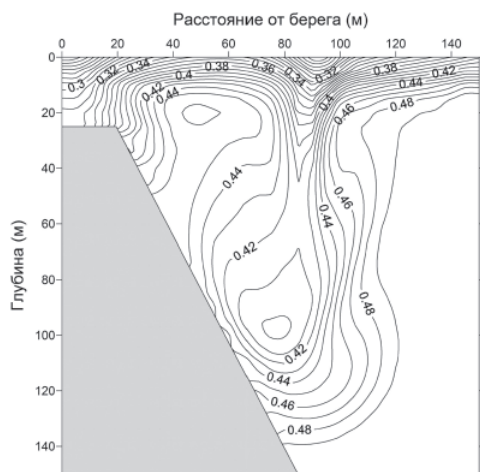


Рис. 8. Распределение температуры ($^{\circ}\text{C}$) на меридиональном вертикальном разрезе, проходящем через центр бассейна, через 5 ч после начала эксперимента.

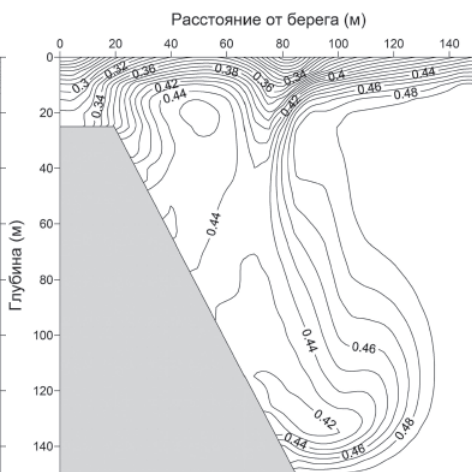


Рис. 9. Распределение температуры ($^{\circ}\text{C}$) на меридиональном вертикальном разрезе, проходящем через центр бассейна, через 5,25 ч после начала эксперимента.

размерам головок пломов – 50–200 м. Поскольку поперечный размер рассчитанной головки существенно меньше размеров бассейна, можно предположить, что геометрические параметры плома определяются физическими факторами, а не размерами модельного бассейна.

На «спокойном» этапе развития конвекции, установившемся примерно через 20 ч после начала охлаждения бассейна, распределение температуры в нем демонстрирует незначительную изменчивость. На рис. 11 и 12 представлены распределения температуры на меридиональном и зональном разрезах, полученные через 5 суток после начала численного эксперимента и являющиеся типичными для данного этапа.

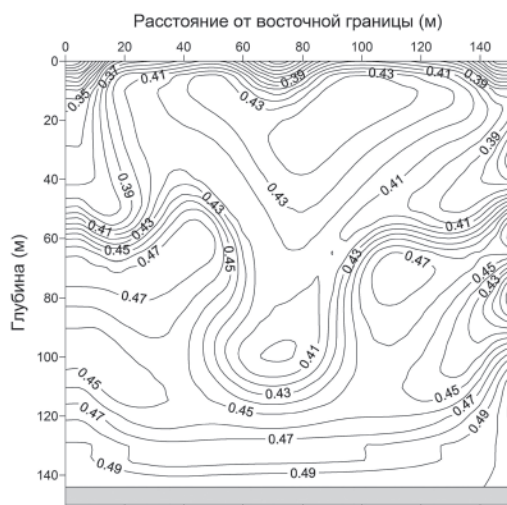


Рис. 10. Распределение температуры ($^{\circ}\text{C}$) на зональном вертикальном разрезе, проходящем через центр бассейна, через 5 ч после начала эксперимента.

В отличие от температуры, скорость воды испытывает значительную изменчивость на всех этапах эксперимента, что хорошо иллюстрируют рис. 13 и 14, на которых показаны распределения перпендикулярной береговой линии компоненты горизонтальной скорости на вертикальной северной границе бассейна.

Через 108 ч после начала охлаждения поверхности в придонном слое образовались две направленные на север струи примерно одинаковой интенсивности, выносящие воду из бассейна, а через 120 ч западная струя изменила направление на противоположное. Упомянутая изменчивость влияет на такую интегральную характеристику циркуляции, как объем воды, вытекающей из бассейна через северную

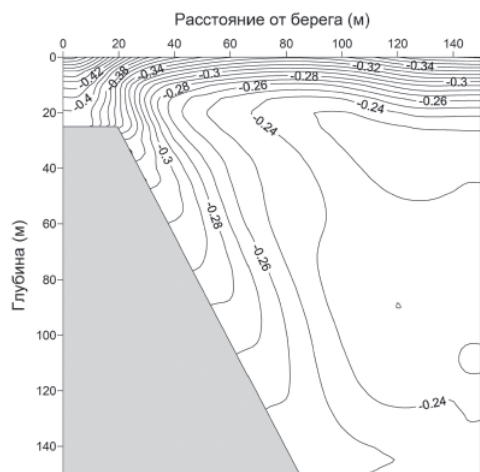


Рис. 11. Распределение температуры ($^{\circ}\text{C}$) на меридиональном вертикальном разрезе, проходящем через центр бассейна, через 5 сут. после начала эксперимента.

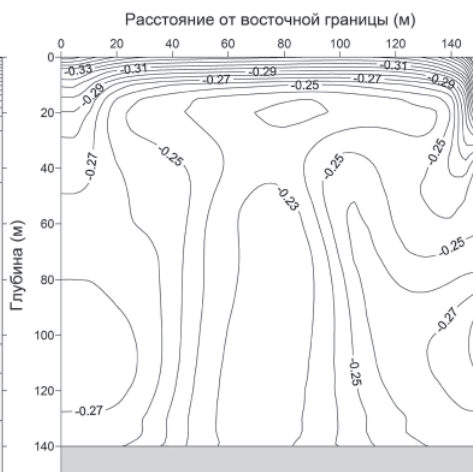


Рис. 12. Распределение температуры ($^{\circ}\text{C}$) на зональном вертикальном разрезе, проходящем через центр бассейна, через 5 сут. после начала эксперимента.

границу в единицу времени (рис. 15). Амплитуда колебаний этой величины сравнима со средним значением ($\approx 600 \text{ м}^3/\text{с}$).

Если результаты проведенных расчетов экстраполировать на участок побережья Антарктиды протяженностью 400 км, расположенный к востоку от 70° в.д., то оценка скорости образования донных вод на этом участке составит 1,6 Св.

В течение эксперимента вода в бассейне достаточно интенсивно перемешивалась и через 5 сут. ни в одной точке акватории не охладилась до температуры замерзания. Поэтому эжекции соли при ледообразовании, которая могла бы повлиять на конвекцию, а именно, существенно увеличить ее интенсивность, не происходило.

ВЫВОДЫ

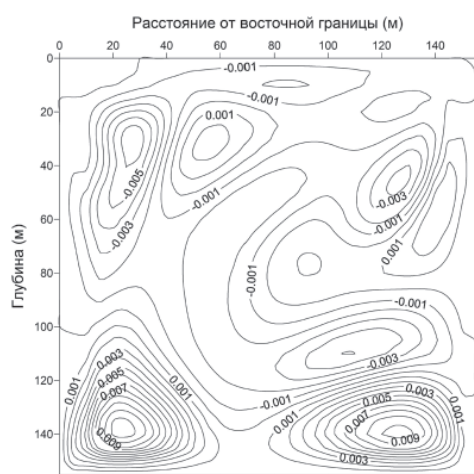


Рис. 13. Распределение перпендикулярной береговой линии компоненты горизонтальной скорости (м/с) на вертикальной северной границе бассейна через 108 ч после начала эксперимента. Положительное значение компоненты соответствует северному направлению.

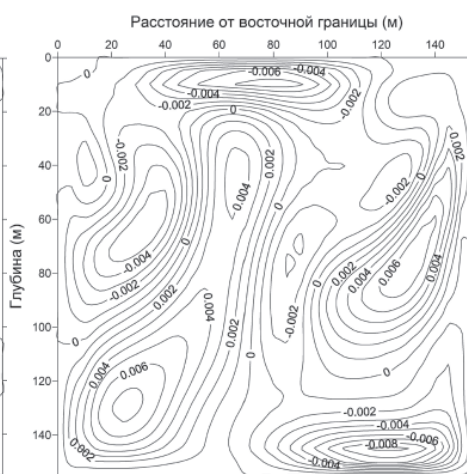


Рис. 14. Распределение перпендикулярной береговой линии компоненты горизонтальной скорости (м/с) на вертикальной северной границе бассейна через 120 ч после начала эксперимента. Положительное значение компоненты соответствует северному направлению.

1. Океанографические съемки 2011 и 2012 гг. на разрезах в северо-западной части залива Прюдс подтвердили наличие конвективных плюмов на материковом склоне.

2. Толщина плюмов колеблется от 50 до 200 м. Вода в плюмах по характеристикам близка к донной воде залива Прюдс.

3. Модельные расчеты показывают, что масштабы конвективных процессов при склоновой конвекции не превышают нескольких десятков метров по пространству и нескольких десятков минут по времени.

4. Интенсивное конвективное перемешивание может препятствовать замерзанию полыньи в течение нескольких суток.

5. Даже при стационарных граничных условиях конвективный процесс может иметь нестационарный характер.

6. Объем воды, вытекающей из исследуемого бассейна в секунду вследствие конвекции, составлял примерно 600 м^3 (4 м^3 в секунду на 1 погонный метр береговой линии). С учетом протяженности района к западу от залива Прюдс, где процессы опускания

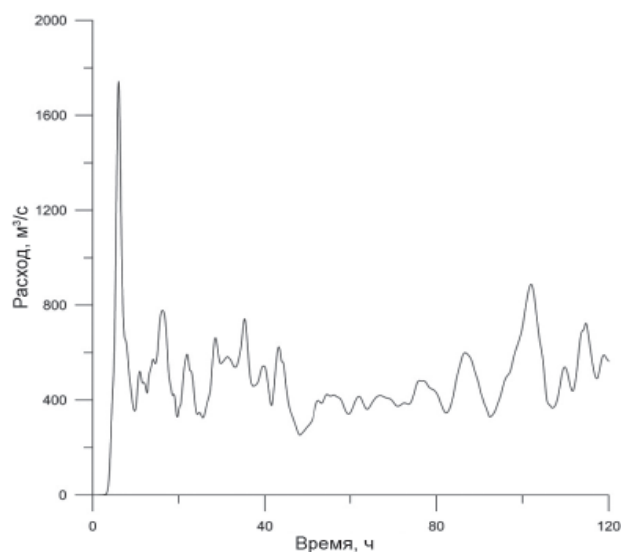


Рис. 15. Эволюция объема воды, вытекающей из бассейна через северную границу в единицу времени ($\text{м}^3/\text{с}$).

холодных вод шельфа вниз по склону были обнаружены, мы можем оценить скорость образования донной воды в регионе приблизительно в $1,6 \text{ Sv}$

Авторы выражают благодарность экипажу НЭС «Академик Федоров», особенно штурманскому составу во главе с капитанами В.А.Викторовым и И.Ю.Стецуном и научно-технической службе судна во главе с В.П.Бунякиным, за заинтересованное и ответственное отношение к выполнению программы океанографических наблюдений. Благодарим А.А.Артамонова (АНИИ), В.Л.Кузнецова (РАЭ), В.В.Масленникова (ВНИРО) за существенный вклад в организацию и проведение судовых работ, а также П.Н.Головина и В.В.Иванова (АНИИ) за обсуждение полученных результатов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антипов Н.Н., Данилов А.И., Клепиков А.В. Циркуляция и структура вод западной части моря Уэдделла по данным натурного эксперимента «Дрейфующая станция «Уэдделл-1» // Антарктика. М.: Наука, 1998. Вып. 34. С. 5–30.
- Антипов Н.Н., Клепиков А.В. Особенности океанографического режима залива Прюдс по данным экспедиций АНИИ 1997–2007 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 76. С. 36–48.
- Антипов Н.Н., Клепиков А.В. О взаимодействии вод шельфа и глубокого океана над материковым склоном Антарктиды // Вклад России в Международный полярный год 2007/08. Океанография и морской лед / Под ред. И.Е. Фролова. М.: Paulsen, 2011. С. 291–305.
- Головин П.Н., Антипов Н.Н., Клепиков А.В. Сток антарктических шельфовых вод в летний период на шельфе и материковом склоне моря Содружества и их влияние на формирование донных вод Южного океана // Океанология. 2011. Т. 51. № 3. С. 393–408.
- Казко Г.В. О моделировании циркуляции подледникового озера Восток (Центральная Антарктида) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 1 (81). С. 138–145.

- Клепиков А.В., Реснянский Ю.Д., Антипов Н.Н., Данилов А.И., Казко Г.В.* Особенности океанографических процессов в антарктических водах // Вклад России в Международный полярный год 2007/08. Океанография и морской лед / Под ред. И.Е. Фролова. М.: Paulsen, 2011. С. 306–318.
- Backhaus J.O., Fohrmann H., Kampf J., Rubino A.* Formation and export of water masses produced in Arctic shelf polynyas – process studies of oceanic convection // ICES J. Mar. Sci. 1997. Vol. 54. P. 366–382.
- Baines P.G., Condie S.A.* Observations and modelling of Antarctic downslope flows: a review // Ocean, ice, and atmosphere: interactions at the Antarctic continental margin. Antarctic Research series. 1998. Vol. 75. P. 29–49.
- Fahrbach E., Schroeder M., Klepikov A.* Circulation and water masses in the Weddell Sea // Physics of Ice-covered Seas. 1998. Vol. 2. P. 569–604.
- Gordon A.L., Huber B.A., Hellmer H.H., Ffield A.* Deep and Bottom Water of the Weddell Sea's Western Rim // Science. 1993. Vol. 262. P. 95–97.
- Ivanov V.V., Shapiro G.I., Huthnance J.M., Aleynik D.L., Golovin P.N.* Cascades of dense water around the world ocean // Prog. in Oceanog. 2004. Vol. 60. P. 47–98.
- Ivanov V.V., Golovin P.N.* Observations and modeling of dense water cascading from the northwestern Laptev Sea shelf // J. Geophys. Res. 2007. Vol. 112. C09003. doi: 10.1029/2006JC003882.
- Kazko G.V.* Estimates of some parameters of lake Vostok circulation, found with a two-dimensional nonhydrostatic model // Physics of Vibrations. 2001. Vol. 9. № 3. P. 182–188.
- Killworth P.D.* Mixing on the Weddell Sea continental slope // Deep-sea Res. 1977. Vol. 24. № 11. P. 427–448.
- Muench R.D., Gordon A.L.* Circulation and transport of water along the western Weddell Sea margin // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100. № C9. P. 18503–18515.

G.V.KAZKO, N.N.ANTIPOV, A.VKLEPIKOV

ON DEEP CONVECTION AT THE CONTINENTAL SLOPE OF THE PRYDZ BAY

During the last several years the processes of the descending water at the continental slope in the region to the west of Prydz Bay, East Antarctica, were investigated at the hydrographic sections with the spatial resolution 2–3 miles. Data of CTD soundings show that Antarctic Shelf Water and Ice Shelf Water goes to the north along western border of Amery Depression and then flows down the continental slope in the region to the west of Prydz Channel (~72° E). Sections along 70° E were repeated 6 times from the r/v Akademik Fedorov during the period 2004–2012. Sinking of dense water plumes along continental slope was not found in the region to the east of 72° E. Descending water in the region to the west of Prydz Channel results in deep water ventilation and bottom water formation. Prydz Bay Bottom Water with the potential temperature –0,3... –1,6 °C and salinity 34,54–34,62 ‰ is found between 62 and 72° E at the depth 1300–2000 m. The results of modeling of convection with three-dimensional non-hydrostatic model for the 150 m depth basin are presented. The modeled vertical speed at the slope convection is about 1 cm/s, and the thickness of the modeled plume is about 100 m. Given the extent of the continental shelf and slope where the processes of downslope convection have been found, we can estimate the production rate of bottom water of about 1,6 Sv in the region to the west of Prydz Bay.

Keywords: slope convection, plume, Southern Ocean, bottom water, non-hydrostatic model.