

# ОСОБЕННОСТИ ГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ЗОНЫ СЛИЯНИЯ ВОД МОРЕЙ УЭДДЕЛЛА И СКОТИЯ ИТОМ ЮЖНОГО ПОЛУШАРИЯ

И.В. Артамонов

Морской гидрофизический институт  
НАН Украины  
г. Севастополь, ул. Капитанская, 2  
E-mail: odoi@alpha.mhi.iuf.net

*На основе гидрологического массива Мировой Базы Данных (WOD-98) рассмотрена структура климатических термохалинных полей зоны смешения вод морей Уэдделла и Скотия в летний сезон южного полушария. Выявлены и картированы вторичные фронтальные разделы в поле температуры верхнего 200-метрового слоя. Предложен механизм их образования.*

**Введение.** Пограничная зона, разделяющая следующие на восток воды северной части моря Уэдделла (МУ) и южной части моря Скотия (МС), была названа "Зоной слияния вод МУ и МС" (ЗСУС) [1]. Гордон [1] показал, что граница между водами моря Уэдделла и теплыми и солеными водами, поступающими в южную часть моря Скотия из юго-восточной части Тихого океана, наиболее четко проявляется в подповерхностном слое. Эта граница простирается от Южных Шетландских островов в северо-восточном направлении через море Скотия и далее вплоть до 30°з.д. Дикон [2] обнаружил, что типичные для Циркумполярной глубинной водной массы температурный и соленостный максимумы и кислородный минимум исчезают над Южным хребтом моря Скотия между Южными Шетландскими и Южными Оркнейскими островами. Более поздние наблюдения подтвердили, что здесь наблюдается собственная T,S-структура, характеризующаяся относительно однородными по вертикали водами, имеющими более низкую температуру, соленость и повышенное содержание растворенного кислорода по сравнению с окружающими водами МУ и МС [3-7].

Существует мнение, что одной из возможных причин формирования вод ЗСУС является зимняя конвекция [3]. Однако, зимнее выхолаживание и формирование льда, способствуют увеличению солености поверхностных вод. Конвективные токи должны увеличивать соленость подповерхностных вод в ЗСУС, что не подтверждается наблюдениями. Какой же механизм вызывает формирование однородной

относительно холодной и низкосоленной воды в ЗСУС в летний период? Патерсон и Сивер [6] предположили, что такой причиной может быть эффект бокового трения, вытесняемого локальными течениями в пределах пограничного слоя над материковым склоном. Этот механизм не требует плотностной неустойчивости и может действовать в любое время года. Другим источником низкосоленных и холодных вод в летний период может быть таяние айсбергов, громадное количество которых обычно наблюдается в ЗСУС в летнее время [6].

По представлению Гордона и др. [5] зона схождения вод МУ и МС ограничивается с севера Фронтом моря Скотия и с юга Фронтом моря Уэдделла. Фронт моря Скотия в отечественной литературе неоднократно описывался под названием Вторичная фронтальная зона [8,9]. Эта фронтальная зона хорошо выделяется по увеличению содержания силикатов в поверхностном слое или уменьшению температуры в слое ее глубинного максимума. Признаком фронта моря Уэдделла Гордон и др. [5] считают понижение солености в поверхностном слое в сторону МУ. С другой стороны известно, что воды моря Уэдделла, поступающие в пролив Брансфилд, имеют более высокую соленость [10,11]. До сих пор признаки ФМУ в литературе серьезно не обсуждались.

Изложенные выше представления были получены по материалам эпизодических наблюдений. До сих пор нет четкого представления о пространственной ориентации вторичных фронтов, о природе их образования и связи их отдельных участков.

В настоящей статье на основе современной базы архивных гидрологических данных рассмотрена структура гидрофизических полей в Зоне слияния вод морей Уэдделла и Скотия. Уточнено положение вторичных фронтов, и, где позволила исходная информация, выявлены некоторые особенности их сезонной изменчивости. Высказываются предположения о механизмах формирования собственной вертикальной термохалинной структуры и фронтальных разделов в данном регионе.

**Материалы и методика.** Исследование проводится на основе гидрологической информации Мировой Базы Данных [12]. На рис. 1а-г представлены примеры внутрigoдовой и обеспеченности наблюдениями в трех квадратах Марседена (5606, 5605, 5604), между 60-70°ю.ш. и 40-70°з.д. Во всех квадратах для каждого из четырех типов измерений (батометрия, батитермографные, STD и ХВТ-зондирования) наибольшее количество измерений выполнено в феврале. Относительно много наблюдений с декабря по март. Мини-

мальное количество данных приходится на период с мая по октябрь. Наибольшее количество наблюдений выполнено в промысловых районах южной части моря Скотия (Южные Шетландские, Южные Оркнейские острова, остров Мордвинова), в проливах Брансфилд и Дрейка (рис. 1д). По вертикали наибольшее количество наблюдений выполнено в верхнем 200-метровом слое, который охвачен батитермографными измерениями.

Для получения пространственного распределения гидрофизических полей использовалась вся совокупность гидрологических станций для наиболее обеспеченного наблюдениями месяца – февраля. По этим данным рассчитана геострофическая циркуляция (отсчетная поверхность 1000 м) и построены горизонтальные распределения температуры в верхнем 200-метровом слое. Анализ структуры вод ЗСУС в глубинных слоях, где количество измерений резко уменьшается, был проведен на отдельных разрезах. Для десяти сечений, равномерно покрывающих акваторию ЗСУС (рис. 2а), были построены распределения температуры, солености, плотности и растворенного кислорода. На основе этих распределений и Т,S-анализа была построена блок – схема структуры вод в ЗСУС (рис. 2б).

Для поля температуры верхнего 200-метрового слоя, который наиболее обеспечен наблюдениями, выявлены основные гидрологические сезоны. Для этого исходная информация была усреднена в узлах регулярной сетки со сторонами 2 градуса по широте и 4 градуса по долготе, затем построены широтно- и долготно-временные развертки для полей температуры на горизонтах 5, 100 и 200 м. Для анализа привлекались характеристики теплового баланса океана [13], поля ветра [14] и данные о сплоченности морского льда [15].

**Анализ результатов.** Рассмотрим фоновую структуру полей динамических высот и температуры западной части Атлантического сектора Антарктики. В поле динамических высот можно выделить крупномасштабные элементы геострофической циркуляции, которые отражают известные течения и фронты антарктического сектора Атлантики [16]. В северо-западной части региона прослеживается Северная ветвь Антарктического циркумполярного течения (СВ АЦТ) или Субантарктический фронт. Эта струя ориентирована в северо-восточном направлении и огибает материковое плато Огненной Земли с глубинами менее 500 м (рис. 3а). Южнее СВ АЦТ расположена Центральная ветвь (ЦВ) АЦТ или Антарктической полярный фронт. На западной границе региона ЦВ АЦТ прослеживается у 62° ю.ш.

Восточнее под влиянием особенностей рельефа дна она сначала ориентирована в северо-восточном направлении и далее следует примерно вдоль 58° ю.ш. Ближе к Антарктическому полуострову наблюдается третья струя, которая следует через пролив Дрейка и далее на восток, несколько севернее Южного хребта моря Скотия. Интенсивность этой ветви значительно слабее, чем двух других. В литературе эта ветвь именуется как Южная ветвь (ЮВ) АЦТ. Вдоль северной границе Южных Шетландских островов ЮВ АЦТ именуется как Граница континентальных вод (ГКВ) и далее на восток ее называют Фронтом моря Скотия (ФМС) или Вторичной фронтальной зоной [8,9,16].

В юго-восточном секторе исследуемой области (в море Уэдделла) геострофические скорости невелики. Наблюдается слабый поток вод по циклонической трасктории, при этом его конфигурация грубо повторяет контуры материкового склона между изобатами 2000-4000 м. Часть вод, следующих вдоль внешней границы мелководной зоны у Антарктического полуострова, поворачивает на запад и проходит в пролив Брансфилд.

Распределение температуры на поверхности указывает на существование двух, относительно слабо выраженных, фронтальных разделов (рис. 3б). Первый – между изотермами 4° и 6°С, располагающийся примерно в зоне ЦВ АЦТ (Антарктический полярный фронт). Второй наблюдается между изотермами 1° и 2°С и располагается, приблизительно, вдоль Южного хребта моря Скотия, несколько южнее ЮВ АЦТ.

На горизонте 100 м, который примерно совпадает с глубиной залегания подповерхностного минимума температуры антарктической зимней водной массы (АЗВ), градиенты температуры в зоне ЦВ АЦТ существенно увеличиваются, в то время как фронт в зоне ЮВ АЦТ ослаблен. Отмечается наличие температурного фронтального раздела в море Уэдделла (рис. 3в). На горизонте 200 м фронт в море Уэдделла не прослеживается. В окрестностях Южного хребта моря Скотия увеличиваются градиенты температуры между изотермами 0° и 1°С (рис. 3г). На данном горизонте уже сказывается влияние глубинного максимума температуры Верхней циркумполярной водной массы (ВЦГВ) (рис. 2б).

Рассмотрим распределение гидрологических характеристик на разрезах. В северо-восточной части моря Беллинсгаузена и южной части пролива Дрейка (западная окраина ЗСУС, разрез № 1) на большей части разреза прослеживается структура вод, характерная

и антарктической климатической зоны. Нижние слои относительно теплых и низкосоленных поверхностных вод существует холодная прослойка АЗВ, ядро которой расположено примерно на глубине 75 м. Над материковым склоном наблюдается опускание холодных, плотных, относительно богатых кислородом и более пресных вод (рис. 26). В морской части разреза, ниже АЗВ расположена относительно теплая и менее богатая кислородом ВЦГВ. Она характеризуется высокой соленостью (более 34,6‰).

В северной части разрезов, пересекающих пролив Брансфилд и южную часть пролива Дрейка (разрезы № 2,3,4), структура вод аналогична структуре на разрезе № 1. Здесь также наблюдается Т,S-структура, типичная для Антарктической зоны. В центральной части разреза № 2, где существует впадина с глубиной более 450 м, подповерхностный минимум температуры АЗВ отсутствует, а глубже 100 м располагаются холодные, относительно соленые воды. Куполообразная форма изохалин и изопикн, которая проявляется в верхнем слое 300 м, свидетельствует о циклоническом характере циркуляции в проливе Брансфилд. Подобная структура вод отмечается и на разрезе № 3. Глубоководная часть пролива Брансфилд (до 1000 м), в районе западного склона острова Кинг-Джордж, занята холодными водами (с температурой менее  $-1,0^{\circ}\text{C}$ ). Воды с такой же низкой температурой наблюдаются к востоку от Антарктического полуострова, в море Уэдделла (восточный край разреза). На мелководье Антарктического полуострова (рис. 4). Глубоководные впадины пролива Брансфилд не соединяются с открытым океаном глубокими проходами. Холодные глубинные воды пролива (менее  $-1,0^{\circ}\text{C}$ ) имеют местное происхождение и формируются в результате опускания шельфовых вод в период зимнего охлаждения. В районе разреза № 4 пролив Брансфилд соединяется с проливом Дрейка проходом с глубиной около 500 м, структура вод качественно похожа на наблюдаемую на разрезе № 3. В глубоководной части пролива Брансфилд также наблюдаются холодные воды с температурой менее  $-1,0^{\circ}\text{C}$ . Над порогом, в верхнем 300 метровом слое также прослеживается циклоническое движение вод. Для южной части разреза (в море Уэдделла) типична структура вод антарктической зоны. В отличие от пролива Дрейка, подповерхностный минимум АЗВ здесь располагается глубже, и температура в нем на  $0,5^{\circ}\text{C}$  ниже. На глубине 500–600 м отмечается ядро относительно теплых и соленых вод. Это ядро ВЦГВ моря Уэдделла, которая поступает в бассейн из основного циркулярного круговорота и существенно трансформируется. Здесь она заметно холоднее и менее соленая, чем ее аналог, наблюдаемый в проливе Дрейка.

купольного круговорота и существенно трансформируется. Здесь она заметно холоднее и менее соленая, чем ее аналог, наблюдаемый в проливе Дрейка.

В районе острова Мордвинова (разрез № 5) холодные воды из моря Уэдделла, имеющие отрицательную температуру, занимают всю южную часть разреза. Подповерхностный минимум температуры в северной части разреза, как и на разрезах № 1–4, разрушается над островным склоном и банками.

Разрез № 6 проходит восточнее о. Мордвинова, через порог с глубиной около 150 м. В отличие от западных разрезов, здесь четко прослеживается "язык" холодных вод моря Уэдделла. Эти воды, над порогом в районе  $63,0 - 63,5^{\circ}\text{ю.ш.}$  располагаются у поверхности и имеют температуру ниже  $-1,5^{\circ}\text{C}$ . Далее на север температура в них повышается и они заглубляются, судя по положению изотермы  $-0,5^{\circ}\text{C}$ , до 1000 м. На глубинах более 200–300 м опускающиеся холодные воды отчетливо характеризуются пониженной соленостью и повышенным содержанием кислорода. На разрезах № 7–8, проходящих между о. Мордвинова и Южными Оркнейскими островами, где моря Уэдделла и Скоттия разделяются порогами глубиной более 500 м, наблюдается "столб" холодных, распресненных и богатых кислородом вод (рис. 4). Здесь подповерхностный минимум температуры заглубляется на 100–150 м, по сравнению с его положением на южной границе разреза. На разрезе № 9, который проходит через западный край шельфа Южных Оркнейских островов, также наблюдается заглубление вод моря Уэдделла и формирование слоя однородной воды, при этом циркулярные воды двух морей подходят наиболее близко друг к другу.

Разрез № 10 проходит через Южные Оркнейские острова и центральную часть моря Уэдделла. Основная часть разреза занята водами, типичными для антарктической зоны. Здесь наиболее четко можно проследить опускание поверхностных вод моря Уэдделла на южном склоне Южных Оркнейских островов.

Для понимания механизмов формирования вод ЗСУС, рассмотрим некоторые особенности сезонного цикла полей температуры, тангенциального напряжения ветра и сплошности полей морского льда.

Сезонные изменения в поле температуры. Изотермы  $1-2^{\circ}\text{C}$ , которые характеризуют положение ЗСУС на поверхности слоя в феврале, испытывают значительные сезонные смещения. При этом зональные смещения этих изотерм в несколько раз превышают меридиональные. Размах меридиональных смещений



составляет около 3 градусов широты, зональных – до 30° долготы. Вдоль 50° з.д. и 60° з.д. изотермы 1-2°C смещаются соответственно от 60° ю.ш. и 63° ю.ш. в феврале-марте до 57° ю.ш. и 58° ю.ш. в августе – сентябре.

На 57° ю.ш. эти изотермы занимают крайнее восточное положение (30-33° з.д.) в феврале – марте и крайнее западное положение (58-60° з.д.) – в августе-сентябре (рис. 5а). Переход изотерм в крайние северное и западное положение в холодный период года сопровождается обострением горизонтальных градиентов температуры. Весной – летом градиенты температуры ослабевают.

Ближе к Южному хребту моря Скотия (60° ю.ш.) сезонный цикл температуры в верхнем слое заметно изменяется. Наиболее интенсивное выхолаживание наблюдается в районе 50° з.д. в марте-апреле и распространяется на запад, достигая (по изотерме 1°C) 66° з.д. в июле. Изотерма 1°C остается на этой долготе до ноября (рис. 5б). Характерно, что зимнее обострение градиентов смещается в диапазон температур между 1° и -1°C. Аналогичная картина наблюдается непосредственно над хребтом (62° ю.ш.). Особенностью сезонного цикла на этой широте является то, что точка начального охлаждения находится восточнее (40° з.д.), чем на 60° ю.ш. и зимнее обострение градиентов смещается в диапазон температур между 0° и -1.5°C (рис. 5в).

Сезонный ход температуры на горизонтах 100 – 200 м существенно отличается от сезонных вариаций на поверхности. Так на 57° ю.ш. изотермы 1-2°C располагаются в крайнем восточном положении в мае – июне, что почти на 2-3 месяца позже аналогичного их положения на поверхности. Обострение градиентов между изотермами 1-3° отмечается с июля по февраль. Восточнее 60° з.д. теплые воды наблюдаются в конце осени и зимой (апрель-август), хотя наибольшее похолодание отмечается, так как и на поверхности, в августе-сентябре. *Сезонные изменения поля тангенциального напряжения ветра.* В области между о. Мордвинова и Южными Оркнейскими островами распределение зональной компоненты тангенциального напряжения ветра ( $\tau_x$ ) указывает на ее ослабление с декабря по март (рис. 5г). Для меридиональной компоненты ( $\tau_y$ ) в этом районе характерна смена направления ветра с южного на северное (рис. 5д). В районе между 58 – 62° ю.ш. и 50 – 60° з.д. в распределении  $\tau_x$  хорошо выражен годовой сигнал с наибольшими значениями в июле и наименьшими в феврале и марте. В распределении  $\tau_y$  наблюдается полугодовой сигнал, который более вы-

ражен в проливе Дрейка. Основной максимум наблюдается в октябре и второй, более слабый, – в июне. В ноябре – декабре  $\tau_y$  меняет направление на север и максимум наблюдается в декабре – январе. В апреле – мае  $\tau_y$  снова поворачивает на юг.

Таким образом, ослабление меридионального градиента  $\tau_x$  и смена знака  $\tau_y$  в теплый период способствует конвергенции поверхностных течений и формированию антициклонической циркуляции в этом районе (рис. 5ж) [16]. В центральной части круговорота наблюдается увеличение толщины верхнего квазиоднородного теплого слоя и заглублению подповерхностного минимума АЗВ.

*Сезонные изменения сплоченности льда.* Размах сезонных смещений уменьшается с уменьшением плотности льда. Граница 80% льда смещается от 70° ю.ш. в феврале до 62° ю.ш. в мае, тогда как граница 10% от 61° ю.ш. в январе до 58° ю.ш. в июле. В феврале граница льдов плотностью более 50% и теплые, распресненные воды находятся в крайнем южном положении (около 63° ю.ш.). Изотерма -1.5°C, которую качественно можно принять за южную границу таяния льдов, располагается почти на 65° ю.ш. Наиболее пресные поверхностные воды в феврале по климатическим данным располагаются на этой широте. Необходимо отметить, что в январе – феврале антициклонический круговорот в зоне ЗСУС, где происходит опускание поверхностных вод, располагается несколько севернее (61-62° ю.ш.) зоны максимального поверхностного распреснения и границы плотных льдов. Т. е. холодные и распресненные воды, образующиеся в результате таяния льдов в центральной части моря Уэдделла, вовлекаются в антициклоническое движение между о. Мордвинова и Южными Оркнейскими островами. Они наиболее интенсивно опускаются на 100-150 миль севернее границы интенсивного таяния льдов.

В сезонном цикле наблюдается 2-3 месячное запаздывание между смещением в северное положение границы минимальной температуры поверхностных вод и границы льдов. Граница льдов (сплоченностью больше 70%) находится в крайнем северном положении в мае-июне, тогда как граница холодных (менее 0°C) вод – в сентябре. Максимальное охлаждение поверхностных вод в ЗСУС по данным [12] наблюдается в фазе с минимумом теплового бюджета океана по [13] (рис. 5б, в, е). Такие сезонные различия, позволяют сделать предположение о существовании различных механизмов формирования вод ЗСУС в теплое и холодное время года.

**Заключение.** На основе современного массива гидрологических данных (World Ocean Database, 1998) подтверждено, что воды Зоны слияния морей Уэдделла и Скотия болсе однородны по вертикали, чем в соседних районах. На глубинах ниже 150-200 метров воды зоны схождения характеризуются низкой температурой, соленостью и повышенным содержанием кислорода.

В поле динамических высот более четко проявляется северная граница ЗСУС в виде Южной ветви АЦТ (или Фронт моря Скотия). В поле температуры на поверхности признаком этой границы является увеличение градиента температуры между изотермами 1-2°C. На глубине подповерхностного минимума температуры АЗВ прослеживается южная граница ЗСУС (Фронт моря Уэдделла). Глубже подповерхностного минимума температуры наиболее четко прослеживается северная граница ЗСУС, которая проявляется более резким увеличением градиента температуры между изотермами 0° и 1°C.

Структура вод ЗСУС в летний период формируется в результате опускания поверхностных и подповерхностных вод моря Уэдделла. Этот процесс приводит к формированию "столба" воды с отрицательной температурой, относительно низкой соленостью и повышенными значениями кислорода. Механизм образования этой структуры – опускание вод под влиянием конвергенции поверхностных течений, обусловленной особенностями крупномасштабного поля ветра. Поверхностные воды в ЗСУС формируются в результате таяния морского льда и айсбергов.

В проливе Брансфилд глубинные воды имеют более низкую температуру, чем воды на этих же глубинах в Зоне слияния вод Уэдделла-Скотия, тем самым подтверждается концепция [Gordon, Nowlin, 1978] о возобновлении глубинных вод в проливе Брансфилд, главным образом, в результате зимней конвекции шельфовых вод, образующихся на мелководье Антарктического полуострова.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Gordon A. L. Structure of Antarctic water between 20 W and 170 W. // Antarctic Map Folio series.-Folio 6.-Amer.Geogr. Soc.-1967.-№4.-p.10.
2. Deacon G.E.R. The hydrology of the Southern Ocean. // Discov. Rept.-1937.-15.-P.1-124.
3. Deacon G.E.R., Moorey J.A. The boundary regions between currents from the Weddell Sea and Drake Passage. // Deep-Sea Res.-1975.-v.22.-№4.-P.265-268.
4. Deacon G.E.R., Foster T.P. The boundary region between Weddell sea and Drake passage current. // Deep-Sea Res.-1977.-24.-№6.-P.505-511.
5. Gordon A.L., Georgi D.T., Taylor H.W. Antarctic Polar Front Zone in Western Scotia Sea summer 1975. // J. Phys. Oceanogr.-1977.-v.7.-№3.-P.309-328.
6. Patterson S.L., H.A.Sievers. The Weddell-Scotia Confluence. // J. Phys. Oceanogr.-№10.-1980.-P.1584-1610.
7. Muench R.D., Gunn J.T., Husby D.M. The Weddell-Scotia Confluence in Midwinter. // J. Geophys. Res. -1990.-v.95.-№C.10.-P.18.177-18.190.
8. Афанасьев Б.В., Масленников В.В. Океанологические условия летом 1982 г. в южной части моря Скотия – в северной части моря Уэдделла. // Препринт. ВНИРО.-1983.-38с.
9. Богданов М.А., Орадовский С.Г., Солякин Е.В., Хвацкий Н.В. О фронтальной зоне моря Скотия. // Океанология.-1969.-т.9.-в.6.-С.966-974.
10. Niiler P.P., Amos A., Jian-Hwa Hu. Water masses and 200 m relative geostrophic circulation in the western Bransfield Strait region. // Deep-Sea Res.-1991.-v.38.-№8/9.-P.943-959.
11. Артамонов Ю.В., Алексеев А.П., Бузанов Б.В., Гайский П.В., Неверовский И.П. Структура вод к западу от Антарктического полуострова и в южной части моря Скотия. // Бюл. УАЦ.-1997.-1.-С.116-124.
12. Levitus S., Conkright M., Boyer P.T., Gelfeld R., Johnson D., Smolyar I., Trammell G., Moffatt R., O'Brien T., Stathoplos L. Results of the IOC Global Oceanographic Data Archaeology and Rescue (GODAR) project. // NOAA NESDIS Technical Report.-1998.
13. Строкина Л.А. Тепловой баланс поверхности океанов. Справочное пособие. Ред. М.И. Будько. // Л.: Гидрометеиздат.-1989.-448с.
14. Hellerman S., Rosenstein M. Normal monthly wind stress over the World Ocean with error estimate // J.Phys. Oceanogr.-1983.-13.-P.1093-1104.
15. Kyle H.L., McManus J.M., Ahmad S., Hrubiak P.L., Kafatos M., Yang R., Li Z. Climatology Interdisciplinary Data Collectoin (CD-ROM Data Sets). // NASA,GSFC DAAC.-1998.-V.1-4.
16. Peterson R.G., Stramma L. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. // Prog. Oceanogr.-1991.-26.-P.1-73.
17. Hofmann E.E., Klinck J.M. Hydrography and circulation of the Antarctic Continental Shelf:150 E. Eastward to the Greenwich meridian. // WG-EMM-97/68.-1997.