© Федотова А. А., Кашин С. В., 2023, Океанологические исследования, 2023, Том 51, № 2, С. 21–47

УДК 556.047 DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2023.51(2).3

СТРУКТУРА ВОД МОРЕЙ ДЕЙВИСА И МОУСОНА ПО ДАННЫМ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ, ВЫПОЛНЕННЫХ В ХОДЕ 67-й РАЭ

А. А. Федотова[1], С. В. Кашин[2]

[1]Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН,
Россия, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36,
e-mail: fedotovalina@yahoo.com
[2]ФГБУ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,
Россия, 199397, Санкт-Петербург, ул. Беринга, д. 38

В работе представлены результаты анализа 64 океанографических станций, выполненных на шельфе и склоне в морях Дейвиса и Моусона с борта НЭС «Академик Федоров» в рамках океанографических работ 67-й Российской антарктической экспедиции (РАЭ) в январе–феврале 2022 г. Проведенные исследования позволили определить структуру вод на склоне и шельфе в западной части моря Дейвиса и восточной части моря Моусона. Полученные результаты и их сопоставление с результатами предыдущих исследований в рамках РАЭ в 2001, 2017, 2021 гг. позволили сделать ценные выводы по межгодовой изменчивости термохалинных характеристик Антарктических шельфовых вод на шельфе в центральной части моря Дейвиса и вывод о возможности участия образованных на шельфе моря Дейвиса шельфовых вод в вентиляции Циркумполярных глубинных вод и предположить нерегулярный характер источника Антарктических донных вод в море Дейвиса.

Ключевые слова: плотные модификации Антарктических шельфовых вод, Антарктические шельфовые воды (ААШВ), Склоновые воды, модифицированные Циркумполярные глубинные воды (МЦГВ), Антарктические донные воды (ААДВ), Воды шельфовых ледников (ВШЛ), структура вод, водные массы, море Дейвиса, море Моусона, Южный океан, РАЭ, МЕОР

Введение

Основными районами глубоководных океанографических исследований в сезонный период 67-й РАЭ с борта судна НЭС «Академик Федоров» стали акватории морей Дейвиса и Моусона.

Поставленные при планировании океанографических работ цели по исследованию структуры вод на шельфе и материковом склоне в морях Дейвиса и Моусона прежде всего обусловлены поиском новых источников Антарктических донных вод (ААДВ) в малоизученных окраинных морях Антарктиды индоокеанского сектора Южного океана. Образованные на шельфе плотные модификации Антарктических шельфовых вод (ААШВ) с нейтральной плотностью более 28.27 кг/м^3 являются основной компонентой при образовании ААДВ, изучение которых стало одной

из ключевых задач современных океанографических исследований, проводимых в Южном океане. Согласно (Rintoul, 2007) часть образованных в окраинных морях индоокеанского сектора Южного океана ААДВ распространяются в Австралийско-Антарктическом бассейне, и часть вод распространяется вдоль антарктического склона на запад, пополняя слой глубинных вод моря Уэдделла в Круговороте моря Уэдделла, с водами которого распространяются уже как ААДВ в том числе до северных частей Атлантического океана (Morozov et al., 2010). Однако, наряду с процессами образования плотных модификаций Антарктических шельфовых вод с нейтральной плотностью более 28.27 кг/м^3 и их глубинного каскадинга, на шельфе окраинных морей Антарктиды образуются и менее плотные Антарктические шельфовые воды с плотностью менее 28.27 кг/м^3. Плотность данных вод не позволяет им занять изопикническую поверхность ААДВ, однако данные воды при возникновении каскадинга в верхней части склона будут участвовать в вентиляции Циркумполярных глубинных вод (ЦГВ) и в образовании Антарктического склонового течения и фронта.

Выполненные в последние десятилетия натурные исследования показали, что структура и характеристики водных масс на шельфе в разных морях вокруг Антарктиды существенно различаются, и только в некоторых районах Южного океана способны образовываться плотные модификации Антарктических шельфовых вод, участвующие в формировании ААДВ (Baines and Condie, 1998; Amblas, Dowdeswell, 2018). На данный момент в Южном океане выделяют 2 основных района-источника ААДВ: море Уэдделла и море Росса (Gordon, 1975; Foldvik et al., 2004). Также источниками ААДВ являются море Содружества (Jacobs, Georgi, 1977; Антипов, Клепиков, 2007; Головин и др., 2011; Ohshima et al., 2013), моря Дюрвиля и Сомова (акватории у Берега Георга V и Земли Адели) (Carmack and Killworth, 1978; Williams et al., 2010) и залив Винсенс в море Моусона (Kitade et al., 2014).

Нужно отметить, что до недавнего времени океанографические исследования на шельфе и склоне окраинных морей Антарктиды, из-за сложной ледовой обстановки, проводились преимущественно в теплый период года с судов. Однако на текущий момент основным источником данных натурных исследований структуры вод шельфа и склона окраинных морей Антарктиды и, в частности, морей Дейвиса и Моусона, являются CTD данные, полученные в ходе реализации Программы по исследованию полярных районов Мирового океана с помощью морских млекопитающих (MEOP/Marine Mammals Exploring the Oceans Pole to Pole). Программа MEOP запущена в индоокеанском секторе Южного океана в 2004 г. В рамках программы датчики CTD-SRDLs (Conductivity-temperature-depth satellite relay data loggers) прикрепляются в основном к голове морского слона (Mirounga leonina) или тюленя Уэдделла (Leptonychotes weddellii), которые в процессе кормления ныряют на большие глубины, попутно измеряя температуру и электропроводность воды. Измерения проводятся, подобно буям Арго, на стадии всплывания животного и с передачей данных на спутник при полном всплытии животного. Основными районами реализации программы MEOP в акваториях морей Дейвиса и Моусона стали полыньи Шеклтон (залив Трешникова),

Винсенс и Андервуд (залив Винсенс). Таким образом, на залив Винсенс приходится максимальная плотность CTD данных MEOP. В западной части моря Моусона (бухты Малыгинцев и Миловзорова) и в море Дейвиса CTD данных MEOP значительно меньше или они вообще отсутствуют. Однако CTD данные MEOP имеют ряд недостатков, усложняющих процесс анализа информации: заявленная точность CTD данных – ±0.01 °C для температуры и ±0.02 епс для солености (Roquet et al., 2011), малое количество станций с промерами до дна, большое количество неглубоких станций в пятидесятиметровом слое. Также стоит отметить сложность методики обработки сырых данных (Roquet et al., 2011; Frazer et al., 2018). Поэтому нужно подчеркнуть важность проведения натурных исследований в акваториях окраинных морей Антарктиды с использованием высокоточных зондирующих устройств SBE для контроля качества CTD данных MEOP. При планировании разрезов в море Моусона анализировались как архивные CTD данные ААНИИ и судовые высокоточные CTD данные из международной базы данных по Мировому океану (World Ocean Database 2018 / WOD18), так и база данных MEOP (www.nodc.noaa.gov, www.meop.net).

Благодаря развитию дистанционных методов исследования, позволяющих сделать оценку объемов продуцируемого льда в квазистационарных полыньях (Nihashi and Ohshima, 2015; Ohshima et al., 2016; Tamura et al., 2016), запуску программы MEOP и возможности установки годовых заякоренных буев с измерителями течений и высокоточными датчиками температуры и электропроводности на глубинах более 2000 м, была сделана оценка расхода ААШВ, образованных вследствие развития конвекции в квазистационарных полыньях, расположенных в акваториях окраинных морей Антарктиды индоокеанского сектора: Дарнли в море Содружества – 0.52±0.26 Св (Ohshima et al., 2013), 0.16±0.25 Св в Винсенс в море Моусона (Kitade et al., 2014), Мерц в море Дюрвиля – 0.1–0.5 Св (Williams et al., 2008) при оценке общего расхода ААШВ в Южном океане в 5.4±1.7 Св (Orsi et al., 2002) и общего расхода ААДВ в Южном океане по оценке (Carmack, 1977), который составляет от 5 до 10 Св, по (Orsi, 1999) 10 Св ААДВ. Таким образом, хотя вклад окраинных морей Антарктиды индоокеанского сектора в общий объем продуцирования ААДВ имеет меньшие объемы и, как правило, носит сезонный характер, их суммарный расход сопоставим с расходом крупных источников, что также подтверждает актуальность исследований, проводимых в рамках РАЭ в индоокеанском секторе Южного океана, в частности, в море Моусона. Нужно отметить, что на данный момент публикации о структуре вод моря Дейвиса практически отсутствуют и участие образованных в нем Антарктических шельфовых вод в продуцировании ААДВ мало изучено, что также добавляет значимости исследованиям структуры вод шельфа и склона моря Дейвиса, проведенные в ходе РАЭ, в частности, в ходе 67-й РАЭ.

Поэтому в данной статье, наряду с исследованием структуры вод морей Дейвиса и Моусона в целом, особое внимание уделено исследованию структуры вод на склоне и термохалинных характеристик ААШВ на шельфе.

Проведение гидролого-гидрохимических исследований

Для решения поставленных целей с борта НЭС «Академик Федоров» в рамках 67-й РАЭ было выполнено 37 океанографических станций с помощью зондирующего комплекса (рисунок 1а) с отбором гидрохимических проб на содержание кислорода и биогенов (P-PO_4''', Si-SiO_3''), и 27 эпизодических станций с помощью зонда SBE-19v2 SeaCat (рисунок 1б) во время стоянки судна в районах сезонной полевой базы Оазис Бангера и станции Мирный. Карта-схема судовых разрезов и эпизодических станций представлена на рисунке 2.

Для выполнения океанографических разрезов в морях Моусона и Дейвиса использовался зондирующий комплекс, состоящий из CTD зонда SBE-911+ SeaBird, альтиметра и 24 батометров, закрепленных на карусели. При проведении всех гидрохимических определений использовались стандартные методики и реактивы, принятые в морской химии. Содержание кислорода определялась по методу Винклера. Для дополнительного контроля точности значений солености на всех разрезах было отобрано 28 проб на соленость. Пробы на соленость отбирались на глубинах с устойчивой стратификацией вод. Соленость проб определялась с помощью солемера “AUTOSAL 8400” с проточной термостатированной ячейкой. Содержание растворенного кислорода, биогенов и солености определялось судовым специалистом-гидрохимиком. Количество гидрохимических проб, отобранных на разрезах, представлено в таблице 1.

а б

Рис. 1 – Приборная база океанографических исследований:
а) зондирующий комплекс на Разрезе-3 в заливе Винсенс; **б**) профилограф SBE-19v2 SeaCat при проведении эпизодической станции в бухте Малыгинцев

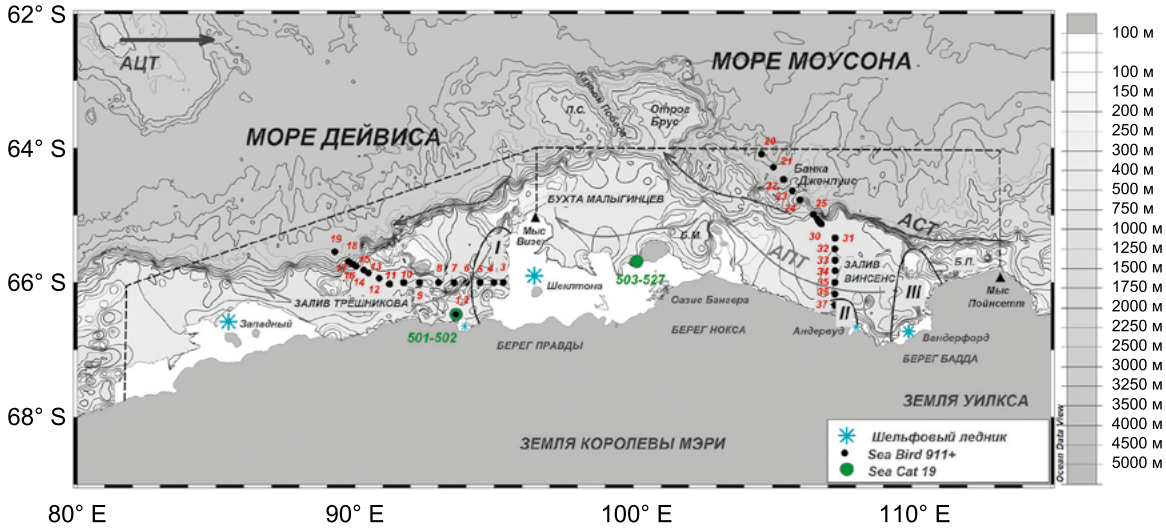

Рис. 2 – Карта-схема расположения станций (батиметрия по IBCSO_v1). Красными цифрами обозначены номера станций, выполненных с помощью SBE-911+ SeaBird; зелеными цифрами обозначены номера станций, выполненных с помощью SBE-19v2 SeaCat; пунктирной линией обозначены границы морей Дейвиса и Моусона по (Границы морей и океанов, 2000); римскими цифрами обозначены границы полыней по (Tamura et al., 2016): I – Шеклтон, II – Андервуд, III – Винсенс; П.С. – плато Сомова, Б.М. – бухта Миловзорова, Б.П. – Петерсен

Таблица 1 – Количество гидрохимических определений, выполненных в ходе проведения морских работ в рамках 67-й РАЭ

Район работ			Количество определений			
			O_2	$Si\text{-}SiO_3''$	$P\text{-}PO_4'''$	Соленость
1	Море Дейвиса	Пробные станции (1,2)	36	36	36	–
		Р – 1 (3–11)	83	83	83	7
		Р – 2 (12–19)	81	81	81	2
2	Море Моусона	Р – 3 (20–37)	182	182	182	19
Всего: 1066 определений						

Нужно отметить, что в 2021 г. датчики температуры и солености прошли поверку в Германии, вследствие чего были введены новые поправочные коэффициенты для датчиков. Таким образом, заявленная точность датчиков температуры и электропроводности превышает 0.01 единицу измерения. Установленный на зондирующем комплексе альтиметр PSA-916 D позволил проконтролировать расстояние от прибора до дна. Так как гидрография данного района малоизучена, было принято решение выполнять зондирование до глубин, чтобы расстояние от прибора до дна составляло не менее 20 м.

Разрез-1 (стн. 3–11) выполнен 4 февраля по 66° ю. ш. на шельфе моря Дейвиса от шельфового ледника Шеклтона до 92° в. д. Разрез состоит из 9 станций на глубинах от 357 до 1203 м и имеет протяженность 100 морских миль. Все станции на разрезе

выполнялись до дна с отбором гидрохимических проб. Всего на Разрезе-1 для гидрохимического анализа отобрано 256 проб. Разрез-1 практически повторяет разрез, выполненный в ходе 62-й РАЭ в 2017 г., и имеет ряд повторяющихся станций в котловинах, выполненных в 2001, 2017 и 2021 гг.

Впервые в истории океанографических исследований, проводимых в рамках РАЭ, выполнены океанографические станции в глубоководной части, на склоне и шельфе в западной части моря Дейвиса (Разрез-2). Разрез-2 (стн. 12–19) оперативно спланирован, исходя из реальной ледовой обстановки, и проходил вдоль кромки ледяного поля. Выполнен разрез 5 февраля на шельфе и материковом склоне в западной части моря Дейвиса и состоит из 8 станций с глубинами от 459 до 2300 м и общей протяженностью 72 морские мили. Всего на Разрезе-2 для гидрохимического анализа отобрано 245 проб.

Так же, как и в западной части моря Дейвиса, в ходе реализации Программы океанографических работ в сезонный период 67-й РАЭ с борта НЭС «Академик Федоров» впервые выполнен разрез в восточной части моря Моусона. Разрез-3 (стн. 20–37) выполнен в период с 9 по 11 февраля и состоит из 18 станций на глубинах от 520 до 3240 м и общей протяженностью 161 морских миль. Для гидрохимического анализа на Разрезе-3 отобрано 565 проб. Положение разреза и координаты станций определялись в ходе экспедиции, исходя из фактической ледовой обстановки.

Гидрологические особенности района исследования

Определяющими процессами для формирования гидрологического режима окраинных морей Антарктиды являются осенне-зимняя конвекция, прогрев и распреснение поверхностного слоя, проникновение на шельф модифицированных Циркумполярных глубинных вод (МЦГВ) и взаимодействие водных масс с шельфовыми ледниками.

В летний период по мере прогревания поверхности моря и таяния льда формируется более теплый и распресненный слой Летних вод (ЛВ) и сезонный пикноклин, который экранирует всю толщу воды и препятствует развитию вертикальной конвекции. Вместе с Антарктическими зимними водами (ААЗВ) они образуют слой Антарктических поверхностных вод (ААПВ), которые при выходе с шельфа распространяются в поверхностном слое в океан или распространяются на запад с Антарктическим прибрежным течением.

В холодный период происходит выхолаживание поверхностного слоя и осолонение вследствие льдообразования, которые приводят к развитию конвекции, являющейся определяющим процессом в образовании ААЗВ и Антарктических шельфовых вод (ААШВ) с потенциальной температурой (θ), близкой к температуре замерзания (T_f). По современным представлениям ААЗВ являются молодыми водами с θ = –1.9…–1.8 °C, близкой к T_f, и S < 34.3 епс, которые образовались непосредственно из поверхностного слоя при конвекции и занимают подповерхностный слой,

если сформирован распресненный слой ААПВ, или поверхностный слой при его отсутствии. Антарктическими шельфовыми водами обозначаются воды более плотные, чем ААЗВ, с такой же θ = –1.9…–1.8 °C, но с большей соленостью (S > 34.3 епс), занимающие придонный слой и идентифицируемые в толще по максимальной плотности. По мере накопления плотных ААШВ на шельфе происходит перенос вод на север к бровке. При выходе более плотных, чем окружающие океанические воды, ААШВ на бровку шельфа, вследствие резкого увеличения уклона дна, начинается гравитационный сток ААШВ, сопровождаемый смешением с более теплыми и солеными Циркумполярными глубинными водами (Головин и др., 2011).

В предыдущих исследованиях структуры вод окраинных морей Антарктиды результирующую смесь свежих плотных, образованных на шельфе, вод с ЦГВ или МЦГВ, зафиксированную на склоне, обозначали по разному. Например, Модифицированные Циркумполярные глубинные воды (Newsom et al., 1965), Модифицированные Циркумполярные глубинные воды с γ^n < 28.27 кг/м^3 (Jacobs et al., 1970; Whitworth et al., 1998), Склоновые воды (Gordon and Tchernia, 1972), Модифицированные теплые глубинные воды (Carmack, 1977), аномальные воды (Carmack and Killworth, 1978), ДВЗП (Middleton and Humphries, 1989; Wong et al., 1998; Антипов, Клепиков, 2007), Модифицированные шельфовые воды, если γ^n > 28.27 кг/м^3, и Модифицированные Циркумполярные глубинные воды, если γ^n < 28.27 кг/м^3 (Orsi, Wiederwohl, 2009; Williams et al., 2010; Wong, Riser, 2013; Williams et al., 2014), Склоновые воды моря Уэдделла (Fedotova, Stepanova, 2022). Такие воды могут быть обнаружены на склоне, как в районе их источника, так и в значительном от него удалении (Jacobs, Georgi, 1977; Heywood et al., 1998; Whitworth et al., 1998). Вместе с тем для антарктического склона характерны процессы поднятия вследствие приливных течений более холодных и пресных вод из нижнего слоя ЦГВ, имеющих большие концентрации растворенного кислорода и силикатов, чем верхний слой ЦГВ. Данные воды тоже образуют термохалинную аномалию в придонном слое на склоне и могут вовлекаться в Антарктическое склоновое течение или фронт, поэтому их исследование также представляет научный интерес. Таким образом, во избежание путаницы в использовании обозначений вод для анализа и описания процессов на склоне, в настоящем исследовании будет употребляться термин Склоновые воды (СВ) для вод, расположенных в придонном слое на континентальном склоне, главной отличительной особенностью которых является выполнение условия $\gamma^n s(H_1) > \gamma^n o(H_1)$ на склоне на глубинах менее 2000 м. Вследствие того, что их плотность больше, чем плотность окружающих океанических вод, СВ могут распространяться вниз по склону с выраженной западной компонентой, согласно направлению распространения Антарктического склонового течения, и участвовать в вентиляции глубинных или донных вод. Склоновые воды, зафиксированные на склоне моря Дейвиса, мы будем называть Склоновыми водами моря Дейвиса (СВМД), на склоне моря Моусона – Склоновыми водами моря Моусона (СВММ).

В средней части склона или у его подножья под слоем Циркумполярных глубинных вод (ЦГВ) располагаются Антарктические донные воды (ААДВ), выделяемые

в Южном океане по нулевой изотерме или изопикне $\gamma^n = 28.27$ кг/м^3 (Orsi et al., 1999). Идентифицируются эти воды в толще на склоне и в нижней части материкового склона по относительному минимуму температуры, солености и относительному максимуму концентраций растворенного кислорода. Согласно принятой в данной работе классификации водных масс, ААДВ образуются из плотных модификаций СВ ($\gamma^n > 28.27$ кг/м^3). Расшифровка аббревиатур водных масс, встречающихся в тексте и на рисунках, представлена в таблице 2.

Таблица 2 – Расшифровка аббревиатур водных масс, встречающихся в тексте и на рисунках

Аббревиатура водных масс	
ААДВ	Антарктические донные воды
ААЗВ	Антарктические зимние воды
ААПВ	Антарктические поверхностные воды
АПТ	Антарктическое прибрежное течение
АСТ	Антарктическое склоновое течение
АСФ	Антарктический Склоновый фронт
АЦТ	Антарктическое Циркумполярное течение
ААШВ	Антарктические шельфовые воды
ВШЛ	Воды шельфовых ледников
МЦГВс	Модифицированные Циркумполярные глубинные воды (на склоне)
МЦГВш	Модифицированные Циркумполярные глубинные воды (на шельфе)
СВ	Склоновые воды
СВМД	Склоновые воды моря Дейвиса
СВММ	Склоновые воды моря Моусона
ЦГВ	Циркумполярные глубинные воды

Важным процессом при формировании структуры вод на шельфе морей Дейвиса и Моусона является заход МЦГВ, которые обеспечивают дополнительный поток тепла и соли из океана на шельф. Модифицированные Циркумполярные глубинные воды являются продуктом смешения теплых и соленых ЦГВ с образованными на антарктическом шельфе холодными водами «с» над склоном (МЦГВс) и шельфом «ш» (МЦГВш), которые идентифицируются в толще по относительным максимумам солености, температуры, концентрации фосфатов и абсолютному минимуму концентрации кислорода.

Очевидно, что на гидрологический режим обоих морей также оказывает влияние шельфовый ледник Шеклтона, под который, вследствие особенностей циркуляции и наличия приливо-отливных процессов в прибрежной зоне морей Дейвиса и Моусона, а также в зависимости от мощности барьера шельфового ледника, способны распространяться воды. Так как рост давления с глубиной понижает точку замерзания морской воды, при заходе вод под шельфовый ледник и контакте с его подошвой эти воды способны переохлаждаться до температуры ниже температуры замерзания вод с такой же соленостью на поверхности (Carmack, Foster, 1975; Foldvik et al., 1985).

Такие переохлажденные воды, образованные под шельфовым ледником и имеющие потенциальную температуру ниже температуры замерзания на поверхности, принято называть Водами шельфовых ледников (ВШЛ). Идентифицируются ВШЛ в толще по абсолютному минимуму температуры $\theta < -1.9$ °C.

Методы исследования структуры вод на разрезах

Результаты исследования структуры вод на разрезах получены прежде всего на основе анализа вертикальных распределений термохалинных и гидрохимических характеристик (растворенного кислорода, силикатов и фосфатов), анализа θ,*S*-диаграмм и нейтральной плотности. Привлечение гидрохимических показателей позволяет точнее идентифицировать образованные на шельфе водные массы и воды океанического происхождения (МЦГВ) в шельфовой зоне и на склоне. В данном исследовании приведены результаты анализа вертикального распределения преимущественно концентрации растворенного кислорода и силикатов. Для идентификации водных масс в толще использовался метод ядра, который позволяет выделить ядра водных масс по экстремумам термохалинных характеристик. Однако в случае с водными массами, когда водная масса не обладает выраженными локальными минимумами или максимумами, использовался метод, в рамках которого граница между водными массами отожествляется с поверхностями потенциальной (σ) или нейтральной плотности (γ^n).

Так как поверхности равные σ, то есть плотности, определяемой по потенциальной температуре и солености при произвольном выборе отсчетного давления, можно считать близкими к изопикническим только в некотором диапазоне изменений глубины от отсчетного уровня, поэтому по современным представлениям для данных районов принято использовать γ^n (Jackett, McDougall, 1997), что отображает плотностные характеристики вод для специфики термохалинной структуры вод окраинных морей Антарктиды, для которых характерно наличие резких перепадов глубин (внутришельфовых впадин) и в структуру которых входит материковый склон, что затрудняет использование для анализа значений σ. Нейтральная плотность является скалярной функцией пространственных координат и определяется условием, что при движении частицы воды вдоль изоповерхности γ^n не совершается работа против силы Архимеда и (McDougall, 1987).

Впервые исследование структуры вод морей Антарктиды с помощью анализа значений γ^n проведено в работе (Whitworth et al., 1998). Практически во всех дальнейших исследованиях структуры вод окраинных морей Антарктиды, в частности, индоокеанского сектора, для оценки плотности вод используется значение нейтральной плотности (напр., Wong, Riser, 2013; Williams et al., 2016; Kitade et al., 2014). Поэтому в данной работе применяется расчет нейтральной плотности для возможности сопоставления результатов исследований с зарубежными авторами.

Для изучения структуры вод было принято решение выполнить анализ водных масс с учетом их стратификации. Подобное исследование выполнено в работе (Orsi

and Wierderwohl, 2009) для анализа структуры вод моря Росса. В этой работе предлагают рассматривать водные массы на шельфе (<700 м) и на склоне (>700 м), разделенные следующими значениями нейтральной плотности (McDougall, 1987): поверхностный слой (L1: γ^n < 28.0 кг/м^3), промежуточный (L2: 28.0 < γ^n < 28.27 кг/м^3) и придонный слой (L3: γ^n > 28.27 кг/м^3). В данной методике анализа структуры вод выбранные значения нейтральной плотности при разделении толщи на 3 слоя основываются на принятых по нейтральной плотности границах водных масс. Для исследования структуры вод шельфа окраинных морей Антарктиды принципиально выделить границы (диапазоны) модифицированных Циркумполярных глубинных вод, то есть вод океанического происхождения. В статье (Orsi and Wierderwohl, 2009) промежуточный слой отделяется от поверхностного по верхней границе МЦГВ равной 28.0, а от придонного слоя 28.27 по значению, которое используется для идентификации ААДВ на склоне и океане.

Так как в морях Дейвиса и Моусона шельфовые воды имеют меньшую соленость, чем в море Росса, то результатом их диапикнического смешения на верхней границе с ЦГВ будут модифицированные ЦГВ меньшей плотности, поэтому на основе анализа CTD данных предложенная стратификация была адаптирована для изучаемого района и для исследования структуры вод на шельфе (<700 м); в настоящей работе предлагается использовать следующие изопикны: поверхностный слой (L1: γ^n < 27.88 кг/м^3), включающий в себя ААПВ и сезонный пикноклин с ААЗВ; промежуточный слой (L2: 27.88 < γ^n < 28.0 кг/м^3) и придонный слой (L3: γ^n > 28.0 кг/м^3). Так как зафиксированные ААШВ на разрезах не имеют достаточной плотности для каскадинга, при выходе на бровку они продолжают распространяться в океан и вместе с ААПВ на склоне (>700 м) образуют поверхностный слой (L1: γ^n < 28.0 кг/м^3). Промежуточный слой на склоне выделен традиционно (L2: 28.0 < γ^n < 28.27 кг/м^3) до верхней границы ААДВ (γ^n = 28.27 кг/м^3). Придонный слой (L3: γ^n > 28.27 кг/м^3) на склонах морей Дейвиса и Моусона также, как и в море Росса, представлен ААДВ.

Разрез-1 выполнен на шельфе в центральной части моря Дейвиса. Структура вод на разрезе будет рассматриваться соответственно стратификации для шельфа. Однако из-за того, что разрез проходил через глубоководные внутришельфовые впадины, диапазон глубин в принятой классификации для шельфа для этого разреза расширен до 1300 м.

В Разрез-2 входит часть шельфа (стн. 12–15), на которую распространяются границы слоев классификации для шельфа (<700 м), и склон (>700 м) на станциях 15–19. Структура вод на данном разрезе будет рассматриваться по двум стратификациям.

Подобно Разрезу-2, в Разрез-3 входит часть шельфа (стн. 30–37), на которую распространяются границы слоев классификации для шельфа (<700 м), и склон (>700 м) на станциях 20–29. Структура вод на станциях Разреза-3 будет рассматриваться по двум стратификациям.

Визуализация данных и расчет потенциальной температуры и нейтральной плотности выполнены в программном пакете для исследования, анализа и визуализации

океанографических данных Ocean Data View (Schlitzer, 2001). При построении карт в Ocean Data View использовалась батиметрия по IBCSO_v1 (Arndt et al., 2013).

Океанографические исследования в море Дейвиса

На широтном Разрезе-1 по 66° в. д. зафиксировано достаточно неоднородное распределение термохалинных (рисунок 3) и гидрохимических характеристик в поверхностном, промежуточном и придонном слоях, что означает влияние разных факторов на формирование термохалинной структуры.

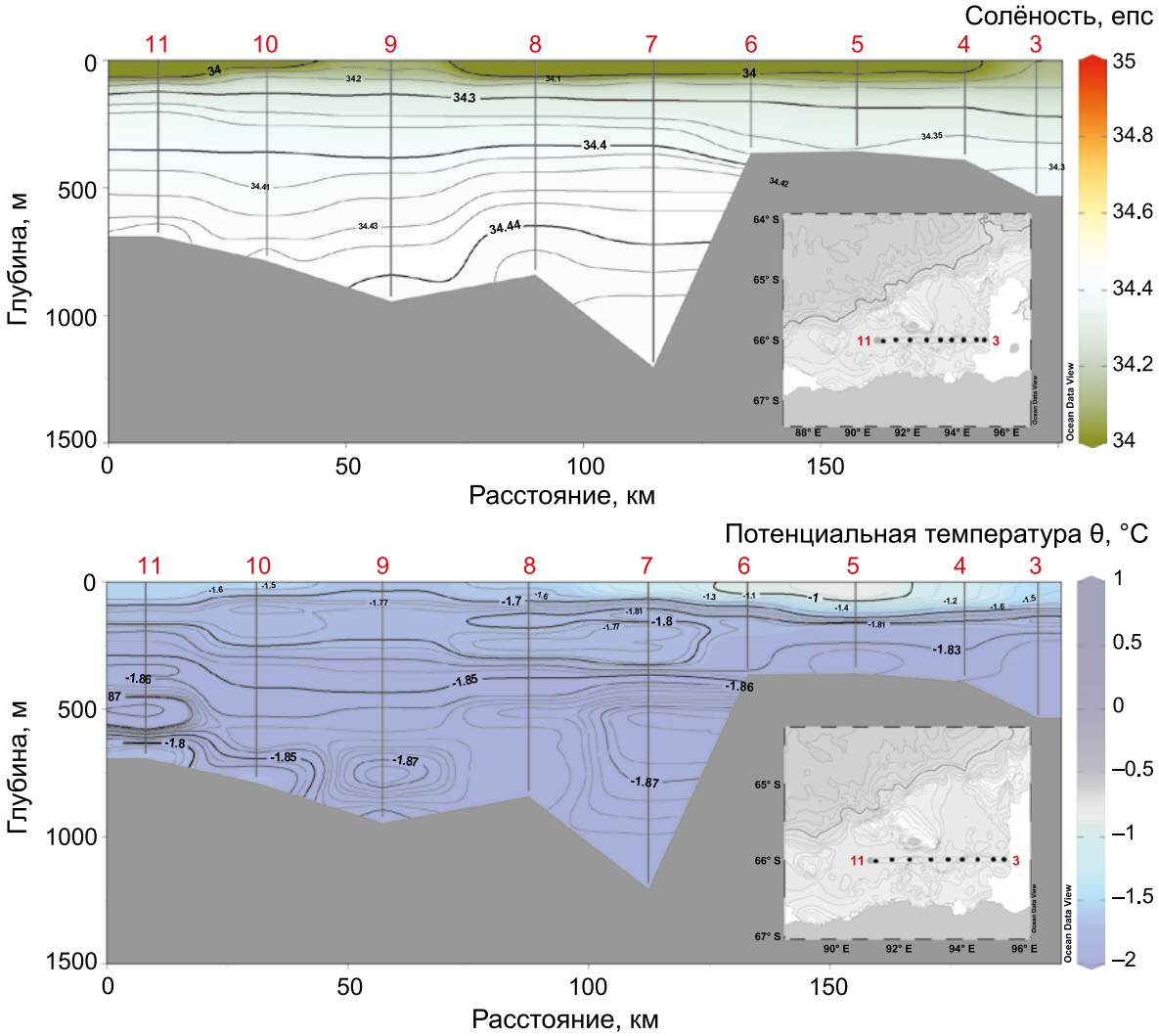

Рис. 3 – Распределение термохалинных характеристик на Разрезе-1.
Красными цифрами обозначены номера станций

Поверхностный слой (L1: γ^n < 27.88 кг/м^3) на Разрезе-1 представлен ААПВ, в которые входят Летние воды и сезонный пикноклин с ААЗВ (рисунки 3, 4). Наиболее прогретый поверхностный слой с –1.26 < θ < –0.81 °C наблюдался в восточной части

разреза на станциях 4–7, причем мощность слоя уменьшалась со 100 м в районе барьера шельфового ледника Шеклтона (стн. 4) до 60 м на станции 7. Исключение на восточном участке разреза составляет станция 3, которая находилась на разрезе на минимальном удалении от шельфового ледника Шеклтона. На рисунке 4 видно, что потенциальная температура в поверхностном слое практически такая же низкая, как и в центральной и западной части разреза θ = –1.55 °C, и сезонный пикноклин практически не выражен. Также на этой станции наблюдаются минимальные значения солености по всей толще. Вероятнее всего, такое вертикальное распределение температуры и солености связано с диапикническим перемешиванием, возникающим у барьера шельфового ледника Шеклтона под воздействием приливо-отливных волн. Можно предположить, что низкая соленость и как следствие плотность вод на станции связана с таянием шельфового ледника Шеклтона при взаимодействии с относительно теплыми и пресными ААПВ. Нужно отметить, что в 2017 г. переохлажденные воды зафиксированы на участке разреза 94°–95°30′ в. д. на 150–200 м с θ = –1.96…–1.91 °C, поэтому на станциях 3, 4, 5 предполагалось зафиксировать образованные под шельфовым ледником Шеклтона переохлажденные ВШЛ, однако ВШЛ в 2022 г. в море Дейвиса не зафиксировано. Минимальная зафиксированная на Разрезе-1 потенциальная температура составляет –1.88 °C на станции 11 в промежуточном слое на глубинах 400–500 м. На станциях 8–10 в поверхностном слое наблюдались относительно холодные ААПВ с θ = –1.69…–1.4 °C.

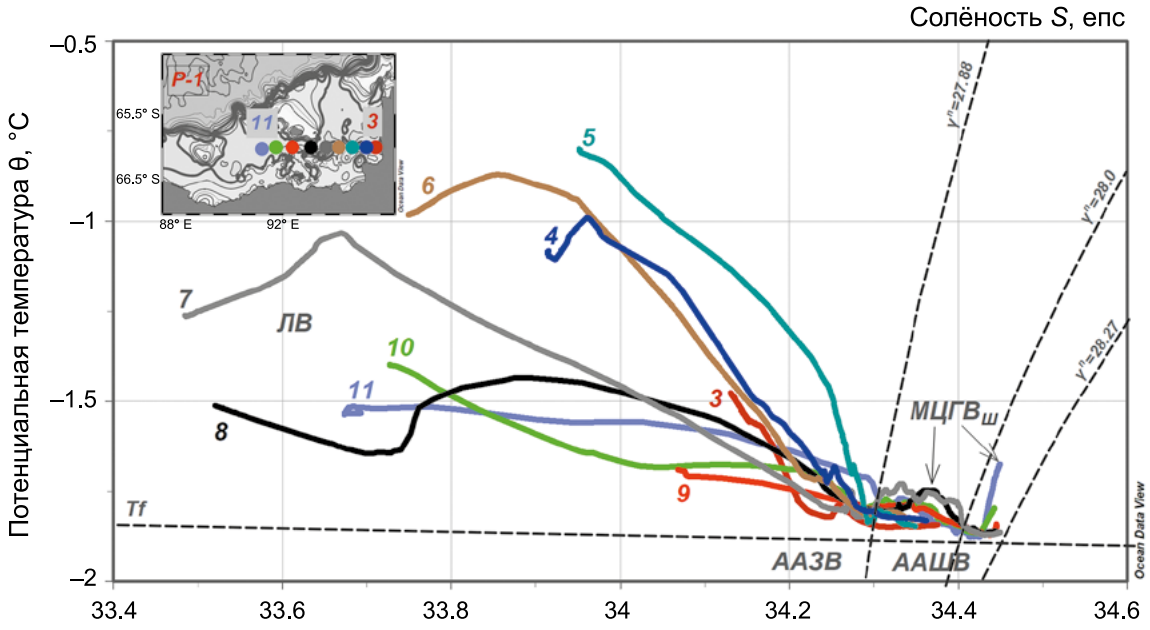

Рис. 4 – θ,*S*-диаграммы океанографических станций на Разрезе-1 с обозначенными водными массами

Как видно на θ,*S*-диаграммах станций Разреза-1, представленных на рисунке 4, в промежуточном (L2: 27.88 < γ^n < 28.0 кг/м^3) и придонном (L3: γ^n > 28.0 кг/м^3) слоях на широтном Разрезе-1 зафиксирована достаточно сложная структура ААШВ, которая

идентифицирует наличие затоков на шельф моря Дейвиса более теплых МЦГВ в промежуточном и придонном слоях.

На станциях 7, 8 (рисунки 3, 4) в промежуточном слое на глубинах 200–300 м зафиксирована примесь МЦГВ$_ш$ с потенциальной температурой в ядре –1.74 °С на глубине 250 м, которую также можно выделить по пониженной концентрации растворенного кислорода (7.2–7.3 мл/л) и повышенной концентрацией кремния (57.4–61.6 μМ) относительно вышележащих и нижележащих вод шельфового происхождения. Низкая соленость такой модификации ЦГВ, вероятно, связана с изопикническим смешением ЦГВ с относительно пресными ААШВ над склоном. Пример такого смешения можно наблюдать на станциях 17, 18 (рисунок 6).

В придонном (L3: $\gamma^n > 28.0$ кг/м^3) слое на станциях 9–11 (рисунок 4) наблюдалось увеличение потенциальной температуры, солености (рисунок 4), концентраций растворенного кремния (61.6 μМ) и понижение концентраций растворенного кислорода до 7.26 мл/л, что идентифицирует наличие затоков МЦГВш в придонном слое и в западной части моря Дейвиса. Нужно отметить, что при приближении к склону на Разрезе-2 такой высокой температуры в придонном слое не наблюдалось. Примесь МЦГВш на Разрезе-2 зафиксирована только на станции 14 (рисунок 6), где потенциальная температура увеличилась до –1.74 °С.

В целом, промежуточный и придонный слои шельфа моря Дейвиса были заполнены шельфовыми водами с относительно низкой соленостью и как следствие плотностью. Соленость этих вод изменяется от 34.3 до 34.45 епс при потенциальной температуре θ = –1.87…–1.68 °С. Самые плотные ААШВ ($28.2 < \gamma^n < 28.27$ кг/м^3) зафиксированы в котловине на станциях 7, 9 на глубинах более 950 м.

Относительно Разреза-1 распределение термохалинных характеристик в поверхностном и промежуточном слоях на Разрезе-2 более однородно. Как видно на рисунке 5, в зоне шельфа (стн. 12–14) ААПВ менее прогреты ($-1.37 < \theta < -0.84$ °С) и более распреснены ($33.73 < S < 33.82$ епс). Вероятнее всего, это связано с потерей тепла при таянии морского льда и айсбергов, которых в шельфовой зоне значительно больше. Поверхностный слой (L1: $\gamma^n < 28.0$ кг/м^3) на Разрезе-2 представлен ААПВ, в которые входят Летние воды, сезонный пикноклин и ААШВ, и отделен от промежуточного слоя основным термоклином между водами шельфового происхождения и ЦГВ.

Промежуточный слой на шельфе занимает практически гомотермический слой ААШВ. Минимальная зафиксированная потенциальная температура в ядре ААШВ θ = –1.88 °С.

На станции 16 в придонном слое на склоне на глубинах 600–700 м были выявлены более плотные, чем окружающие, океанические воды, а на шельфе зафиксированы ААШВ Склоновые воды моря Дейвиса (рисунок 6б). Нейтральная плотность этих вод – 28.2 кг/м^3 (θ = 0.39 °С, S = 34.68 епс) при максимальной зафиксированной нейтральной плотности ААШВ на шельфе западной части моря Дейвиса – 28.06 кг/м^3 (θ = –1.85 °С, S = 34.43 епс) и окружающих МЦГВс – 28.18 кг/м^3 (θ = 0.48 °С, S = 34.68 епс). Анализ гидрохимических параметров показал, что на станции 16 СВМД имеют показатели,

схожие с нижележащими водами, например, в сравнении с соседней, более глубокой станцией 17, концентрации силикатов (108.2–110.3 μM) и фосфатов (2.28–2.29 μM) в придонном слое, и, вероятнее всего, СВМД попали на склон во время приливо-отливных волн при подъеме нижележащих ЦГВ.

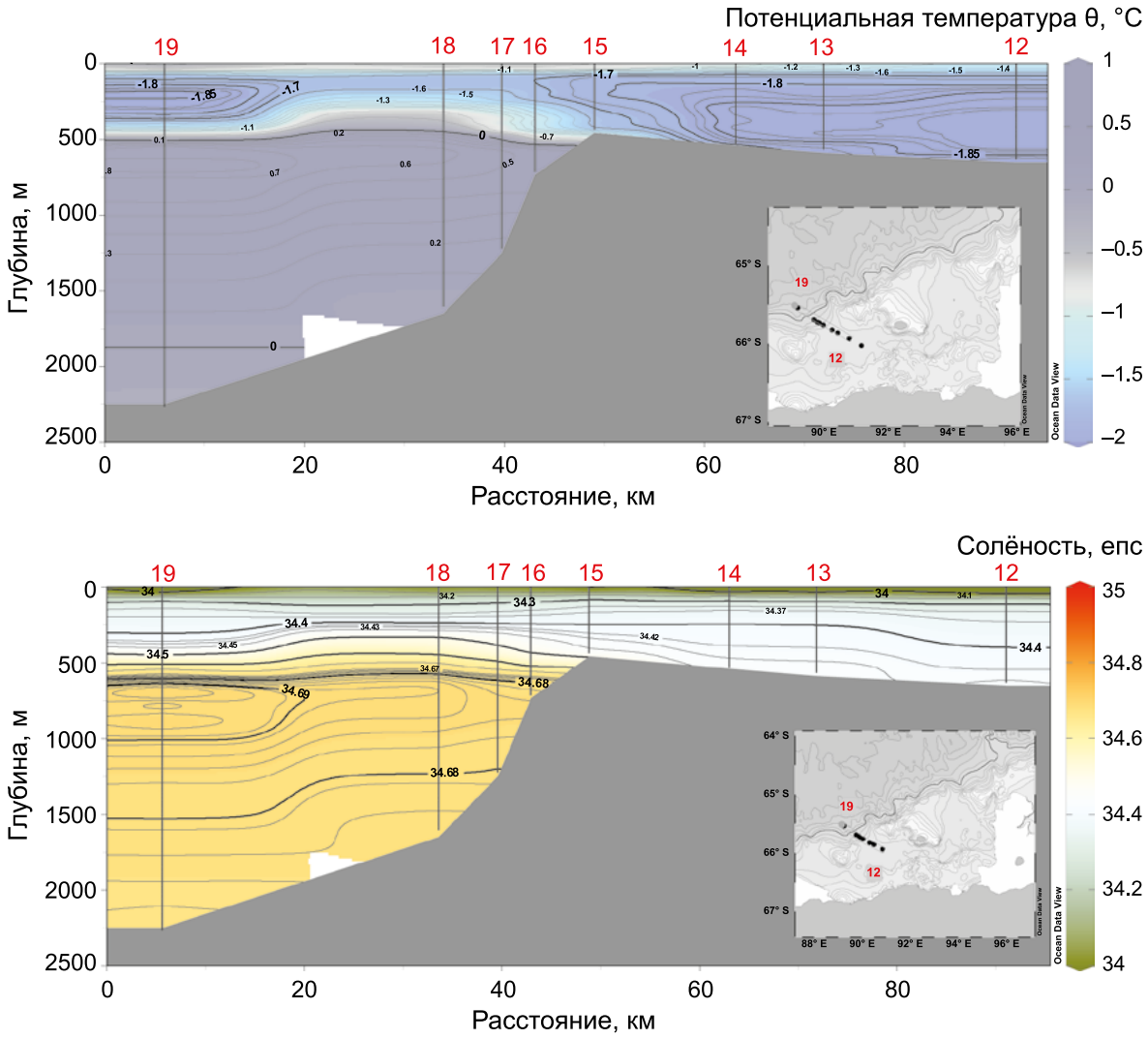

Рис. 5 – Распределение термохалинных характеристик на Разрезе-2.
Красными цифрами обозначены номера станций

На эпизодических станциях в море Дейвиса в районе станции Мирный в придонном слое наблюдались ААШВ с характеристиками $-1.88 < \theta < -1.85$ °C, $34.34 < S < 34.42$ епс, $27.915 < \gamma^n < 28.017$ кг/м^3. Данные станции стали важными для понимания границ зоны распространения МЦГВ в промежуточном и придонном слое в южной части шельфа залива Трешникова. В промежуточном слое на глубинах от 50 до 250 м на станциях 501, 502, 1, 2 (расположение станций показано на рисунке 2) наблюдалось увеличение потенциальной температуры до –1.72 °C, что является индикатором примеси МЦГВ. Важно, что в придонном слое, в отличие от бухты Малыгинцев и залива Винсенс, МЦГВ в районе станции Мирный не зафиксированы.

В феврале 2022 г. ААШВ с $\gamma^n \geq 28.2$ кг/м^3 зафиксированы только в придонном слое глубоководных котловин на станциях 7 (1181 м, θ = –1.86 °C, S = 34.45 епс; γ^n = 28.27 кг/м^3) и 9 (923 м, θ = –1.86 °C, S = 34.44 епс; γ^n = 28.2 кг/м^3), однако в предыдущие годы (2001, 2017, 2021) на широтном разрезе по 66° ю. ш., в целом на шельфе и в частности в тех же котловинах, наблюдались более плотные модификации ААШВ $\gamma^n \geq 28.27$ кг/м^3, S > 34.5 епс (Антипов и др., 2017; Антипов и др., 2021). Таким образом, результаты предыдущих океанографических исследований в рамках РАЭ и наличие ААШВ с $\gamma^n \geq 28.2$ кг/м^3 в котловинах в феврале 2022 г. позволяют предположить возможность участия образованных на шельфе моря Дейвиса вод в пополнении и вентиляции ЦГВ и ААДВ.

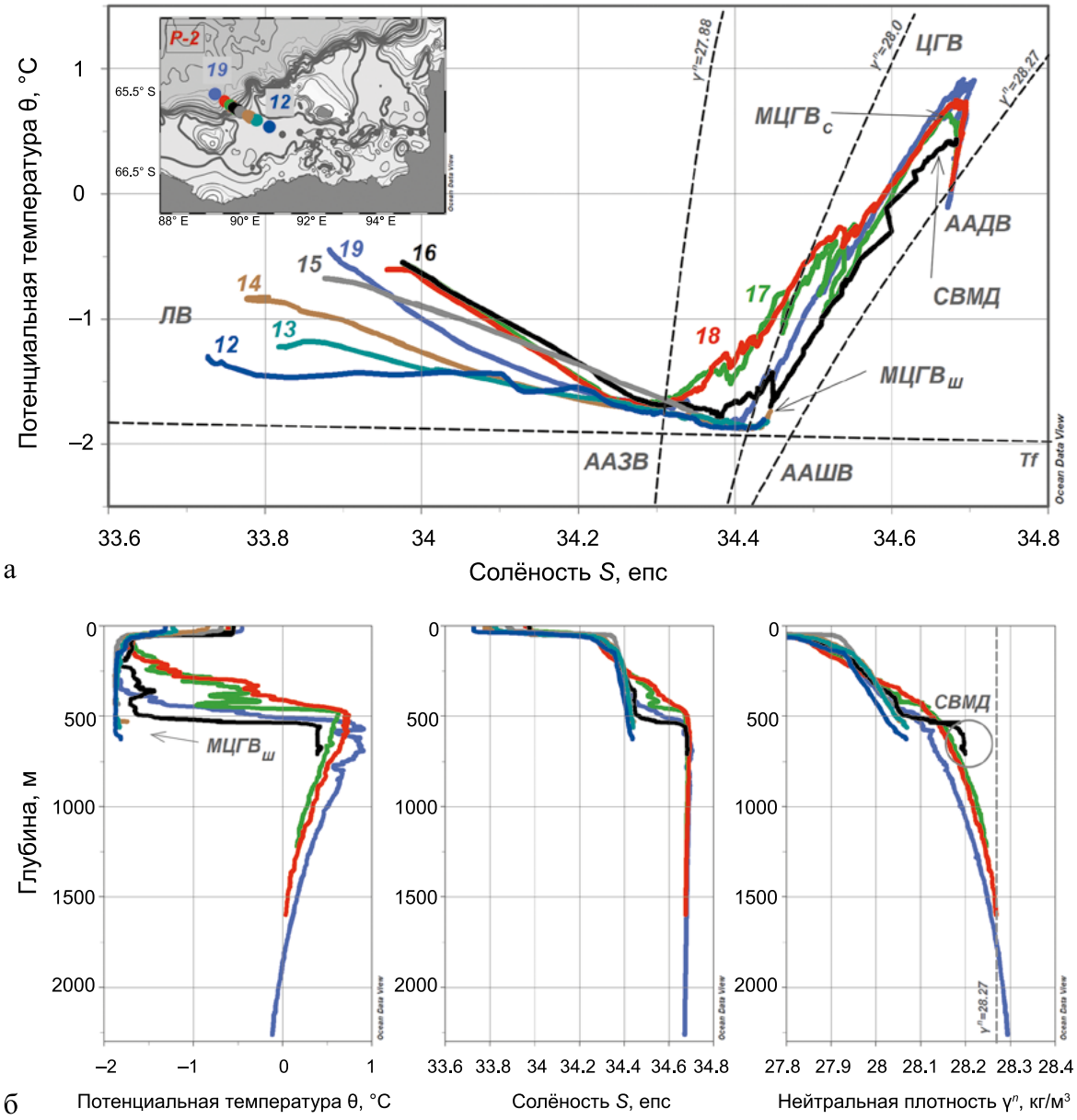

Рис. 6 – θ,S-диаграммы океанографических станций (**а**) и вертикальные распределения потенциальной температуры, солености и нейтральной плотности (**б**) на Разрезе-2 с обозначенными водными массами

Океанографические исследования в море Моусона

Аналогично пространственной структуре ААПВ, наблюдаемой в море Дейвиса, на шельфе залива Винсенс (стн. 32–37) также обнаружен (относительно более северных станций 20–31) слабовыраженный сезонный термоклин (рисунки 7, 8а). Так как воды на поверхности недостаточно прогреты (θ = –1.4…–1.27 °C), сезонный пикноклин на этих станциях сформирован за счет солености на глубинах от 30 до 40 м, что, вероятнее всего, связано с поступлением холодных и пресных вод при таянии айсбергов и морского льда. Напомним, что рассматриваемые станции выполнялись в достаточно трудной ледовой обстановке при сплоченности айсбергов 6 баллов. Максимальное значение температуры в поверхностном слое зафиксировано в открытой части моря Моусона на станциях 20–21. На них слой ЛВ прогрелся до θ = –0.36…–0.07 °C.

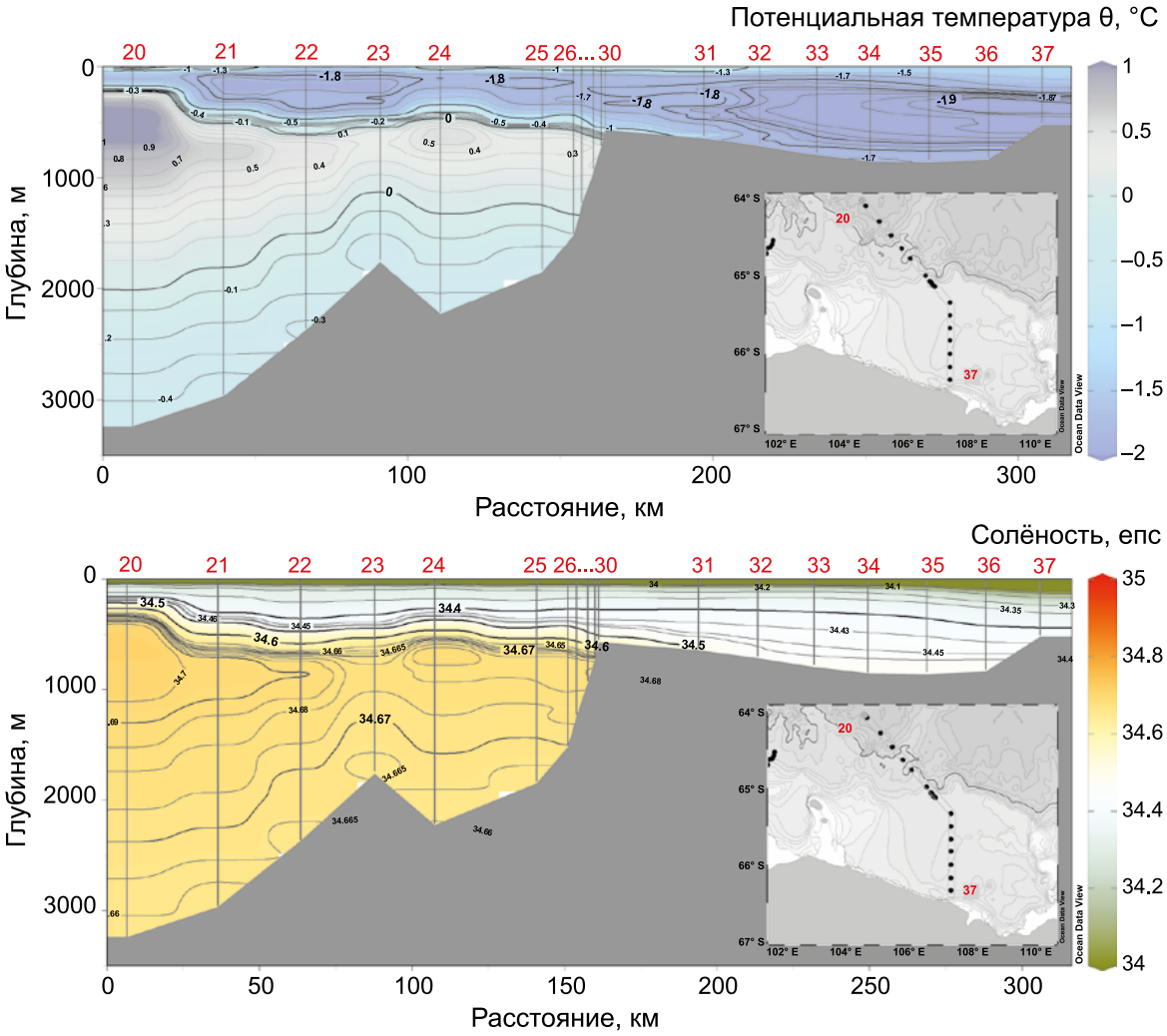

Рис. 7 – Распределение термохалинных характеристик на Разрезе-3.
Красными цифрами обозначены номера станций

Промежуточный слой (L2: 27.88 < γ^n < 28.0 кг/м^3) на шельфе залива Винсенс представлен ААШВ и ВШЛ. Однако на станциях 30, 31 наблюдалось влияние более

теплых океанических вод. Как видно на рисунках 6 и 7, на станциях 32–35 с глубин 60–100 м начинается гомотермический слой ААШВ с $\theta = -1.88 < \theta < -1.8$ °C в ядре, и с соленостью, которая увеличивается с глубиной от 34.4 до 34.43 епс. На станциях 36, 37 в слое ААШВ обнаружены ВШЛ с термохалинными характеристиками в ядре $\theta = -1.98$ °C и $S = 34.37$ епс (рисунок 7). Нужно отметить, что, несмотря на отсутствие крупных шельфовых ледников в заливе Винсенс, здесь обнаружены более холодные и соленые ВШЛ, чем на эпизодических станциях вблизи шельфового ледника Шеклтона в бухте Малыгинцев. Вероятно, это связано с отличным от бухты Малыгинцев механизмом образования ВШЛ. Исходя из зафиксированных термохалинных характеристик, можно предположить, что ВШЛ в заливе Винсенс образованы под шельфовым ледником Андервуд при заходе под него ААШВ. Также важно отметить, что на шельфе в заливе Винсенс обнаружены более плотные модификации ААШВ ($27.88 < \gamma^n < 28.17$ кг/м^3), чем были зафиксированы в этом году на эпизодических станциях ($\gamma^n < 27.97$ кг/м^3) в западной части моря Моусона в бухте Малыгинцев.

В придонном слое на шельфе (L3: $28.0 < \gamma^n < 28.27$ кг/м^3) на всех станциях, за исключением прибрежной мелководной станции 37, обнаружено увеличение потенциальной температуры ко дну, которое идентифицирует затоки МЦГВ на шельф залива Винсенс в придонном слое (рисунки 7, 8). Примесь МЦГВ также хорошо идентифицируется по повышенной концентрации силикатов от 60 до 85 μM и пониженной концентрации растворенного кислорода (6–7 мл/л) в придонном слое, относительно концентраций силикатов (< 60 μM) и растворенного кислорода (>7 мл/л) в ядре ААШВ. Наиболее выраженный заток МЦГВ в придонном слое наблюдался на станции 31, на значительном расстоянии от бровки шельфа на глубинах более 500 м с термохалинными характеристиками $\theta = -0.8$ °C, $S = 34.56$ епс, $\gamma^n = 28.07$ кг/м^3. Нужно отметить, что на соседних станциях: 30 (расположенной на бровке) и 32 (расположенной на шельфе южнее) наблюдались только значительно менее теплые МЦГВ с термохалинными характеристиками $\theta = -1.68$ °C, $S = 34.48$ епс, $\gamma^n = 28.08$ кг/м^3 на глубине 547 м и $\theta = -1.75$ °C, $S = 34.47$ епс, $\gamma^n = 28.11$ кг/м^3 на глубине 690 м, соответственно. Таким образом, распределение термохалинных характеристик в придонном слое на соседних со станцией 31 станциях показало отсутствие распространения МЦГВ на шельф вдоль линии разреза. Скорее всего, заток слабо модифицированных ЦГВ происходит через канал, расположенный западнее разреза.

На склоне Разреза-3 на станциях 28, 29 (рисунок 8) были зафиксированы Склоновые воды моря Моусона. Нейтральная плотность СВММ на станции 29 в придонном слое составляет 28.24 кг/м^3 на глубине 703 м и 28.26 кг/м^3 на глубине 916 м на станции 28. На вертикальном распределении нейтральной плотности, представленном на рисунке 8б, хорошо видно, что нейтральная плотность в придонном слое на станциях 28 и 29 больше, чем плотность окружающих океанических вод и наблюдаемых на шельфе ААШВ. Также обособленность этих вод хорошо видна на вертикальных распределениях термохалинных характеристик (рисунок 8б). Анализ термохалинных характеристик и гидрохимических параметров показал, что на станциях 28 и 29 Склоновые воды имеют разное происхождение. На станции 28 в придонном слое

на глубине 916 м наблюдалась более низкая температура, чем в окружающих водах, и схожие с нижележащими водами концентрации силикатов (118.7 μM) и растворенного кислорода (5.16 мл/л). Подобно Склоновым водам моря Дейвиса, более плотные, чем окружающие, воды СВММ попали на склон во время приливо-отливных волн при подъеме нижележащих ЦГВ.

На станции 29 в придонном слое (703 м) СВММ имеют заметно более низкую температуру (θ = –0.35 °C) и соленость (*S* = 34.62 епс), повышенную относительно окружающих вод концентрацию растворенного кислорода (5.61 мл/л) и пониженные концентрации силикатов (102.4 μM) и фосфатов (2.32 μM). Исходя из наблюдаемых термохалинных и гидрохимических характеристик, можно предположить, что СВММ являются результатом смешения МЦГВс с выходящими с шельфа ААШВ.

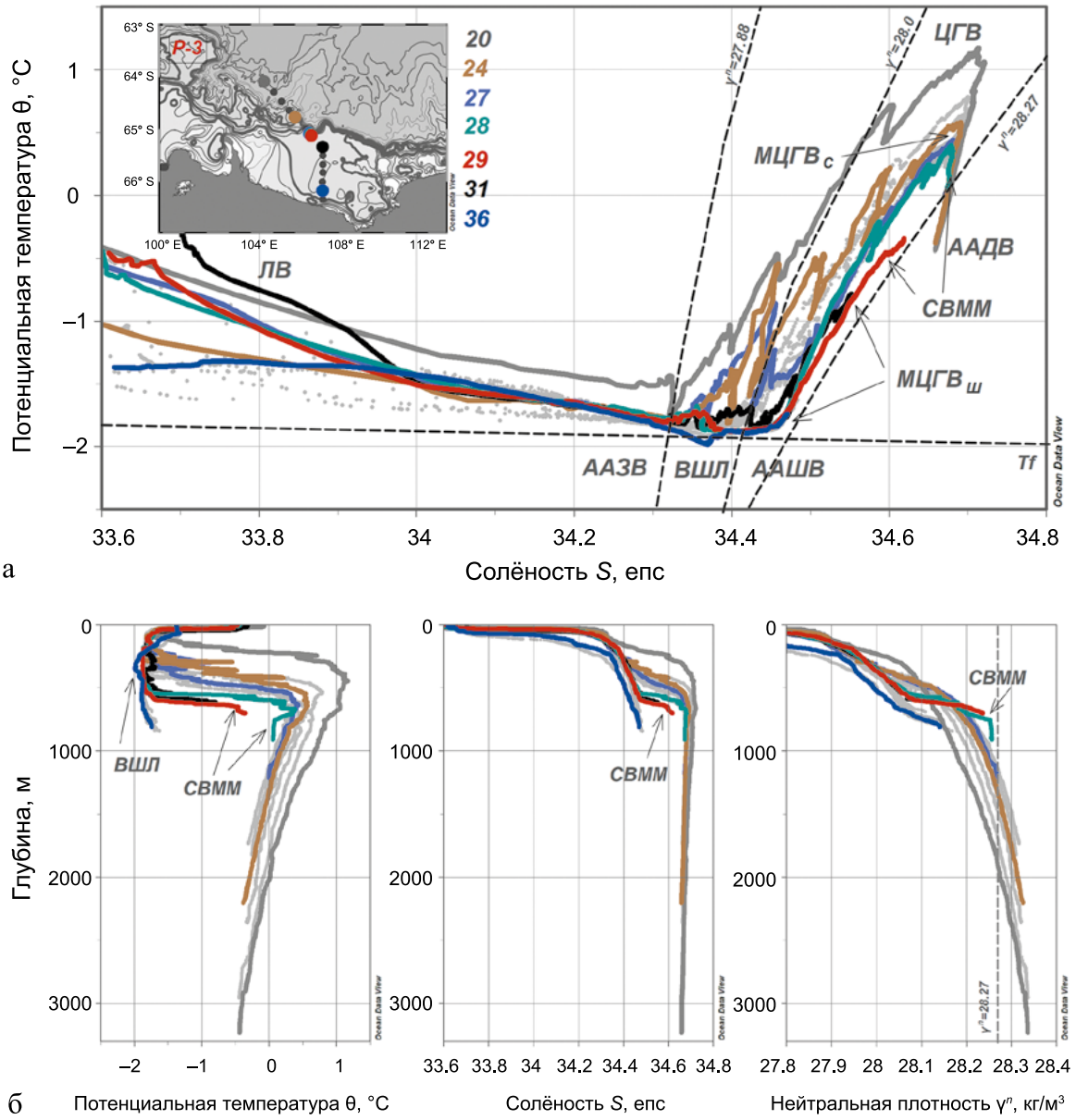

Рис. 8 – θ,*S*-диаграммы океанографических станций (**а**) и вертикальные распределения потенциальной температуры, солености и нейтральной плотности (**б**) на Разрезе-3

Косвенным признаком близости источника ААДВ является глубина залегания нулевой изотермы на склоне, которая принята за границу ААДВ в Южном океане. Например, в море Содружества на участке склона к востоку от канала Прюдс нулевая изотерма располагается на глубинах более 1800 м, а на участке склона к западу от канала Прюдс, где обнаружены процессы опускания ААШВ, нулевая изотерма поднимается до 1500 м (Федотова и др., 2020). В отличие от моря Дейвиса, где нулевая изотерма на склоне зафиксирована на глубине 1858 м, на склоне моря Моусона на станциях 23–27 глубина залегания нулевой изотермы изменялась от 1110 до 1370 м. Таким образом, в море Моусона практически на всех станциях на склоне нулевая изотерма находилась выше 1500 м (рисунок 7), что позволяет предположить наличие района-источника ААДВ к востоку от выполненного разреза. Предположительным источником ААДВ может являться восточная часть бухты Винсенс.

Во время проведения многосуточной станции (стн. 508–522) в период с 11 по 16 января зафиксирован выход переохлажденных ВШЛ ($-1.93 < \theta < -1.9$ °C) из-под шельфового ледника Шеклтона и заток теплых вод океанического происхождения МЦГВ ($\theta = -1.5\ldots-0.36$ °C). Напомним, что в восточной части моря Дейвиса (Разрез-1), на самых близких к барьеру шельфового ледника Шеклтона станциях 3, 4 и 5 ВШЛ не наблюдались. В целом нужно отметить, что на данный момент влияние даже таких крупных шельфовых ледников как Шеклтона и Западный на формирование гидрологического режима морей Дейвиса и Моусона мало исследовано, поэтому проведение суточных станций и разрезов у барьеров шельфовых ледников является, как нам кажется, одной из важных целей последующих исследований, проводимых в рамках РАЭ.

На склоне моря Моусона, как и в море Дейвиса, не был обнаружен каскадинг. Однако результаты предыдущих исследований (Bindoff et al., 2000; Kitade et al., 2014; Антипов и др., 2019), проводимых в море Моусона, и полученные результаты подтверждают актуальность проведения исследований на шельфе и склоне моря Моусона для изучения образования плотных модификаций Антарктических шельфовых вод и их участия в формировании слоя Антарктических донных вод и Циркумполярных глубинных вод.

Заключение

Впервые в истории океанографических исследований, проводимых в рамках РАЭ, в сезон 67-й РАЭ выполнены океанографические станции в глубоководной части, на склоне и шельфе в западной части моря Дейвиса и в восточной части моря Моусона.

В целом, в феврале 2022 г. шельф моря Дейвиса и моря Моусона был заполнен Антарктическими шельфовыми водами с относительно низкой соленостью 34.3–34.45 епс, и как следствие плотностью. Самые плотные Антарктические шельфовые воды ($28.2 < \gamma^n < 28.27$ кг/м^3) зафиксированы в котловинах на станциях 7, 9 на глубинах более 950 м на шельфе в море Дейвиса.

Во время океанографических исследований на склонах морей Дейвиса и Моусона каскадинг не наблюдался. Однако на станциях 16, 28 и 29 в придонном слое на склоне морей Дейвиса и Моусона зафиксированы более плотные, чем окружающие, океанические воды, Склоновые воды.

Выполнение в ходе 67-й РАЭ широтного разреза (Разрез-1) позволило продолжить ряд наблюдений за межгодовой изменчивостью термохалинных характеристик Антарктических шельфовых вод на шельфе в центральной части моря Дейвиса: во время предыдущих океанографических исследований в рамках РАЭ (2001, 2017, 2021 гг.) в центральной части моря Дейвиса на широтном разрезе по 66° ю. ш. наблюдался более мощный слой плотных модификации Антарктических шельфовых вод, чем в сезон 2022 г., поэтому отмечаемое в 2022 г. распределение термохалинных характеристик может рассматриваться как аномальное. Для оценки вклада образованных в море Дейвиса Антарктических шельфовых вод в вентиляцию глубинных и донных вод Южного океана необходимо регулярное проведение исследований на широтном разрезе по 66° ю. ш. и на склоне в декабре–январе, что, возможно, позволит зафиксировать более плотные модификации на шельфе и процессы каскадинга на склоне. Также полученные результаты и их сопоставление с результатами предыдущих исследований в рамках РАЭ в 2001, 2017, 2021 гг. позволяют предположить возможность участия образованных на шельфе моря Дейвиса Антарктических шельфовых вод в вентиляции Циркумполярных глубинных вод и наличие нерегулярного источника Антарктических донных вод в море Дейвиса.

Наиболее интересный результат при проведении океанографических исследований во время стоянок судна в районе станций получен во время первой стоянки судна в районе сезонной полевой базы Оазис Бангера в бухте Малыгинцев вблизи шельфового ледника Шеклтона. Во время проведения многосуточной станции в период с 12 по 16 января зафиксирован выход переохлажденных вод шельфовых ледников из-под шельфового ледника Шеклтона и заток теплых океанического происхождения модифицированных Циркумполярных глубинных вод в придонном слое.

Благодарности. Авторы выражают благодарность экипажу судна во главе с капитаном судна О. Г. Калмыковым и научно-технической службе судна во главе с В. П. Бунякиным, ведущему океанологу К. В. Папченко за предоставление оперативной информации по ледовой обстановке на этапах планирования и выполнения океанографической программы, а также В. Л. Кузнецову, научному составу РАЭ и полярникам, принимающим участие в выполнении океанографической программы. Особую благодарность авторы выражают гл.н.с. Лаборатории морских течений ИО РАН имени П. П. Ширшова Р. Ю. Тараканову за ценные комментарии к статье.

Финансирование. Океанографические исследования выполнены с борта НЭС «Академик Федоров» в рамках работ по Проекту 5.2 «Комплексные океанологические, климатические, гляциологические и геофизические исследования Антарктики и Южного океана» плана НИТР/ОПР Росгидромета (2020–2024 гг.). Анализ CTD данных выполнен в рамках темы госзадания № FMWE-2021-0002 по теме «Механизмы

формирования циркуляционных структур Мирового океана: ключевые процессы в пограничных слоях и их роль в динамике океана на основе экспедиционных исследований, численного и лабораторного моделирования». Анализ гидрохимических данных произведен при поддержке гранта РНФ 23-17-00032.

Список литературы

1. *Антипов Н. Н., Клепиков А. В.* Особенности океанографического режима залива Прюдс по данным экспедиций ААНИИ 1997–2007 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. Вып. 76. С. 36–48.
2. *Антипов Н. Н., Кашин С. В.* Океанографические исследования моря Моусона в сезонный период 63-й РАЭ // Российские полярные исследования. 2019. Вып. 3. С. 15–21.
3. *Антипов Н. Н., Кашин С. В., Молчанов М. С.* Глубоководные океанологические исследования Южного океана с борта НЭС «Академик Трешников» в сезонный период 66-й РАЭ // РПИ. 2021. Вып. 3. С. 9–13.
4. *Антипов Н. Н., Бунякин В. П., Кашин С. В., Кузнецов В. Л., Чистяков И. А.* Океанографические исследования Южного океана в 41-м рейсе НЭС «Академик Федоров» // РПИ. 2017. Вып. 3. С. 8–10.
5. *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.
6. *Федотова А. А., Демидов А. Н., Артамонова К. В.* Водные массы моря Содружества // Вестник МГУ. 2020. Сер. 5. С. 105–113.
7. *Amblas D., Dowdeswell J. A.* Physiographic influences on dense shelf-water cascading down the Antarctic continental slope // Earth-Science Reviews. 2018. Vol. 185. P. 887–900.
8. *Arndt J. E., Schenke H. W., Jakobsson M., Nitsche F. O., Buys G., Goleby B., Rebesco M., Bohoyo F., Hong J., Black J., Greku R., Udintsev G., Barrios F.* The International Bathymetric Chart of the Southern Ocean (IBCSO) Version 1.0 – A new bathymetric compilation covering circum Antarctic waters // Geophysical Research Letters. 2013. 40(9). 1–7. https://doi.org/10.1002/grl.50413.
9. *Baines P. G., Condie S. A.* Observations and modelling of Antarctic downslope flows: a review. In: Ocean, ice, and atmosphere: interactions at the Antarctic Continental Margin. Antarctic Research series. 1998. Vol. 75. P. 29–49.
10. *Bindoff N. L., Rosenberg M. A., Warner M. J.* On the circulation and water masses over the Antarctic continental slope and rise between 80 and 150°E // Deep Sea Res. Part II: Topical Studies in Oceanography. 2000. Vol. 47 (12–13). P. 2299–2326.
11. *Carmack E. C., Killworth P. D.* Formation and interleaving of abyssal water masses off Wilkes Land, Antarctica // Deep Sea Research. 1978. Vol. 25 (4). P. 357–369.
12. *Carmack E. C., Foster T. D.* On the flow of water out of the Weddell Sea // Deep Sea Res. 1975. Vol. 22. P. 711–724.
13. *Carmack E. C.* Water characteristics of the Southern Ocean south of the polar front. In: Deacon G., Angel M. (eds) A Voyage of Discovery, 70th Anniversary volume. Pergamon Press, Oxford. 1977. P. 15–41.
14. *Deacon G. E.* The hydrology of the Southern Ocean // Discovery Reports. 1937. Vol. 15. P. 1–124.

15. *Foldvik A., Gammelsrød T., Tørresen T.* Circulation and water masses on the southern Weddell Sea shelf. In: Jacobs S (ed.) Oceanology of the Antarctic Continental shelf. Antarctic Res. Ser. AGU Publishers, Washington, DC. 1985. Vol. 43. P. 5–20.
16. *Foldvik A., Gammelsrd T., Østerhus S., Fahrbach E., Rohardt G., Schröder M., Nicolls K. W., Padman L., Woodgate R. A.* Ice shelf water overflow and bottom water formation in the southern Weddell Sea // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109. C02015.
17. *Frazer E. K., Langhorne P. J., Williams M. J. M., Goetz K. T., Costa D. P.* A method for correcting seal-borne oceanographic data and application to the estimation of regional sea ice thickness // Journal of Marine Systems. 2018. Vol. 187. P. 250–259.
18. *Gordon A. L.* An Antarctic oceanographic section along 170° E // Deep Sea Res. 1975. Vol. 22. P. 357–377.
19. *Gordon A. L., Tchernia P.* Waters of the continental margin off Adélie Coast, Antarctica. In: Hayers D. E. (ed.), Antarctic Oceanology II: The Australian-New Zealand Sector, Antarct. Res. Ser. AGU, Washington, D.C. 1972. Vol. 19. P. 59–69.
20. *Jacobs S. S., Georgi D. T.* Observations in the southwest Indian/Antarctic Ocean. In: A Voyage of Discovery // Suppl. to Deep. Res. 1977. Vol. 24. P. 43–89.
21. *Jacobs S. S., Amos A. F., Bruchhau P. M.* Ross Sea oceanography and Antarctic Bottom Water formation // Deep Sea Research. 1970. Vol. 17. P. 935–962.
22. *Heywood K. J., Locarnini R. A., Frew R. D., Dennis P. F., King B. A.* Transport and water masses of the Antarctic Slope Front system in the eastern Weddell Sea. In: Ocean, ice and atmosphere: interactions at the Antarctic Continental Margin / Edited by S. S. Jacobs and R. F. Weiss, Antarctic Res. Ser. AGU, Washington, D.C. 1998. Vol. 75. P. 203–214. https://doi.org/10.1029/AR075p0203.
23. *Kitade Y., Shimada K., Tamura T., Williams G. D., Aoki S., Fukamachi Y., Roquet F., Hindell M., Ushio S., Ohshima K. I.* Antarctic Bottom Water production from the Vincennes Bay Polynya, East Antarctica // Geophys Res. Lett. 2014. Vol. 41. P. 3528–3534.
24. *McDougall T. J.* Neutral surfaces // J. Phys. Oceanogr. 1987. Vol. 17. No. C11. P. 1950–1964.
25. MEOP-CTD database, http://www.meop.net, 5 октября 2021.
26. *Middleton J. H., Humphries S. E.* Thermohaline structure and mixing in the region of Prydz Bay, Antarctica // Deep Sea Res. 1989. Vol. 36. P. 1255–1266.
27. *Morozov E. G., Demidov A. N., Tarakanov R. Y., Zenk W.* Abyssal channels in the Atlantic Ocean: Water structure and flows. Springer, 2010. 290 p.
28. *Newsom K., Francavillese L., Tierney J.* Oceanography in Operation Deep Freeze, 1961–1962: marine geophysical investigations. US Naval Oceanographic Office, Technical Report TR-118. Washington D.C., 1965. Vol. 62.
29. *Nihashi S., Ohshima K. I.* Circumpolar mapping of Antarctic Coastal Polynyas and Landfast Sea Ice: Relationship and Variability // J. Clim. 2015. Vol. 28. P. 3650–3670.
30. *Ohshima K. I., Fukamachi Y., Williams G. D., Nihashi S., Roquet F., Kitade Y., Wakatsuchi M.* Antarctic Bottom Water production by intense sea-ice formation in the Cape Darnley polynya // Nature Geoscience. 2013. Vol. 6. P. 235–240.
31. *Ohshima K. I., Nihashi S., Iwamoto K.* Global view of sea-ice production in polynyas and its linkage to dense/bottom water formation // Geosci. Lett. 2016. Vol. 3:13. P. 1–14.
32. *Orsi A. H., Johnson G. C., Bullister J. L.* Circulation, mixing and production of Antarctic Bottom Water // Prog. Oceanogr. 1999. Vol. 43. P. 55.
33. *Orsi A. H., Smethie W. M., Bullister J. L.* On the total input of Antarctic waters to the deep ocean: A preliminary estimate from chlorofluorocarbon measurements // J. Geophys. Res. 2002. Vol. 107 (C8). P. 3122.
34. *Orsi A. H., Wierderwohl C. L.* A recount of Ross Sea waters // Deep Sea Res. 2009. Part II. Vol. 56. P. 778–795.

35. *Roquet F., Charrassin J.-B., Marchand S., Boehme L., Fedak M., Reverdin G., Guinet C.* Delayed-mode calibration of hydrographic data obtained from animal-borne satellite relay data loggers // Journal of Atmospheric and Oceanic Tech. 2011. Vol. 41. P. 787–801.
36. *Schlitzer R.* Ocean Data View. 2001. http://www.awi-bremerhaven.de/GEO/ODV.
37. *Tamura T., Ohshima K. I., Fraser A. D., Williams G. D.* Sea ice production variability in Antarctic coastal polynyas // J. Geophys. Res. 2016. Vol. 121. P. 2967–2979.
38. *Williams G. D., Bindoff N. L., Marsland S. J., Rintoul S. R.* Formation and export of dense shelf water from the Adélie Depression, East Antarctica // J. Geophys. Res. 2008. Vol. 113. C04039.
39. *Williams G. D., Aoki S., Jacobs S. S., Rintoul S. R., Tamura T., Bindoff N. L.* Antarctic Bottom Water from the Adélie and George V Land coast, East Antarctica (140–149° E) // J. Geophys. Res. 2010. Vol. 115. C04027.
40. *Williams G. D., Herraiz-Borreguero L., Roquet F., Tamura T., Ohshima K. I., Fukamachi Y., Fraser A. D., Gao L., Chen H., McMahon C. R., Harcourt R., Hindell M.* The suppression of Antarctic bottom water formation by melting ice shelves in Prydz Bay // Nat. Commun. 2016. No. 7:12577. P. 1–9.
41. *Wong A. P., Riser S. C.* Modified shelf water on the continental slope north of Mac Robertson Land, East Antarctica // Geophys. Res. Lett. 2013. Vol. 40. P. 6186–6190.
42. *Wong A., Bindoff N. L., Forbes A.* Ocean-ice interaction and possible bottom water formation in Prydz Bay, Antarctica. In: Ocean, ice and atmosphere: interactions at the Antarctic Continental Margin. Antarctic Research Series. 1998. Vol. 75. P. 173–187.
43. World Ocean Database, http://www.nodc.noaa.gov, 15 декабря 2018.

Статья поступила в редакцию 17.05.2023, одобрена к печати 05.07.2023.
Для цитирования: *Федотова А. А., Кашин С. В.* Структура вод морей Дейвиса и Моусона по данным океанографических исследований, выполненных в ходе 67-й РАЭ // Океанологические исследования. 2023. № 51 (2). С. 21–47. https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2023.51(2).3.

THE STRUCTURE OF WATER MASSES IN THE DAVIS AND MAWSON SEAS ACCORDING TO EXPEDITION DATA OF THE 67th RAE

A. A. Fedotova[1], S. V. Kashin [2]

[1]Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,
36, Nakhimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia,
e-mail: fedotovalina@yahoo.com
[2]FSBI Arctic and Antarctic Research Institute,
38, Bering str., Saint Petersburg, 199397, Russia

We present the results of oceanographic studies from 64 stations occupied on the slope and shelf in the Davis Sea and the Mawson Sea during the 67th Russian Antarctic Expedition (RAE) from the R/V "Akademik Fedorov" in January–February 2022. The analysis of unique high-precision CTD data and hydrochemical indicators, together with a comparison with the results of previous studies, allowed us to obtain valuable information about the interannual variability of thermohaline characteristics of Antarctic shelf water on the shelf in the central part of the Davis Sea, to determine the structure of water masses on the slope and shelf in the western part of the Davis Sea and the eastern part of the Mawson Sea. Cascading and dense Antarctic shelf water not been recorded during the research. The thermohaline characteristics of Antarctic shelf water recorded in the central part of the Davis Sea in 2001, 2017, 2021 and dense Antarctic shelf water presence in the basins in February 2022 suggest the participation of Davis Sea shelf water in the ventilation of deep waters and suggest an irregular nature of the source of Antarctic bottom waters in the Davis Sea.

Keywords: dense shelf water (DSW), Antarctic shelf water, modified Circumpolar Deep Water (mCDW), slope water, Davis Sea slope water, Mawson Sea slope water, Circumpolar Deep Water (CDW), Antarctic Bottom Water (AABW), thermohaline structure, water mass, Davis Sea, Mawson Sea, Southern Ocean, CTD casts, RAE, MEOP

Acknowledgement: We are gratitude to the crew of the R/V "Akademik Fedorov" and the captain of the vessel O. G. Kalmykov, and the scientific and technical service of the vessel headed by V. P. Bunyakin, the leading oceanologist K. V. Papchenko for providing operational information on ice conditions at the stages of planning and performing oceanographic program, as well as to V. L. Kuznetsov, the scientific staff of the RAE and polar explorers participating in the implementation of the oceanographic program. The authors are especially grateful to Chief Researcher Shirshov Laboratory of Sea Currents of the IO RAS to R. Yu. Tarakanov for valuable comments on the article.

The oceanographic stations carried out from the R/V "Akademik Fedorov" within the framework of Project 5.2 "Complex Integrated oceanographic, climatic, glaciological and geophysical studies of Antarctica and the Southern Ocean" funded by Roshydromet of the Russian Federation (2020–2024). CTD data analysis was carried out in accordance with State Task No. FMWE-2021-0002. Hydrochemical data analysis was supported by grant RSF No. 23-17-00032.

References

1. Amblas, D. and J. A. Dowdeswell, 2018: Physiographic influences on dense shelf-water cascading down the Antarctic continental slope. *Earth-Science Reviews*, **185**, 887–900.
2. Antipov, N. N. and A. V. Klepikov, 2007: Osobennosti okeanograficheskogo rezhima zaliva Prydz po dannym ekspedicij AANII 1997–2007 (Specific features of the oceanographic regime in Prydz Bay according to the data of the AANII expeditions in 1997–2007). *Probl. Arkt. i Antarkt.,* **76**, 36–48.
3. Antipov, N. N. and S. V. Kashin, 2019: Okenographiczeskie issledovaniya morya Mousona v sezonny period 63-j RAE (Oceanographic studies of the Mawson Sea in the seasonal period of the 63rd RAE). *RPI*, **3**, 15–21.
4. Antipov, N. N., S. V. Kashin, and M. S. Molchanov, 2021: Glubokovodnye okenologicheskie issledovaniya Juznogo okeana s borta NES "Akademik Treshnikov" v sezonnyi period 66 RAE (Deep-sea oceanological research of the Southern Ocean from the board of the R/V "Akademik Treshnikov" during the seasonal period of the 66th RAE). *RPI*, **3**, 9–13.
5. Antipov, N. N., V. P. Bunyakin, S. V. Kashin, V. L. Kuznetsov, and I. A. Czystiakov, 2017: Okeanologicheskie issledovaniya Juznogo okeana v 41-m reise NES "Akademik Fedorov" (Oceanographic studies of the Southern Ocean in the 41st voyage of the R/V "Academician Fedorov"). *RPI*, **3**, 8–10.
6. Arndt, J. E., H. W. Schenke, M. Jakobsson, F. O. Nitsche, G. Buys, B. Goleby, M. Rebesco, F. Bohoyo, J. Hong, J. Black, R. Greku, G. Udintsev, and F. Barrios, 2013: The International Bathymetric Chart of the Southern Ocean (IBCSO) Version 1.0 – A new bathymetric compilation covering circum Antarctic waters. *Geophysical Research Letters,* **40** (9), 1–7, https://doi.org/10.1002/grl.50413.
7. Baines, P. G. and S. A. Condie, 1998: Observations and modelling of Antarctic downslope flows: a review. In: *Ocean, ice, and atmosphere: interactions at the Antarctic Continental Margin.* Ant. Res. Ser., **75**, 29–49.
8. Bindoff, N. L., M. A. Rosenberg, and M. J. Warner, 2000: On the circulation and water masses over the Antarctic continental slope and rise between 80 and 150°E. *Deep Sea Res.* Part II: Topical Studies in Oceanography, **47** (12–13), 2299–2326.
9. Carmack, E. C. and P. D. Killworth, 1978: Formation and interleaving of abyssal water masses off Wilkes Land, Antarctica. *Deep Sea Research*, **25** (4), 357–369.
10. Carmack, E. C. and T. D. Foster, 1975: On the flow of water out of the Weddell Sea. *Deep Sea Res*., **22**, 711–724.
11. Carmack, E. C., 1977: Water characteristics of the Southern Ocean south of the polar front. In: Deacon G., Angel M. (eds) A Voyage of Discovery, 70th Anniversary Volume. Pergamon Press, Oxford, 15–41.
12. Deacon, G. E., 1937: The hydrology of the Southern Ocean. *Discovery Reports***, 15**, 1–124.
13. Fedotova, A. A., A. N. Demidov, and K. V. Artamonova, 2020: Vodnye massy moray Sodrugestva (Water masses of the Cooperation Sea). *Vestnik MGU*, **5**, 105–113.
14. Foldvik, A., T. Gammelsrød, and T. Tørresen, 1985: Weddell Sea shelf. In: Jacobs S (ed.) *Oceanology of the Antarctic Continental shelf.* Antarctic Res. Ser., AGU Publishers, Washington, DC, **43**, 5–20.
15. Foldvik, A., T. Gammelsrd, S. Østerhus, E. Fahrbach, G. Rohardt, M. Schröder, K. W. Nicolls, L. Padman, and R. A. Woodgate, 2004: Ice shelf water overflow and bottom water formation in the southern Weddell Sea. *J. Geophys. Res.,* **109**, C02015.

16. Frazer, E. K., P. J. Langhorne, M. J. M. Williams, K. T. Goetz, and D. P. Costa, 2018: A method for correcting seal-borne oceanographic data and application to the estimation of regional sea ice thickness. *Journal of Marine Systems,* **187**, 250–259.
17. Golovin, P. N., N. N. Antipov, and A. V. Klepikov, 2011: Stok Antarkticheskih shelfovyh vod v letnij period na shelfe i materikovom sklone moray Sodruzhestva i ih vliyanie na formirovanie donnyh vod Juzhnogo okeana (Flow of Antarctic Shelf Water on the shelf and continental slope of Cooperation Sea and their influence on the AABW formation in summer). *Oceanology*, **51** (3), 393–408.
18. Gordon, A. L., 1975: An Antarctic oceanographic section along 170° E. *Deep Sea Res.,* **22**, 357–377.
19. Gordon, A. L. and P. Tchernia, 1972: Waters of the continental margin off Adélie Coast, Antarctica. In: Hayers, D. E. (ed.) *Antarctic Oceanology II*: *The Australian-New Zealand Sector.* Antarct. Res. Ser., AGU, Washington, DC, **19**, 59–69.
20. Jacobs, S. S. and D. T. Georgi, 1977: Observations in the southwest Indian/Antarctic Ocean. In: A Voyage of Discovery. *Suppl. to Deep. Res.,* **24**, 43–89.
21. Jacobs, S. S., A. F. Amos, and P. M. Bruchhau, 1970: Ross Sea oceanography and Antarctic Bottom Water formation. *Deep Sea Research*, **17**, 935–962.
22. Heywood, K. J., R. A. Locarnini, R. D. Frew, P. F. Dennis, and B. A. King, 1998: Transport and water masses of the Antarctic Slope Front system in the eastern Weddell Sea. In: *Ocean, ice and atmosphere: interactions at the Antarctic Continental Margin.* Edited by S. S. Jacobs and R. F. Weiss, Antarctic Res. Ser., AGU, Washington, D.C., **75**, 203–214, https://doi.org/10.1029/AR075p0203.
23. Kitade, Y., K. Shimada, T. Tamura, G. D. Williams, A. Shigeru, Y. Fukamachi, F. Roquet, M. Hindell, S. Ushio, and K. I. Ohshima, 2014: Antarctic Bottom Water production from the Vincennes Bay Polynya, East Antarctica. *Geophys. Res. Lett*., **41**, 3528–3534.
24. McDougall, T. J., 1987a: Neutral surfaces. *J. Phys. Oceanogr.,* **17**, 1950–1964.
25. MEOP-CTD database, http://www.meop.net (last accessed in 05.10.2021).
26. Middleton, J. H. and S. E. Humphries, 1989: Thermohaline structure and mixing in the region of Prydz Bay, Antarctica. *Deep Sea Res*., **36**, 1255–1266.
27. Morozov E. G., A. N. Demidov, R. Y. Tarakanov, and W. Zenk, 2010: *Abyssal channels in the Atlantic Ocean: Water structure and flows*. Springer, 290 p.
28. Newsom, K., L. Francavillese, and J. Tierney, 1965: Operation Deep Freeze 62, 1961–1962: marine geophysical investigations. US Naval Oceanographic Office, Technical Report TR-118, Washington D.C., **62**.
29. Nihashi, S. and K. I. Ohshima, 2015: Circumpolar mapping of Antarctic Coastal Polynyas and Landfast Sea Ice: Relationship and Variability. *J. Clim.,* **28**, 3650–3670.
30. Ohshima, K. I., Y. Fukamachi, G. D. Williams, S. Nihashi, F. Roquet, Y. Kitade, T. Tamura, D. Hirano, L. Herraiz-Borreguero, I. Field, M. Hindell, S. Aoki, and M. Wakatsuchi, 2013: Antarctic Bottom Water production by intense sea-ice formation in the Cape Darnley polynya. *Nat. Geosci.,* **6**, 235–240.
31. Ohshima, K. I., S. Nihashi, and K. Iwamoto, 2016: Global view of sea-ice production in polynyas and its linkage to dense/bottom water formation. *Geosci. Lett.,* **3**.
32. Orsi, A. H., G. C. Johnson, and J. L. Bullister, 1999: Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water. *Prog. Oceanogr.,* **43**, 55–109.
33. Orsi, A. H., W. M. Smethie, and J. L. Bullister, 2002: On the total input of Antarctic waters to the deep ocean: A preliminary estimate from chlorofluorocarbon measurements. *J. Geophys. Res.,* **107** (C8), 3122.

34. Orsi, A. H. and C. L. Wierderwohl, 2009: A recount of Ross Sea waters. *Deep Sea Res.,* **56** (II), 778–795.
35. Roquet, F., J.-B. Charrassin, S. Marchand, L. Boehme, M. Fedak, G. Reverdin, and C. Guinet, 2011: Delayed-Mode Calibration of Hydrographic Data Obtained from Animal-Borne Satellite Relay Data Loggers. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **28** (6), 787–801.
36. Schlitzer, R., 2001: *Ocean Data View*. http://www.awi-bremerhaven.de/GEO/ODV.
37. Tamura, T., K. I. Ohshima, A. D. Fraser, and G. D. Williams, 2016: Sea ice production variability in Antarctic coastal polynyas. *J. Geophys. Res.,* **121**, 2967–2979.
38. Williams, G. D., N. L. Bindoff, S. J. Marsland, and S. R. Rintoul, 2008: Formation and export of dense shelf water from the Adélie Depression, East Antarctica. *J. Geophys. Res.,* **113**, C04039.
39. Williams, G. D., S. Aoki, S. S. Jacobs, S. R. Rintoul, T. Tamura, and N. L. Bindoff, 2010: Antarctic Bottom Water from the Adélie and George V Land coast, East Antarctica (140–149° E). *J. Geophys. Res.,* **115**, C04027.
40. Williams, G. D., L. Herraiz-Borreguero, F. Roquet, T. Tamura, K. I. Ohshima, Y. Fukamachi, A. D. Fraser, L. Gao, H. Chen, C. R. McMahon, R. Harcourt, and M. Hindell, 2016: The suppression of Antarctic bottom water formation by melting ice shelves in Prydz Bay. *Nat. Commun.*, **7**, 12577.
41. Wong, A. P. and S. C. Riser, 2013: Modified shelf water on the continental slope north of Mac Robertson Land, East Antarctica. *Geophys. Res. Lett*., **40,** 6186–6190.
42. Wong A., N. L. Bindoff, and A .Forbes, 1998: Ocean-ice interaction and possible bottom water formation in Prydz Bay, Antarctica. In: *Ocean, ice and atmosphere: interactions at the Antarctic Continental Margin,* Antarctic research series, **75**, 173–187.
43. World Ocean Database, http://www.nodc.noaa.gov (last accessed in 15.12.2018).

Submitted 17.05.2023, accepted 05.07.2023.
For citation: Fedotova, A. A. and S. V. Kashin, 2023: The structure of water masses in the Davis and Mawson Seas according to expedition data of the 67th RAE. *Journal of Oceanological Research*, **51** (2), 21–47, https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2023.51(2).3.