



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ
ФЕДЕРАЦИИ

федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования

«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра прикладной океанографии и комплексного управления
прибрежными зонами

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА

(бакалаврская работа)

«Климатическая оценка адвекции тепла и соли в Беринговом проливе»

Исполнитель: Игнатьев Денис Евгеньевич

Руководитель: к.г.н., доцент, Гордеева Светлана Михайловна

«К защите допускаю»

Заведующий кафедрой

(подпись)

Кандидат географических наук

(ученая степень, ученое звание)

Хаймина Ольга Владимировна

(фамилия, имя, отчество)

« 04 » 06 20 24 г.

г. Санкт-Петербург

2024

Оглавление	
ВВЕДЕНИЕ	3
1 Физико-географическое описание района исследования	6
1.1 Географическое описание района.	6
1.2. Гидрометеорологические условия района.....	7
1.2.1. Атмосферное давление и ветровой режим	7
1.2.2. Температура атмосферы.....	10
1.2.3. Атмосферные осадки.	10
1.2.4 Современные тенденции климата	11
1.2.5 Уровень моря	11
1.2.6. Волнение	12
1.2.7. Циркуляция вод	12
1.2.8 Температура и соленость воды	16
1.2.9. Ледовый режим	17
1.3 Обзор исследований в изучаемом регионе.....	19
2. Материалы и методы	22
2.1. Описание исходных данных	22
2.2. Методология исследования.....	24
3 Результаты исследования	27
3.1 Среднемноголетнее состояние.....	27
3.2. Временная изменчивость.....	33
4 Связь расхода воды с ветровым воздействием	48
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	53
Список источников	55

ВВЕДЕНИЕ

Перенос тихоокеанских вод в Северный Ледовитый (СЛО) через Берингов пролив происходит благодаря течениям, чьи свойства определяются воздействием ветра, разностями плотности и уровня вод Тихого и Северного Ледовитого океанов, ледовыми условиями и рельефом дна [1; 2, 3]. Существует мнение [4], что значительную роль в транспорте воды в проливе играет ветровая циркуляция в местном регионе. Понимание режима течений и гидрологической структуры тихоокеанских вод, проникающих на север через Берингов пролив крайне важно, ведь поступающие водные массы имеют большой вклад в воды всей Арктики и оказывают значительное влияние на функционирование уникальных морских экосистем пограничных морей [4].

В связи с изменениями климата поступление вод из северной Пацифики в последние десятилетия увеличивается, что оказывает значительное влияние на изменение термохалинной структуры морей Чукотского и Бофорта, способствует уменьшению ледяного покрова и солености, а также увеличению теплозапаса вод, вентиляции галоклина зимой и содержанию биогенных веществ [4]. Это играет важную роль для осуществления хозяйственной деятельности в регионе. Например, увеличение безледного периода в регионе напрямую влияет на навигацию [5], что особенно актуально в настоящее время в связи с планом развития Северного морского пути на период до 2035 года [6]. Также очищение ото льда Чукотского моря позволило провести контактные измерения и обнаружить промысловые скопления рыб-мигрантов, в частности минтая, которые образуются конкретно в потоке тихоокеанских вод [7]. Потепление Арктики и истощение сезонного ледяного покрова будут способствовать усиленному росту и масштабному распространению токсичных видов фитопланктона, что влечет за собой серьезную угрозу для экосистем Чукотского моря и здоровью человека [8].

Немаловажным аспектом в пользу актуальности работы является современная ситуация в науке с преобладающим количеством иностранных исследований региона относительно отечественных в последние десятилетия.

Цель исследования заключается в оценке адвекции воды, тепла и соли в Беринговом проливе.

Задачи исследования:

1. Выполнить обзор уже произведенных исследований в изучаемом регионе.
2. Получить и обработать исходные данные.
3. Сделать среднемноголетние оценки гидрофизических характеристик, а также потоков воды, тепла и соли через Берингов пролив.
4. Оценить временную изменчивость исследуемых потоков.
5. Оценить связи расхода воды в проливе с ветровым воздействием.

Результаты проведенной работы были представлены автором в качестве устных и стендовых докладов с публикацией тезисов на следующих конференциях:

1. Конференция Студенческого Научного Общества (СНО) Института гидрологии и океанологии РГГМУ (Санкт-Петербург, 20-21 апреля 2023 года) – по итогам достигнуто 1 место среди устных докладов бакалавров.
2. XII Международная научно-практическая конференция «Морские исследования и образование (MARESEDU-2023) (Москва, 23-27 октября 2023 года)
3. Межрегиональная молодежная научно-практическая конференция «МОРЕ И ВОДЫ СУШИ В ТЕОРИИ И ПРАКТИКЕ», РГО и РГГМУ (Санкт-Петербург, 19 апреля 2024 года)

4. Конференция Студенческого Научного Общества (СНО) Института гидрологии и океанологии РГГМУ (Санкт-Петербург, 19 апреля 2024 года) – по итогам достигнуто 2 место среди устных докладов бакалавров.

5. Международная научная конференция студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов 2024» (Москва, МГУ, 12–26 апреля 2024 года)

6. VIII Всероссийская научная конференция молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана» (КИМО2024) (Владивосток, 13 - 17 мая 2024 года)

7. XXX Всероссийская (юбилейная) конференция «БЕРЕГОВАЯ ЗОНА МОРЕЙ РОССИИ В XXI ВЕКЕ» (Москва, МГУ, 3-7 июня 2024 г)

С результатами данного исследования было принято участие в следующих конкурсах научных работ:

1. Конкурс научных работ студентов и аспирантов Санкт-Петербурга в области океанологии, проводимый СПбФ ИО РАН в 2023 году (Санкт-Петербург) – по итогам автор признан призером.

2. Универсиада «Ломоносов» по географии и туризму, проводимая Географическим факультетом МГУ имени М.В. Ломоносова в 2024 году (Москва) – по итогам автор признан призером.

3. Конкурс научных проектов «Гидрометеорологические исследования в акватории Северного морского пути», проводимый ААНИИ в 2024 году (Санкт - Петербург) – по итогам автор признан победителем.

Работа выполнялась в рамках госзадания ИОРАН FMWE-2024-0028.

1 Физико-географическое описание района исследования

1.1 Географическое описание района.

Берингов пролив располагается между высокими гористыми мысом Дежнёва на Чукотском полуострове и мысом Принца Уэльского на полуострове Аляска, разделяет материки Евразию и Северную Америку, являясь самым узким местом между ними, и, соединяет Чукотское море с Беринговым, представляя единственную артерию между Северным Ледовитым океаном и Тихим (рисунок 1). Ширина пролива от 86 до 198 километров и разделяется на три части островами Диомида.

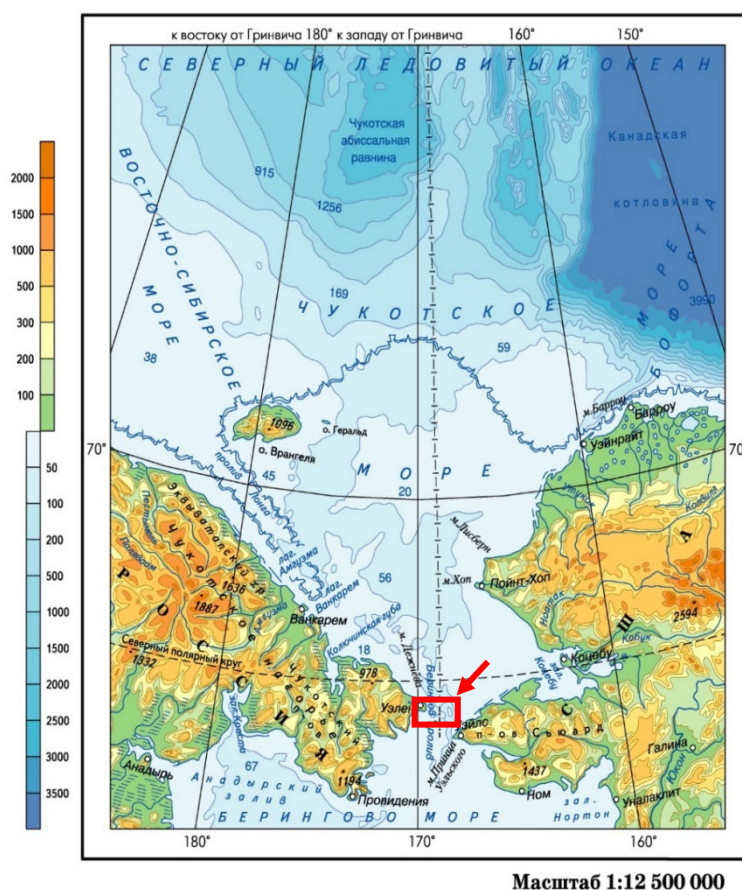


Рисунок 1 – Физическая карта Чукотского моря с указанным красной стрелкой Беринговым проливом [9]

Остров Большой Диомид (или остров Ратманова) располагается западнее, имеет площадь примерно 29 км² и относится к Российской части региона, остров Малый Диомид (также известный как остров Крузенштерна) располагается восточнее, имеет площадь примерно 7.3 км² и принадлежит Соединенным Штатам Америки. Расстояние между островами примерно 4 километра [5]. Между островами проходит линия смены дат, а также государственная граница между Российской Федерацией и Соединенными Штатами Америки.

Дно Берингова пролива представляет собой мелководную материковую отмель [10]. Минимальная глубина фарватера составляет 36 метров, максимальная достигает 91 метр на востоке, в среднем глубина 50 метров. Уклоны дна пологие и незначительные, за исключением прибрежных районов [11]. Евразийский берег Берингова пролива более приглублен, изобата со значением 20 метров пролегает в 1 - 2 милях от суши. Пребывание под воздействием постоянного сильного течения объясняет отсутствие осадочных пород на подавляющей части дна пролива. У берегов песчаные грунты, причем у евразийского очень тонкая полоса [9; 11; 25]. К северу от мыса Принца Уэльского более чем на 100 километров и к северо-западу от мыса Пойнт-Хоп (Аляска) примерно на 18 километров простираются образованные преобладающим течением косообразные отмели [11].

1.2. Гидрометеорологические условия района

1.2.1. Атмосферное давление и ветровой режим

В связи с высокоширотным расположением между двумя материками и океанами суровый климат Берингова пролива можно охарактеризовать как полярный морской [12]. Он формируется в результате влияния нескольких барических систем, которые наиболее ярко выражены в холодный период (рисунок 2) [10]. Зимой климатообразующим барическим образованием над

акваторией является Алеутская депрессия, которая зарождается из серии циклонов, проходящих с запада на восток над севером Тихого океана и усиливающихся в районе Алеутских островов и залива Аляска.

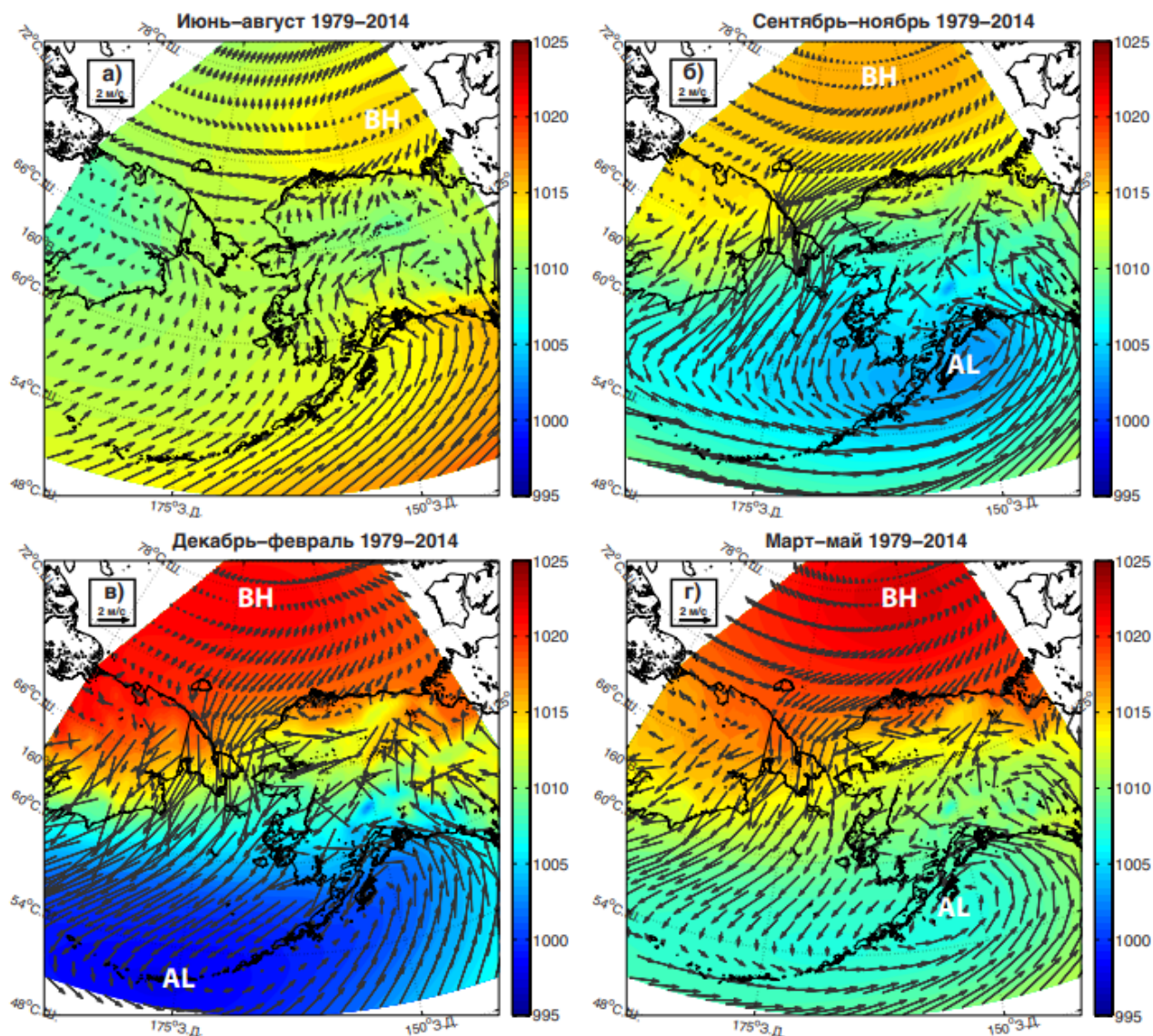


Рисунок 2 – Среднее климатическое давление на уровне моря за период с 1979 по 2014 гг. по данным NARR [5] (а – с июня по август, б – с сентября по ноябрь, в – с декабря по февраль, г – с марта по май) Стрелками отмечены средний ветер на высоте 10 метров за изучаемый период (м/с). Сокращениями ВН и АЛ отмечены среднеклиматические расположения антициклона Бофорта и Алеутской депрессии соответственно.

С ложбиной Алеутского минимума связаны основные траектории прохождения циклонов над проливом (3–4 в месяц), за которыми следуют резкое потепление, усиление ветра, туманы и облачность. Градиент давления между Алеутским минимумом и Бофортским максимумом (цепочкой антициклонов, занимаемых северную часть района и проходящих из Восточно-Сибирского моря до Аляски, и, на которые влияют Сибирский и Юконский антициклоны [5; 13]), формирует восточные и северо-восточные ветра, являющиеся среднеклиматическими в регионе [14]. Из-за гористого рельефа берегов Берингова пролива ветра при приближении к нему усиливаются. [15].

В летний период поведение атмосферной циркуляции изменяется: ложбина Алеутской депрессии смещается на север и практически исчезает, а антициклон локализуется над морем Бофорта. Пролив находится под пониженным давлением, отроги наблюдаются только в северной части. Увеличивается количество материковых циклонов, в июле до 5–6. Траектории циклонов чаще направлены с юго-запада на северо-восток. Повторяемость антициклонов летом составляет 1–2 в месяц, что невелико [5, 13].

Среднегодовое давление воздуха в проливе варьируется между 1009 гПа на юге и 1016 гПа на севере. В июле среднемесячные значения колеблются от 1010 до 1014 гПа, а в январе – от 1011 до 1020 гПа [13].

Направление ветров имеет выраженную сезонную изменчивость благодаря поведению барических систем. Максимальные скорости ветра достигают 40 м/с и наблюдаются зимой, большинство имеют северную составляющую (около 50% повторяемость). Летом основная составляющая скорости ветра меняется на южную (около 54% повторяемость), а максимумы скорости ветра ослабевают до 24-28 м/с. Осенью происходит изменение направления, сначала ветры разных румбов встречаются одинаково, к концу северное направление скорости ветра преобладает [12, 5, 13]. Среднегодовая скорость ветра варьируется в пределах 4.4-5.0 м/с, зимой средняя скорость выше, в пределах 7-7.5 м/с [13].

1.2.2. Температура атмосферы

Самый холодный месяц Берингова пролива – февраль, средние температуры воздуха зимой ниже -20°C , абсолютный минимум наблюдается на побережье и составляет -49°C [13]. В это время на температуру воздуха влияет Тихий океан, повышая атмосферу, и евразийский материк, наоборот, охлаждая ее. Зимой чаще наблюдается пасмурная холодная погода с порывистым ветром, иногда сменяясь на более теплую, приходящую с Берингова моря. Весной чаще всего наблюдается тихая облачная, прохладная и сухая погода. Устойчивый переход температуры атмосферы через отметку 0°C наступает в начале июня. Разница между самой ранней и самой поздней датой может достигать месяца. Самый теплый месяц – июль, средняя температура воздуха наблюдается в пределах $2-4^{\circ}\text{C}$, абсолютный максимум на побережье составляет 18°C [13]. Погода летом держится пасмурная с осадками в виде дождя и, нередко, снега. Лето короткое, уже в августе начинается переход к осени. В осенний период температура воздуха стремительно понижается, в начале октября происходит переход к устойчивым отрицательным температурам, и к ноябрю устанавливаются зимние величины [13; 12].

1.2.3. Атмосферные осадки.

Основное направление транспорта атмосферных осадков начинается с юга Баренцева моря, где находится Алеутский минимум и направлены на юг Чукотского моря с повторяемостью 55% в летний период и 70% в зимний. Количество дней с деятельностью циклонов в районе Берингова пролива в среднем за год достигает 255, а с осадками насчитывается 170. [16]. Количество осадков увеличивается с движением на юг, в среднем по акватории 450 мм в год, из них от 70 до 80% – это твердые осадки. В местах благоприятных для обострения холодных фронтов происходит повышение осадков летом, с чем связаны ливни. Минимальное количество осадков наблюдается в апреле-мае. Иногда количество осадков и время наступления максимальных и минимальных

значений может кардинально изменяться относительно средне многолетних показателей. В аномальные годы осадки зимой могут превышать стандартные в три раза [13].

1.2.4 Современные тенденции климата

В 21-ом веке наблюдаются наибольшие аномалии температуры атмосферы за всё исследуемое время. За период с 1936-го года по 2015-ый наблюдается статистически значимый положительный линейный тренд изменения температуры воздуха в Беринговом проливе, за 80 лет температуры повысилась на 1.4°C. При рассмотрении отдельных сезонов линейный тренд также положителен. При рассмотрении периода с 1986 по 2015 год линейный тренд температуры атмосферы составляет 1.2°C за 30 лет. В это время фиксируются более высокие показатели линейного тренда изменения температуры атмосферы в осенний и зимний периоды [13]. По ежегодным данным Росгидромета по состоянию на 2019 год температура атмосферы на территории Берингова пролива за последние 40 лет увеличилась на 2.5-3.0°C, в осенне-зимний период на 4°C, а количество осадков не изменилось. По прогнозу рост температуры воздуха в Чукотском АО продолжится так, что средняя температура воздуха зимы и осени за период 2011-2030 гг. будет выше атмосферной температуры аналогичных сезонов периода 1981-2000 гг. на 1-3°C [17].

1.2.5 Уровень моря

Изменения уровня моря в Беринговом проливе условно можно отнести к двум категориям: приливные и вызванные гидрометеорологическими условиями. В основном на акватории приливы имеют полусуточный характер, исключительно вдоль берега Аляски они имеют неправильный полусуточный характер. Колебания уровня, генерируемые гидрометеорологическими условиями, имеют значительно большую выраженность, они связаны с атмосферным давлением, ветром, осадками испарением, речным стоком и

тепловыми процессами. Колебания уровня уменьшаются с удалением от берега и увеличением глубины места так, что в прибрежной зоне максимальные значения превышают 2.5 метров, а вдали от побережья не превышает полутора метров [10]. Из пролива на север проникает приливная волна, встречающаяся в центре Чукотского моря с волнами из пролива Лонга и из Центрального Арктического бассейна. Сгонно-нагонные колебания уровня в Чукотском море относительно невелики, достигая 60 см в отдельных местах Чукотского полуострова [12]. В среднем в Беринговом проливе высота приливов 0.5 метров. Усложнению приливов в регионе способствует остров Святого Лаврентия, находящийся на входе в пролив в Берингово море, влияющий на местную атмосферную циркуляцию, сдерживая ветры в обоих направлениях, создавая подветренный эффект, заметный на 150 километров в северном направлении, а также остров отражает длинные волны, приводит к краевым волнам и апвеллингу [11].

1.2.6. Волнение

Волнение в районе Берингова пролива зависит как от скорости и продолжительности ветра, так и от ледовых условий. Также на развитие волн вносит свой отрицательный вклад, достаточно, небольшая глубина района. Максимальное развитие волнения до 5-7 баллов наблюдается в осенне-зимний период при минимальном покрытии льдом поверхности вод и штормовых ветрах. На больших, свободных ото льда, пространствах акватории при сильных ветрах волна может достигнуть 5-ти метров, изредка 7-ми метров. Летом регион относительно спокоен, волнение управляется атмосферной циркуляцией и волнением, заходящим с Тихого океана [10; 12].

1.2.7. Циркуляция вод

Материковый сток в Берингов пролив весьма невелик и незначителен. Речной сток всего Чукотского моря составляет всего лишь 3.5% от общего стока

в арктические моря, что не влияет существенно на гидрологические условия, однако может оказывать влияние на температуру и соленость вод вблизи берегов [12; 10]. В летний период в восточную часть Берингова пролива на юге поступают пресные воды реки Юкон (Северная Америка), впадающей в залив Нортон, и небольшое количество пресной воды поступает в залив Коцебу из рек Кобук и Ноатак на севере пролива. В западной части пролива в Анадырский залив пресные воды поступают из реки Анадырь. Островами Диомида пролив разделяется на два прохода. В восточной части воды в целом теплее и преснее, чем в западной, богатой биогенными элементами, что несут воды реки Анадырь [11].

Благодаря малой глубине пролива перенос вод во многом управляется воздействием атмосферных процессов и сезонного ледяного покрова, что определяет сильную изменчивость структуры вод района во времени: водные массы быстро реагируют на изменения полей давления в атмосфере и ветрового воздействия [5; 18; 15, 1].

Берингов пролив является транзитной зоной между двумя океанами, особенностью циркуляции вод между ними в основном заключаются в разнице уровня моря, где северная часть Тихого океана выше Северного Ледовитого океана, из-за чего следует в основном северное направление течения в проливе [19, 5, 20, 21, 22]. Принято считать, что ежегодный расход воды в Беринговом проливе составляет 0,8 Св [19, 5]. В Северный Ледовитый океан поступают относительно тёплые поверхностные воды Берингова моря, а на юг в Тихий океан, через прибрежную западную зону, – относительно холодные воды Северного Ледовитого океана [11].

Поток воды, поступающий через пролив, формируется в Беринговом море в основном холодным и соленым Анадырским течением на западе и прибрежным Аляскинским на востоке, которое переносит пресные воды реки Юкон. Скорости течений на севере Пацифики невелики, порядка 6 см/с, в самом проливе, в восточном канале, могут достигать 1.5м/с, а в Чукотском море от 30 до 50 м/с [12,

10] (рисунок 3). Проходя пролив, в Чукотском море Тихоокеанский поток разделяется на три ветви: Аляскинскую, Геральдовскую и Лонговскую (рисунок 3) [3]. При прохождении вдоль залива Коцебу к ним присоединяются пресные речные стоки [12].

Аляскинская ветвь течения в Чукотском море протекает вдоль полуострова Аляска и выходит из моря через каньон Барроу на северо-востоке. Геральдская ветвь отделяется от Аляскинской в районе мыса Хоп и протекает центральной, проходя желоб Геральда на пути в Северный Ледовитый океан. Лонговская ветвь считается самой слабой, она отделяется от последней до острова Геральд и распространяется вдоль Чукотки, не проникая в пролив Лонга, а поворачивая на север и соединяясь с Геральдской ветвью. Зачастую, при сильных нагонных ветрах, через пролив Лонга вдоль материка в Чукотское море, а далее в Берингов пролив вдоль западного побережья, может приходить Восточно-Сибирское течение. Если оно развивается слабо, то его вытесняет на северо-восток Тихоокеанский поток, что сопровождается циклоническими круговоротом в центральной части моря, с центрами у мыса Дежнева и мыса Сердце-Камень [10, 12, 5].

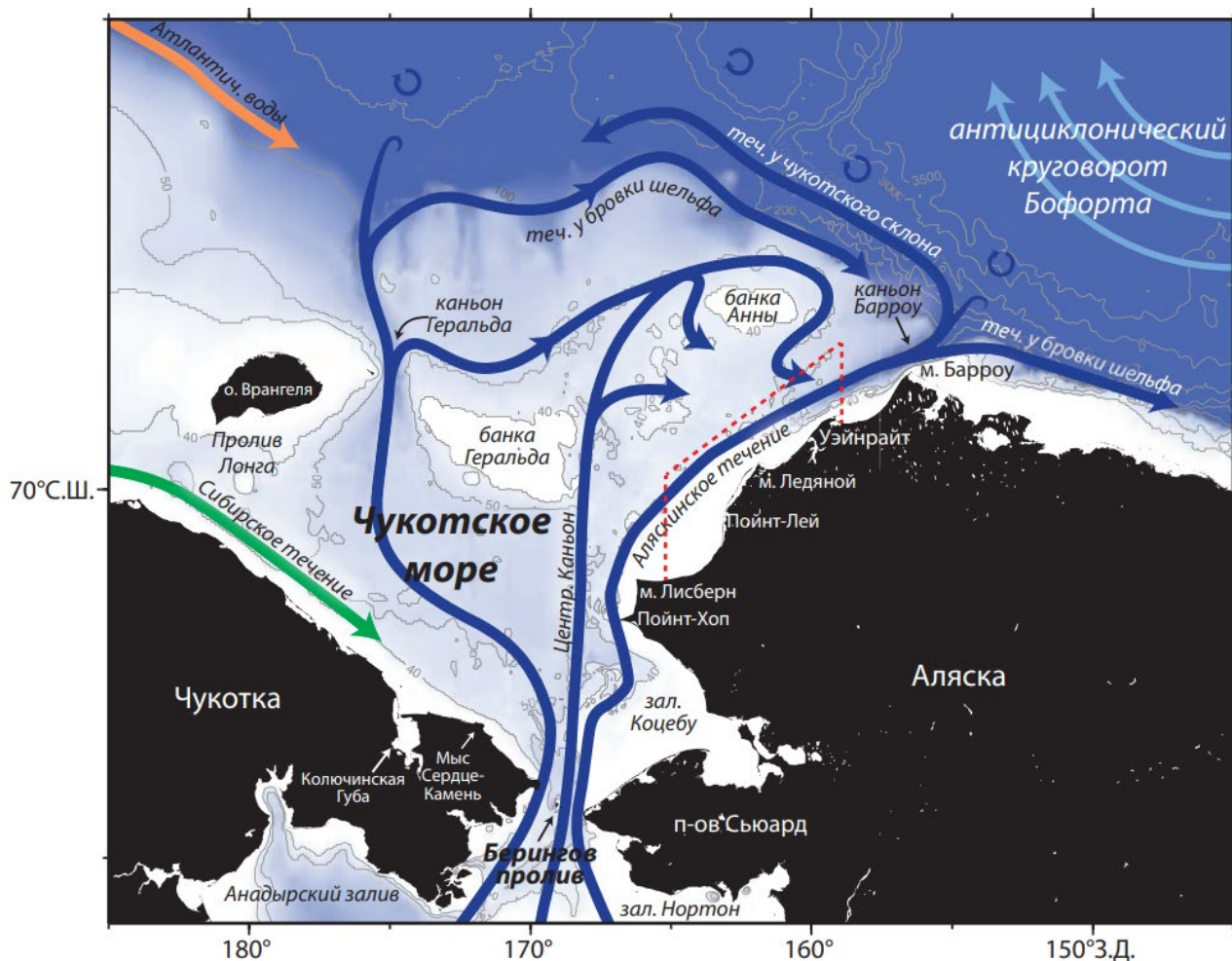


Рисунок 3 – Карта течений Чукотского моря [5, Адаптировано из [23]]

Поступающие в Чукотское море через Берингов пролив воды разделяются на четыре водные массы. Относительно теплая и пресная ($6-10^{\circ}\text{C}$ и 30-31 епс) аляскинская прибрежная водная масса (АПВ) в восточной части пролива, переносимая Аляскинским течением, является одной из основных со средней скоростью течения 1 м/с и питанием материковыми стоками полуострова Аляска. Берингоморская шельфовая более холодная и пресная водная масса ($32.4 - 32.7$ епс) и богатая питательными элементами анадырская водная масса ($1-2^{\circ}\text{C}$ и $32.85-33.1$ епс), располагающиеся в западной части пролива, перемешиваются рядом с Беринговым проливом, в результате получается летняя берингоморская водная масса (БВ; $1-4^{\circ}\text{C}$ и $32.2 - 33$ епс), которая

характеризуется высоким содержанием биогенных элементов, полученных в результате апвеллинга в Анадырском заливе. Тихоокеанская зимняя водная масса (ЗВ) с более холодными и солеными водами формируется за счет конвективного перемешивания водной толщи благодаря образованию ледяного покрова и перемещается в осенне-зимний период через Берингов пролив на север с максимальными скоростями течения в придонном слое. Боковое перемешивание в проливе ограничено и существует только на поверхности, где провоцируется ветром [24; 5; 15].

1.2.8 Температура и соленость воды

Термохалинный режим района определяется главным образом неравномерным поступлением солнечной радиации с течением года, осенне-зимним выхолаживанием водной поверхности и адвекцией Тихоокеанских вод [12, 10].

Летом из-за проникновения относительно теплых вод из Берингова моря с соленостью, превышающей водами поверхности Чукотского моря, положительная температура воды и сравнительно высокая соленость наблюдается во всей толще акватории. В восточной части на поверхности наблюдаются наивысшие среднемноголетние температуры воды ($+9^{\circ}\text{C}$), а максимальная температура воды может достигать $+13^{\circ}\text{C}$, в этом месте протекает теплая ветвь тихоокеанского происхождения. С глубиной температура воды снижается, но остается с положительным знаком. Благодаря тихоокеанскому потоку поверхностная соленость в проливе превышает соленость Чукотского моря. Опреснению поверхностных вод способствует таяние льда, а также, в незначительной степени, сток материковых рек по краям пролива. Воды западной части пролива более соленые. С глубиной соленость воды возрастает с 30.5 до 32.0 епс на востоке и с 32.0 до 33.0 епс на западе.

В зимний период температура воды на всех горизонтах близка к температуре замерзания и варьирует в пределах -1.6°C – -1.8°C . На севере района

на глубинах 40 метров наблюдается повышение показателей, что связано с залеганием вод, пришедших из Берингова моря летом. В зимний период происходит осолонение вод благодаря процессу ледообразования, поэтому показатели выше, чем в теплый период. Благодаря связи с Беринговым морем соленость воды в проливе выше, чем в Чукотском море. Распределение по горизонтали зимой более однородно, чем летом. Показатели солености зимой, так же, как и летом, увеличиваются с глубиной с 32 епс по 33.5 епс [10].

Годовой термохалинный ход выглядит так, что повышение температуры воды происходит с мая до максимальных в октябре, после чего начинается выхолаживание поверхности воды вместе с распреснением из-за штормовых процессов и перемешиванием, в декабре соленость воды снижается до минимума. Далее до апреля пролив занят льдом, из-за чего соленость вод растет, после чего лед начинает таять, способствуя уменьшению солености [11].

1.2.9. Ледовый режим

Средние сроки устойчивого ледообразования в Беринговом проливе наступают с 10 по 20 ноября, что относительно Чукотского моря замедленно, это связано с большим накопленным теплозапасом вод после воздействия солнечной радиации и поступления берингоморских вод летом. Ледообразование в среднем продолжается до 15-20 апреля, в этот момент в проливе располагаются однолетние средние льды толщиной до 180 см. Нарастание льда во многом зависит от ветрового режима, который, в свою очередь, зависит от атмосферной циркуляции, что является одной из основных причин распределения льда. Вдоль припая из-за затяжного действия ветра в одном направлении может образоваться полынья. Припай от Берингова пролива до мыса Лисберн может пролегать от 5 до 65 км. В апреле сплоченность льда по обеим сторонам пролива превышает 9 баллов, в другие месяцы такой ситуации не наблюдается. Торосистость зимой достигает 3 баллов.

На протяжении июня происходит интенсификация таяния льда, пролив очищается, и зона чистой воды распространяется через пролив. Айсбергов в проливе замечено не было, учитывая сокращение многолетних льдов и припая в Канадском архипелаге – источнике айсбергов в регионе, в будущем вероятность встречи с ними мала [5]. Прогноз на будущее очевиден – будет продолжаться сокращение ледяного покрова, в особенности многолетнего. Из чего следует увеличение времени навигации в акватории [26].

На рисунке 4 показан пример пространственного распределения льда в Чукотском море за апрель и октябрь 2021 года [42].

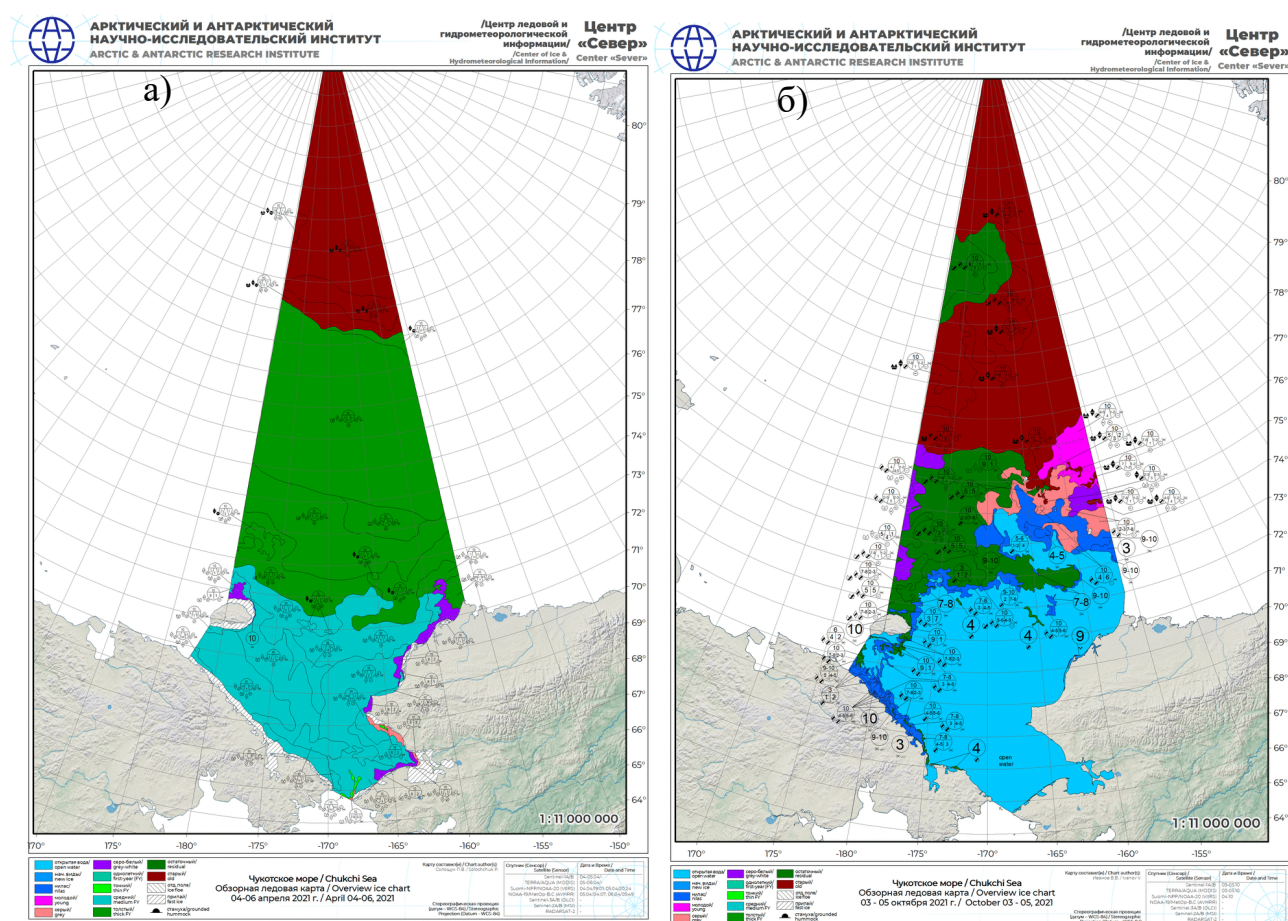


Рисунок 4 – Распределение льда в Чукотском море за а) за апрель, б) за октябрь 2021 года [42]

1.3 Обзор исследований в изучаемом регионе.

Основательное изучение Берингова пролива началось в 20-ом веке в связи с увеличившимся интересом к навигации по Северному морскому пути, работы были посвящены исследованию структуре течений в Беринговом море, короткопериодной изменчивости температуры воды в проливе (замечено, что колебания за сутки могут достигать 6°C и выступать значительной частью общей изменчивости температуры воды), характеристик водных масс ([24]; на основе данных американо-японских экспедиций в 1922-1973 гг, определены три водные массы: аляскинская, берингоморская, анадырская), апвеллингу рядом с перевалом Самалга, сезонным распределением температуры, солености и динамики вод, а также влиянию морского льда и атмосферных процессов на межгодовые колебания океанологических параметров в восточной части пролива [11; 5].

В последние десятилетия исследования, в основном, мотивированы развивающейся нефтегазовой отраслью и изменением климата, особенно заметным в арктической зоне. Они включают в себя работы, основанные как на непосредственных измерениях заякоренных буев и гидрологических съемок, так и на смоделированных данных [27].

На основе натурных данных выявлен положительный тренд увеличения потока в Чукотское море через Берингов пролив величиной 0.01 Св/год в период 1990-2015гг., что связано с увеличением поступления воды из отдаленных зон Берингова моря, а не с изменениями ветрового режима, поэтому обновлена ранее общепринятая величина климатологического потока через пролив 0.8 Св на 1 Св [28, 1]. Обнаружена высокая сезонная изменчивость термохалинных характеристик за период 1990-2004 гг. ($31.9 - 33 \text{ епс}$, $-1.8-+2.3^{\circ}\text{C}$ и $0.4-1.2 \text{ Св}$) [15]. Сезонность характеристик в Берингове проливе имеет межгодовые тенденции на зимнее опреснение вод, потепление вод перед летом и усиление потока летом и осенью [28]. Также на основе фактических измерений

определено, что геострофические течения, образованные градиентом солёности между восточной частью пролива и западной приносят значительный вклад в адвекцию через пролив [1, 27].

Не смотря на возможную разницу в материалах и методах оценки расхода воды в разных исследованиях, общая тенденция увеличения транспорта через Берингов пролив очевидна.

На основе спутниковых данных была подтверждена сезонная внутригодовая изменчивость характеристик вод в проливе и засвидетельствована возможность возникновения южных геострофических течений со скоростями до 30 см/с. Основываясь на минимумах потоков в проливе в 2002-2003 и 2012-2013 годах выявлено, что периодическое ослабление интегральных потоков в Беринговом проливе связано с усилением Восточно-Сибирского течения, иногда проникающего непосредственно до пролива и вызывающего южные течения в западной части, блокируя поступления потоков из Берингова моря [27].

В ряде работ досконально рассматривается роль местных ветров в управлении транспортом воды через пролив. Например, в работе [29], авторы делают вывод, что изменчивость потоков в проливе преимущественно обуславливается Арктикой, а не Тихим океаном, в частности изменениями уровня в Восточно-Сибирском море, например, летом 2/3 транспорта вод в проливе обуславливается изменением уровня в Восточно-Сибирском море, связанным с западными арктическими ветрами. Схожий вывод о существенном влиянии ветров западной части Северного Ледовитого океана на изменчивость расхода воды в Беринговом проливе и том, что ветра северной части Тихого океана приводят к увеличению переноса пресной воды и тепла утверждают в работе [30]. Авторы исследования [14] определили связь между центрально-арктическими антициклоническими ветрами и увеличением потока тепла в проливе, за счет сокращения льда в сентябре, поддерживаемого этими ветрами. Также в статье делается вывод, что увеличению адвекции тепла способствовала тенденция на повышение давления на уровне моря в Арктике.

О потеплении вод проходящих через Берингов пролив свидетельствуют ряд авторов [22, 31, 14]. Авторы работы [31], в которой отмечается увеличение температуры идущих из Берингова моря вод на $0.12^{\circ}\text{C}/10\text{лет}$ летом и на $0.14^{\circ}\text{C}/10\text{лет}$ зимой с одновременным трендом изменения солёности вод на $-0.6\text{‰}/10\text{лет}$ летом и $-0.03\text{‰}/10\text{лет}$ зимой, а также оценена тенденция потока тепла, который изменяется на $+2.4 \cdot 10^{19} \text{Дж}/10\text{лет}$.

Для наглядности изменения оценок расхода воды Берингова пролива в исследовательских работах создана сводная таблица некоторых основных результатов. (см. таблицу 1)

Таблица 1 – Оценки среднегодового расхода воды в Беринговом проливе.

Период, гг.	Расход, Св	Автор
1990-1994	0.83	Roach et al., 1995 [19]
1990 - 2015	1.0	Woodgate, 2017 [21]
2001 - 2011	1.1	Timmermans et al., 2012; Woodgate et al., 2012 [32]
1993 - 2020	1.2	Соколов А.А., 2023 [33]

По приведенным в таблице оценкам разных ученых расхода воды в проливе заметно увеличение показателей в 21-ом веке, что подтверждает вышеуказанное общепринятое мнение о усилении потоков, текущих из Тихого океана в Северный Ледовитый, совпадающее по времени с изменением климата.

2. Материалы и методы

2.1. Описание исходных данных

Для выполнения исследования в качестве исходных глубоководных данных выбран реанализ GLORYS12V1 (<https://doi.org/10.48670/moi-00021>) [34] со среднемесячными данными и the Operational Mercator global ocean analysis and forecast system (<https://doi.org/10.48670/moi-00016>) [35] со среднесуточным временным масштабом соответственно.

Реанализ GLORYS12V1 формирует выходные данные на регулярной сетке с шагом $1/12^\circ$ на 50 стандартных горизонтах. Продукт базируется на системе глобального прогнозирования в реальном времени CMEMS (перевод с англ. Служба мониторинга морской среды «Коперникус»). Модельная составляющая – платформа NEMO (перевод с англ. Центр Европейского Моделирования Океана), регулируется реанализом ECMWF ERA-Interim (перевод с англ. Реанализ Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды) и повторным анализом последних лет ERA5 (атмосферный реанализ ECMWF 5-го поколения). ECMWF ERA-Interim включает в себя натурные данные измерений с судов, мареографных постов, дрейфующих буйев, в том числе буи ARGO (перевод с англ. Массив в реальном времени для геострофической океанографии), другие данные *in situ* и спутниковые данные множества миссий, например MODIS (переведено с англ. Спектрорадиометр с визуализацией среднего разрешения) Terra/Aqua, AVHRR NOAA (переведено с англ. Усовершенствованный радиометр очень высокого разрешения Национального управления океанических и атмосферных исследований, США) и другие. Наблюдения в модели совместно ассимилируются вдоль пути посредством фильтрации Калмана сниженного порядка. Также коррекцию медленно развивающихся крупномасштабных изменений в температуре и солености воды обеспечивает схема 3D-VAR. Этот реанализ наиболее широко представлен в работах по исследуемому району, так как более лучшим образом, относительно других, показывает себя в сложных,

из - за отсутствия достаточной базы контактных измерений для ассимиляции, арктических условиях.

Глобальная система анализа и прогноза в океане Operational Mercator предоставляет ежедневно обновляемые глобальные 3D-прогнозы мирового океана на 10-дневный срок на сетке с шагом $1/12^\circ$ на 50 горизонтах. Временные ряды постоянно суммируются для поддержания окна скользящего среднего двухлетней непрерывной серии.

В качестве атмосферных данных взяты среднемесячный реанализ ERA5 (<https://cds.climate.copernicus.eu/>) [36] и реанализ среднесуточного масштаба WIND GLO (<https://doi.org/10.48670/moi-00182>) [37].

Реанализ ERA5 – это атмосферный реанализ глобального климата, имеющий архив данных за период с января 1940-го года по текущее время. ERA5 создан Службой по изменению климата «Copernicus» (C3S) при ECMWF. Реанализ предоставляет ежечасные оценки обширного количества параметров климата атмосферы, суши и океана на сетке с шагом 31 км и использованием 137 уровней от 0 до 80 км над поверхностью Земли для описания атмосферы.

Реанализ WIND GLO (Global Ocean Daily Gridded Sea Surface Winds from Scatterometer, Ежедневный приземный ветер мирового океана по данным скаттерометра) имеет трехуровневую структуру. Уровни отличаются высотой положения скаттерометров над землей (50, 25 и 12.5 километров), чем выше происходит сбор, тем грубее сетка (0.5, 0.25 и 0.125 градусов соответственно).

Из баз данных через 5' (3651 м) по разрезу вдоль параллели $65^\circ 75'$ с.ш. от $170^\circ 5'$ до $168^\circ 5'$ з.д. (см. рисунок 5) взяты значения:

1. Меридиональной составляющей скорости течений, температуры и солености воды на 18 горизонтах исходя из рельефа дна от 0 до 52 м за периоды: а) с января 1993 по декабрь 2020 года – ежемесячно; б) с октября по декабрь 2023 года – ежесуточно.

2. Скорости ветра, формирующего дрейфовый поток воды через БП. Данные о ветре рассмотрены в квадрате $63\text{--}68^\circ$ с.ш. $160\text{--}175^\circ$ з.д. и усреднены в

двух областях: севернее БП и южнее БП, так как предварительный анализ показал, что в этих областях часто отмечаются противоположные направления зонального ветра.

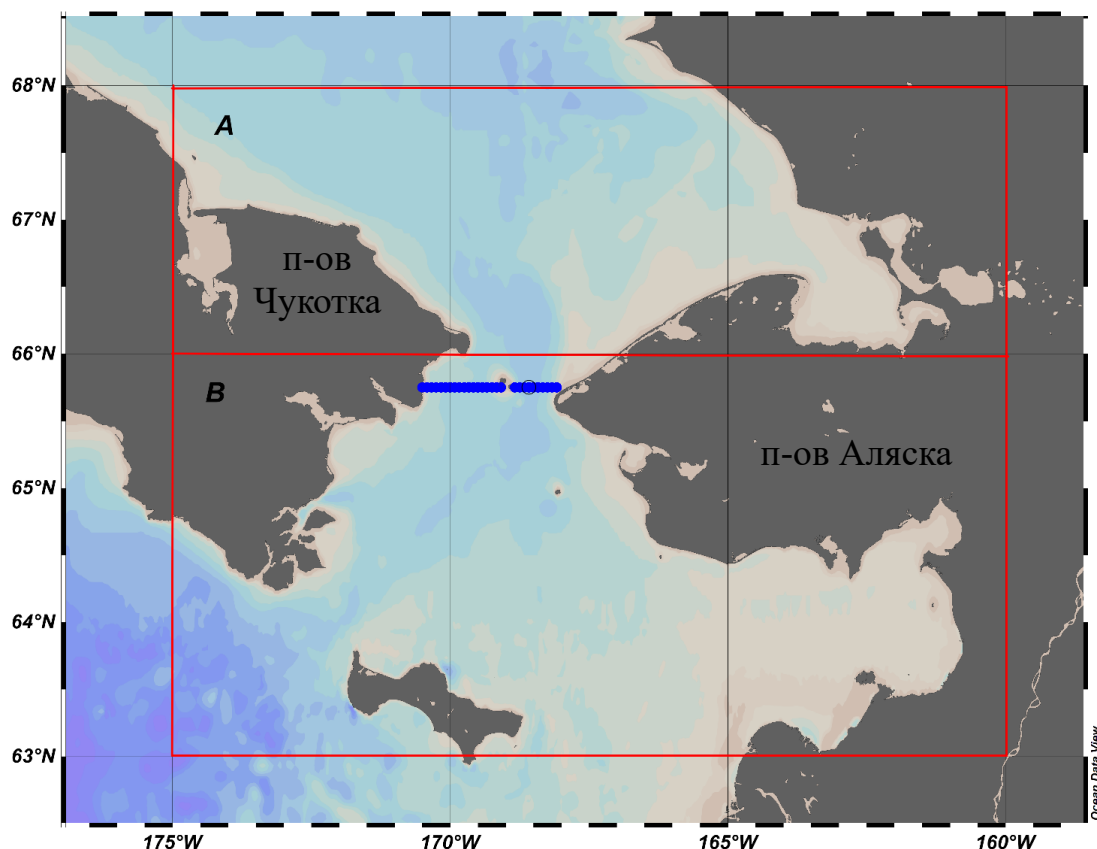


Рисунок 5 – Район исследования. Синим отмечены станции разреза, красным – квадраты севернее БП (а) и южнее БП (б) с данными о ветре. Визуализация проведена в ПО Ocean Data View.

2.2. Методология исследования

Объемный расход, тепловой поток и поток соли рассчитаны по стандартной методике [38], причем тепловой поток определен относительно температуры замерзания -1.8°C . Показатели, рассчитанные по формулам (1), (2), (3) в каждой ячейке разреза, в последствии суммировались для получения величины, общей по площади разреза.

Объемный расход – это объем жидкости, проходящей через плоскость ячейки разреза в единицу времени, который можно получить с помощью расчета следующей формулы:

$$Q[Cв] = V \cdot \Delta H \cdot \Delta R \cdot 10^{-6}, \quad (1)$$

где V – скорость течения в центре каждой ячейки [м/с],

ΔH – толщина слоя [м],

ΔR – расстояние между станциями [м].

Поток тепла – представляет собой количество теплоты, которая проходит через плоскость ячейки разреза в единицу времени, которое можно получить с помощью расчета следующей формулы:

$$Ft[ТВТ] = C_p \cdot \rho \cdot (T - T_f) \cdot V \cdot \Delta H \cdot \Delta R \cdot 10^{-9}, \quad (2)$$

где C_p – удельная теплоемкость воды (4200 [Дж/(кг*°C)]),

ρ – плотность воды (1024 [кг/м³]),

T – температура морской воды [°C],

T_f – минимальная температура морской воды (–1.8 [°C]).

Поток соли – представляет собой количество соли, которая проходит через плоскость ячейки разреза в единицу времени, которое можно получить с помощью расчета следующей формулы:

$$Fs[кг/с] = \rho \cdot S_w \cdot V \cdot \Delta H \cdot \Delta R \cdot 10^{-6}, \quad (3)$$

где S_w – соленость морской воды [кг/кг].

Для временных рядов с 1993 года по 2020 год каждого исследуемого параметра (температура и соленость воды, скорость течения, расход, потоки тепла и соли) были рассчитаны линейные тренды по формуле (4) с целью выявления колебаний с периодом, превышающим длину выборки, следующим образом:

$$Tr = a_1 \cdot t + a_0 + \varepsilon, \quad (4)$$

где t – время,

a_1 – коэффициент тренда, представляющий его величину, то есть скорость повышения (или понижения) исследуемой характеристики за единицу времени,

a_0 – свободный член, показывающий условное значение ряда $X(t)$ при $t = 0$ [39], ε – ошибки.

Оценка линейных трендов проведена проверкой на значимость коэффициентов тренда с помощью t-критерия Стьюдента с уровнем значимости 5%. Для этого выдвинута нулевая гипотеза $H_0: a_1 = 0$ и альтернативная ей $H_1: a_1 \neq 0$. Проверка гипотезы выполнена с помощью расчета формул (5) [40] выборочного критерия Стьюдента:

$$t_{a_1}^* = \frac{|a_1|}{\sigma_{a_1}}, \quad \sigma_{a_1} = \frac{\sigma_y(1 - r^2)}{\sigma_t(\sqrt{N - 1})}, \quad (5)$$

где σ_a – стандартная случайная погрешность расчета коэффициента тренда,

r – коэффициент корреляции исходного ряда и ряда моментов времени,

σ_y – стандартное отклонение исходного ряда,

σ_t – стандартное отклонение ряда моментов времени,

N – длина ряда.

Тренд будет считаться значимым (нулевая гипотеза отвергается), если его эмпирическое значение Стьюдента t^* будет превышать критическое $t_{кр}(\alpha, \nu)$ при выбранном уровне значимости α (в данном случае равному 5%) и числе степеней свободы $\nu = N - 2$. Если же, наоборот, $t^* < t_{кр}$, то принимается гипотеза о нулевом коэффициенте тренда a_1 , следовательно линейный тренд не значим.

Также при анализе временных рядов гидрофизических характеристик и потоков использовался фильтр скользящим средним с окном 12 месяцев, рассчитываемым по формуле (6) для сглаживания процессов с годовым ходом:

$$SMA_t = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{n-1} p_{t-i} = \frac{p_t + p_{t-1} + \dots + p_{t-i} + \dots + p_{t-n+2} + p_{t-n+1}}{n}, \quad (6)$$

где p_t – это значение исходной функции в точке $t - i$,

n – размер окна для расчета скользящего среднего.

Все вычисления проведены в ПО Excel и на языке программирования Python.

3 Климатическая изменчивость гидрологических характеристик в Беринговом проливе

3.1 Среднемноголетнее состояние

Оценка среднемноголетнего состояния исследуемых характеристик проведена с помощью визуализации пространственного распределения рассчитанных величин на площади разреза при помощи программного обеспечения.

Основной перенос вод в среднем многолетнем состоянии через широтный разрез (рисунок 6) направлен в Чукотское море из Берингова и сосредоточен в восточной части разреза. Наблюдаются относительно высокие скорости течения на поверхности в восточной части пролива у берегов Аляски, где отмечается максимальные значения скорости в диапазоне глубин 0-20 метров и долгот 168.5°–168° з.д. (0.67 м/с); также ядро максимальных значений располагается восточнее островов Диомида в диапазоне глубин 0-25 метров.

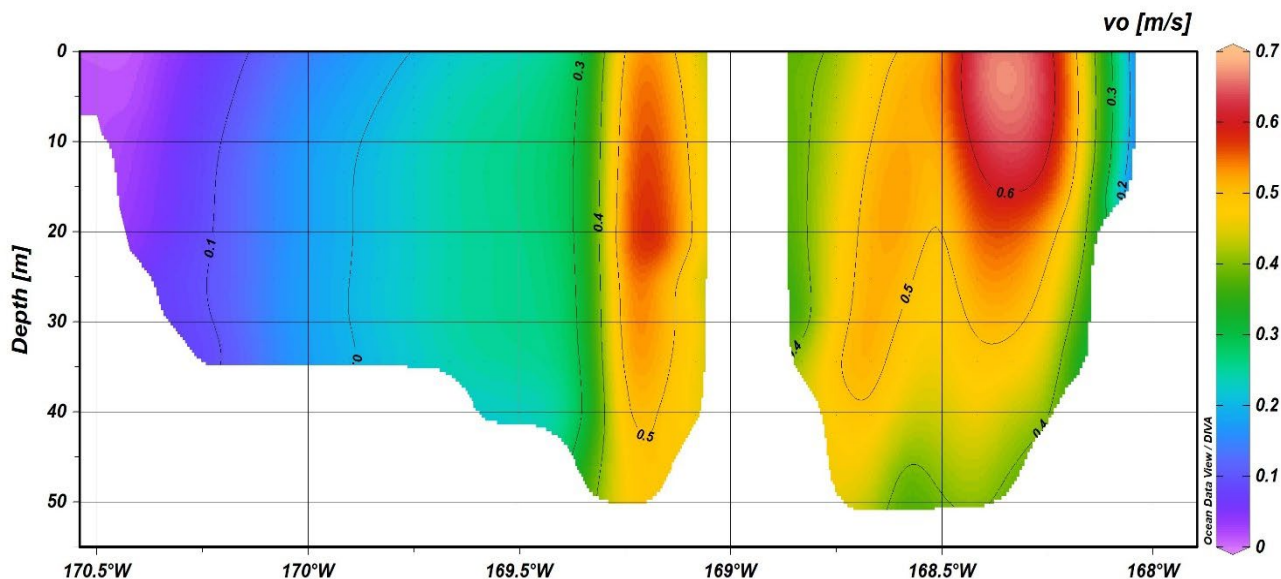


Рисунок 6 – Распределение среднемноголетних скоростей течения на разрезе 65.75°с.ш.

Минимальные значения скорости течения (0.01 м/с) находятся на западе разреза у берега Чукотского полуострова, распространяясь по всей глубине.

Величина скоростей течения в западной части значительно слабее, чем восточной. В среднем по разрезу средняя скорость течения составляет 33 см/с (таблица 2).

Таблица 2 – Среднемноголетние (1993–2020 гг.) гидрологические характеристики в Беринговом проливе

Характеристика	T [°C]	S [епс]	V [м/с]
Среднее значение	1.32	31.91	0.33

Распределение осредненных многолетних значений температуры воды на разрезе (рисунок 7) отображает относительно холодные придонные воды в западной части и относительно теплые поверхностные воды на востоке у берегов материка, где наблюдаются максимальные значения (2.27°C) в диапазоне долгот 168.5° – 168° з.д. и 0–10 метров глубины.

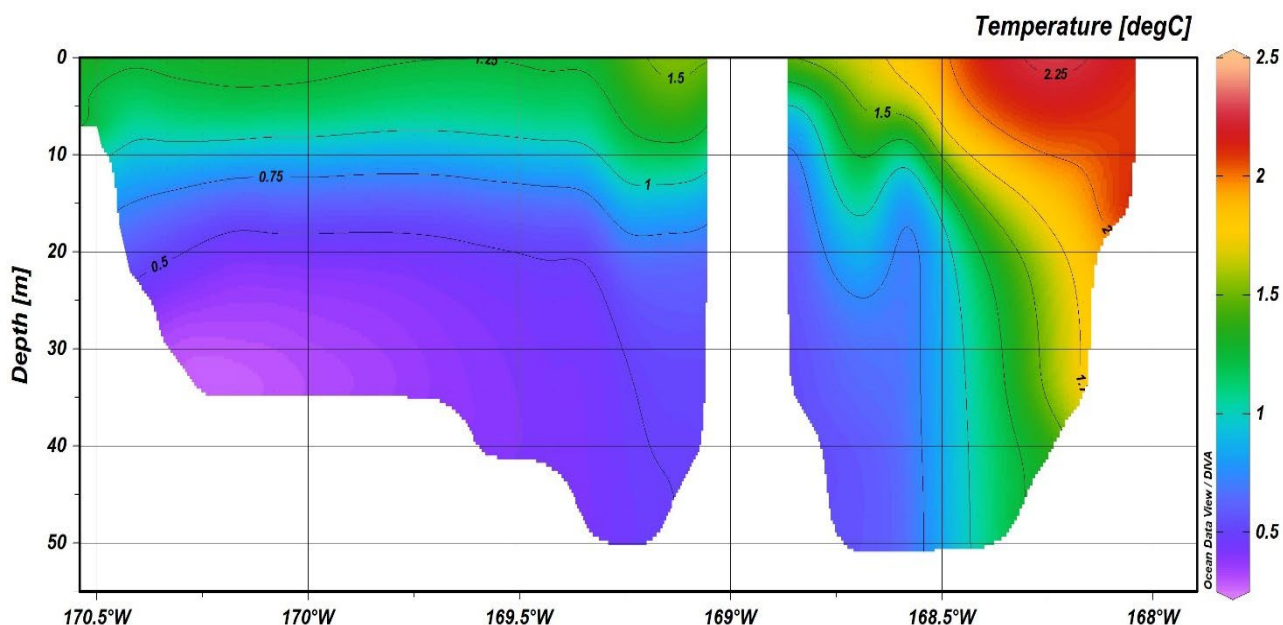


Рисунок 7 – Среднемноголетнее распределение температуры воды на разрезе 65.75° с.ш.

Минимальные значения (0.27°C) располагаются в придонном слое на глубине 30 метров у берегового склона Чукотского полуострова. Термоклин в западной части разреза залегает на глубине 10 метров, а в восточной части углубляется с приближением к материку от 10 до 40 метров. Средняя температура воды на разрезе 1.32°C . (см. таблицу 2)

В распределении средней многолетней солености воды на разрезе (рисунок 8) наблюдаются относительно соленые придонные воды в западной части и относительно пресные поверхностные воды у восточных берегов разреза, где наблюдаются минимальные значения солености (31.0 епс). Максимальные значения (32.9 епс) наблюдаются в придонном слое на глубинах 20-50 метров между островами Диомида и Чукотским полуостровом. Галоклин в западной части размывается, а в восточной залегает аналогично термоклину. Средняя соленость на разрезе 31.91 епс (см. таблицу 2).

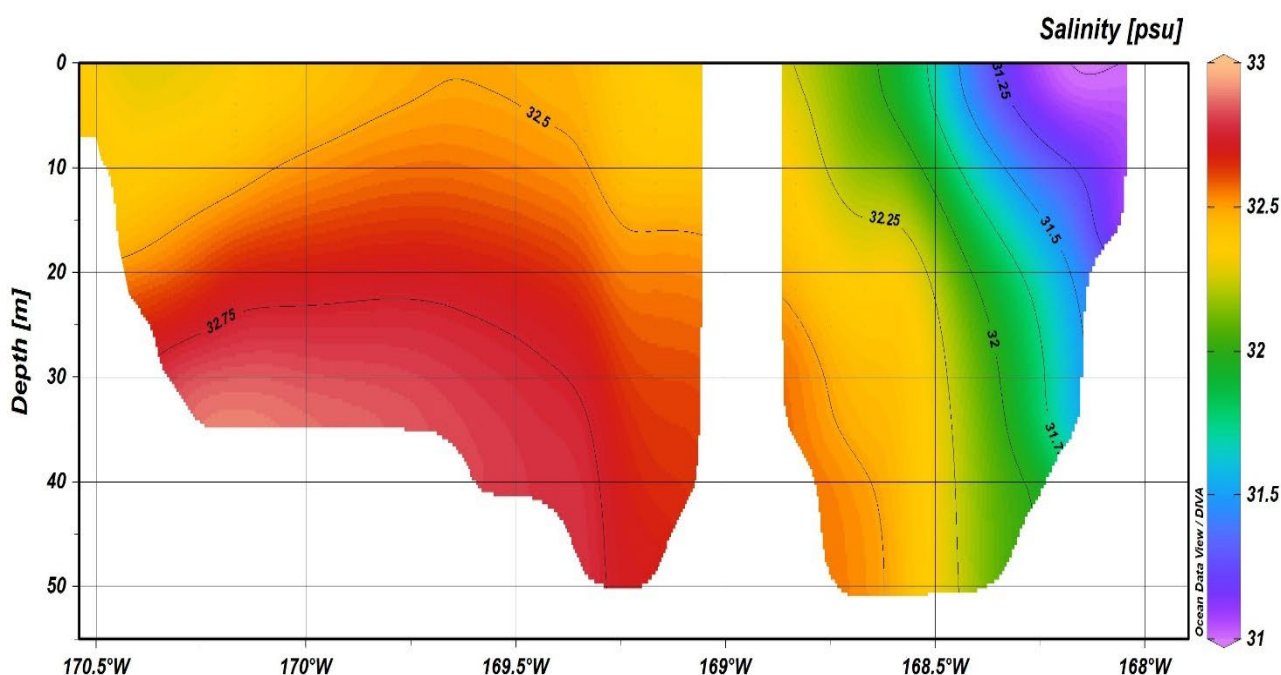


Рисунок 8 – Среднемноголетнее распределение солености воды на разрезе 65.75°с.ш.

На рисунке 9 отражено среднее многолетнее состояние расхода воды через широтный разрез. Основной объемный расход происходит на востоке пролива в

придонном слое, где находятся максимальные значения $13874 \text{ м}^3/\text{с}$ в диапазоне $169.5^\circ - 168.6^\circ$ з.д. Придонный экстремум расхода воды, несмотря на относительно невысокие скорости, объясняется значительной толщиной слоёв, в которых перемещается поток. Очень малый поток у западного склона определяется присутствием там в разное время разнонаправленных скоростей течения, которые при усреднении нивелируются, так что в среднем отрицательных значений расхода не наблюдается.

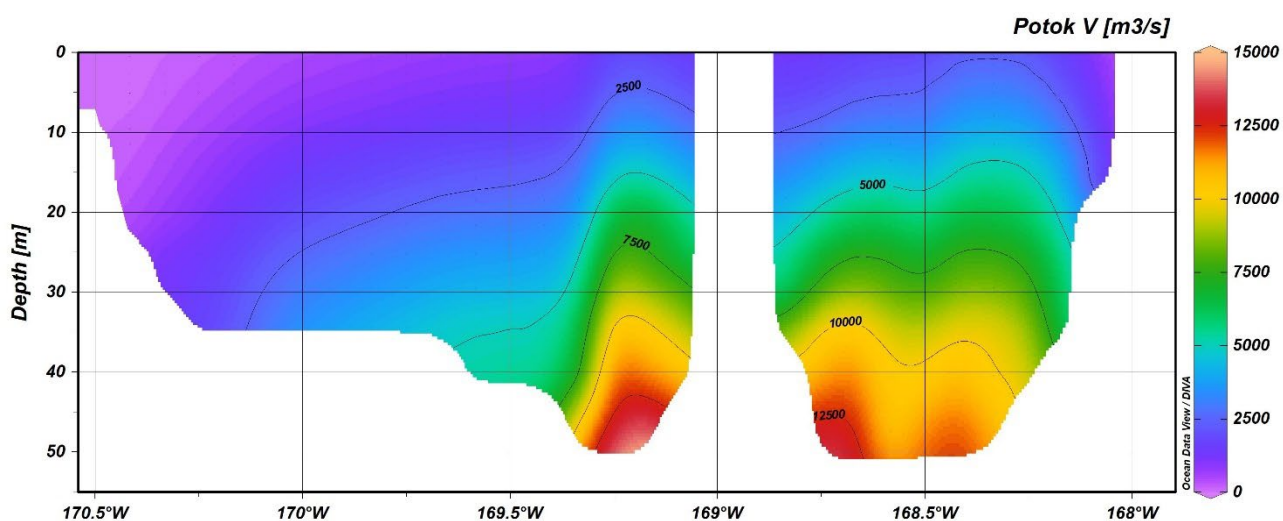


Рисунок 9 – Среднегодовой расход воды ($\text{м}^3/\text{с}$) на разрезе 65.75°с.ш.

Перенос тепла и соли определяется, прежде всего, объемным расходом. Перенос тепла (рисунок 10) происходит в восточной части разреза, ядро максимальных значений находится в придонном слое с двух сторон островов Диомидов и составляет 125 ГВт. На профиль теплового потока влияет повышенная температура поверхностных вод, которая растягивает поток к поверхности на востоке пролива. В поверхностном слое у берегов Чукотки присутствует относительно небольшой поток тепла с обратным знаком (-0.08 ГВт), означающий поступление холодных вод из Арктики в Тихий океан.

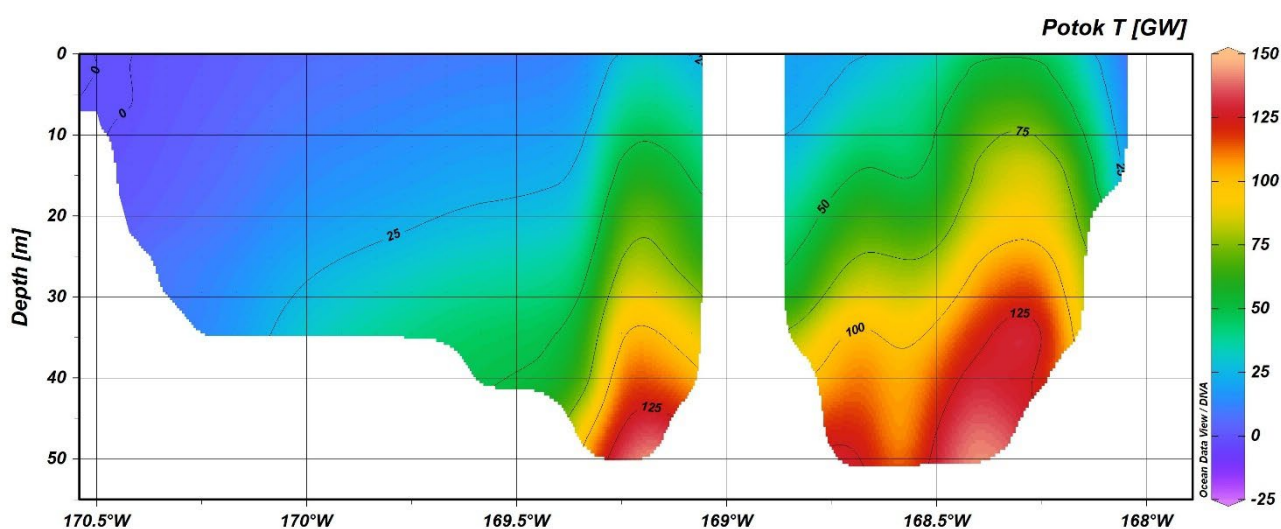


Рисунок 10 – Среднегодовое тепло (ГВт) через разрез 65.75°с.ш.

Основной перенос соли (рисунок 11) также приходится на придонный слой по обеим сторонам островов, где максимальные значения составляют 0.47 кт/с. Минимальные значения (0.002 кт/с) находятся в поверхностном слое в прибрежной зоне Чукотского полуострова.

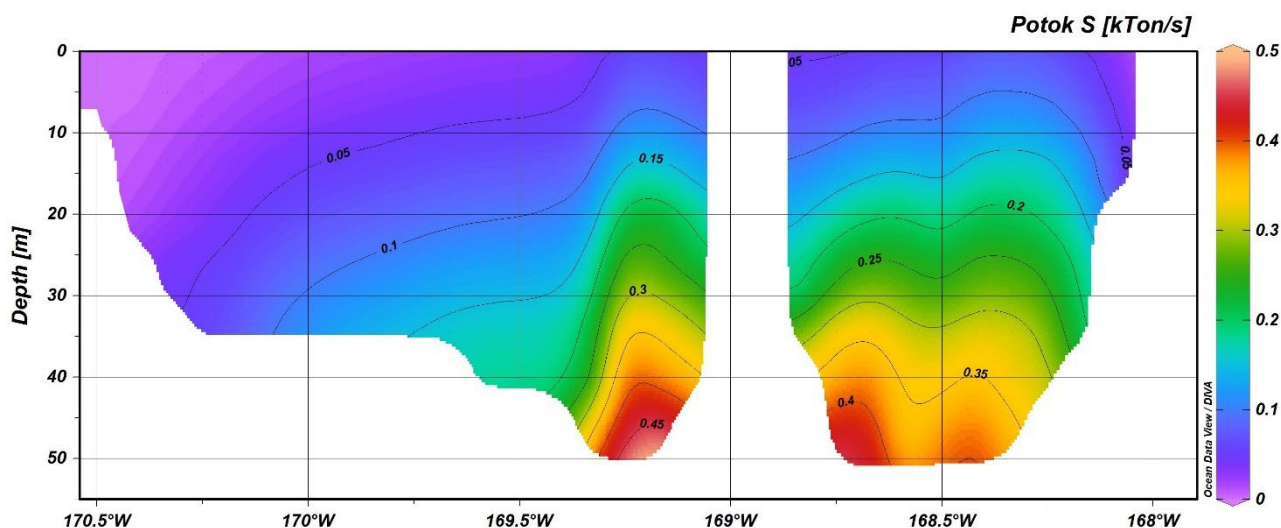


Рисунок 11 – Среднегодовое количество соли (кт/с) через разрез 65.75°с.ш.

В таблице 3 представлены средние многолетние за период 1993-2020 гг. оценки объемного расхода, потоков тепла и соли в целом по разрезу, а также

рассчитанных отдельно по направлениям движения. Из таблицы 3 видно, что в суммарных потоках преобладает перенос на север, в Чукотское море.

Таблица 3 – Средние многолетние (1993-2020 гг.) оценки объемного расхода, потоков тепла и соли через Берингов пролив

Поток	Полный поток	Направленный на север	Направленный на юг
$Q[\text{Св}]$	1.418	1.423	0.004
$F_t[\text{ТВт}]$	16.95	17.04	0.08
$F_s[\text{мт/с}]$	47.07	47.28	0.13

Основные потоки в среднем многолетнем усреднении (таблице 3), проходящие через разрез в Арктику гораздо больше, чем направленные на юг, и в сумме составляют: объемный расход – 1,42 Св, поток тепла – 17,0 ТВт, поток соли – 47,1 мт/с [41].

Вывод по среднемноголетнему состоянию характеристик на разрезе:

В среднем многолетнем усреднении термохалинный профиль разреза показывает теплые менее соленые поверхностные воды на востоке пролива и холодные соленые придонные воды на западе.

Основные потоки в среднем многолетнем усреднении приходящие через широтный разрез $65,75^\circ$ с.ш. в Арктику гораздо больше, чем потоки, направленные на юг, в Тихий океан и составляют:

- Объемный расход – 1.42 Св,
- Поток тепла – 17.0 ТВт,
- Поток соли – 47.1 мт/с

Основной перенос теплых вод из Тихого океана происходит в придонном слое на востоке пролива на север в Арктику. Также присутствует поверхностный небольшой перенос холодных вод из Арктики.

3.2. Временная изменчивость.

Для оценки межгодовой изменчивости исследуемых характеристик проведены расчеты линейных трендов в каждой ячейки разреза, после чего созданы изображения с пространственным распределением рассчитанных величин на площади разреза при помощи программного обеспечения. Также рассчитаны интегральные по всему разрезу линейные тренды и проанализировано их поведение.

Внутригодовая дисперсия интегральных характеристик через пролив достаточно велика и на её фоне линейный тренд не заметен. Для сглаживания дисперсии применен фильтр скользящего среднего с окном 12 месяцев, который позволил сделать оценки тренда более выраженными.

Оценена межгодовая тенденция средних по пространству разреза величин температуры и солёности (см. рисунок 12). До сглаживания дисперсии скользящим средним уравнения линейных трендов временной изменчивости а) температуры и б) солёности при среднемесячной дискретности имеют вид:

$$\text{а) } T = 0.003t + 0.635 + \varepsilon, R^2 = 0.009,$$

$$\text{б) } S = 0.00002t + 32.290 + \varepsilon, R^2 = 0.000008,$$

где R^2 – коэффициент детерминации, показывающий вклад тренда в общую дисперсию ряда.

Коэффициенты линейных трендов изменения температуры и солёности воды в Беринговом проливе за период 1993-2020 гг. до применения фильтра оказались не значимы. После применения сглаживания дисперсии фильтром скользящего среднего с окном 12 месяцев изменения в среднем по разрезу температуры воды на $0.002 \text{ } ^\circ\text{C}$ в месяц и солёности на -0.00002 епс в месяц оказались значимы при уровне значимости 5%. Уравнения линейных трендов при этом имеют вид:

$$\text{а) в случае температуры воды } T(\text{сс_12}) = 0.002t + 0.7 + \varepsilon, R^2 = 0.23,$$

$$\text{б) в случае солёности воды } S(\text{сс_12}) = -0.00002t + 32.3 + \varepsilon, R^2 = 0.0007.$$

Изменение температуры воды со временем заметнее, чем солёности, так как вклад температурного линейного тренда в дисперсию исходного ряда после его сглаживания гораздо выше, чем солёностного.

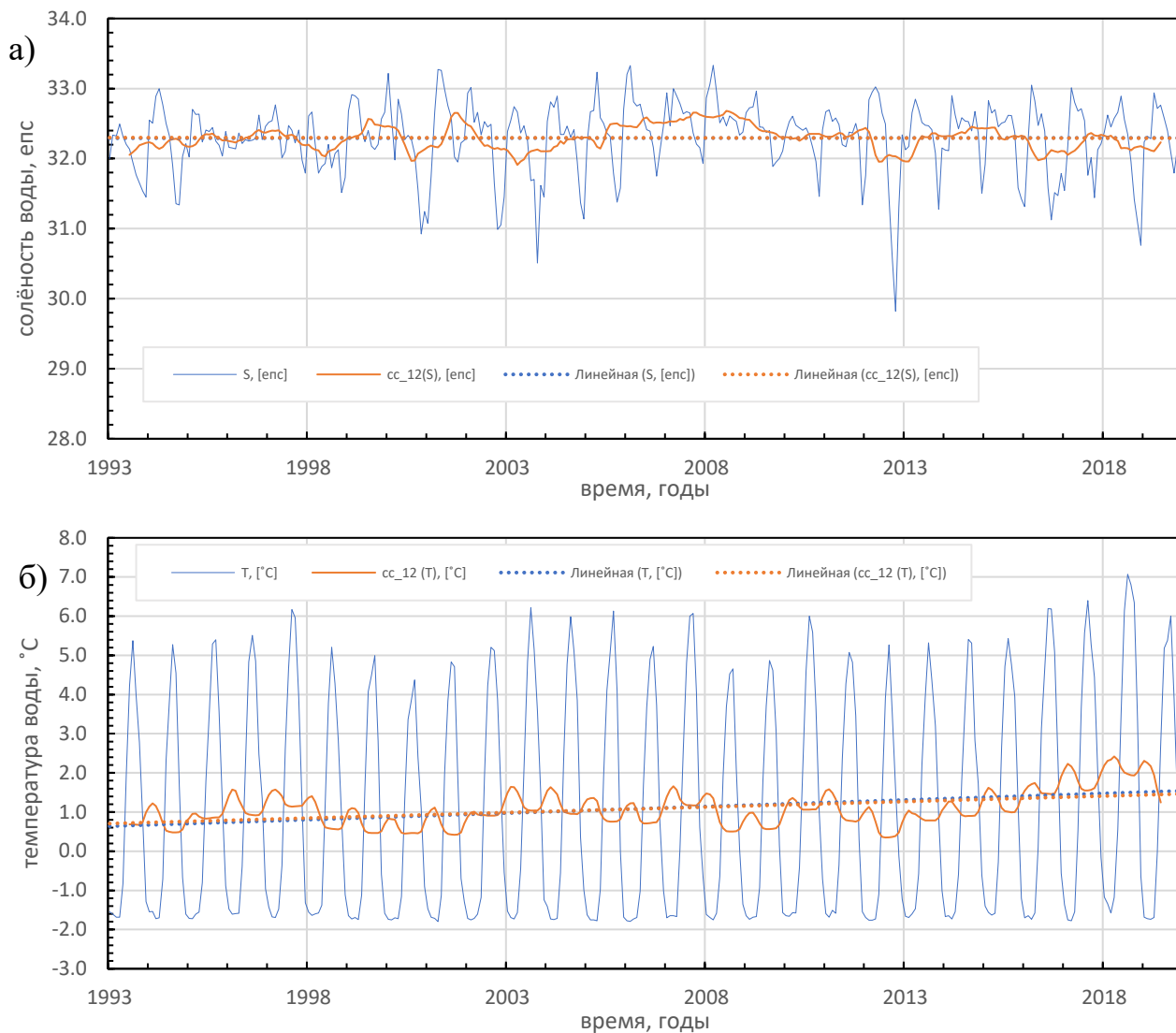
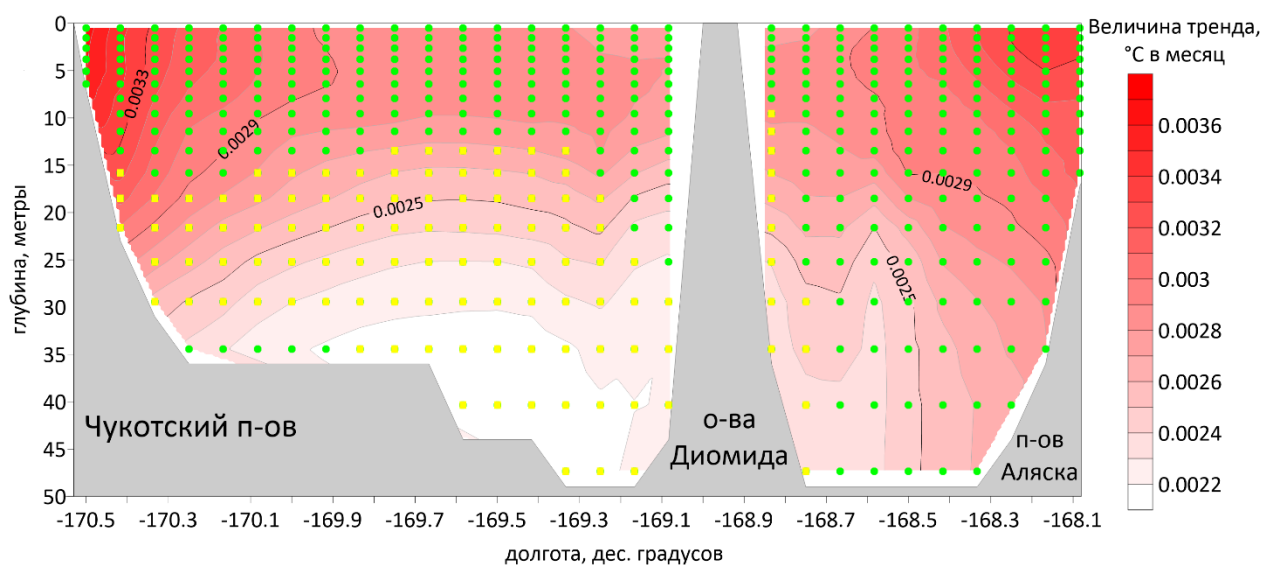


Рисунок 12 – Межгодовая изменчивость средних солёности воды (а) и температуры (б) в Беринговом проливе за период 1993-2020 гг.

Оценка линейного тренда за период 1993-2020 гг. по среднемесячным данным показала, что, температура воды увеличивается по всей площади разреза (рисунок 13а). Коэффициенты линейного тренда температуры воды уменьшаются с глубиной с максимальных в поверхностном слое на границах разреза 0.0033°C в месяц до минимальных 0.0022°C в месяц в придонных слоях

восточной части разреза, где тренд значим до сглаживания дисперсии годового хода. В целом на разрезе отмечается значимое потепление с величиной тренда 0.0028°C в месяц.

В случае распределения коэффициентов линейного тренда по среднемесячным значениям солёности (рисунок 136) выделяется значимое осолонение по обеим сторонам островов Диомида по всей толще воды, максимальные значения – 0.0006 епс в месяц, а также замечены области распреснения: вдоль Чукотского п-ова с заглублением в отдалении от берега и в верхних слоях у берегов п-ова Аляска, минимальные значения – (-0.0007 епс в месяц). Таким образом, направленность трендов в солёности с разным знаком приводит к незначимости линейного тренда средней по разрезу солёности – 0.00002 епс в месяц.



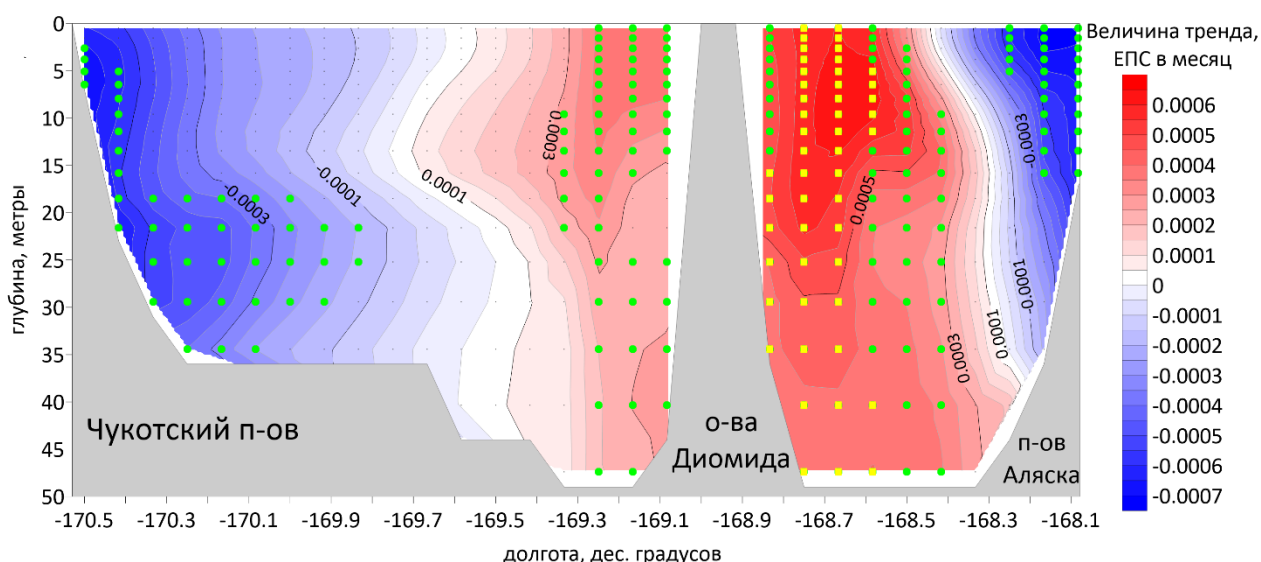


Рисунок 13 – Распределения значений коэффициентов линейных трендов температуры (а) и солёности (б) воды через широтный разрез 65.75°N (точки, обозначенные желтым – значимый тренд до сглаживания, зеленым – значимый тренд после сглаживания)

Оценена межгодовая тенденция интегральных по пространству разреза величин меридиональной скорости течения. До сглаживания дисперсии скользящим средним уравнение линейного тренда временной изменчивости при среднемесячной дискретности принимает вид:

$$V = 0.02t + 148.6 + \varepsilon, R^2 = 0.001.$$

Коэффициент линейного тренда изменения меридиональной скорости течения воды в Беринговом проливе за период 1993-2020 гг. до применения фильтра оказался не значим. После применения сглаживания дисперсии фильтром скользящего среднего с окном 12 месяцев изменения скорости течения также оказались не значимы при уровне значимости 5%. Уравнения линейного тренда при этом имеют вид:

$$V (cc_{12}) = 0.015t + 148.3 + \varepsilon, R^2 = 0.008.$$

В линейных трендах интегральных потоков (рисунок 14): величины трендов расхода воды – 0,001 Св в год, потока тепла – 0,11 ТВт в год и потока соли – 0,05 мт/с за год оказались не значимы при уровне значимости $\alpha=0,05$.

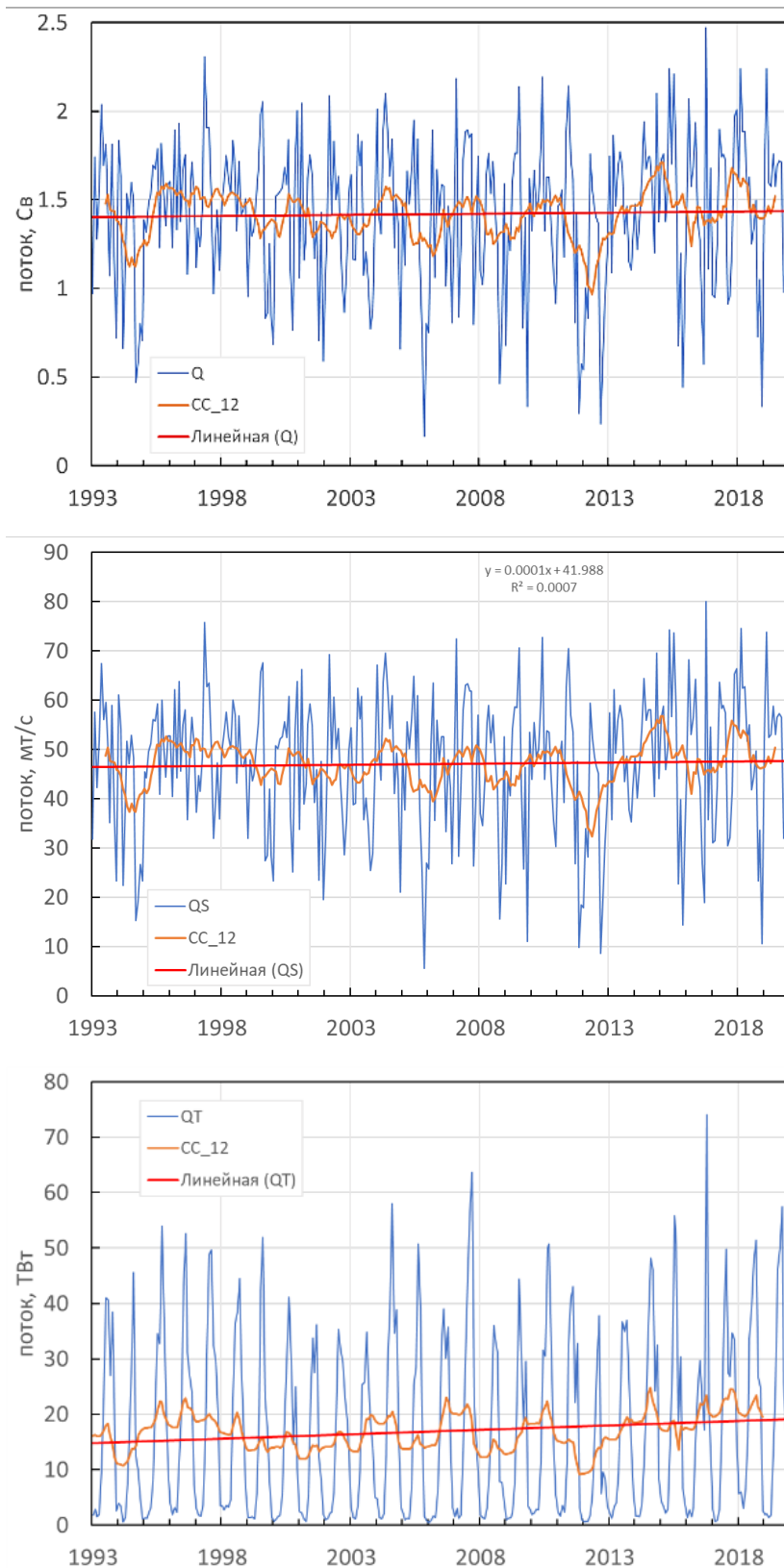


Рисунок 14 – Межгодовая изменчивость интегральных потоков воды (а), соли (б) и тепла (в) через Берингов пролив за период 1993-2020 гг.

Линейные тренды вышеупомянутых характеристик в интегральном виде при среднемесячной дискретности до сглаживания дисперсии описываются следующими уравнениями:

- а) в случае расхода воды $Q = 0.0001t + 1.402 + \varepsilon$, $R^2 = 0.0006$;
- б) в случае потока соли $QS = 0.004t + 46.418 + \varepsilon$, $R^2 = 0.0007$;
- в) в случае потока тепла $QT = 0.013t + 14.839 + \varepsilon$, $R^2 = 0.0056$.

После сглаживания линейные тренды потоков воды, тепла и соли в интегральном виде при среднемесячной дискретности описываются следующими уравнениями:

- а) в случае расхода воды $Q (cc_{12}) = 9.722t + 1.399 + \varepsilon$, $R^2 = 0.005$;
- б) в случае потока соли $QS (cc_{12}) = 0.004t + 46.329 + \varepsilon$, $R^2 = 0.007$;
- в) в случае потока тепла $QT (cc_{12}) = 0.01t + 15.289 + \varepsilon$, $R^2 = 0.07$.

В результате оказывается значим только линейный тренд на увеличение потока тепла в интегральном виде с величиной 0.01 ТВт в месяц.

Так как в среднемноголетних оценках потоков воды, тепла и соли через Берингов пролив и скоростях течения в пространстве разреза замечены отрицательные величины, на что, также, указывают в прошлых исследованиях региона [27], величины интегральных по разрезу полных потоков разделены на суммы положительных (направленных на север) и отрицательных (направленных на юг) величин в области разреза, и рассмотрена межгодовая изменчивость этих компонент.

В случае меридиональной скорости течения воды (см. рисунок 15) величины линейных трендов обоих компонент при среднемесячной дискретности до сглаживания оказываются не значимы, а уравнения трендов имеют вид:

- а) для скорости на север $V (+) = 0.018t + 149.01 + \varepsilon$, $R^2 = 0.001$;
- б) для скорости на юг $V (-) = -0.002t - 0.49 + \varepsilon$, $R^2 = 0.006$.

После сглаживания дисперсии фильтром скользящего среднего величина линейного тренда отрицательной компоненты меридиональной скорости течения воды через пролив с увеличением в сторону Тихого океана (на юг) на 0.00011 м/с в месяц оказывается значимой при уровне значимости 5%. Уравнения линейных трендов компонент меридиональной скорости течения после сглаживания имеют вид:

а) для скорости на север $V (cc_12 +) = 0.015t + 148.31 + \varepsilon, R^2 = 0.009$;

б) для скорости на юг $V (cc_12 -) = -0.00011t - 0.008 + \varepsilon, R^2 = 0.024$.

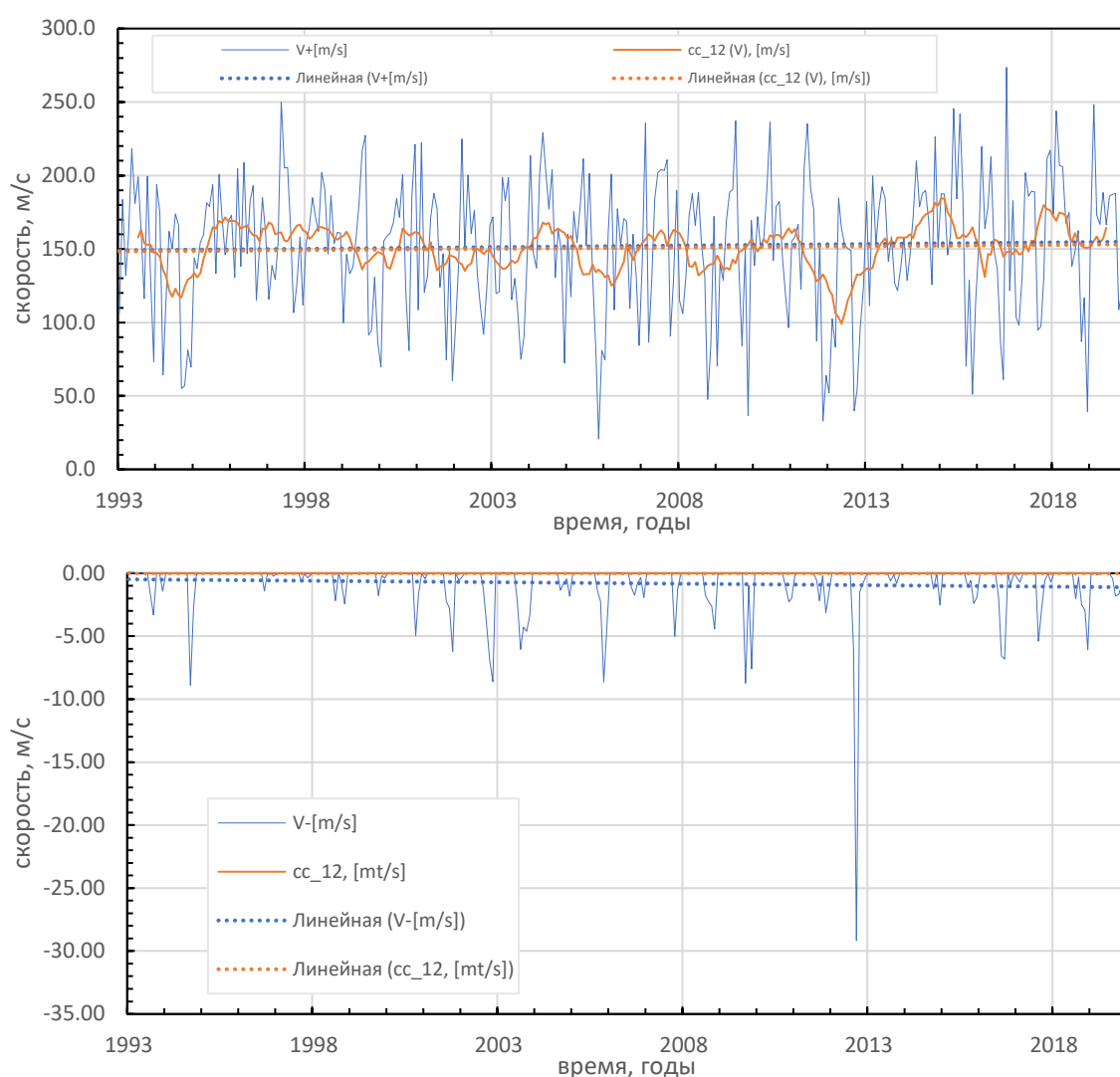


Рисунок 15. Межгодовая изменчивость положительной (а) и отрицательной (б) компонент интегральной скорости течения воды через Берингов пролив за период с 1993 по 2020 гг.

В случае расхода воды (см. рисунок 16) величины линейных трендов обоих компонент при среднемесячной дискретности до сглаживания оказываются не значимы, а уравнения трендов имеют вид:

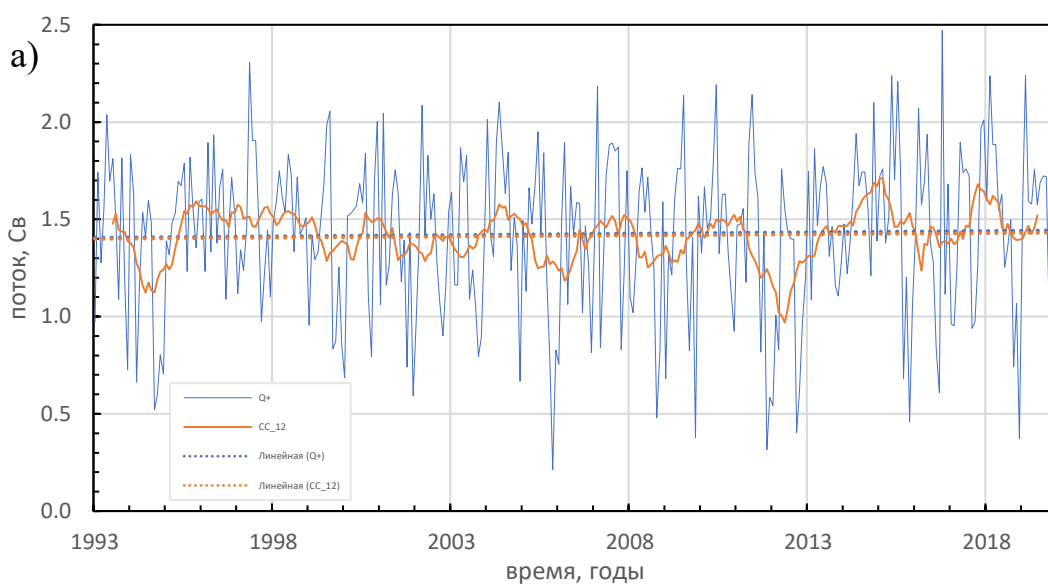
а) для расхода на север $Q (+) = 0.0001t + 1.405 + \varepsilon, R^2 = 0.0007$;

б) для расхода на юг $Q (-) = -0.00001t - 0.003 + \varepsilon, R^2 = 0.006$.

После сглаживания дисперсии фильтром скользящего среднего величина линейного тренда отрицательной компоненты расхода воды через пролив с увеличением потока в Тихий океан (на юг) на 0.0000005Св в месяц оказывается значимой при уровне значимости 5%. Уравнения линейных трендов компонент расхода после сглаживания имеют вид:

а) для расхода воды на север $Q (\text{cc_12 } +) = 0.0001t + 1.4 + \varepsilon, R^2 = 0.005$;

б) для расхода воды на юг $Q (\text{cc_12 } -) = -0.0000005 - 0.00003 + \varepsilon, R^2 = 0.023$.



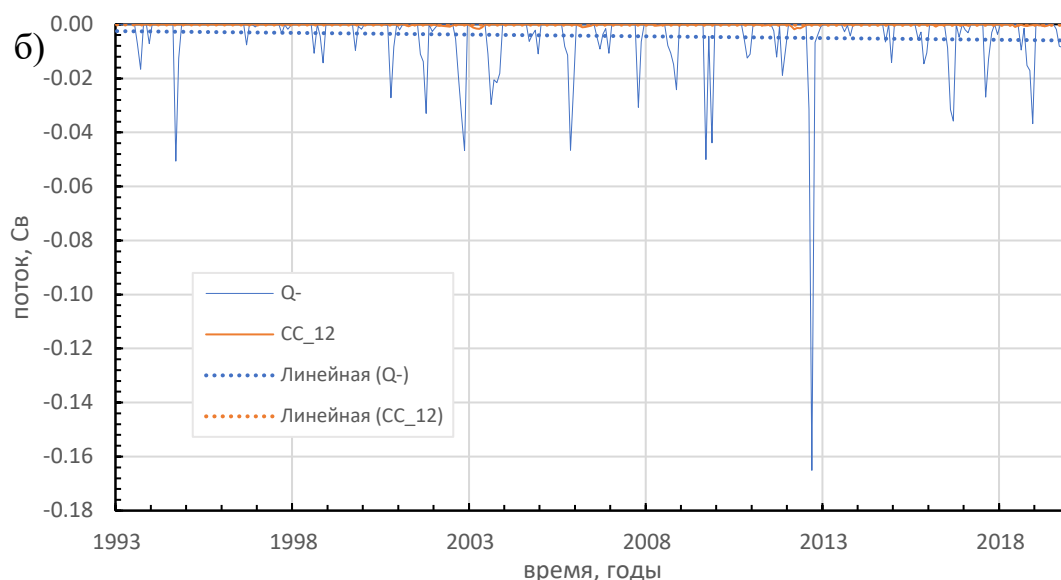


Рисунок 16. Межгодовая изменчивость положительной (а) и отрицательной (б) компонент интегрального потока воды через Берингов пролив за период с 1993 по 2020 гг.

В случае потока соли величины линейных трендов обоих компонент при среднемесячной дискретности (см. рисунок 17) до сглаживания, также как в случае расхода воды, оказываются не значимы, а уравнения трендов имеют вид:

а) для потока соли на север $Q_s (+) = 0.004t + 46.5 + \varepsilon$, $R^2 = 0.0008$;

б) для потока соли на юг $Q_s (-) = -0.0003t - 0.1 + \varepsilon$, $R^2 = 0.007$.

После сглаживания дисперсии фильтром скользящего среднего величина линейного тренда отрицательной компоненты потока соли через пролив с увеличением потока в Тихий океан (на юг) на 0.00001 мт/с в месяц оказывается значимой при уровне значимости 5%. Уравнения линейных трендов компонент потока соли после сглаживания имеют вид:

а) для потока соли на север $Q_s (cc_12 +) = 0.004t + 46.3 + \varepsilon$, $R^2 = 0.007$;

б) для потока соли на юг $Q_s (cc_12 -) = -0.00001 - 0.0006 + \varepsilon$, $R^2 = 0.024$.

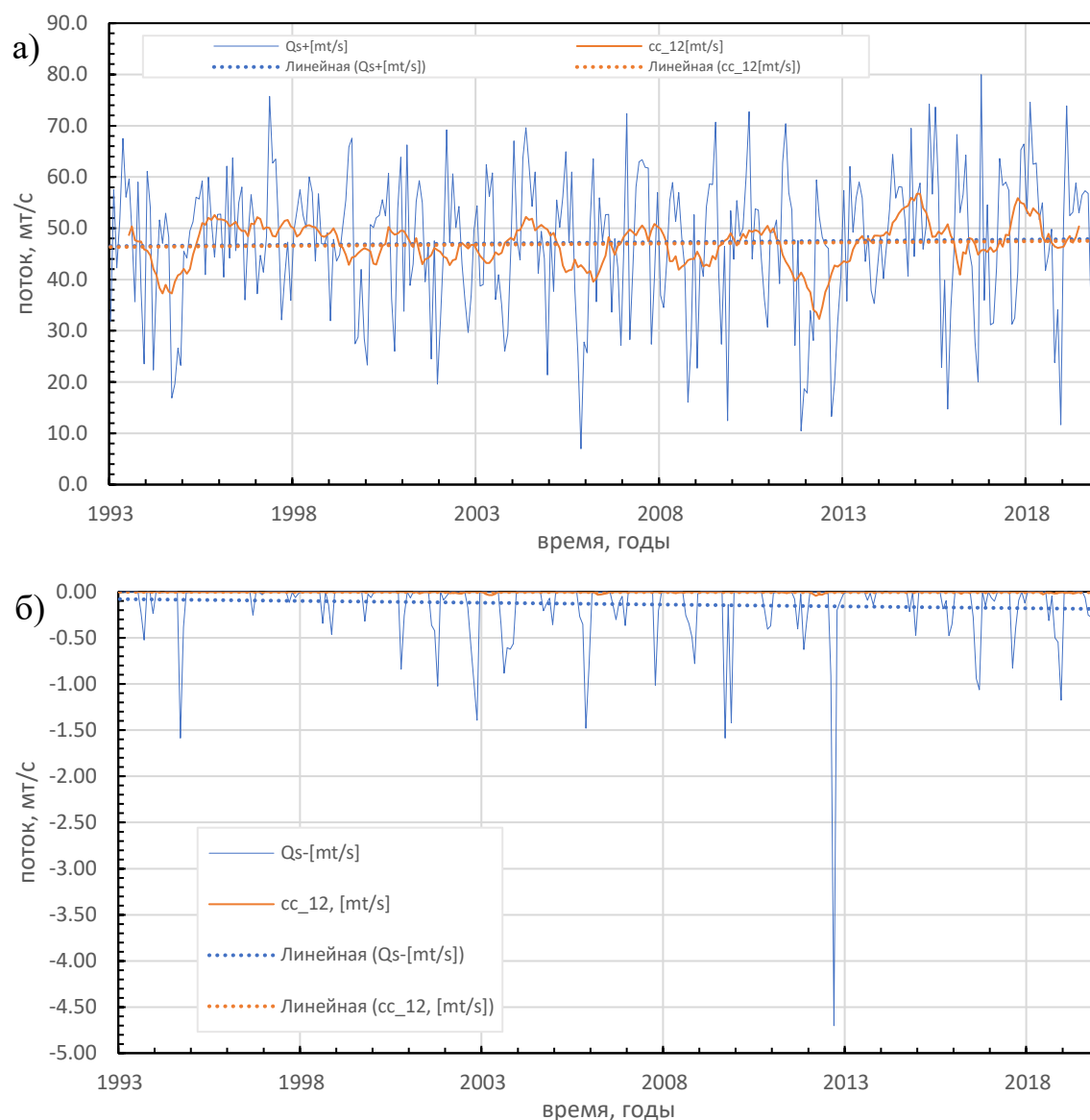


Рисунок 17. Межгодовая изменчивость положительной (а) и отрицательной (б) компонент интегрального потока соли через Берингов пролив за период с 1993 по 2020 гг.

По результатам оценки изменчивости компонент потока воды и соли через Берингов пролив видно, как увеличивается отрицательный поток после сглаживания дисперсии исходных рядов путем осреднения влияния сезонных процессов, отмечается аномальный экстремум отрицательного потока воды в конце 2012-го года $\sim -0.168\text{Св}$ с потоком соли ~ -4.7 мт/с.

В случае потока тепла величины линейных трендов обоих компонент при среднемесячной дискретности (см. рисунок 18) до сглаживания, также как в прошлых случаях, оказываются не значимы, а уравнения трендов имеют вид:

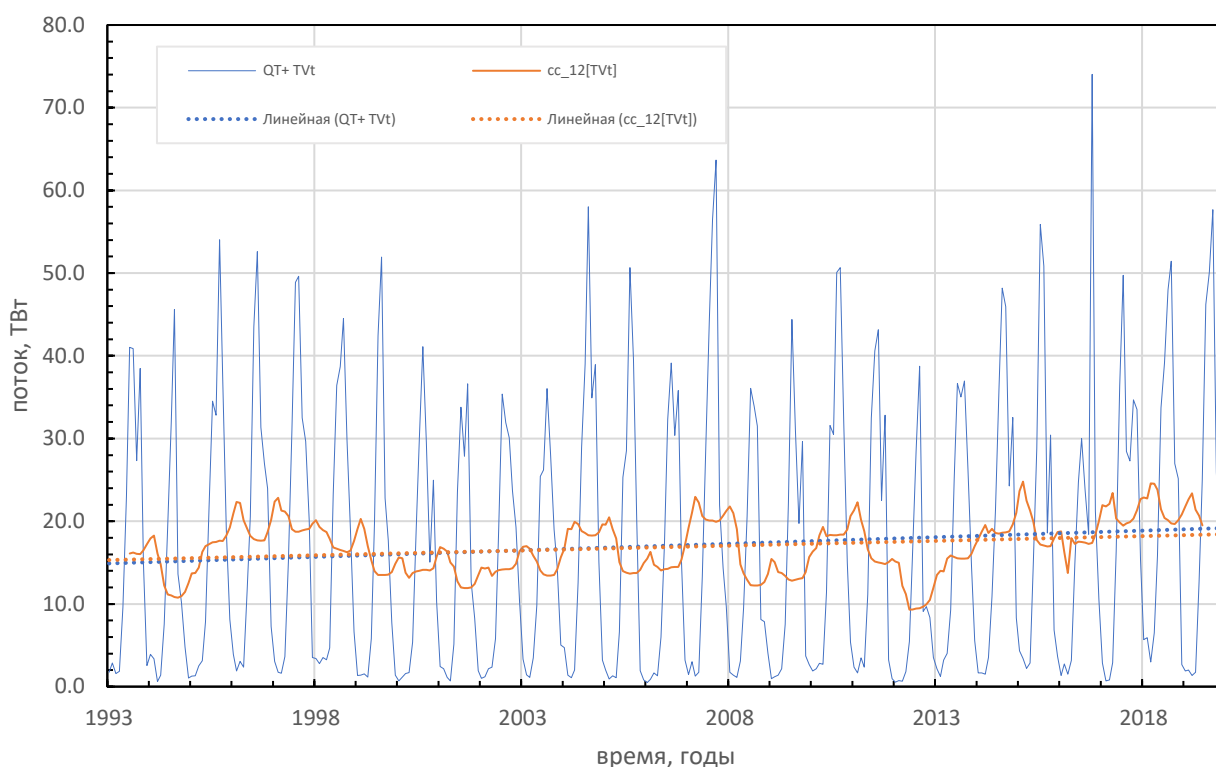
а) для потока тепла на север $QT (+) = 0.013t + 14.88 + \varepsilon, R^2 = 0.006$;

б) для потока тепла на юг $QT (-) = -0.0002t - 0.04 + \varepsilon, R^2 = 0.007$.

После сглаживания дисперсии исходных рядов фильтром скользящего среднего величины линейных трендов, в этот раз обеих компонент, с увеличением потока тепла и в Тихий океан (на юг) на 0.00006 ТВт в месяц, и в Северный Ледовитый океан (на север) на 0.01 ТВт в месяц оказываются значимыми при уровне значимости 5%. Уравнения линейных трендов компонент потока тепла после сглаживания имеют вид:

а) для потока тепла на север $QT (cc_12 +) = 0.01t + 15.3 + \varepsilon, R^2 = 0.07$;

б) для потока тепла на юг $QT (cc_12 -) = -0.00005 - 0.008 + \varepsilon, R^2 = 0.02$.



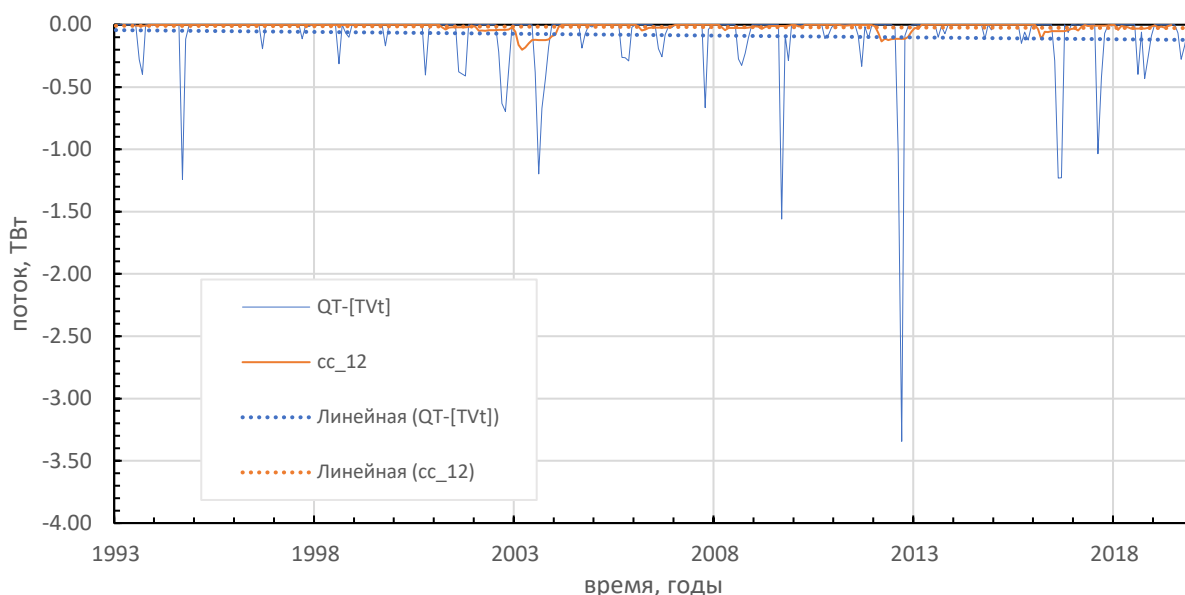


Рисунок 18. Межгодовая изменчивость положительной (а) и отрицательной (б) компонент интегрального потока тепла через Берингов пролив за период с 1993 по 2020 гг.

По итогу детальной оценки межгодовой изменчивости потоков воды, тепла и соли через Берингов пролив за период 1993 – 2020 гг. для наглядного представления полученных результатов составлены сводные таблицы 4 и 5.

Таблица 4. Величины среднемесячных линейных трендов потоков через Берингов пролив за период 1993-2020гг. до сглаживания. (полужирным шрифтом отмечены значимые)

компонента\характеристика	Q , м ³ /с	Q_s , т/с	QT , ГВт	V_0 , см/с	$C_p.T$, °C	S , ЕПС
Полный	110	4	13	1.6	0.003	0.000015
Положительная	120	4.3	13.2	1.8		
Отрицательная	-10	-0.3	-0.2	-0.2		

За период с 1993 года по 2020 год происходит значимое увеличение интегральных потоков воды, тепла и соли в направлении Тихого океана (на юг), что становится заметно после сглаживания дисперсии годовых процессов в Беринговом проливе. В случае потока тепла происходит значимое усиление

также и в направлении Северного Ледовитого океана. Также значительно увеличивается средняя по разрезу температура воды и снижается соленость воды.

Таблица 5. Величины среднемесячных линейных трендов интегральных потоков через Берингов пролив за период 1993-2020гг. после сглаживания дисперсии исходных рядов (полужирным шрифтом отмечены значимые)

компонента\характеристика	Q, м ³ /с	Qs, т/с	QT,ГВт	V0, см/с	Ср.Т, °С	Ср. S, епс
Полный	97.2	3.73	9.6	1.46	0.002	-0.00002
Положительная	97.7	3.74	9.66	1.47		
Отрицательная	-0.5	-0.01	-0.06	-0.01		

При детальном рассмотрении в пространстве разреза наблюдаются области значимых коэффициентов тренда разного знака, сумма которых приводит к нулевому балансу по всему разрезу (рисунок 19).

Значимые тренды на увеличение проходящих из Тихого океана объемов воды в верхних слоях восточной части разреза (1,65 м³/с в месяц), сопровождающееся потеплением (максимальные значения отмечаются у берега Аляски 7 КВт в месяц и восточнее островов Диомиды 4 КВт в месяц) и осолонением (9,1 г/(с·м²) в месяц) отчасти нивелируются значимыми трендами на усиление потока из Северного Ледовитого океана вдоль п-ова Чукотка и его охлаждение (1,14 м³/с в месяц и –1,5 КВт в месяц), а также опреснение всей толщи воды (–3,3 г/(с·м²) в месяц). Таким образом, общая динамика вод в проливе с течением времени увеличивается.

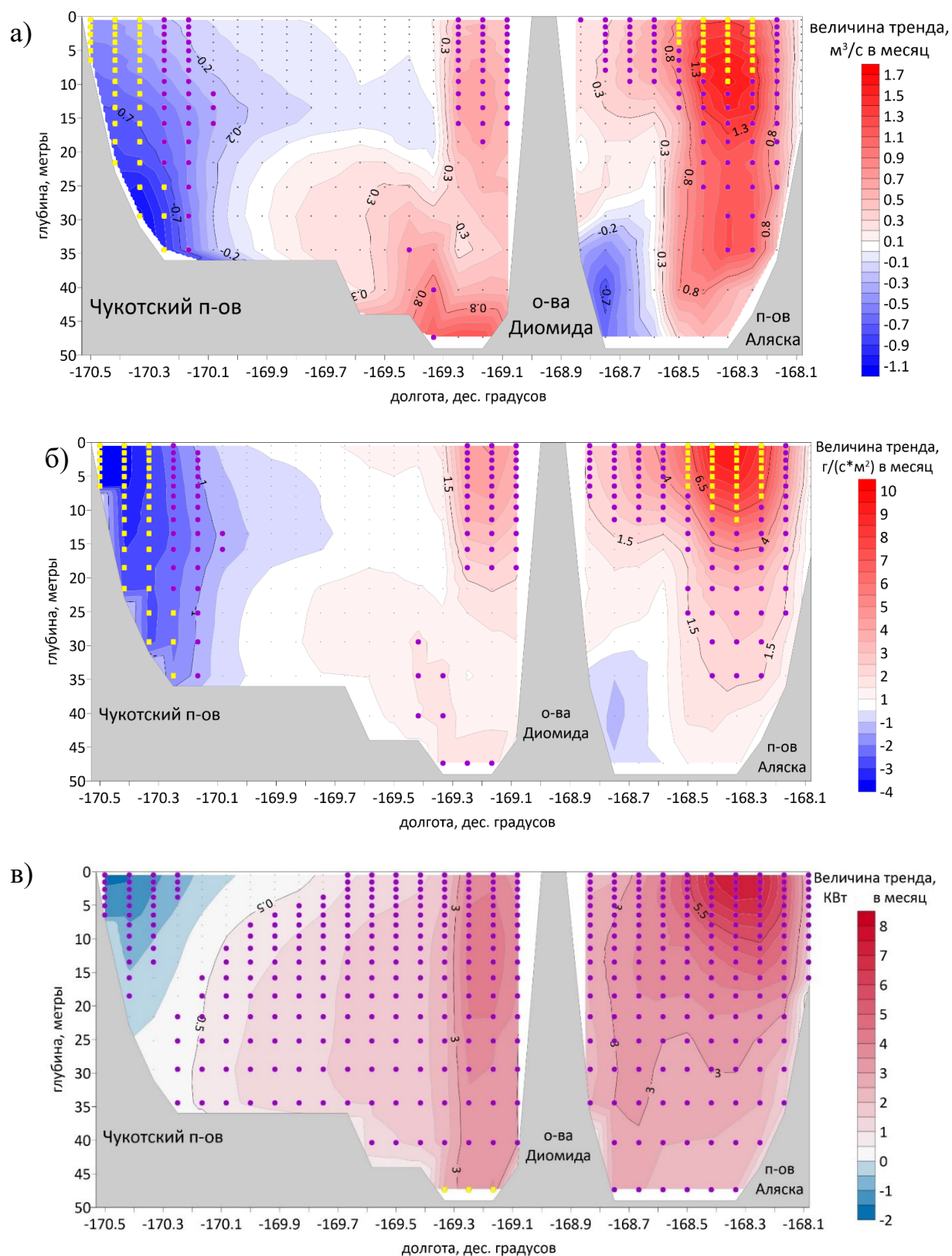


Рисунок 19. Распределения значений коэффициентов линейных трендов расхода (а), потока соли (б), потока тепла (в) воды через широтный разрез 65.75°N (точки, обозначенные желтым – значимый тренд до сглаживания, фиолетовым – значимый тренд после сглаживания)

Вывод о временной изменчивости характеристик в Беринговом проливе:

Коэффициенты линейного тренда за период 1993-2020 гг. статистически не значимы и составляют: расхода 0.001 Св в год, потока тепла 0.11 ТВт в год и потока солености воды 0.05 т/с за год. Однако при детальном рассмотрении в пространстве разреза и применении фильтра, сглаживающего дисперсию годового хода, наблюдаются значимые показатели.

Присутствуют значимые положительные линейного тренды расхода и потока солености воды в восточной части разреза и отрицательные вдоль берегов п-ова Чукотка. В тех же местах существуют ядра значимых показателей линейного тренда потока температуры. Наблюдается превышение дисперсии годового хода трендом температуры в нижних слоях восточной части разреза.

Происходит значимое увеличение интегральных потоков воды, тепла и соли в направлении Тихого океана (на юг), что становится заметно после сглаживания дисперсии годовых процессов в Беринговом проливе.

4 Связь расхода воды с ветровым воздействием

Рассмотрен со среднемесячной дискретностью межгодовой ход величины скорости ветра на высоте 10 метров над уровнем моря исследуемой акватории (см. рисунок 20). Применен фильтр скользящим средним с окном 12 месяц для сглаживания дисперсии годового хода характеристики, после чего рассчитаны линейные тренды как исходной выборки, так и отфильтрованной. Полученные результаты величин линейных трендов проверены на значимость с помощью t - критерия Стьюдента при уровне значимости 5%. Выявлено, что в межгодовом колебании показателей как меридиональной компоненты скорости ветра, так и зональной до применения фильтра значимых линейных трендов за период с 1993 по 2020 гг не присутствует. В случае среднегодового осреднения показателей ситуация не меняется. При разбиении показателей скорости ветра по пространству акватории на северную и южную части относительно разреза значимых линейных трендов в межгодовом ходе переменных также не появляется. Однако после применения фильтра скользящим средним оценки линейных трендов становятся значимыми в обоих случаях (то есть значимое изменение со временем происходит как у зональной, так и у меридиональной компоненты), причем в случае зональной компоненты происходит значимое понижение величины скорости ветра, а в случае меридиональной, наоборот, повышение величины скорости. То есть среднее направление ветра смещается в северо-восточном направлении. Уравнения значимых линейных трендов компонент скорости ветра после сглаживания выглядят следующим образом:

$$U = -0.00033t - 0.79908 + \epsilon, R^2=0.02$$

$$V = 0.0009t - 1.86765 + \epsilon, R^2=0.05$$

То есть зональная компонента скорости ветра уменьшается на 0.0003 м/с в месяц, в меридиональная увеличивается на 0.0009 м/с в месяц.

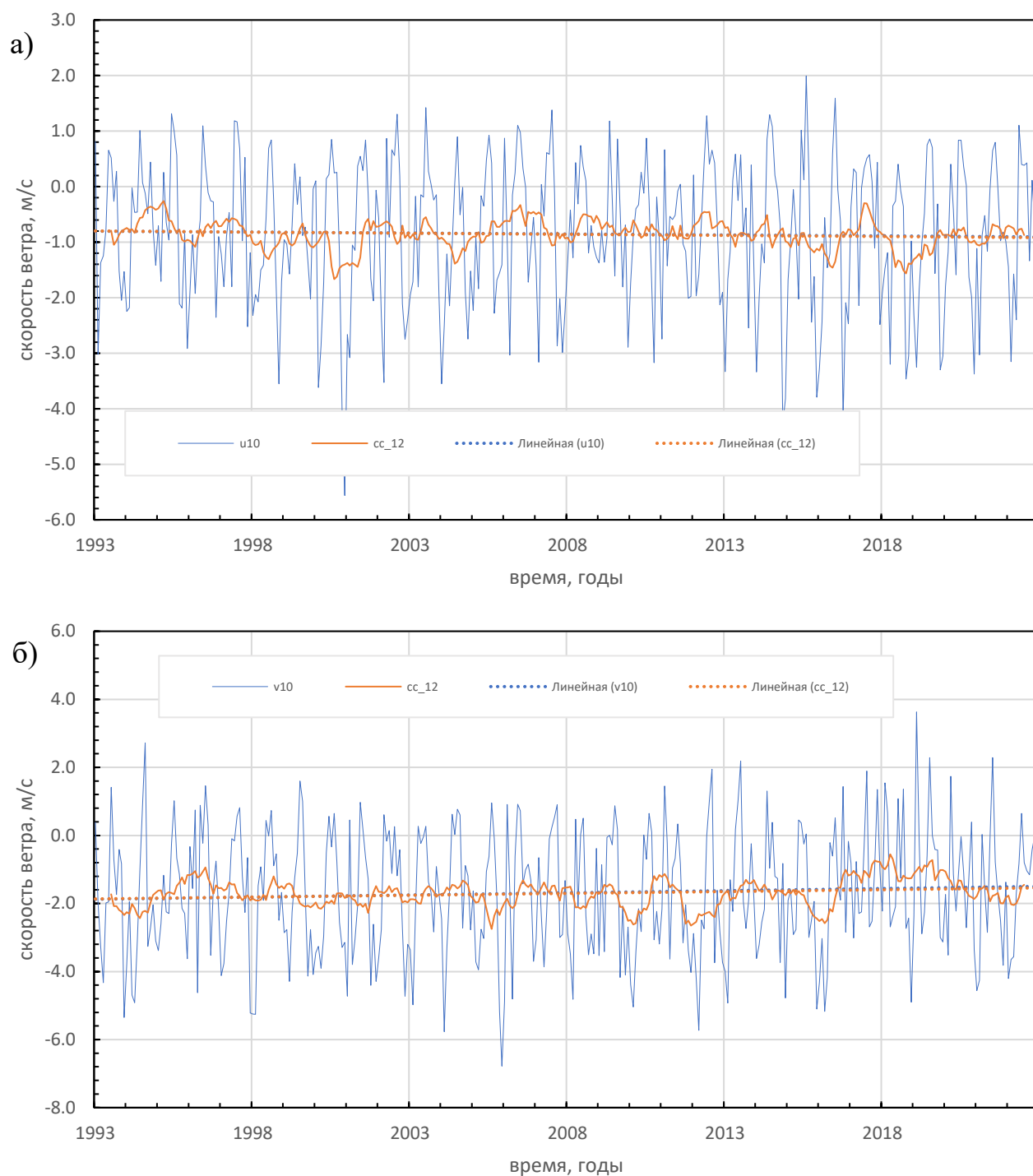


Рисунок 20. Межгодовой ход значений зональной (а) и меридиональной (б) компонент скорости ветра на высоте 10 метров над уровнем воды Берингова пролива со среднемесячной дискретностью с 1993 по 2020гг.

Для выявления связи ветра с потоками воды через Берингов пролив рассмотрена корреляция интегрального потока на каждой вертикали разреза со скоростью зональной и меридиональной составляющих ветра севернее и южнее

пролива при среднемесячной (рисунок 21) и суточной дискретности (рисунок 22).

В случае среднемесячного масштаба корреляция потоков с зональным ветром в целом не значима и меняется в пределах ± 0.3 в зависимости от рассматриваемого участка. При более детальном рассмотрении выявлено, что значимая корреляция потоков воды с ветром достигает 0,44 и отмечается по краям пролива. Увеличение скорости ветра в направлении на запад (отрицательном) усиливает поток воды в направлении Северного Ледовитого океана, что ярко выражено на востоке пролива, и также усиливает поток в направлении Тихого океана, что подтверждается отрицательной корреляцией у берегов Северной Америки и положительной корреляцией вдоль берегов п-ова Чукотка. Таким образом, усиление восточного ветра в регионе Берингова пролива вызывает усиление динамики вод по обеим сторонам пролива.

В основном же, поток воды через Берингов пролив определяется меридиональной составляющей скорости ветра, что подтверждается значимой корреляцией 0.4-0.6, возрастающей к востоку пролива (см. рисунок 21), что, в свою очередь, свидетельствует об усилении потока из Тихого океана при усилении южного ветра.

Рассмотрена сезонность в воздействии ветра на проходящие потоки путем составления корреляции показателей скорости ветра с расходом отдельно в холодные (октябрь – март) и теплые (апрель – сентябрь) периоды (см. рисунок 21). В холодные месяцы корреляция ветра с расходом заметно выше, чем в теплые, но все равно не значима, восточнее островов Диомидов ситуация повторяется, но здесь из-за этого корреляция в холодный период практически везде остается в критической зоне, в отличие от значимого воздействия ветра на расход в теплый период с приближением к побережью Аляски.

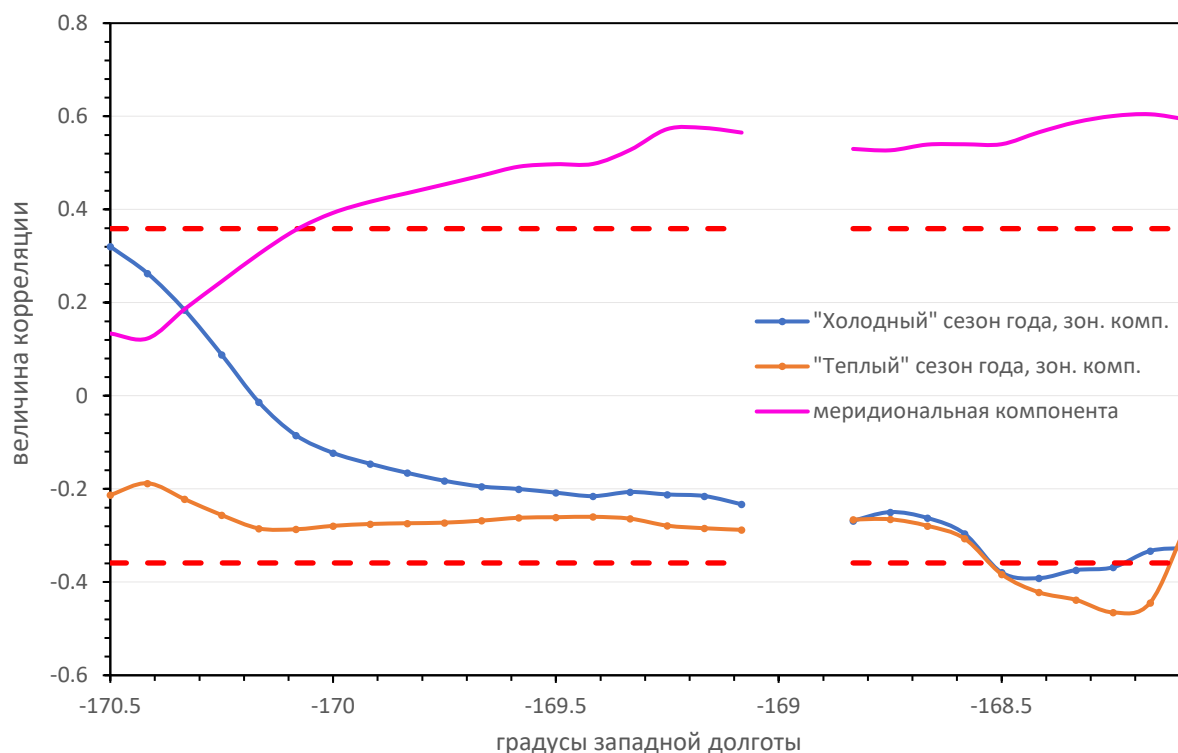


Рисунок 21. Корреляция расхода воды со скоростью ветра при среднемесечном временном масштабе.

В случае суточного масштаба (см. рисунок 22) связь расхода воды с ветровым воздействием зональной компоненты рассчитывалась путем подбора сдвига временных рядов переменных относительно друг друга для нахождения наивысшего показателя корреляции, таким стал сдвиг с заблаговременностью 6 суток. То есть заметнее всего зональная компонента скорости ветра влияет на расход воды через 6 дней после воздействия. Корреляция потоков воды с меридиональной компонентой скорости ветра находились без сдвига временных рядов. В итоге в октябре–декабре 2023 года в основном дул северо-западный ветер с преобладанием корреляции потока воды с меридиональной составляющей скорости со значимыми показателями 0.6-0.8 над зональной с незначимыми коэффициентами корреляции 0.00-0.16.

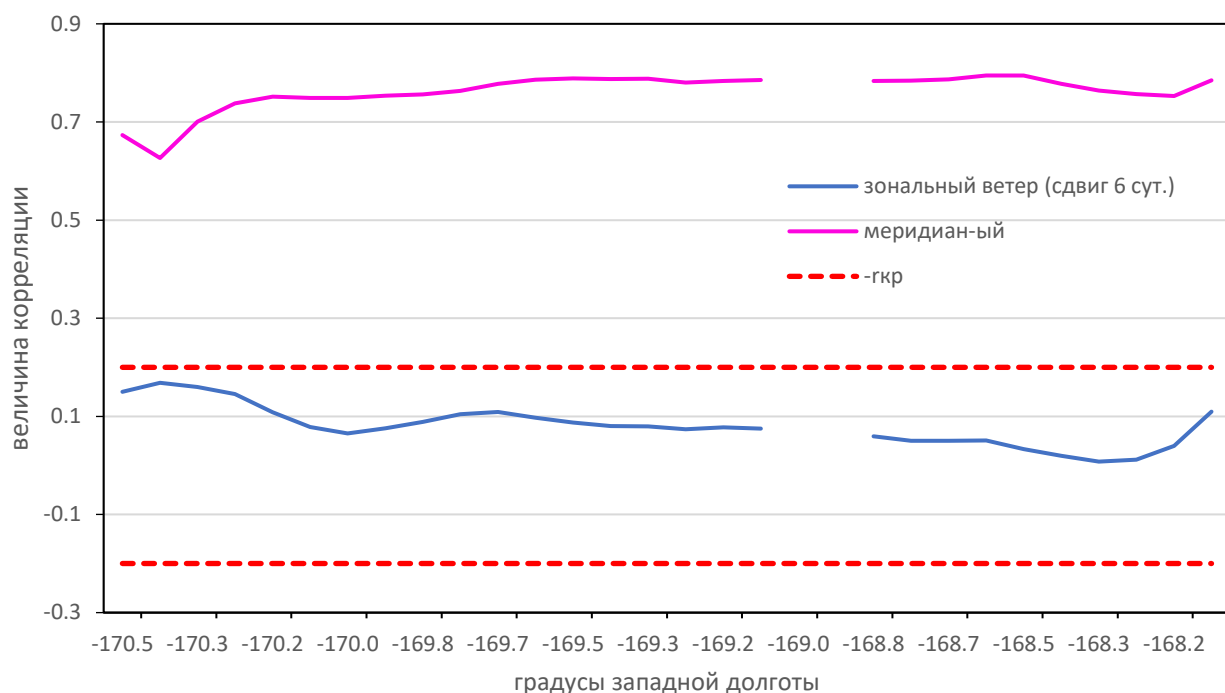


Рисунок 22. Корреляция расхода воды со скоростью ветра при среднесуточном временном масштабе.

Вывод о связи расхода с ветровым воздействием:

Рассмотрена корреляция компонент скорости ветра с интегральными потоками воды на каждой долготе. При среднемесечном временном масштабе связь с меридиональной компонентой 0.4-0.6, возрастает к востоку, а связь с зональной компонентой в пределах ± 0.3 – не значима.

При суточном масштабе (октябрь – декабрь 2023 года) в основном дул северо-западный ветер и связь с меридиональной компонентой 0.6-0.8 – сильная, а связь с зональной компонентой 0 - 0.16 – слабая.

Преобладание меридиональной компоненты скорости ветра над зональной в воздействии на расход воды в Беринговом проливе можно обосновать мелководностью места. Из-за того, что в проливе глубина места (примерно 50 метров) не превышает глубину залегания Экмановского слоя трения (по расчетам в этом месте она составляет 60 метров), поэтому, грубо говоря, потоку воды под действием широтного ветра не хватает глубины развернуться.

Значимых показателей линейного тренда межгодового хода компонент скорости ветра над акваторией не наблюдается.

Среднее направление ветра смещается в северо-восточном направлении, что становится заметным после применения фильтра скользящим средним.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате исследования можно сделать следующие выводы.

В среднем многолетнем усреднении термохалинный профиль разреза показывает теплые и менее соленые поверхностные воды, распространяющиеся на север на востоке пролива, и холодные соленые придонные воды в западной части пролива, занимающие почти весь объем.

Основные потоки в среднем многолетнем усреднении, проходящие через широтный разрез $65,75^\circ$ с.ш. в Арктику гораздо больше, чем потоки, направленные на юг, в Тихий океан, и в сумме составляют: объемный расход – 1.42 Св, поток тепла – 17.0 ТВт, поток соли – 47.1 т/с.

Коэффициенты линейного тренда интегральных потоков за период 1993-2020 гг. статистически не значимы и составляют: для расхода воды 0.001 Св в год, потока тепла 0.11 ТВт в год и потока соли 0.05 т/с за год. Однако наблюдаются значимые положительные тренды расхода воды и потока соли в восточной части разреза (до $1,65 \text{ м}^3/\text{с}$ в месяц и $9.5 \text{ г}/(\text{с} \cdot \text{м}^2)$ в месяц) и отрицательные, вдоль берегов п-ова Чукотка ($-1,14 \text{ м}^3/\text{с}$ в месяц и $-3,3 \text{ г}/(\text{с} \cdot \text{м}^2)$ в месяц) в сумме нивелирующие друг друга.

В тех же местах существуют ядра значимых показателей линейного тренда потока тепла (7 КВт в месяц и $-1,5 \text{ КВт}$ в месяц).

Происходит значимое увеличение интегральных потоков воды, тепла и соли в направлении Тихого океана (на юг), что становится заметно после сглаживания дисперсии годовых процессов в Беринговом проливе.

Значимые линейные тренды временной изменчивости скорости ветра над акваторией на высоте 10 метров отсутствуют.

Связь меридиональной составляющей скорости ветра с потоком воды преобладает над зональной как в суточном, так и в среднемесечном временных масштабах, что характеризуется усилением потока из Тихого океана при усилении южного ветра.

Список источников

1. Woodgate R.A. A synthesis of year-round interdisciplinary mooring measurements in the Bering Strait (1990–2014) and the RUSALCA years (2004–2011) / R.A. Woodgate, K.M. Stafford, F.G. Prahl // *Oceanography*. – 2015. – Vol. 28. – №3. – P. 46–67. <http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2015.57>
2. Фильчук К.В. и др. / Гл.2, гидрологические условия/ Экосистемы Берингова пролива и факторы антропогенного воздействия. — М.: Всемирный фонд дикой природы (WWF), 2019. — 282 с.
3. Никифоров Е.Г. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана / Е.Г. Никифоров, А.О. Шпайхер; под общ. ред. А.Ф. Трешникова. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 270 с
4. Danielson S.L., Weingartner T.J., Hedstrom K.S. et al. Coupled wind-forced controls of the Bering-Chukchi shelf circulation and the Bering Strait throughflow: Ekman transport, continental shelf waves, and variations of the Pacific-Arctic sea surface height gradient // *Progress in Oceanography*. 2014. V. 125. P. 40–61. (<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.04.006>)
5. Писарева М. Н. Структура и динамика вод чукотского моря в летне-осенний период: диссертация кандидата географических наук: 1.6.17 - ИО РАН им. П.П. Ширшова, Москва, 2022 – 146 с.
6. Распоряжение от 01.08.2022 N 2115-р "О утверждении плана развития Северного морского пути на период до 2035 года" Опубликовано 04.08.2022 на официальном интернет-портале Правительства России [Документы - Правительство России \(government.ru\)](https://government.ru)
7. Чульчеков, Д. Н. Влияние адвекции тихоокеанских вод через Берингов пролив на экосистему Чукотского моря / Д. Н. Чульчеков, Ю. И. Зуенко // Рациональная эксплуатация водных биологических ресурсов : Материалы Международной научно-технической конференции, Владивосток, 26–27 октября

2023 года. – Владивосток: Дальневосточный государственный технический рыбохозяйственный университет, 2023. – С. 322-328. – EDN XLKVVN.

8. Орлова, Т. Ю. Цисты динофлагеллят рода *Alexandrium* Halim, 1960 (Dinophyceae: Gonyaulacales) из поверхностных осадков северо-западной части Тихого океана / Т. Ю. Орлова, Т. В. Морозова // Биология моря. – 2019. – Т. 45, № 6. – С. 363-373. – DOI 10.1134/S013434751906007X. – EDN TXVOKY.

9. Национальный атлас России : в 4 т. / Редколл.: А. В. Бородко (предс.), В.В. Свешников (гл. ред.) и др.. — М. : Роскартография, 2004–2008. <https://nationalatlas.ru/>

10. Суховой В. Ф. Моря мирового океана Монография Гидрометеиздат Ленинград 1986 г.

11. Кораблина А. Д. Берингов пролив // Большая российская энциклопедия: научно-образовательный портал – URL: <https://bigenc.ru/c/beringov-proliv-slaade/?v=5660132>. – Дата публикации: 29.11.2022

12. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. М., Изд-во МГУ, 1982 г. 192 с

13. Дементьев А. А., Александров Е.И., Брызгин Н.Н / Гл.1 - Климатические условия/ Экосистемы Берингова пролива и факторы антропогенного воздействия. — М.: Всемирный фонд дикой природы (WWF), 2019. — 282 с.

14. Serreze M.C., Barrett A.P., Crawford A.D., Woodgate R.A. Monthly variability in Bering Strait oceanic volume and heat transports links to atmospheric circulation and ocean temperature, and implications for sea ice conditions // J. Geophys. Res.: Oceans. 2019. V. 124. Issue 12. P. 9317–9337. <https://doi.org/10.1029/2019JC015422>

15. Woodgate R.A. A year in the physical oceanography of the Chukchi Sea: Moored measurements from autumn 1990–1991 // Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. – 2005a. – Vol. 52. – P. 3116– 3149. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2005.10.016>.

16. Климатический справочник Северной Америки. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 447 с
17. Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме / Росгидромет. – Санкт-Петербург: Наукоемкие технологии, 2022. – 124 с.
18. Zhang J. The role of Pacific water in the dramatic retreat of Arctic sea ice during summer 2007 // Chinese Journal of Polar Science. – 2008. – Vol. 19. – № 2. – P. 93–107
19. Roach A.T. Direct measurements of transport and water properties through the Bering Strait // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 1995. – Vol. 100. – № C9. <https://doi.org/10.1029/95JC01673>.
20. Woodgate R., Peralta-Ferriz C. Warming and Freshening of the Pacific Inflow to the Arctic From 1990-2019 Implying Dramatic Shoaling in Pacific Winter Water Ventilation of the Arctic Water Column / / Geophysical Research Letters.– 2021.– Vol.48, №9.– P. e2021GL092528.– DOI: 10.1029/2021GL092528.
21. Woodgate R.A. Increases in the Pacific inflow to the Arctic from 1990 to 2015, and insights into seasonal trends and driving mechanisms from year-round Bering Strait mooring data // Progress in Oceanography. – 2017. – Vol. 160. – P. 124–154. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2017.12.007>.
22. Якшина, Д. Ф. Исследование климатических изменений в Чукотском море и море Бофорта на основе численного // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2022. – Т. 15, № 2. – С. 60-75.
23. Brugler E.T. Seasonal to interannual variability of the Pacific water boundary current in the Beaufort Sea // Progress of Oceanography. – 2014. – Vol. 127. – P. 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.05.002>.
24. Coachman L.K. Bering Strait, The Regional Physical Oceanography. – Seattle and London: University of Washington Press, 1975. – 172 pp.

25. Моисеев А.Р., Гринфельдт Ю.С. / Глава 1 - Общие сведения// Экосистемы Берингова пролива и факторы антропогенного воздействия. — М.: Всемирный фонд дикой природы (WWF), 2019. — 282 с.
26. Смоляницкий В.М. и др. / Гл.2, ледовые условия // Экосистемы Берингова пролива и факторы антропогенного воздействия. — М.: Всемирный фонд дикой природы (WWF), 2019. — 282 с.
27. Жук В.Р., Кубряков А.А. Влияние Восточно-Сибирского течения на водообмен в Беринговом проливе по спутниковым альтиметрическим данным // Океанология.— 2021. — Т.61, № 6.— С. 856–868. — DOI: 10.31857/S0030157421060174
28. Woodgate R.A. Increases in the Pacific inflow to the Arctic from 1990 to 2015, and insights into seasonal trends and driving mechanisms from year-round Bering Strait mooring data // Prog. Oceanogr. 2018. P. 124– 154.
29. Peralta-Ferriz C., Woodgate R.A. The dominant role of the East Siberian Sea in driving the oceanic flow through the Bering Strait—Conclusions from GRACE ocean mass satellite data and in situ mooring observations between 2002 and 2016 // Geophys. Res. Lett. 2017. V. 44. Issue 22. P. 11472–11481. <https://doi.org/10.1002/2017GL075179>
30. Zhang, W., Wang, Q., Wang, X., & Danilov, S. Mechanisms driving the interannual variability of the Bering Strait throughflow. // Journal of Geophysical Research: Oceans – 2020 – P.125,. <https://doi.org/10.1029/2019JC015308>
31. Кильматов, Т. Р. Климатический тренд температуры и солености в Беринговом проливе в последние десятилетия // Морские интеллектуальные технологии. – 2021. – № 4-3(54). – С. 101-104. – DOI 10.37220/MIT.2021.54.4.094.
32. Timmermans M.-L. Ocean [in Arctic Report Card: Update for 2012] / M.-L. Timmermans, A. Proshutinsky, I. Ashik, A. Beszczynska-Moeller, E. Carmack, I. Frolov, R. Ingvaldsen, Motoyo Itoh, J. Jackson, Y. Kawaguchi, T. Kikuchi, R. Krishfield, F. A. McLaughlin, H. Loeng, S. Nishino, R.S. Pickart, B. Rabe, B. Rudels, I. Semiletov, U. Schauer, N. Shakhova, K. Shimada, V. Sokolov, M. Steele, J. Toole, T.

Weingartner, W. Williams, R. 143 Woodgate, M. Yamamoto-Kawai, S. Zimmermann // – 2012. – Р. 43–55. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://arctic.noaa.gov/Report-Card>, свободный.

33. Соколов А. А., В. В. Иванов. Тепломассообмен на границах Арктического бассейна // Моря России: от теории к практике океанологических исследований : тезисы докладов Всероссийской научной конференции, Севастополь, 25–29 сентября 2023 года. – Севастополь: ФГБУН Федеральный исследовательский центр "МГИ РАН", 2023. – С. 205-206.

34. E.U. Copernicus Marine Service Information, Global Ocean Physics Reanalysis. [Электронный ресурс] URL: https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_001_030/description (дата обращения 20.04.2024)

35. E.U. Copernicus Marine Service Information, Global Ocean Physics Analysis and Forecast. [Электронный ресурс]. URL: https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL_ANALYSISFORECAST_PHY_001_024/description (дата обращения 20.04.2024)

36. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF Reanalysis v5 (ERA5). [Электронный ресурс]. URL: <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/dataset/ecmwf-reanalysis-v5> (дата обращения 20.04.2024)

37. E.U. Copernicus Marine Service Information, Global Ocean Daily Gridded Sea Surface Winds from Scatterometer. [Электронный ресурс]. URL: https://data.marine.copernicus.eu/product/WIND_GLO_PHY_L3_NRT_012_002/description (дата обращения 20.04.2024)

38. Наумов Л.М., Гордеева С.М. Боковой перенос тепла и соли в Лофотенском бассейне: сравнение на основе трёх баз данных // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2020. – Т. 13, № 3. – С. 43-5

39. Малинин В. Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации: учебник. Том 2. Анализ временных рядов и случайных полей. – Издание 2. – СПб.: РГГМУ, 2020. – 196 с.

40. Гордеева С.М. Практикум по дисциплине «Анализ временных рядов». – Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), 2023. – 31 с.

41. Игнатъев, Д. Е. Средняя многолетняя оценка потоков воды, тепла и соли через Берингов пролив // Гидрология и океанология - 2023: сборник материалов конференции Студенческого научного общества Института гидрологии и океанологии РГГМУ, Санкт-Петербург, 20 апреля 2023 года. – Казань: ООО "Бук", 2023. – С. 184-191.

42. Арктический и антарктический научно-исследовательский институт.
[Электронный ресурс] URL:
<http://old.aari.ru/odata/d0004.php?m=Chu&lang=0&mod=0&yy=2021> (дата обращения 30.05.2024).