



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)

«Оценка модовой структуры внутренних волн в Курило-Камчатском
регионе»

Исполнитель: Пиваев Михаил Дмитриевич

Руководитель: к. ф.-м. н., Софьина Екатерина Владимировна

«К защите допускаю»

Заведующий кафедрой

(подпись)

Кандидат географических наук

(ученая степень, ученое звание)

Хаймина Ольга Владимировна

(фамилия, имя, отчество)

«04» 06 2024г.

г. Санкт-Петербург

2024

Оглавление

Введение	3
1. Физико-географическое описание района	6
1.1 <i>Географическое положение и рельеф дна</i>	6
1.2 <i>Гидрология вод.....</i>	8
1.3 <i>Непериодические течения</i>	9
2. Приливные явления	12
3. Внутренние волны в регионе исследования	15
3.1 По контактными данным наблюдений.....	16
3.2 По дистанционным (спутниковым) наблюдениям	23
3.3 По результатам моделирования.....	28
4. Исходные данные	32
4.1 Фоновая стратификация по данным реанализа.....	32
4.2 Контактные наблюдения	35
5. Методы описания вертикальной структуры внутренних волн	37
5.1 Приближение двухслойной жидкости	37
5.2 Условие непрерывной стратификация.....	38
6. Полученные результаты.....	39
6.1 Фоновая стратификация. Сезонная изменчивость	39
6.2 Оценки по данным контактных наблюдений.....	43
6.3 Косвенное сравнение со спутниковыми данными.....	45
Заключение.....	46
Список используемых источников.....	48

Введение

Океан в основном устойчиво стратифицирован по плотности, где сверху лёгкая вода, а снизу тяжёлая, и при внешнем воздействии на границе раздела слоёв с разной плотностью могут возникать внутренние волны.

Внутренние волны (ВВ) играют важную роль в процессах переноса энергии, порождения турбулентности, формирования тонкой структуры океана и тем самым частично определяют “погоду” внутри океана. Вследствие этого, исследованию внутренних волн, механизмов их возникновения, развития, распространения и разрушения уделяется большое внимание.

Батиметрия Курило-Камчатского региона весьма сложная и характеризуется узким шельфом и крутым материковым склоном. Вертикальная стратификация вод относится к тихоокеанскому типу субарктической структуры. Существенное влияние на изменчивость гидрологической структуры вод региона оказывает холодное Восточно-Камчатское течение и связанные с ним вихревые структуры. Другим постоянно действующим фактором влияния являются приливные процессы.

Длинные внутренние волны могут возникать преимущественно при периодическом отекании баротропным приливом рельефа дна и вследствие инерционного отклика на атмосферные воздействия. Также в районе регистрируются короткопериодные внутренние волны, которые характеризуются периодами от единиц до десятков минут и длинами волн от сотен метров до единиц километров. Зачастую они являются интенсивными, то есть имеют высоту более 10 м и характеризуются значительной нелинейностью [15]. В рассматриваемой акватории вклад внутренних волн в изменчивость гидрологии вод слабо изучен, что обусловлено малым набором натурных измерений и отсутствием высокоразрешающих численных океанологических моделей в регионе, а сведения о приливных течениях в районе исследования крайне скудны.

Цель работы состоит в оценке кинематических характеристик внутреннего прилива по непрерывной стратификации и её двухслойному приближению, а также в изучении сезонной изменчивости характеристик и вертикальной структуры внутренних приливных волн.

Оценка кинематических характеристик производилась для акватории Авачинского залива Тихого океана и, в частности, в его глубоководных каньонах, являющихся одним из наиболее значимых районов нереста дальневосточного минтая. Вертикальные движения, обусловленные ВВ могут приводить к перераспределению ранних стадий развития минтая, что может влиять на их выживание: попадание в неблагоприятные условия, механические повреждения, недостаток кормовой базы для дальнейшего развития [1].

Задачи работы состоят в следующем:

- Дать физико-географическую характеристику, и описать приливные явления в Курило-Камчатском регионе;
- Проанализировать существующие данные наблюдений ВВ применительно к району исследования (натурные, спутниковые данные и результаты моделирования).
- Изучить методы оценки вертикальной структуры ВВ;
- Подготовить исходные данные (вертикальные профили температуры и солёности в исследуемом районе) из реанализа в разные сезоны;
- Рассчитать плотность и частоту Вьяйсяля-Брента;
- Дать оценку модовой структуры, а также фазовой скорости и длин ВВ с использованием различных методов по фоновой стратификации и натурным данным наблюдений;
- Оценить сезонную изменчивость кинематических характеристик внутренних приливных волн;
- Сравнить полученные результаты с косвенными оценками по данным спутникового зондирования

Ввиду отсутствия прямых наблюдений внутренних приливных волн, для оценки кинематических характеристик (длина волны и фазовая скорость) и их сезонного хода применяется метод разложения колебаний на вертикальные моды по фоновой стратификации. Оценивался сезонный ход кинематических характеристик (длина волны и фазовая скорость), а также широко используемый метод двухслойного приближения стратификации. Также исходными данными послужила эпизодическая стратификация по данным вертикального зондирования во время летней экспедиции СПбФ ИОРАН в Авачинском заливе вблизи мыса Шипунского. Расчет выполнялся для основной приливной полусуточной гармонике M2. Представляет особый интерес сопоставление полученных расчетных характеристик длины внутренних приливных волн по фоновой стратификации с оценками расстояния между пакетами короткопериодных внутренних волн, регистрируемых на спутниковых радиолокационных снимках.

1. Физико-географическое описание района

1.1 Географическое положение и рельеф дна

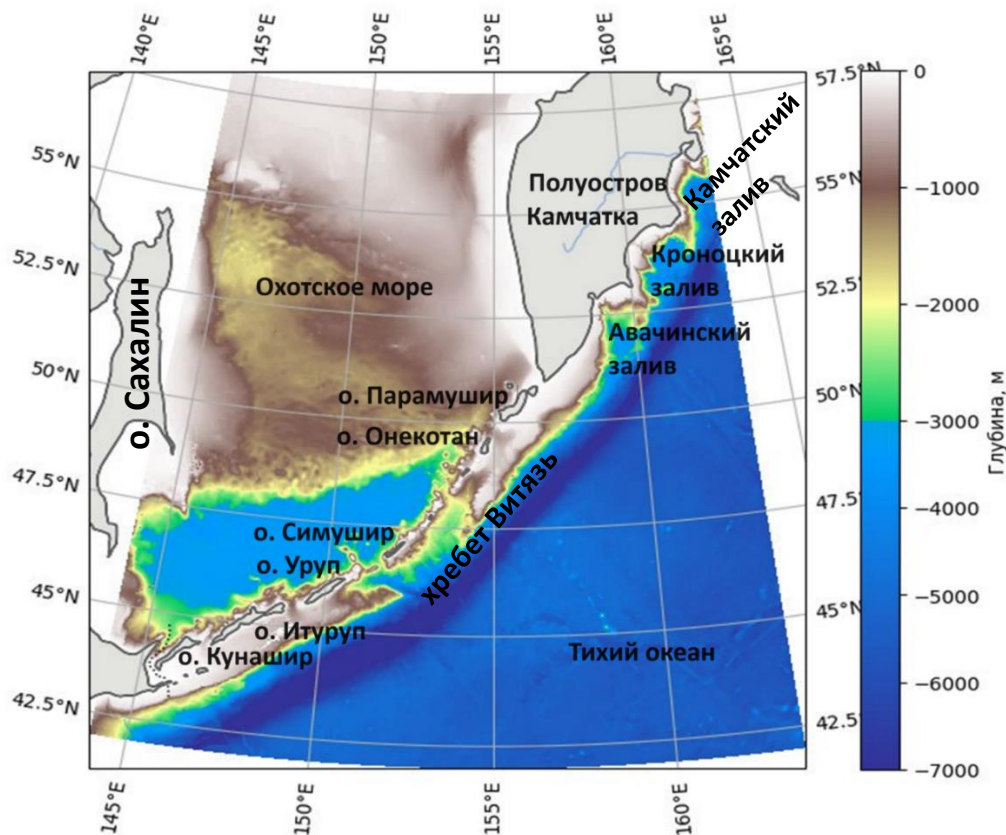


Рисунок 1 Батиметрия дна Курило-Камчатского региона [2]

Исследуемый Курило-Камчатский регион включает в себя зону Тихого океана вдоль побережья п-ва Камчатки, и акваторию Курильских о-ов (рисунок 1).

Батиметрия района характеризуется весьма сложным рельефом дна и узким шельфом, переходящий в глубокий Курило-Камчатский желоб, а также имеет крутой материковый склон с крупными подводными холмами, включающий глубоководные каньоны, характерные для обычных материковых склонов. Регион также характеризуется наличием проливов между Курильскими о-ми, которые, в свою очередь, имеют различные гидрофизические параметры. На юго-востоке – недалеко от о-ва Онекотан – расположен хребет Витязь, глубина которого примерно от 100 м до 300 м. В том же направлении – глубже – находится Курило-Камчатский желоб с глубиной более 8000 м. Таким образом,

на пути внутренней приливной волны из Тихого океана обуславливается значительным перепадом глубины. Глубина в проливах может сильно варьироваться. Так, в четвертом курильском проливе глубина составляет около 600 м, в то время как в проливе Буссоль глубина составляет более 2000 м.

Курильские о-ва представляют собой единую систему поднятий Курильского хребта, разделенную на три части северную, среднюю и южную – посредством глубоких впадин Буссоль и Крузенштерна [3].

В северной части Курильские о-ва расходятся на две цепи. Сторона, обращенная к Охотскому морю, характеризуется дополнительной цепью гор, где наиболее крупные вершины (о-ва Экарма и Маканруши) выступают над уровнем моря. Верхушки других массивов равны уровням верхнего и нижнего шельфа. Впадина между этой цепью и главным блоком с о-ом Онекотан неглубока и заполнена осадками.

Средняя часть Курильских о-ов представлена меньшими по размеру о-ми и отсутствием выраженной шельфовой полосы. Вулканогенные склоны здесь более просты по структуре. У нижней части склона находится глубоководный уступ, ограниченный тектоническим разломом, напоминающий континентальный уступ.

Южная часть состоит из отдельных блоков, разделенных грабеноподобными впадинами проливов и следами эрозии от придонных течений. Наверху возвышаются п-ов Сиретоко и крупные о-ва Южных Курил. Подводная граница этой области представляет собой континентальную черту с верхним абразионным шельфом, лежащим на складчатом и вулканогенном основании, и сложным склоном. Шельф располагается узкой полосой (7-10 км) вокруг о-ов. Склоны южной части изрезаны цепочками конических вулканов и массивными складчато-блоковыми структурами, ориентированными на северо-восток, под углом к основным направлениям о-ов.

1.2 Гидрология вод

Вертикальная стратификация вод Камчатки и северной части Курильских о-ов относится к тихоокеанскому типу субарктической структуры. Такой тип покрывает значительное пространство Тихого океана и характеризуется однородностью по температуре и солености на различных горизонтах. Обычно субарктические водные массы формируются благодаря процессам распреснения и за счёт интенсивного опускания поверхностных вод, что связано с наличием полярных океанических фронтов и уплотнением воды, которое вызвано снижением температуры, приходящей в эти районы из низких широт.

Динамика распределения температуры воды проявляется неоднозначно: на глубине 80-110 м наблюдается температурный минимум (2.5-2.7°C), а на уровне 250-400 м фиксируется промежуточный максимум (3.4-3.5°C). Наличие подповерхностного минимума, говорит об остатке перемешанного слоя, который, будучи зимой, сформировался за счёт конвекции, а летом покрывается тёплым слоем [4]. Промежуточный максимум является "возмущенным", из-за присутствия вышележащего слоя с температурой выше минимума и нижележащего слоя с постепенным снижением температуры.

Соленость увеличивается в слое от 0 до 2000 м, что характеризует слабую стратификацию субарктических водных масс с большим распреснением поверхностных и промежуточных вод, создающих высокие вертикальные градиенты в верхнем слое. Соленость постепенно увеличивается до глубин 1000-1500 м, и ниже этих уровней она почти постоянна: от 32.8—33.4‰ на поверхности до 34.5—34.7‰ на глубинах до 2000 м. Глубинные воды характеризуются изохалинностью [4]. Верхний слой распресняется из-за наличия положительного баланса влаги и из-за таяния арктического льда в летний период.

На климат южной части Курильских о-ов значительное влияние оказывают близость холодных вод Охотского моря и система постоянных течений, омывающих южные Курильские о-ва и северо-восточное побережье о-ва Хоккайдо: теплое течение Соя, холодное течение Ойясио и северо-восточная

ветвь течения Куроисио, приносящая субтропические воды. Зимой через южные Курильские проливы выносятся охлажденные воды Охотского моря. Теплое течение Соя теряет свою активность, но всё же достигает побережья Хоккайдо, смягчая климат. С конца декабря через проливы в океан начинают о-ва льды из Охотского моря, заполняя мелководья у южных Курильских о-ов. Зимой температура воды в Южно-Курильском проливе падает до -1.7°C , и в его прибрежной зоне начинается ледостав. На климат южной части Курильских о-ов значительное влияние оказывают близость холодных вод Охотского моря и система постоянных течений, омывающих южные Курильские о-ва и северо-восточное побережье о-ва Хоккайдо: теплое течение Соя, холодное течение Ойясио и северо-восточная ветвь течения Куроисио, приносящая субтропические воды. Зимой через южные Курильские проливы выносятся сильно охлажденные воды Охотского моря. Теплое течение Соя теряет свою активность, но всё же достигает побережья Хоккайдо, смягчая там климат. С конца декабря через проливы в океан начинают поступать льды из Охотского моря, заполняя мелководья у южных Курильских о-ов [5]. Зимой температура воды в Южно-Курильском проливе падает до -1.7°C , и в его прибрежной зоне начинается ледостав.

1.3 Непериодические течения

В районе Курило-Камчатского течения западное пограничное течение сливается с Восточно-Камчатским течением – западным пограничным течением, идущим в юго-западном направлении – на севере и с течением на юге (рисунок 2). Холодное Курило-Камчатское течение, известное как течение Ойясио, образуется в результате смешения двух субарктических вод: Охотского моря и Восточно-Камчатского течения. Течение Ойясио встречается с водами Восточно-Камчатского течения и течет на юго-запад в сторону Хоккайдо, где оно разветвляется вдоль северной Японии и встречается с более теплым течением Куроисио у побережья северного Хонсю.

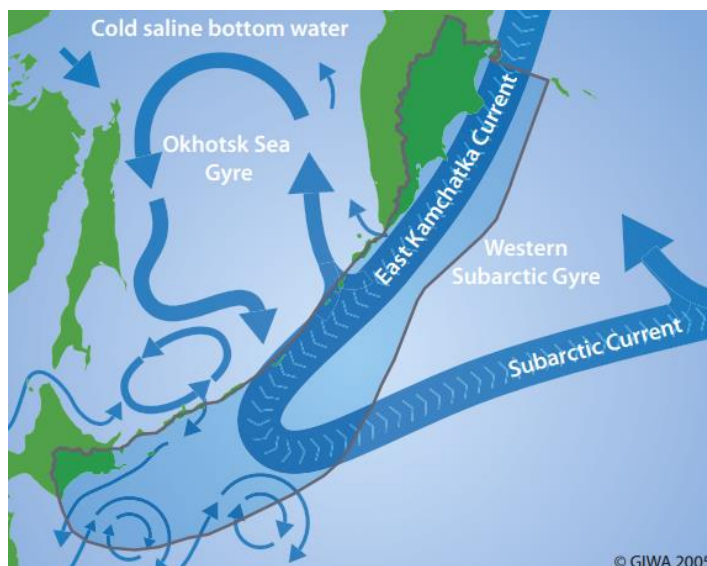


Рисунок 2 Пространственная схема субарктического круговорота в северной части Тихого океана [6]

Курило-Камчатское течение (оно же Оясио) интенсивней становится весной, а температура поверхности колеблется в зависимости от сезона от 0°C ранней весной до 20°C летом. Подповерхностный минимум и максимум температуры наблюдаются на глубинах примерно 100 и 300 м соответственно, а галоклин летом и осенью — на глубинах 200–300 м. Развитый сезонный термоклин обнаруживается на глубине ниже 50 м. Топография течения характеризуется Курило-Камчатским желобом и поднятием, а также континентальным шельфом ограниченной ширины.

Восточно-Камчатское течение берет свое начало в Беринговом море и из северного субполярного круговорота. Оно переносит примерно 15–25 млн. м³/с в верхних 1000 м, тогда как течение Оясио переносит около 10–15 млн. м³/с в верхних 1000 м к востоку от Хоккайдо. Поэтому 5-10 млн. м³/с остается в субарктическом круговороте, а 4-5 млн. м³/с поступает в субтропический круговорот. Курильские проливы подвержены сильному приливному перемешиванию и цунами. Течение Оясио меняет свой характер ежегодно. Крупные водовороты распространяются против течения и несут на север теплые воды субтропического происхождения. У Курильских о-ов южный поток раздваивается вокруг этих водоворотов, образуя прибрежные и прибрежные ветви Оясио.

По наблюдениям, циркуляция воды в активном слое моря значительно колеблется в зависимости от сезона. Осенью скорость течений несколько увеличивается, в то время как зимой в свободных от льда районах течения переносятся в южном и юго-западном направлениях. Наибольшие скорости течения достигают в поверхностных слоях среди южных и периферийных районов моря, включая прибрежные полосы, заливы, проливы и узкие водные пути. Поверхностные течения в 4-м проливе являются частью циркуляционной системы Охотского моря и Курило-Камчатского региона Тихого океана. Согласно [7], на поверхности вдоль юго-восточного побережья о. Парамушир наблюдается поток воды, направленный в пролив со стороны Тихого океана, со скоростью около 20 см/с. Этот поток, обходя южный конец Парамушира, увеличивает скорость до 30-40 см/с. Противоположно направленный поток четко прослеживается вдоль северного побережья о. Онекотан. Воды поступают из Охотского моря на скорости 5-15 см/с, затем, огибая Онекотан, меняют направление на южное. Скорость потока на поверхности у северо-западного побережья Онекотана увеличивается до 30 см/с. Примечательно, что течения интенсифицируются в прибрежных областях пролива, особенно в его северной половине, и ослабевают до 5 см/с в центральной части [7].

1.4 Ледовый режим

Каждый год встречается лёд у Тихоокеанских берегов восточной Камчатки [8]. В этом районе в вершинах хорошо защищенных заливов и бух зимой образуется припай, а в открытом море лед дрейфует с севера на юг узкой полосой в несколько миль ширины. Южное побережье Камчатки и Курильских о-ва, где наиболее сильно влияние теплых тихоокеанских вод, относятся к районам с малой ледовитостью, здесь лёд в среднем держится не более трех месяцев в году [9]. В местах с малыми глубинами на восточном берегу о-ов образуется зимой тонкий неподвижный лед, а с февраля по май наблюдается вынос плавучего льда из Охотского моря в океан через южные проливы Курилов.

У тихоокеанского побережья камчатки в районе м. Шипунский (Кроноцкий залив) лёд исчезает в среднем в первой декаде апреля (ранее очищение района происходит в середине марта, позднее – в конце мая).

С середины апреля начинается процесс постепенного разрушения льда и отступление его кромки на севере непосредственно в Берингово море [9]. Очагами таяния является прикромочная зона, устьевые районы и полыньи, которые до конца апреля покрываются начальными видами льда и ниласом, а начиная с первой декады мая представляют собой зоны чистой воды.

В Авачинской губе лед в среднем появляется в третьей декаде ноября, Авачинская губа представляет собой закрытый район, где наблюдаются льды только местного происхождения. Ледовый покров здесь неустойчив. В прибрежных бухтах Авачинской губы образуется припай. Иногда губа полностью покрывается припаем, однако на очень непродолжительное время. Лёд взламывается ветрами и может быть вынесен из губы в Авачинский залив Тихого океана, где происходит его быстрое таяние под действием, относительно, теплых тихоокеанских вод.

2. Приливные явления

Приливообразующие силы в Курило-Камчатском регионе вносят значительный вклад в формирование динамики вод в открытых участках и в проливах гряды, которые распространяются из Тихого океана [10]. Величины приливных волн могут варьироваться и максимальные значения могут наблюдаться ближе к суше, что можно наблюдать на рисунке 3.

Северо-западная часть Тихого океана характеризуется сильным влиянием приливной динамики на гидрологию вод. Особенностью региона является преобладание суточных составляющих в спектре смешанных колебаний. В Охотском море наблюдаются одни из самых значительных приливных колебаний в мире, особенно в Пенжинской губе и заливах Шантарского района.

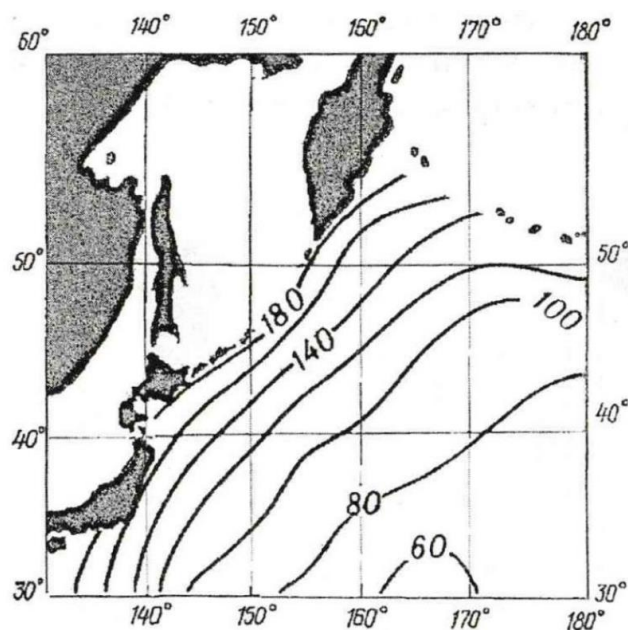


Рисунок 3 Максимальные величины приливов в северо-западной регионе Тихого океана [11]

У Курильских о-ов со стороны Охотского моря наблюдаются неправильные полусуточные приливы. При наибольшем склонении Луны величина приливов к югу от о-ва Симушир в среднем составляет около 1 м, между о-ми Янкича и Онекотан она не превышает 1,5 м, а у о-ва Парамушир достигает 1,9 м. Наибольшие высоты приливов колеблются от 1,4 м у о-ва Кунашир до 2,7 м у о-ва Парамушир. Только у северной части о-ва Парамушир и у о-ва Шумшу наблюдаются неправильные суточные приливы. При наибольшем склонении Луны величина приливов на юге Курильских о-ов составляет в среднем 0,8—1,3 м, на севере достигает 1,7 м. Со стороны Тихого океана наибольшая высота приливов у Курильских о-ов увеличивается с юга на север от 1,2 до 2,5 м.

За счет многократного отражения приливных волн от берегов Охотского моря в проливах формируются сложные поступательно-стоячие волны. Распространение приливных волн сопровождается колебаниями уровня и приливными течениями. В Курильских проливах амплитуда приливных колебаний уровня составляет до 1,7—2,5 м, а скорости приливных течений достигают 5 узлов и более.

Изрезанность береговой линии о-ов и сложный рельеф дна проливов усложняют структуру приливного потока. Из-за неравномерности скоростей приливных течений в пространстве и их взаимодействия с постоянными течениями наблюдается фронтогенез, генерируются вихри различного масштаба. Эти особенности приливных процессов влияют на характер формирования структуры вод в проливах Курильской гряды.

Приливные карты для полусуточной (M2) и суточной (K1) гармоник не показывают заметных различий в амплитудах и фазах (рисунок 5). Фазы увеличиваются в юго-западном направлении, а амплитуды растут от глубоководных зон к берегу. Этот типичный для приливной волны Кельвина рисунок отражает её

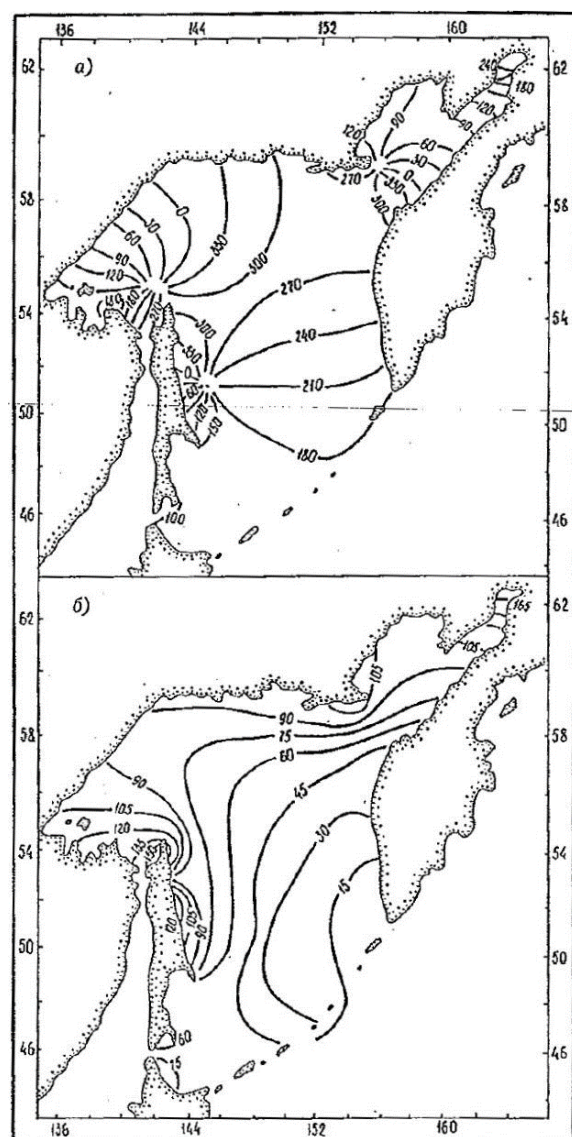


Рисунок 4 Распределение изофаз волн M2 (а) и K1 (б) в Охотском море [3]

распространение вдоль континентального шельфа, где неравномерная глубина и береговая линия создают изменчивость уровня. Локальные максимумы амплитуд наблюдаются у мыса Шипунский и в Авачинском заливе, особенно в суточной гармонике K1. Амплитуды и фазы гармоник K1 вдоль континентального склона и на шельфе варьируются сильнее, чем у полусуточной M2. У мыса Лопатка особенности модели обусловлены градиентом характеристик колебаний уровня на открытой границе, подверженной влиянию

Первого

Курильского

пролива.

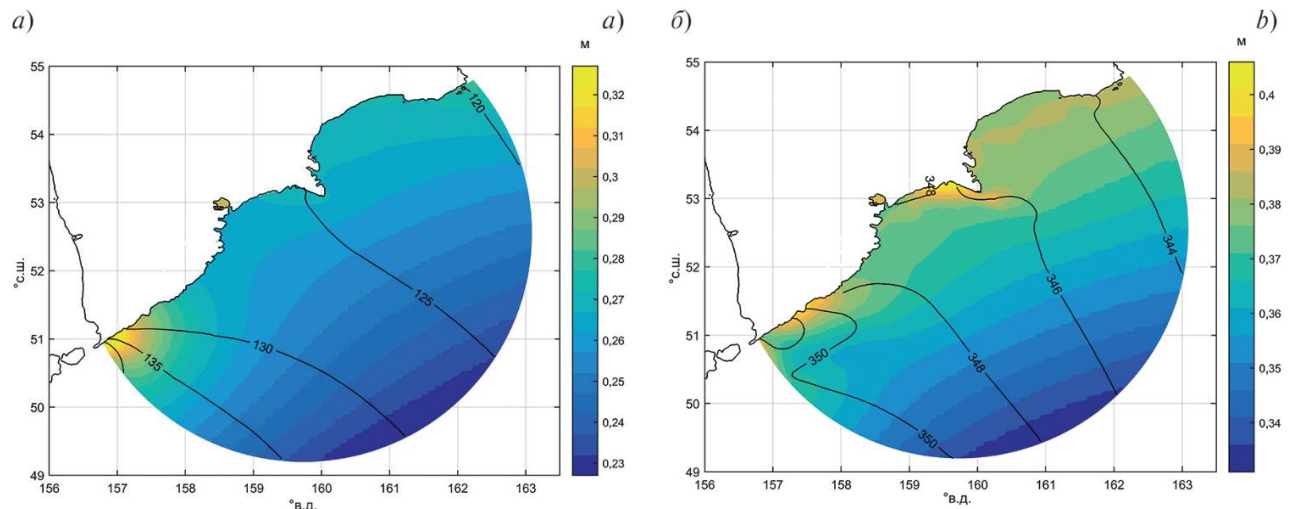


Рисунок 5 Приливные карты колебаний уровня основных гармоник (региональная модель): а — M_2 ; б — K_1 . Амплитуда колебаний показана цветовой шкалой, сплошные линии (котидали) — значения фаз в градусах, приведены к нулевому меридиану [12]

Формирование курильской разновидности субарктической структуры вод в проливах обусловлено приливным перемешиванием. Неровные скорости приливных течений из-за трения о дно и берега, взаимодействие с постоянными течениями и сложение приливных потоков приводит к неустойчивости и генерации вихрей. Это вызывает приливное перемешивание, выравнивающее океанологические характеристики в вертикальном и горизонтальном направлениях [13]. Хотя это основной механизм перемешивания, его сложно объяснить только фрикционным воздействием. Неясны причины северной локализации интенсивного перемешивания и его несоответствия с максимальными течениями. Влияние могут оказывать внутренние приливные волны.

3. Внутренние волны в регионе исследования

3.1 По контактными данным наблюдений

Наблюдения за внутренними волнами проводились в районе пролива Крузенштерна (рисунок 6) во время рейса НИС «Хокко-Мару» в сентябре 1997 г. Вдоль пролива, как показано на рисунке 6б. Измерения температуры на этой линии (крестики на рисунок 6б) повторялись четыре раза в течение суток с помощью теряемых батитермографов (ТБТ). Расстояние между каждой площадкой было установлено примерно в 4 км для улавливания внутренних волн относительно небольших длин волн. Во время наблюдений также измерялась горизонтальная скорость течения с помощью корабельного акустического доплеровского измерителя течения (ADCP).

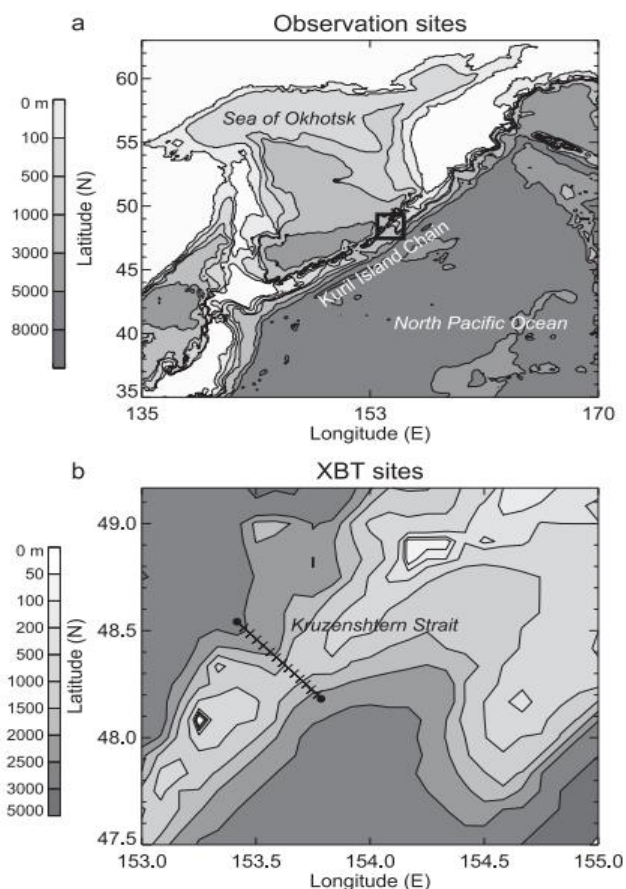


Рисунок 6 Места наблюдения и топография. (а)

Расположение пролива Крузенштерна и Курильских о-ов. (б). Крестики и сплошные кружки указывают места измерений ТБТ и CTD [14]

Вертикальные разрезы потенциальной температуры и скорости течения у поверхности моря показаны на рисунке 7 вместе с местами измерений (треугольники под разрезом). Скорость течения разделяется на составляющие вдоль и поперек линии наблюдения. Продольная скорость направлена вправо (к тихоокеанской части), а поперечная скорость – от лицевой стороны разреза к обратной стороне (на северо-восток вдоль порога). На рисунке также показано горизонтальное расхождение продольной скорости, вертикальное

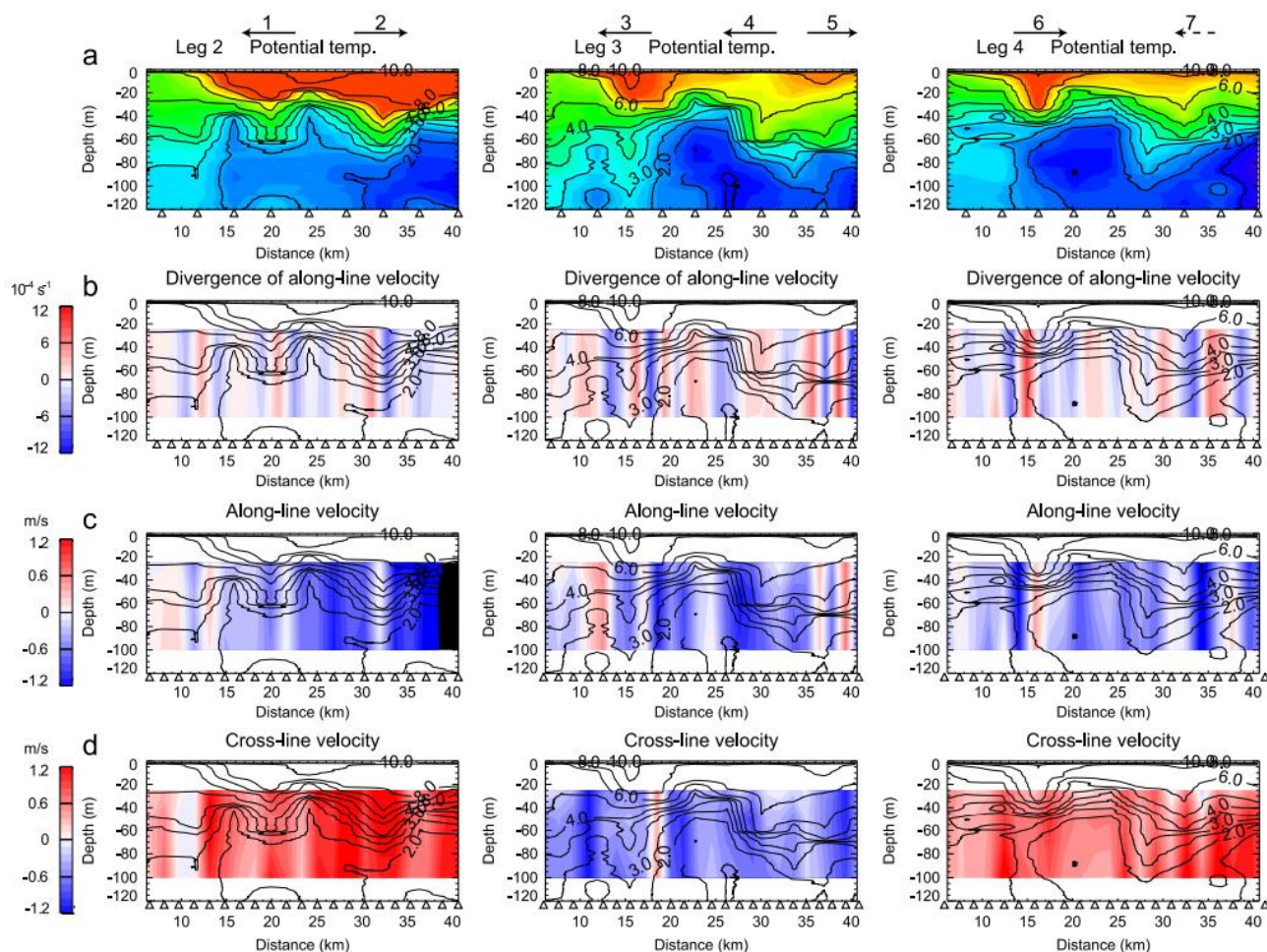


Рисунок 7 Вертикальные разрезы (а) потенциальной температуры, (б) дивергенции продольной скорости, (с) продольной скорости и (д) поперечной скорости, наблюдаемые на участках 2–4 слева направо. Треугольники под каждой панелью указывают места измерений [14]

интегрирование которого дает вертикальную скорость в приближении твердой крышки, когда расхождение поперечной скорости незначительно. Из теорий внутренних волн известно, что уединенные волны у поверхности моря на такой глубокой воде образуют впадины [14], за исключением очень высоких вертикальных мод, и что горизонтально распространяющиеся внутренние волны, которые захвачены вертикально или состоят из вертикальных мод, распространяются в направлении скорости поперек желоба и имеют вертикальную скорость вниз (или вверх) на передней (или задней) стороне желоба. Такие структуры наблюдаются на рисунке и пронумерованы от 1 до 7, стрелками показано направление распространения. Впадины 1, 3, 4 и 7 имеют структуры, соответствующие волнам, распространяющимся влево, тогда как

остальные соответствуют волнам, распространяющимся вправо. Впадины 2 и 6 имеют более типичную структуру, чем остальные. Впадина 4 больше напоминает излом, чем впадину. Данные ADCP, в отличие от данных ТБТ, показывают, что во впадине 3, по-видимому, присутствует группа волн, находящаяся за ведущей ложбиной. Аналогично, впадина 5 может быть связана с ведущим цугом волн перед наблюдаемой впадиной на высоте 37 км. Направление распространения впадины 7 по имеющимся данным несколько неоднозначно. Текущая структура предполагает, что пик углубления расположен на высоте около 34 км и не определен наблюдениями ТБТ. В этом случае впадина 7 распространяется влево. Любопытной особенностью является наличие почти симметричных возвышений по обе стороны впадины 1. Поскольку в этой ситуации не так-то просто возникают одиночные волны подъема, одно простое объяснение состоит в том, что одна большая впадина встроена в относительно крупномасштабное возвышение. Другая интерпретация состоит в том, что это часть нелинейного и нестационарного волнового пакета. Несмотря на неоднозначность, обусловленную разрешением наблюдений ТБТ, соотношение фаз смещения изотермы, продольной скорости и аппроксимированной вертикальной скорости позволяет предположить, что эти особенности представляют собой горизонтально распространяющиеся внутренние волны. Однако отследить эти волны сложно, поскольку в последующих ветвях не обнаруживаются возмущения, по форме достаточно близкие к выявленным волнам на предыдущих ветвях. Они могли быть нестационарными или могли выйти за пределы участка наблюдения. Действительно, если предположить, что фазовая скорость составляет около 1 м/с, то за интервал времени наблюдения 6 часов волны распространятся примерно на 20 км, так что большая часть волн покинет пределы линии наблюдения до следующего наблюдения [14].

Ниже представлены некоторые результаты экспериментов ИКИ РАН, проводившихся в северо-западной части Тихого океана летом 1977- 1992 гг. в районе Камчатки [15]. Помимо данных дистанционного зондирования, были проанализированы натурные измерения, выполненные в ходе различных экспедиций на шельфе и глубокой воде с помощью пришвартованных и буксируемых распределенных датчиков температуры (термокоса).

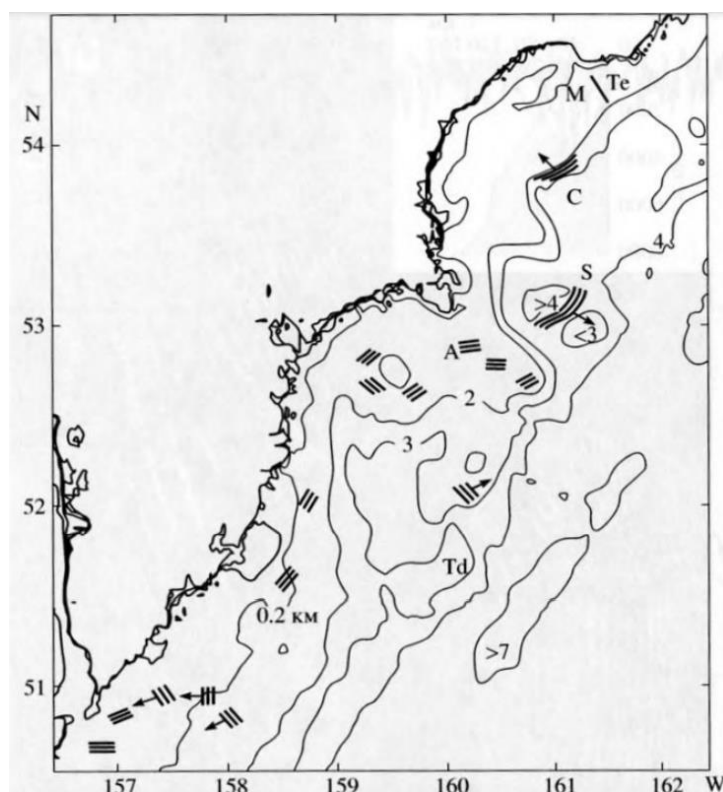


Рисунок 8 Схема экспериментов у п-ва Камчатки. *Te* и *Td* - буксирные измерения. *C*, *A* и *S* - положение цугов [15]

Как видно на рисунке 9, в северной части Кроноцкого залива в июле 1990 г. на концах 25-километрового буксира через кромку шельфа от глубокой воды к внутреннему шельфу были встречены два цуга волн. Глубоководный цуг А, очевидно, распространялся в открытый океан, а мелководный цуг Б — к берегу. Сравнивая шлейфы, мы видим, что внутренние волны на мелководье уже и выше, чем на большей глубине. Оба цуга, предположительно, порождаются внутренними приливными волнами, расходящимися от шельфа в разные стороны — к берегу и в открытый океан.

После буксировки измерения были продолжены с судна, стоящего на якоре в шельфовой зоне. Три отчетливые группы солитоноподобных волн, распространяющиеся к берегу, были зарегистрированы с помощью трех термокос в течение 15 часов измерений. Самый заметный цуг волн, состоящий из четырех упорядоченных по рангу солитонов высотой 18, 16, 11 и 8 м (цуг Б на рисунок 8 а), прошел на 4,1 часа позже цуга А и на 6 часов раньше цуга С. В отличие от цугов А и В, солитоны цуга С не были упорядочены по рангу, а самый высокий солитон длиной 11 м находился в середине группы. Короткие временные интервалы между группами волн позволяют предположить разностороннее расположение источников волн, хотя все группы, по-видимому, порождены уже развившемся внутренним приливом, возникший в шельфовой зоне. Наблюдаемые внутренние волны выглядят как типичные солитоны волн, т.е. в виде углубления, которое имеет хорошее сходство с волнами больших амплитуд, распространяющихся по термоклину у поверхности океана.

Еще один важный результат был получен в ходе наблюдений в южной части Кроноцкого залива. Этот эксперимент состоял из двух этапов. Вначале были проведены измерения внутренних волн в прибрежной зоне со стоящего на якоре судна. Было обнаружено, что в сторону берега распространяются группы внутренних волн. После научно-исследовательское судно направилось в сторону моря пересекая весь шельф, материковый склон, и дрейфовало над глубокой водой между изобатами 2 и 3 км. Во время дрейфа проводились измерения с

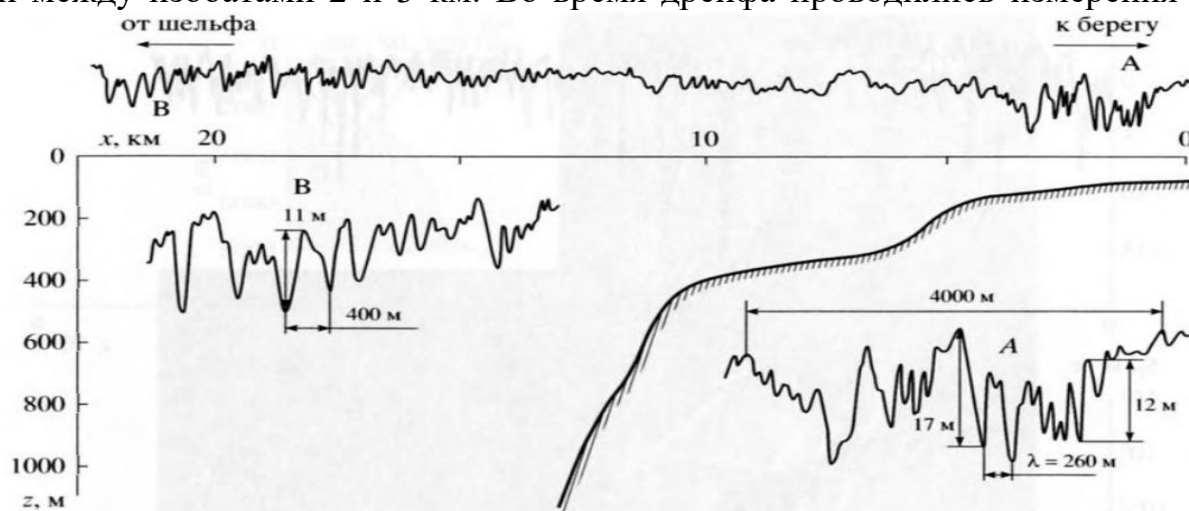


Рисунок 9 Колебания термоклина на галсе у края шельфа (линия T_e на рисунке 8) [15]

помощью антенны термокосы. Наблюдения продолжались почти 8 часов, и судно было смещено течением на 7,5 км к югу при условии штиля. Во время дрейфа наблюдались интенсивные внутренние волны (высотой до 10 м), распространяющиеся на восток (в сторону моря). На основе метода фазовых треугольников был проведен анализ и таким образом была рассчитана фазовая скорость 0,34 м/с.

Эти натурные наблюдения внутренних волн в районе края Камчатского шельфа показали, что на разломе шельфа и материковом склоне существует множество участков, где внутренние волны генерируются и отражаются [15].

Измерения внутренних волн в прибрежной зоне Камчатки также зафиксировали интересное явление - прохождения одиночных внутренних волн через «точку переворота» на шельфе с трансформацией от волн с углублением к волнам поднятия.

Натурные наблюдения показывают существование интенсивного внутреннего волнового поля у тихоокеанского побережья Камчатки. Основной структурной особенностью внутреннего волнового поля является одновременное наличие двух типов внутренних волн: возникающих на шельфе и распространяющихся к берегу в виде шлейфов интенсивных внутренних волн. В частности, наблюдается зависимость между амплитудой и скоростью волны.

В сентябре 2018г. в Авачинском заливе проводились экспедиционные океанологические исследования на полигоне материкового склона вблизи мыса Шипунского, характеризующимся глубинами до 200м, а также над склоном Курило-Камчатского желоба, где глубина достигает до 1000м. Положение полигонов представлено на рисунок 10.

Измерения проводились с судна, лежащего в дрейфе [16]. В качестве измерений использовалась гирлянда из 26 температурных датчиков. Регистрация температуры выполнялась с погрешностью $\pm 0.05^{\circ}\text{C}$. Перед началом каждого измерения выполнялось зондирование прибором SBE 25 для определения

залегания слоя скачка. Продолжительность измерений на полигоне составила 44 ч., а на глубоком полигоне 97 ч.

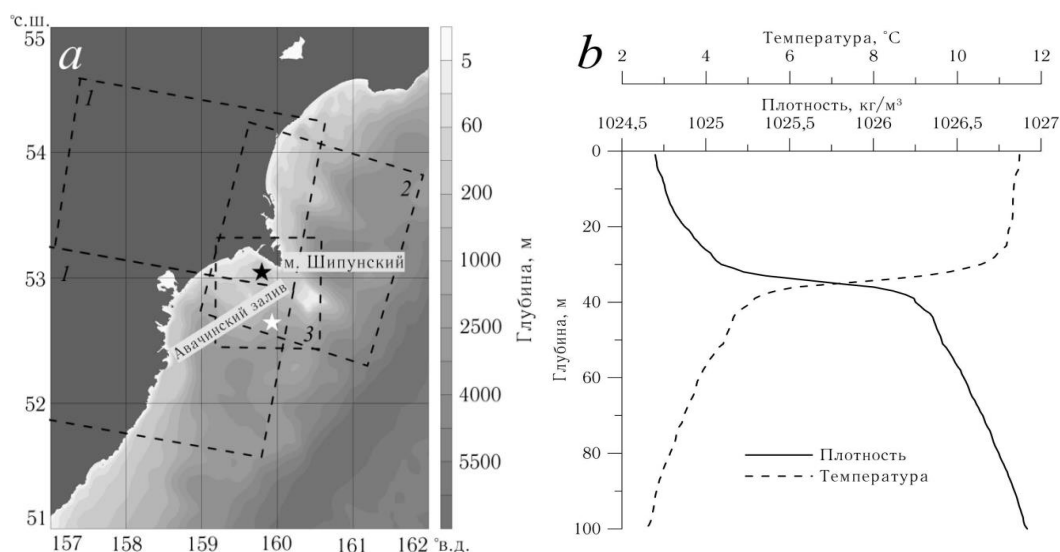


Рисунок 10 Положение полигонов контактных измерений и покрытие акватории Авачинского залива спутниковыми изображениями (а) (звездой черного цвета обозначен мелководный полигон; звездой белого цвета – глубоководный полигон; пунктирной рамкой – границы спутниковых изображений 1 – Sentinel-1A от 13 и 24 августа, 17 сентября 2018 г.; 2 – Landsat-8 от 22 августа, 16 и 23 сентября 2018 г.; 3 – Sentinel-2A и Sentinel-2B от 23 августа, 12 и 27 сентября 2018 г.); вертикальный профиль температуры и плотности на полигоне около м. Шипунского по данным CTD-зондирования 27 сентября 2018 г. (б) [16]

Зондирование показало, что термоклин и пикноклин совпадают (рисунок 10 б). Это позволяет оценивать высоту и период внутренних волн по данным температурных датчиков. Для сопоставления момента цугов коротких внутренних волн с приливными течениями использовались данные системы Меркатор с сайта Copernicus, содержащие данные о течениях в Авачинском заливе. Максимальные высоты волн различаются: в глубоководном районе — до 9 м, на мелководье — до 15 м. На мелководье волны высотой 10-15 м встречаются в 6% случаев, с пиками в 15 м отмечены дважды за период наблюдений. В глубоководном районе волны высотой 9-10 м фиксируются в 1% случаев. Наиболее часто встречающиеся волны в обоих районах — высотой 2-3 м.

3.2 По дистанционным (спутниковым) наблюдениям

В предыдущей работе [16] анализировались данные спутниковых радиолокационных изображений для исследования поверхностных проявлений коротких внутренних волн. Использовались данные спектрорадиометров Sentinel-2A/B и Landsat-8 в оптическом диапазоне, а также радарные изображения Sentinel-1A. Наложение изображений на акваторию Авачинского залива показано на рисунке 10а.

После каждого наблюдения внутренних волн определялись их положение, длина волны, длина дуги лидирующего гребня, направление распространения и количество волн в пакете. Прямое сравнение контактных и спутниковых данных было выполнено 28 сентября 2018 г.

На 9 РЛИ зарегистрировано 72 проявления волн с длиной волны от 200 до 800 м, средней длиной 400 м и протяженностью лидирующего гребня от 4 до 39 км. Количество волн в пакете варьируется от 2 до 10. Волны стабильно распространяются от шельфа к берегу (рисунок 10b). Предполагая их приливной характер, можно вычислить фазовую скорость: для волн с длиной 300-400 м она составляет около 0,6 м/с.

В работе [17] изучались поверхностные проявления короткопериодных внутренних волн с помощью радиолокационных изображений (РЛИ) со спутников Sentinel 1A/1B в период с 1 июня по 31 августа 2019 года. Было использовано 205 РЛИ: 63 в июне, 68 в июле и 74 в августе. РЛИ равномерно покрывали исследуемую акваторию (рисунок 11). Также использовались снимки спектрорадиометра Landsat 8.

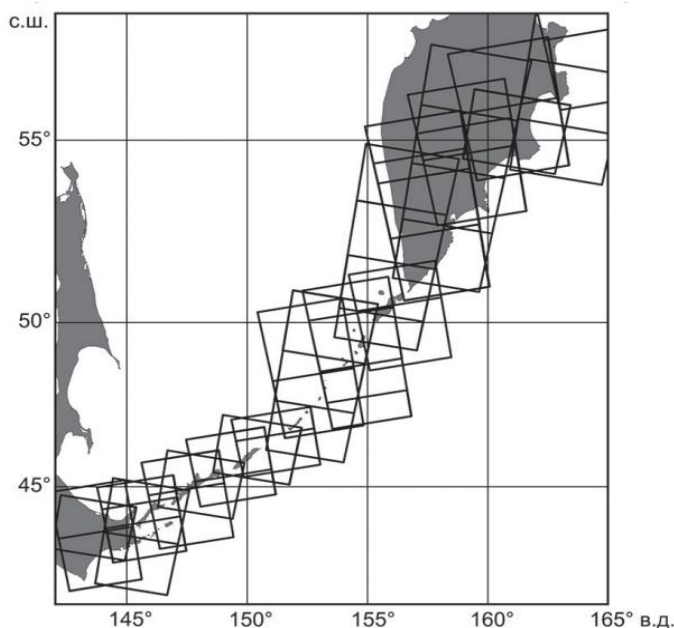


Рисунок 11 Карта спутниковых снимков Sentinel-1A и 1B с нанесением границ [17]

На РЛИ внутренние волны видны как чередующиеся светлые и темные дугообразные полосы (рисунок 12), обусловленные рассеянием радиолокационного сигнала на капиллярных волнах, создаваемых течениями.

Определялись положение, длина дуги ведущего гребня, направление распространения, длина волны и количество волн в пакете. Анализ производился в программе ESA SNAP. Лидирующие гребни наносились на карты для анализа распределения волн. Подсчитывалось количество проявлений в ячейках $0.5 \times 0.5^\circ$ для выявления очагов генерации волн.



Рисунок 12 Пример отображения волновых пакетов на спутниковом радиолокационном изображении Sentinel-1A [17]

Таблица 1 Фазовые скорости внутренних волн в очагах генерации по данным измерений на РЛИ [17]

Район проявлений	Длина между цугами	Период	Фазовая скорость, м/с
№1	47.98	Суточный	0.56
№2	52.74	Суточный	0.61
№3	26.49	Полусуточный	0.61

Анализ выявил несколько очагов генерации короткопериодных внутренних волн около о-ва Кунашир и Зеленый, у Кроноцкого о-ва, мыса Шипунский и над хребтом Витязь возле о-ва Онекотан. В сезоне наблюдалась

изменчивость интенсивности очагов около о-ов Онекотан и Матуа. Короткопериодные внутренние волны распространяются на восток и запад.

Волны содержат 3-18 волн в пакете с длиной 80-1900 м, в среднем 400 м. Лидирующий гребень волны имеет длину 2-70 км, в среднем 14 км. Во всех очагах генерации регистрируются волны с длиной гребня 40-70 км, что соответствуют интенсивным внутренним волнам в других океанах. Отмечено, что генерация волн может происходить как из-за приливной динамики, так и из-за крупных вихревых структур, возникающих от меандров течений.

В предположении приливного характера генерации последовательных пакетов, была рассчитана их фазовая скорость, как отношение расстояния между пакетами к периоду приливного цикла. Фазовая скорость внутренних волн в программе рассчитывается методом двухслойного приближения с использованием данных World Ocean Atlas версии 2018 г.

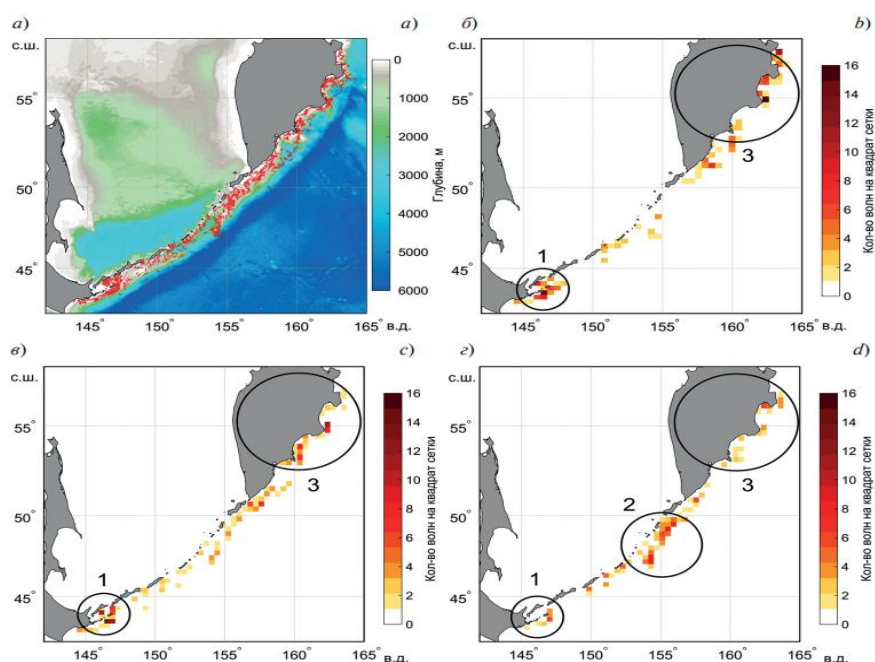


Рисунок 13 Пространственное распределение проявлений короткопериодных внутренних волн: а - пространственное расположение лидирующих гребней проявлений внутренних волн за весь летний период; б - распределение количества волн в ячейке за июнь (окружностями с цифрами показано положение основных очагов генерации КВВ); в - распределение количества волн в ячейке за июль; г — карта распределения количества волн в ячейке за август [17]

Учитывая расстояние между последовательными пакетами и величину приливного периода, фазовая скорость зарегистрированных последовательных проявлений варьируется от 0.56 до 0.61 м/с, что хорошо согласуется с данными из атласа фазовой скорости внутренних гравитационных волн за летний период, рассчитанной по климатическим данным.

Динамико-океанические процессы в районе Курильских проливов изучались с использованием радиолокационных изображений, полученных спутниками ERS-1, ERS-2, Envisat и ALOS в 1995-2011 годах [18], а также с помощью вспомогательных спутниковых и соответствующих данных. Они включали видимые и инфракрасные изображения NOAA AVHRR, Terra и Aqua MODIS, карты погоды и наблюдения с кораблей. Было просмотрено более 1500 изображений PCA для выбора кадров для детального анализа. Выбранные РЛИ снимки охватывают основные Курильские проливы и окружающие их воды, где обнаружены особенности океанического и атмосферного происхождения. Ранее РЛИ ERS-1 и ERS-2 использовались для изучения динамики вод в проливах Екатерины и Фриза.

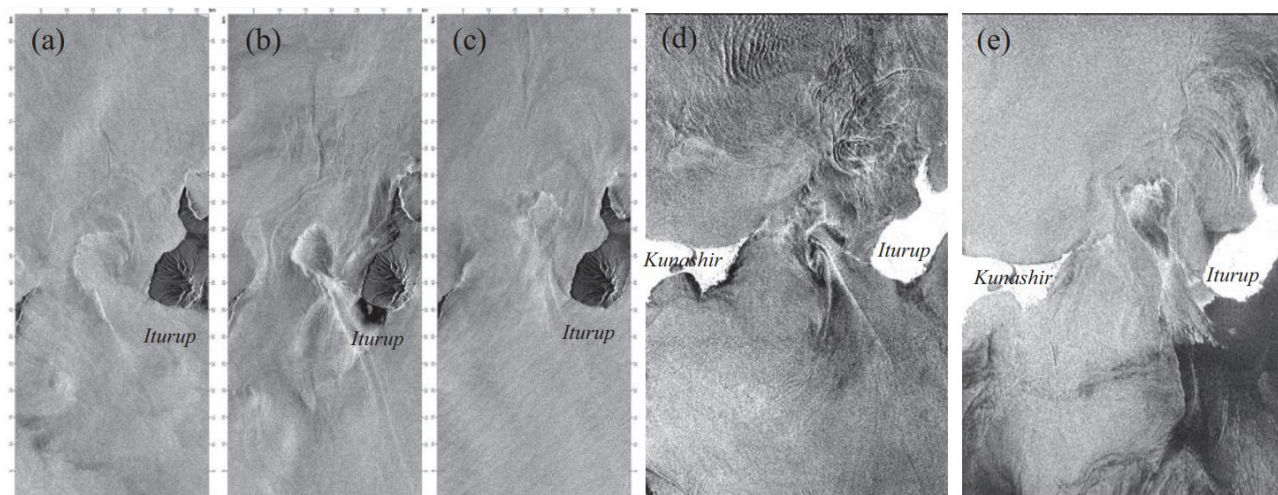


Рисунок 14 Сигнатуры пролива Екатерины, образованные приливным течением: (а)-(в) Снимки PCA ERS-1, сделанные: (а) 27 октября в 01:02 UTC через 6 часов после начала прилива; (б) 19 ноября 1994 г. в 01:02 UTC через 7 часов после начала прилива и (с) 23 декабря 1992; (д) и (е) изображения ALOS PALSAR, сделанные (д) 17 августа 2008 г. в 12:33 UTC и (е) 23 августа 2010 г. в 12:35 UTC [18]

В проливе Екатерины наблюдаются сильные приливные течения. Максимальная скорость течения наблюдается в июне и декабре. У Итурупа она достигает примерно 4 м/с, а в центре пролива превышает 2 м/с. Минимальная скорость приходится на сентябрь и март. Скорость течения уменьшается до $\approx 0,8$ м/с вблизи пролива в Охотском море и в Тихом океане. Приливные течения ответственны за появление различных поверхностных сигнатур на изображениях SAR C-диапазона и L-диапазона. Они меняются в зависимости от фазы прилива.

Радиолокационные изображения ERS-1 были получены через 6, 7 и 8 часов после начала прилива (рисунок 14 а, b, c). На этих изображениях хорошо видны разнообразные линейные и дугообразные структуры. Они характерны для фронтальных границ между различными водными массами, для областей смещения течений и зон конвергенции.

Пограничный разделительный поток тихоокеанских вод, распространяющийся в Охотское море, виден на всех радиолокационных изображениях ERS-1.

Сильное приливное перемешивание в Курильских проливах влияет как на Охотское море, так и на северную часть Тихого океана.

В отличие от PCA ERS-1 изображения ALOS PALSAR, представленные на рисунках 14 d, e, характеризуют динамику океана в проливе Екатерины в теплое время года. Изображения были получены с HH-поляризацией в режиме Fine Beam, обеспечивающем высокое пространственное разрешение. На этих изображениях выделяются разного рода мелкомасштабные особенности океана: выделяющиеся линии сдвига в узком проливе, к югу и северу от него, пакеты внутренних волн, распространяющиеся в разных направлениях. Из анализа всех имеющихся данных следует, что признаки течения тихоокеанских вод на изображениях ERS-1 и ALOS PALSAR хорошо соответствуют друг другу, когда зондирование морской поверхности проводилось в одну и ту же фазу прилива и в одинаковых условиях окружающей среды (сначала главное, скорость и направление ветра должны быть близки). При этом пакеты внутренних волн наблюдались только в теплое время года.

В районе Курильских проливов суточный прилив значительно усиливается, максимальная скорость течения превышает 2 м/с. Также образуются более интенсивные внутренние волны с амплитудой, превышающей 100 м, что приводит к обрушению волн. Однако судовые наблюдения

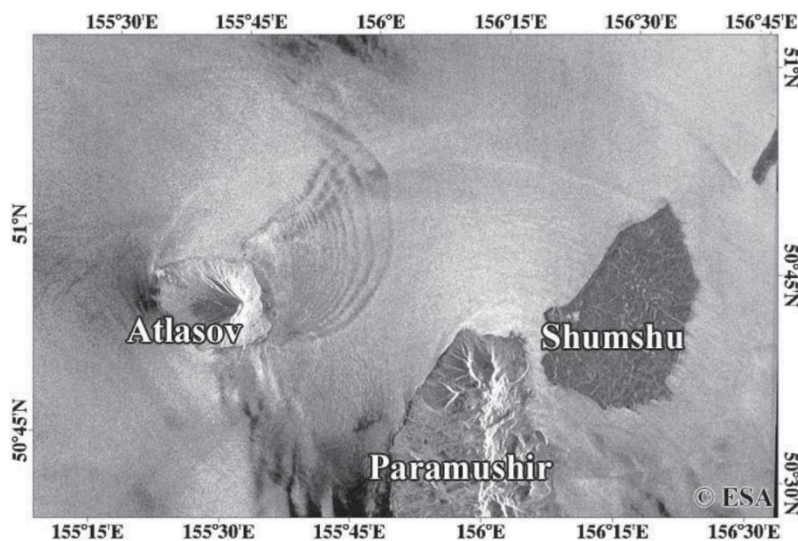


Рисунок 15 Внутренние волны в районе Северных Курил: Парамушир, Атласов и Шумшу на снимке Envisat ASAR, полученном 20 августа 2010 г. в 00:01 UTC [18]

внутреннего волнения в Курильских проливах тогда были весьма ограничены. В то же время на изображениях ASAR и PALSAR района Курильского пролива как в Охотском море, так и в Тихом океане были обнаружены многочисленные цуги нелинейных внутренних волн. Они были обнаружены вокруг южных (рисунок 14), центральных и северных Курильских о-ов. На рисунке 15 показан пакет нелинейных внутренних волн. Источник их генерации, скорее всего, находится вблизи северо-восточного побережья о-ва Атласова. Гребни солитонов образуют почти правильные полукруги, ограниченные о-ов с юга и полосой сильного ветра с севера. Внутри волнового пакета длина волны монотонно убывает примерно с 6 км. На полном изображении ASAR можно выделить более 10 солитонов. Расстояние между различными точками на гребне и источником не является постоянным, что можно объяснить различиями фазовой скорости в разных направлениях.

3.3 По результатам моделирования

В работе [19] исследовалось вертикальное перемешивание в Курильских проливах и его влияние на промежуточный слой северной части Тихого океана. Было проведено численное моделирование внутренних волн, вызванных приливами, и их нелинейная эволюция в Курильских проливах. Использовалась

двумерная негидростатическая модель с реалистичной топографией и стратификацией.

Авторы смоделировали рельеф дна северо-восточной части Курильских проливов, включая порог в проливе Надежды. Для генерации внутренних волн на обеих боковых границах заданы баротропные токи K1 и M2 с максимальными скоростями 0,5 м/с и 0,2 м/с соответственно. Учитывался эффект вращения Земли (f-плоскость) для различия между приливами M2 и K1.

Модельная сетка имела размеры 500 м (горизонталь) и 10 м (вертикаль). Коэффициенты вихревой вязкости и диффузии были невелики, чтобы показать волновое перемешивание. На нижней границе использовано условие прилипания, на плоском дне — свободного скольжения, а на поверхности — твердая крышка.

Периодические приливы синфазны на масштабе 100 км, так что изменение фазы незначительно. Приливные волны K1 распространяются через область порога за 10 минут, намного меньше периода K1. Для предотвращения искусственного отражения волн горизонтальная вихревая вязкость увеличивалась у боковых границ.

На рисунке 16 показана функция тока внутренней моды, вызванная баротропным потоком M2 во время второго приливного периода, когда начальные процессы раскрутки почти завершены. Внутренние волны первой моды генерируются на склонах порога через 1,25 периода (через интервал времени, соответствующий 1,25 периодам) в момент максимального правого потока (рисунок 16a) и распространяются в сторону от порога. Модальные волны первого порядка за пределами этих ячеек возникли на пороге в последний полупериод и распространились в другом направлении. Генерация волн на склонах порога правосторонним потоком продолжается до 1,5 периодов, когда течение прекращается (рисунок 16b), а образующиеся волны распространяются от порога и достигают х. 660 км после 1,75 периода. В полупериоде левостороннего течения (рисунок 16 c, d) можно наблюдать практически такую же последовательность событий, но с обратной их фазой.

Из рисунка 16 видно, что горизонтальная и вертикальная длины волн первой моды составляют около 100 км и 4 км, а частота плавучести N^2 равна $5 * 10^{-6} \text{ с}^{-2}$. Частота волн первой моды составляет $1,4 * 10^{-4} \text{ с}^{-1}$, практически равная частоте M2, с горизонтальной фазовой скоростью 2,2 м/с. Волны первой моды, показанные на рисунке 19, являются типичными внутренними приливами на частоте M2.

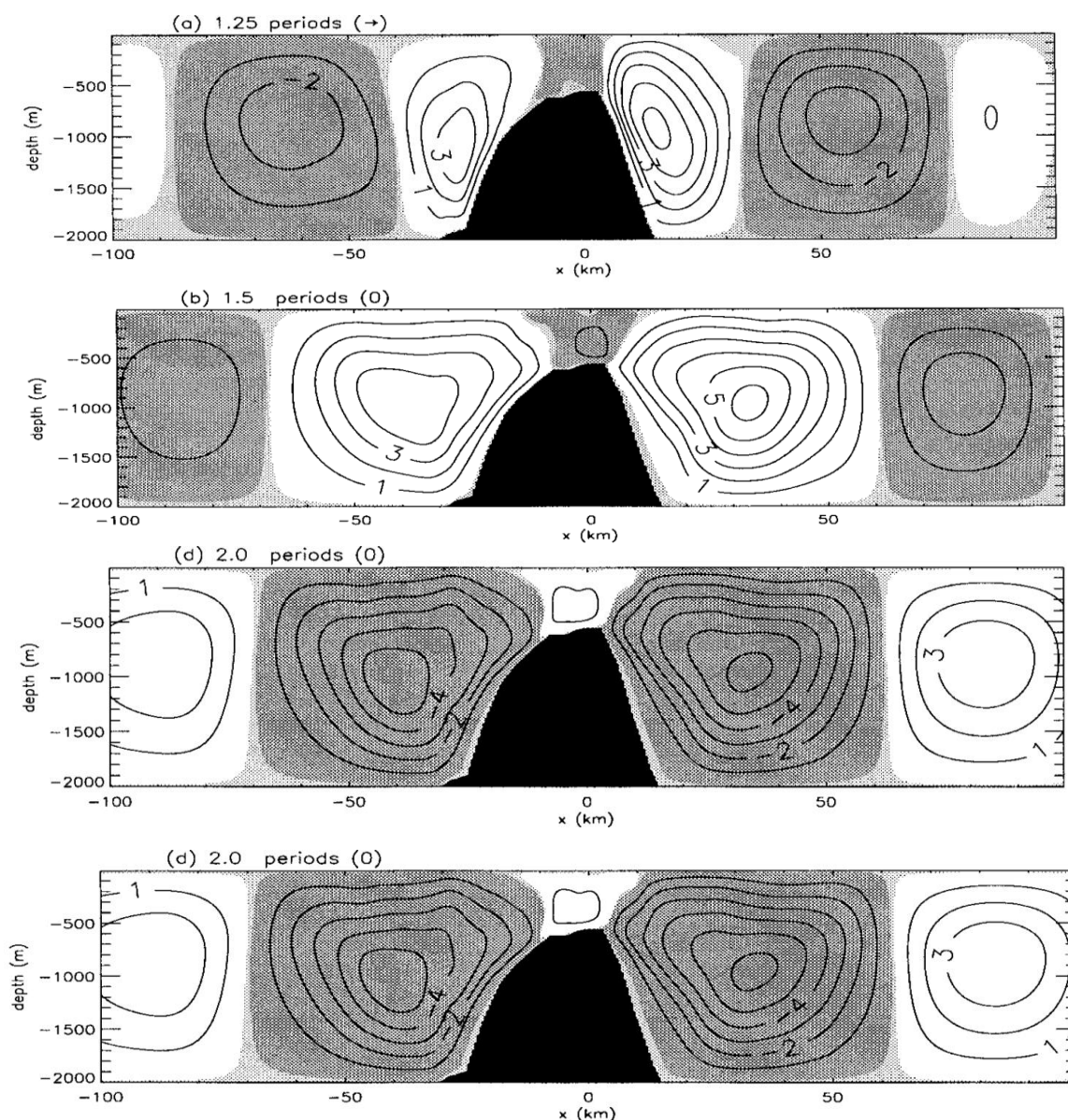


Рисунок 16 Временной ряд функции потока внутренней моды в случае M2 во время второго приливного периода после периодов (а) 1,25, (б) 1,5, (в) 1,75 и (г) 2,0. Интервал контуров составляет $1,0 * 10^5 \text{ см}^2/\text{с}$. Значения в незаштрихованных областях и более толстых заштрихованных областях являются положительными и отрицательными соответственно, а абсолютные значения в более светлых заштрихованных областях составляют менее $1,0 * 10^4 \text{ см}^2/\text{с}$ [19]

Большая часть энергии, генерируемая потоком M2, распространяется в виде внутренних приливов первой моды и постепенно рассеивается. Поскольку амплитуда баротропного течения M2 мала, крупные внутренние волны не образуются и обрушение отсутствует, что делает вертикальное перемешивание недостаточным для значительного распреснения в Курильских проливах. Была предложена модель приливной динамики проливов северной Курильской гряды – с акцентом на динамику Четвертого пролива [20], основанная на решении краевой задачи трехмерного пространства для уравнений движения, неразрывности, конstituентов плотности и характеристик турбулентности в области северных Курильских проливов.

Была предложена модель приливной динамики проливов северной Курильской гряды – с акцентом на динамику Четвертого пролива [20], основанная на решении краевой задачи трехмерного пространства для уравнений движения, неразрывности, конstituентов плотности и характеристик турбулентности в области северных Курильских проливов.

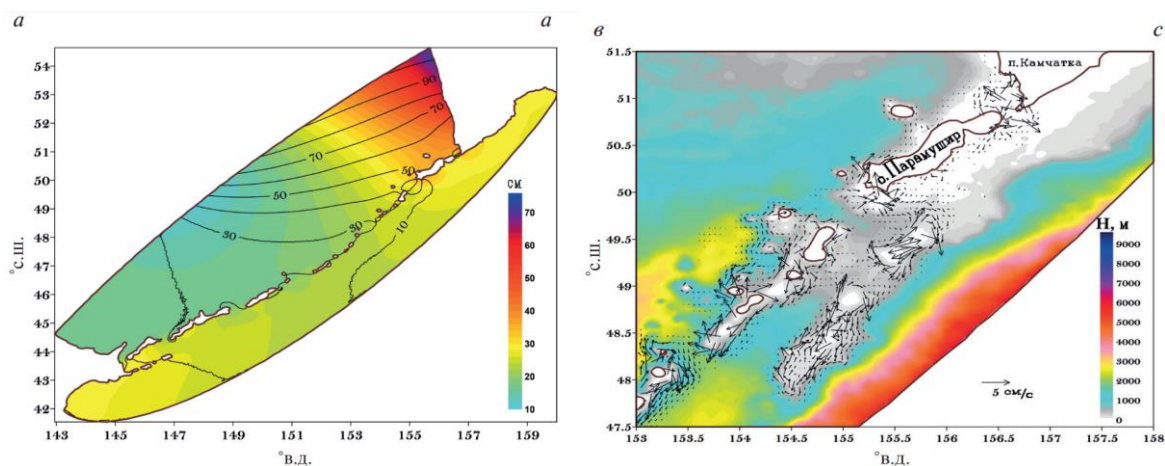


Рисунок 17 Приливная динамика волны M2. а – приливная карта. Цветом обозначены амплитуды, сплошными линиями – фазы; в – остаточная циркуляция (средняя по вертикали) прилива волны M2 вблизи южной оконечности п-ова Камчатка и области Четвертого пролива [20].

Выполненное моделирование северных Курильских проливов относится преимущественно к динамике баротропного прилива. Вместе с тем столь же

важной является роль бароклинного фактора в приливной динамике региона. Отдельные стороны влияния бароклинности на структуру длинноволновых движений и явилось предметом особого внимания в приведенном обзоре работ, выполненных за единичным исключением в гидростатическом приближении.

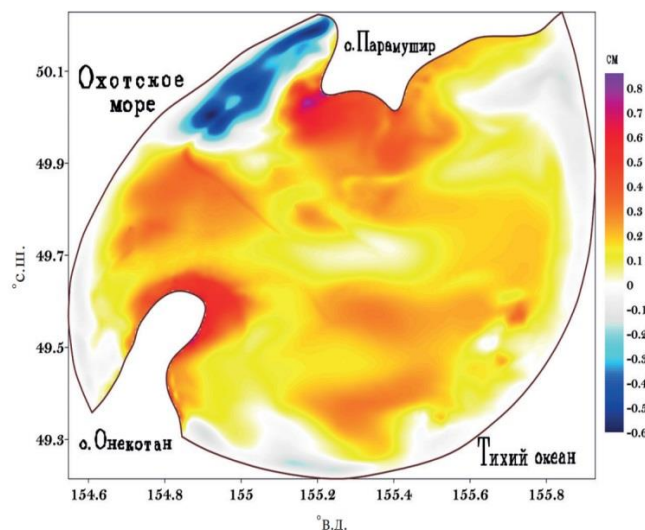


Рисунок 18 Разница среднего уровня за приливной период волны M2 в решении негидростатических - и гидростатических задач [20]

Представляется, что ближайшей целью исследований в таком направлении должно быть развитие и уточнение результатов в рамках негидростатического баротропно-бароклинного взаимодействия.

4. Исходные данные

4.1 Фоновая стратификация по данным реанализа

В качестве источников информации о гидрофизических параметрах (температура, соленость) на поверхности и глубинах послужили данные реанализа оперативной системы глобального анализа и прогнозирования океана Меркатора [21].

Оперативная система глобального анализа и прогнозирования океана Меркатора с точностью до 1/12 градуса (≈ 9 км) ежедневно предоставляет 10-дневные трехмерные прогнозы глобального океана. Временные ряды начинаются 1 января 2016 года и агрегируются по времени. Этот продукт включает в себя среднесуточные и среднемесячные файлы температуры,

солености, течений, уровня моря, глубины смешанного слоя и параметров льда от вершины до дна над глобальным океаном. Он также включает среднечасовые поля поверхности для высоты уровня моря, температуры и течений. 50 вертикальных уровней в диапазоне от 0 до 5500 метров. Этот продукт также предоставляет специальный набор данных для поверхностных течений, который также включает волновой и приливной дрейф, который называется SMOС (поверхностно-объединенное океаническое течение).

Таблица 2 Описание реанализа [21]

Название продукта	Продукт для глобального океанического и морского физического анализа и прогнозирования.	
Спецификация продукта	GLOBAL_ANALYSIS_FORECAST_PHY_001_024	
Географический охват	Глобальный	
Горизонтальное разрешение	1/12 (равноугольная сетка)	
Наборы данных: GLOBAL_ANALYSIS_FORECAST_PHY_001_024_monthly		
Переменные	Температура	
	Солёность	
	Горизонтальная скорость (восточная и северная составляющая)	
	Плотностная толщина смешанного слоя океана	
	Анализ	Прогноз
Частота обновления	Еженедельно	Повседневная
Целевое время доставки	По четвергам в 12:00(полдень)	Ежедневно в 12:00(Полдень)
Временное разрешение	GLOBAL_ANALYSIS_FORECAST_PHY_001_024_monthly: среднее значение за месяц	
Количество вертикальных уровней	50	

На рисунке 20 представлены вертикальные профили температуры и солености морской воды. Глубина в точке 1 (северный каньон) составляет 1334м. в точке 2 (южный каньон) – 750м (сплошная линия северный и пунктир – южный каньоны (рисунок 19). Для отражения сезонного хода использовались среднемесячные значения в январе, апреле, июле и октябре 2021г.

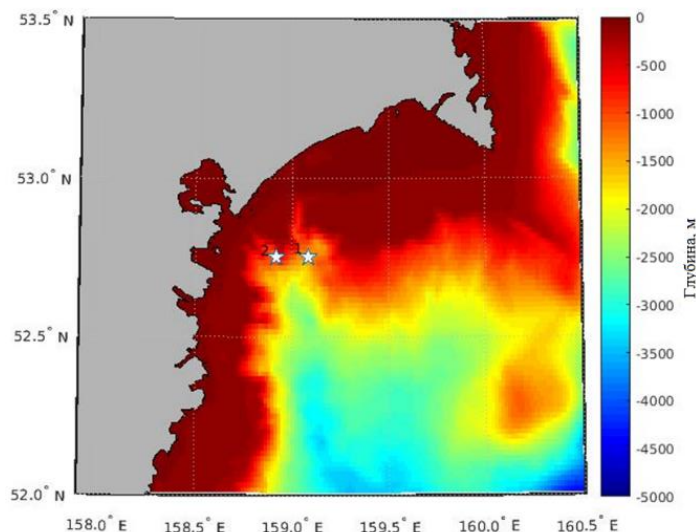


Рисунок 19 Батиметрия Авачинского залива. Цифрами 1 и 2 отмечены положения северного и южного глубоководных каньонов, соответственно

На рисунке 20а и 20б можно наблюдать, что глубина проникновения зимней конвекции достигает примерно 350-400 м ниже располагаются более теплые воды. В апреле уже отмечается незначительный прогрев поверхностного слоя. Сезонный термоклин выражен летом и осенью, глубина залегания около 50-80 м, при этом холодный промежуточный слой сохраняется. Положение главного пикноклина варьируется от 250 м летом до 400 м зимой. Значения температуры и солености в каньонах отличаются незначительно. Можно отметить, что на протяжении всего года в южном каньоне вода более опреснённая и холодная по сравнению с северным каньоном.

Положение главного пикноклина варьируется от 250 м летом до 400 м зимой. Значения температуры и солености в каньонах отличаются незначительно. Можно отметить, что на протяжении всего года в южном каньоне вода более опреснённая и холодная по сравнению с северным каньоном.

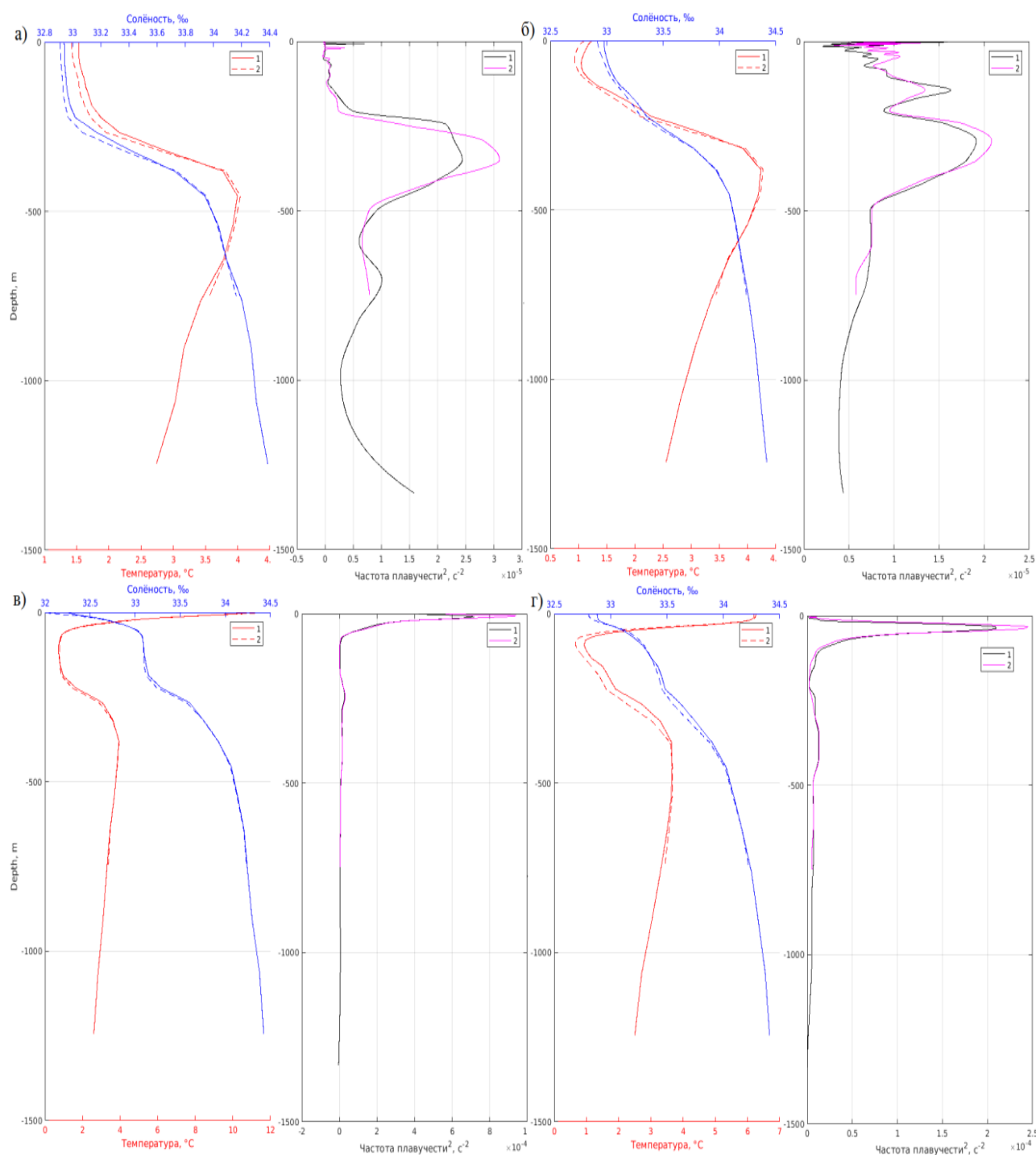


Рисунок 20 Вертикальные профили температуры, солёности и частоты плавучести в северном и южном каньонах Авачинского залива в различные сезоны (среднемесячные значения в январе (а), в апреле (б), в июле (в), в октябре (г) за 2021г. по данным ре-анализа [21])

4.2 Контактные наблюдения

Поскольку мы не располагали данными наблюдений в каньонах, для верификации наших оценок мы использовали имеющиеся данные контактных измерений температуры и солёности морской воды Авачинском заливе у мыса

Шипунского (рисунок 21). Характеризуется глубинами от 100м до 200м и мористее – над склоном Курило-Камчатского желоба, где глубины превышают 1000м [16]. CTD-зондирования выполнялись с судна, лежащего в дрейфе, прибором SBE 25 (США).

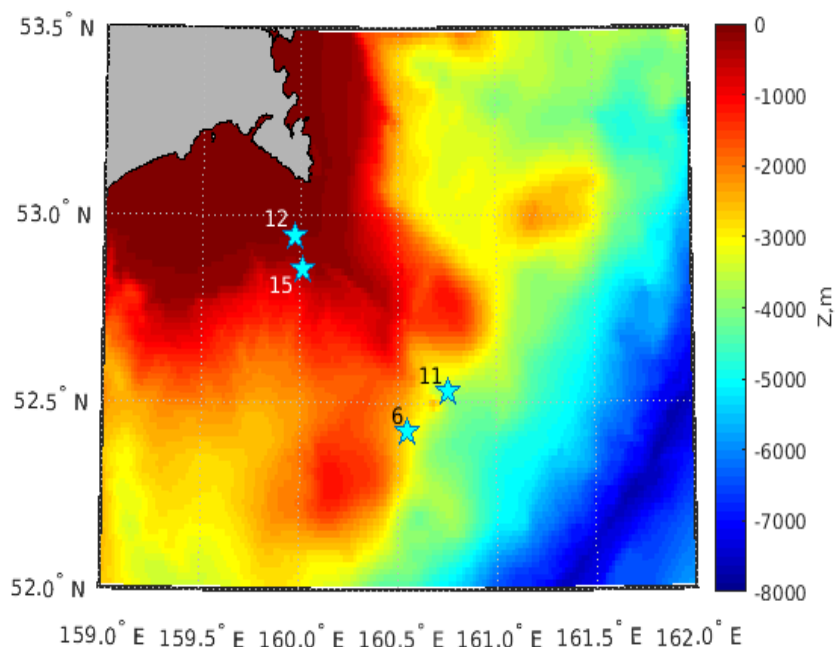


Рисунок 21 Положения станций контактных наблюдений 2018 г.

На рисунке 22 изображены профили температуры и солёности по данным контактных измерений и реанализа. Можно наблюдать, что в поверхностном слое температура морской воды, полученная по контактным данным и реанализу отличается незначительно и составляет не более 1 °С, различия по глубине залегания сезонного термоклина могут достигать более 10 м, на этих горизонтах разница значений температуры на отдельных станциях превышает 4 °С. Другая картина наблюдается по солёности морской воды, максимальные отличия более 2 ‰ - в поверхностном слое и менее 0.5 ‰ в сезонном галоклине. Хорошее согласие температуры на поверхности вероятно является следствием усвоения спутниковых измерений температуры воды на поверхности океана. Сравнение глубинных слоев выполнить затруднительно, т.к. на всех станциях контактные зондирования не достигали дна

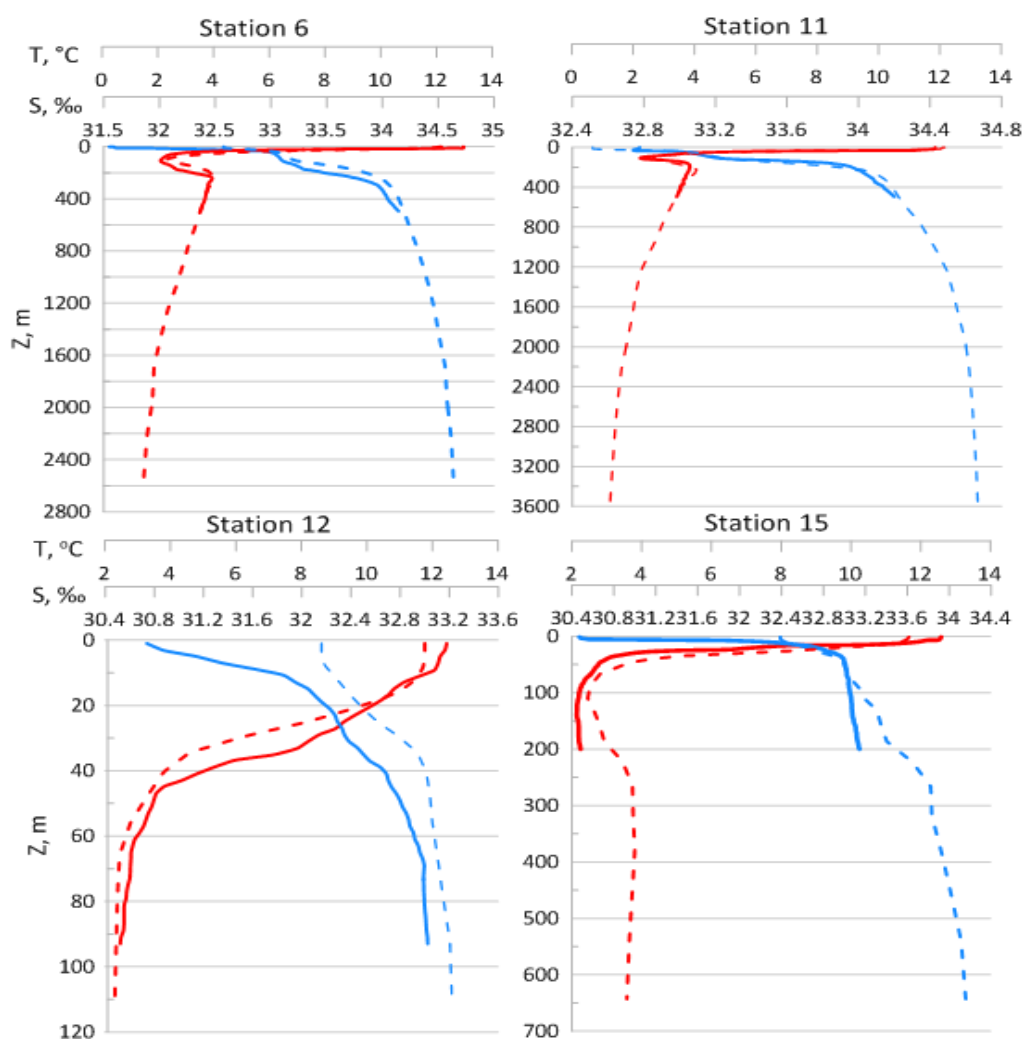


Рисунок 22 Профили температуры и солёности по данным контактных измерений

5. Методы описания вертикальной структуры внутренних волн

5.1 Приближение двухслойной жидкости

В приближении двухслойной стратификации, когда пикноклин достаточно узок, чтобы его можно было аппроксимировать как границу раздела. Считается, что внутренние волны распространяются в горизонтальном направлении вдоль пикноклина [22]. Если учесть, что длина внутренней приливной волны (M_2) много больше толщины слоев, тогда фазовая скорость внутренних волн может определена как:

$$C_0 = \sqrt{\frac{g * \Delta\rho}{\bar{\rho}} \cdot \frac{h_1 h_2}{h_1 + h_2}}$$

где h_1 - толщина верхнего слоя h_2 – толщина нижнего слоя, ρ_1 – плотность морской воды верхнего слоя, ρ_2 – плотность морской воды нижнего слоя, $\Delta\rho = \rho_2 - \rho_1$, $\bar{\rho}$ – средняя плотность всего слоя, g – ускорение свободного падения;

С учетом поправки вращения земли:

$$C = \frac{C_0}{\sqrt{1 - f/\omega}}$$

где f - параметр Кориолиса, ω - частота полусуточной приливной волны M_2 . Длина внутренней приливной волны, оценивается из выражения

$$\lambda = C * T$$

где $T = 12.42$ часа - период приливной волны M_2 .

5.2 Условие непрерывной стратификация

Для учета непрерывной стратификации движение жидкости рассматривается как суперпозиция бесконечной последовательности дискретных нормальных мод, которые могут быть определены из решения задачи нахождения собственных значений с заданной стратификацией (задача Штурма–Лиувилля) [23]. Вертикальная модовая структура для идеальной неоднородной несжимаемой жидкости в приближении Буссинеска и при условии «твердой крышки» может быть описана следующей краевой задаче:

$$W''(z) + \frac{N^2(z) - \omega^2}{\omega^2 - f^2} k^2 W(z) = 0$$

$$W(0) = 0, W(-H) = 0,$$

где $W(z)$ – вертикальная скорость, $N(z)$ – частота плавучести, $\omega = 2\pi/T$ - приливная частота колебаний, f - параметр Кориолиса, $k = 2\pi/\lambda$ – волновое число, λ – длина волны.

Фазовая скорость внутренней приливной волны определяется как:

$$C = \frac{\omega}{k}$$

Для нахождения вертикальной структуры горизонтальной скорости (для обеих составляющих моды совпадают) используется соотношение:

$$(U, V) = \frac{1}{k} \cdot \frac{dW}{dz}$$

Для нахождения собственных функций и собственных значений уравнения для W , использовался матлаб-код Klink [24, 25], модифицированный для учета вращения и вывода дополнительной информации. В коде использовалась процедура `eig (A, B)`, где A и B - матрица системы линейных уравнений и ее правая часть после дискретизации задачи *Штурма — Лиувилля* конечными разностями.

6. Полученные результаты

6.1 Фоновая стратификация. Сезонная изменчивость

В таблице 3 представлены результаты расчётов кинематических характеристик внутренних приливных волн. Первое, что хотелось бы отметить, отличия фазовой скорости и длин волн, определённые методом непрерывной стратификации и в приближении двухслойной жидкости. В зимний и весенний период кинематические характеристик меньше в случае оценки методом непрерывной стратификации (первая мода), а в летне-осенний период наоборот, что можно объяснить выбором толщины верхнего однородного слоя в приближении двухслойной стратификации, неучитывающей реальную вертикальную структуру. Второе, что обращает на себя внимание, это общая тенденция уменьшения фазовых скоростей и длин волн в летний (метод в приближении двухслойной стратификации) и осенний периоды, связано с проявлением сезонного пикноклина.

Таблица 3 Кинематические характеристики внутренних приливных волн в северном (1) и южном (2) каньонах Авачинского залива

Характеристик волны	Двухслойная жидкость							
	Январь		Апрель		Июль		Октябрь	
	1	2	1	2	1	2	1	2
λ , км	137	91	128	87,8	28,5	19,7	54,2	40,5
C , м/с	7,38	4,88	6,88	4,71	1,53	1,06	2,91	2,17
Непрерывная стратификация								
Мода 1								
λ , км	102	72,8	93,9	66,7	93,3	67,6	86,8	56,2
C , м/с	2,3	1,65	2,13	1,51	2,12	1,53	1,97	1,28
Мода 2								
λ , км	47,2	26,6	45,6	28,6	46,1	37,4	44,6	36,5
C , м/с	1,07	0,6	1,4	0,65	1,04	0,85	1,01	0,83
Мода 3								
λ , км	28,4	17,7	28,6	19,9	35,8	27,8	34,8	21,3
C , м/с	0,64	0,4	0,65	0,45	0,81	0,63	0,79	0,48

На рисунке 23 представлена модовая структура вертикальной скорости в северном каньоне Авачинского залива. Глубины залегания максимумов вертикальных колебаний первой моды практически не изменяются в течение года ~500 м. Для второй и третьей моды сезонный ход хорошо выражен. Глубина первого максимума второй моды изменяется незначительно и составляет около 200м, глубина второго максимума увеличивается с 800 м до 900 м. Для третьей моды глубина первого максимума варьируется с 250 м до 50 м (летом), второго – с 550 м до 400 м. Глубина третьего максимума уменьшается с 1100 м до 1000 м (лето, осень).

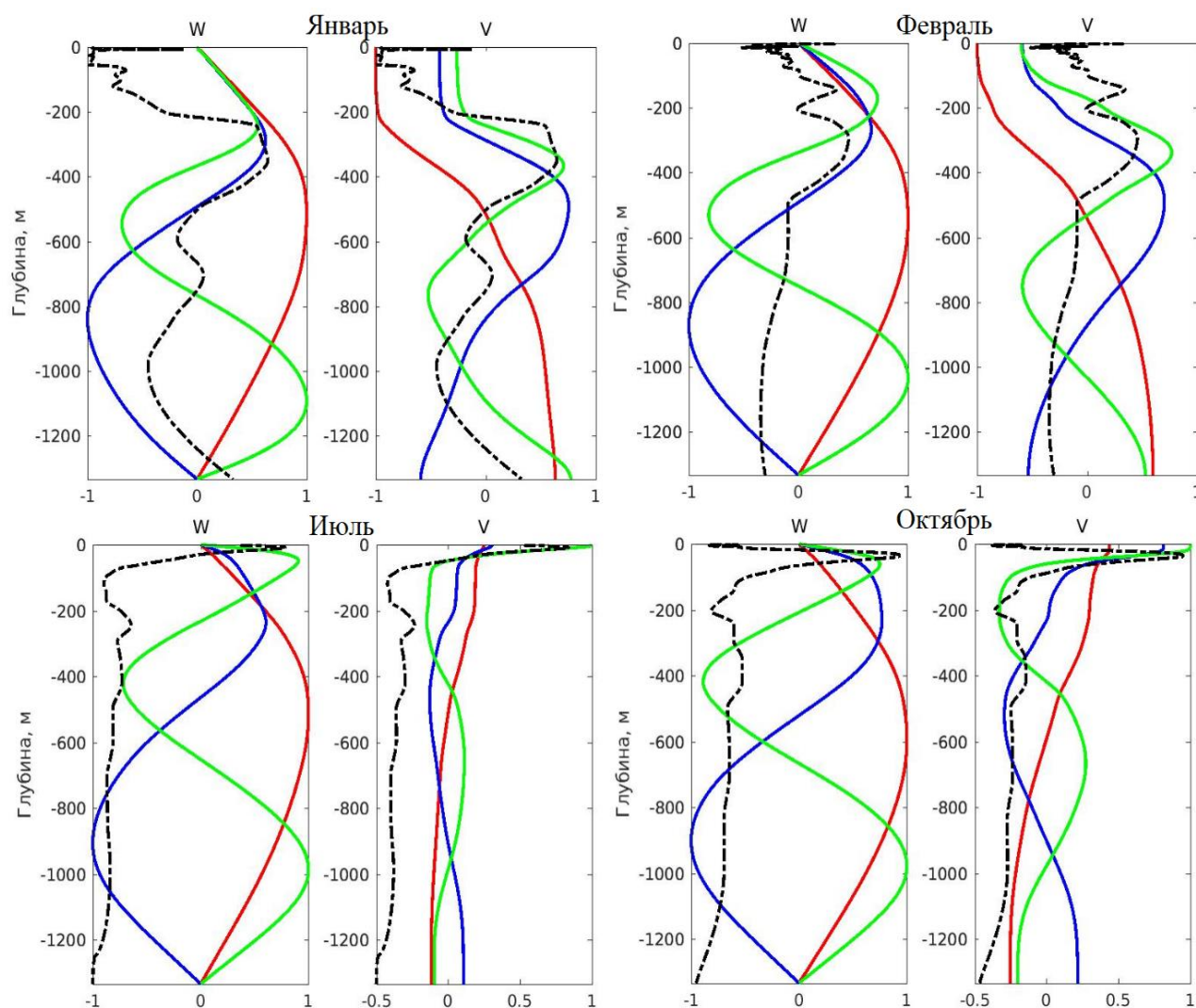


Рисунок 23 Модовая структура вертикальной и горизонтальной скоростей внутренних приливных волн (гармоника M_2) в северном каньоне Авачинского залива для различных сезонов за 2021г. (красная линия – 1-ая мода, синяя – 2-ая мода, зелёная – 3-ая мода)

На рисунке 24 представлена модовая структура в южном каньоне. Природа почти такая же, как и в северном каньоне. Глубины залегания максимумов вертикальных колебаний первой моды практически не изменяются в течение года ~350 м. Для второй и третьей моды сезонный ход хорошо выражен. Глубина первого максимума второй моды меняется с 280 м (январь) до 60м (октябрь); глубина второго – от 550м до 460м. Для третьей моды глубина первого максимума варьируется с 250м до 30м, второго – с 480м до 240м. Глубина третьего максимума изменяется с 610м до 540м.

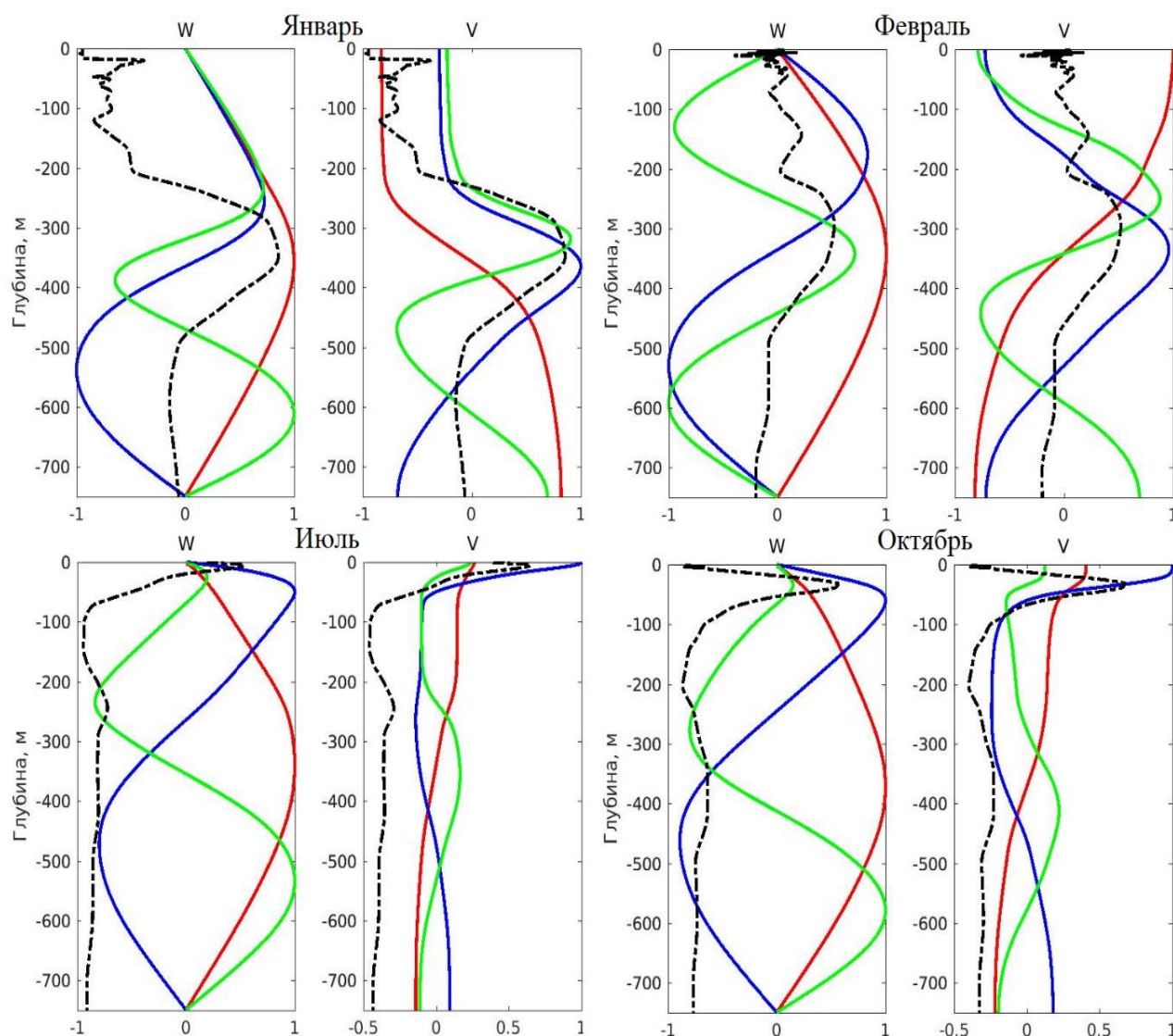


Рисунок 24 Модовая структура вертикальной и горизонтальных скоростей внутренних приливных волн (гармоника M2) в южном каньоне Авачинского залива для различных сезонов за 2021г. (красная линия – 1-ая мода, синяя – 2-ая мода, зелёная – 3-ая мода)

В случае горизонтальных скоростей максимумы для всех мод в обоих каньонах наблюдается на поверхности в летний и осенний периоды. В зимний и весенний периоды максимумы первых мод также приурочены к поверхностному горизонту, а для вторых и третьих мод максимумы отмечаются в толще моря.

В каньонах максимум частоты плавучести в зимне-весеннее время хорошо соотносится с первыми максимумами второй и третьей мод. Для летне-осеннего периода максимум хорошо согласуется на поверхности с первым максимумом третьей вертикальной моды и 3ей (северный каньон) и 2ой (южный каньон) горизонтальных мод

6.2 Оценки по данным контактных наблюдений

Таблица 4 Результаты расчётов кинематических характеристик методом непрерывной стратификации по контактным данным (К) и по данным реанализа (Р)

Характеристики волны M_2	Непрерывная стратификация							
	Станция 6		Станция 11		Станция 15		Станция 12	
	К	Р	К	Р	К	Р	К	Р
Мода 1								
λ , км	143,9	119,4	278,8	136,34	46,3	63,4	43,5	40,47
C , м/с	3,26	2,71	6,32	3,09	1,05	1,44	0,99	0,92
Мода 2								
λ , км	82,16	68,35	139,5	77,39	30,26	39,68	19,08	14,7
C , м/с	1,86	1,55	3,16	1,76	0,69	0,9	0,43	0,33
Мода 3								
λ , км	56,95	46,28	93,92	55,31	18,71	26,68	12,07	10,47
C , м/с	1,29	1,05	2,13	1,25	0,42	0,61	0,27	0,24

На основе данных профилей (реанализ и контактные измерения) были оценены кинематические характеристики внутренних волн (таблица 4) и модовая структура (рисунок 25), при этом контактные профили были проэкстраполированы до дна. Большие различия полученных оценок наблюдаются для глубоководных станций. Можно заметить, что вертикальная структура разных мод хорошо согласуется для двух типов данных, кроме станции №11.

Отличия кинематических характеристик внутренних приливных волн оценённых по данным контактных измерений и реанализа наиболее значительные при использовании метода двухслойного приближения, оценки как длины, так и фазовой скорости могут отличаться более, чем в два раза. При модовом разложении различия между разными исходными данными меньше 7-30% за исключением одной станции.

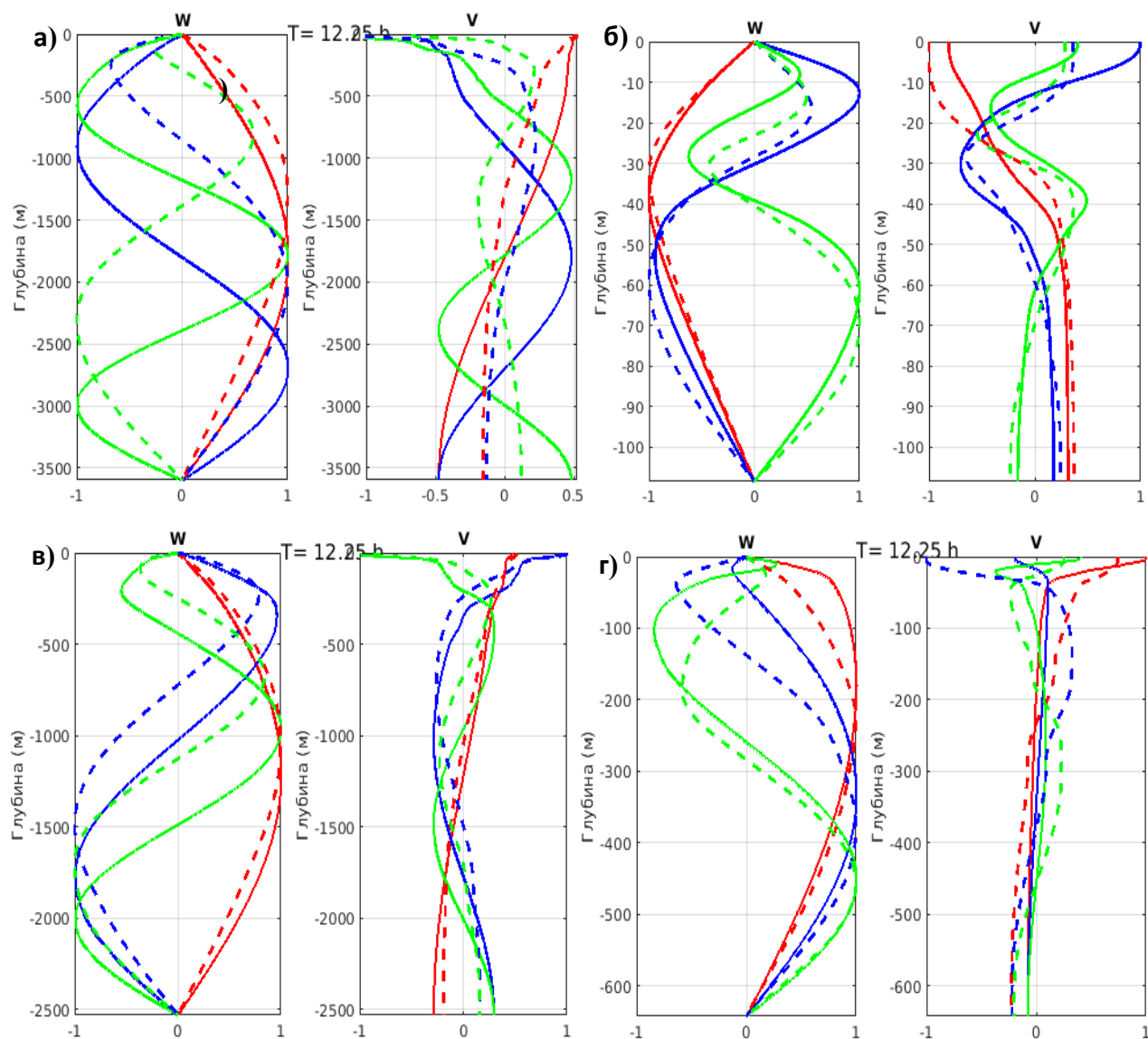


Рисунок 25 Модовая структура вертикальных и горизонтальных скоростей внутренних приливных волн (гармоника M_2) на станциях 6(а), 11(б), 12(в) и 15(г) в Авачинском заливе за 2018г. (сплошная линия – контактные данные наблюдений; пунктир – реанализ; красная линия – 1-ая мода, синяя – 2-ая мода, зелёная – 3-ая мода)

6.3 Косвенное сравнение со спутниковыми данными

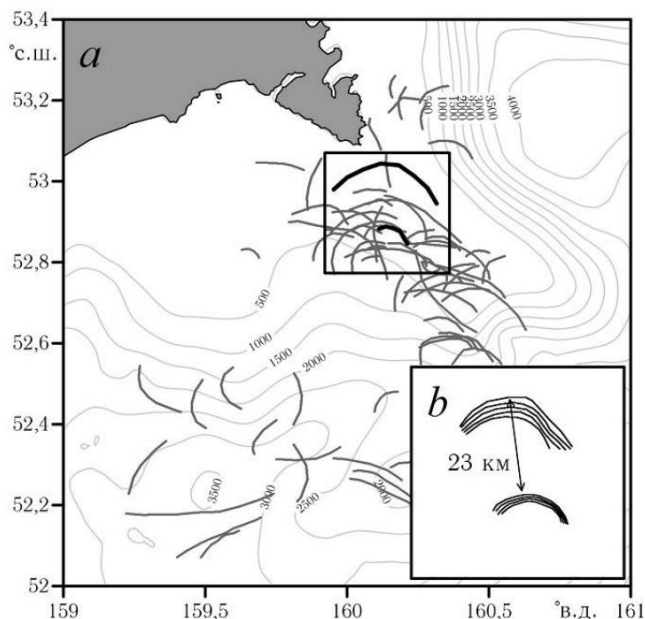


Рисунок 26 Поверхностные проявления ВВ по результатам анализа спутниковых изображений: *a* – положения поверхностных проявлений ВВ на акватории Авачинского залива (серые линии); *b* – увеличенное изображение поверхностных проявлений внутренних волн в выделенной области (черные линии), распространяющихся с приливной периодичностью [16]

Для района исследования по снимкам РЛИ в опубликованной работе [16] была получена косвенная оценка длины внутренней приливной волны (23км), как расстояние между двумя соседними пакетами внутренних короткопериодных волн, распространяющихся в одном направлении, и фазовой скорости (0.6 м/с), как отношение полученной длины волны к периоду приливной волны М2. Зарегистрированные пакеты ближе всего располагались к станциям 12 и 15. Можно отметить, что близкие значения фазовой скорости и длины волны были получены для второй моды по реанализу и контактными данным наблюдений.

Заключение

- Впервые получены оценки сезонной изменчивости кинематических характеристик внутренних приливных волн (M_2) в глубоководных каньонах Авачинского залива Тихого океана по среднемесячным данным реанализа.
- Расчеты производились с помощью двух методов, в приближении двухслойной жидкости и с учетом непрерывной стратификации.
- Кинематические характеристики внутренних приливных волн проявляют значительную внутригодовую изменчивость.
- Для первой моды длины волн варьируются от 56 до 101 км, фазовые скорости от 1.3 м/с до 2.3 м/с. Изменчивость для второй и третьей мод не так значительна: длины волн для второй моды варьируются 36 - 47 км, а для третьей 21 - 28 км; фазовые скорости для второй от 0.8 до 1.1 м/с, а для третьей 0.5-0.6 м/с.
- Глубина залегания максимальных вертикальных колебаний для первой моды практически не меняется, наиболее ярко выражен сезонных ход для верхнего максимума третьей моды, что объясняется появлением сезонного пикноклина.
- Данные контактных измерений и реанализа наиболее значительно отличаются в поверхностном слое моря по солености и по температуре в слоях залегания сезонного термоклина.
- Применимость метода двухслойной жидкости неоправданно для реальной вертикальной стратификации в районе исследования.
- Полученные оценки длин и фазовой скорости внутренних приливных волн M_2 для второй моды хорошо согласуются с косвенными оценками, полученными по спутниковым данным.

Теоретические оценки были получены впервые для района исследования. Результаты, полученные по реанализу в целом, согласуются с оценками по контактными данным наблюдениям, применимость метода двухслойной жидкости неоправданно для реальной вертикальной стратификации. Полученные оценки в районе глубоководных каньонов требуют верификации. Это мотивирует дальнейшие исследования.

Работа прошла апробацию на VII Всероссийской научной конференции молодых учёных «Комплексные исследования Мирового океана» («КИМО-2023»), стендовый доклад, тезисы опубликованы [26], и устный доклад на VIII Научно-технической конференции молодых учёных и специалистов («МАГ-2023»)

Список используемых источников

1. А.И. Варкентин, Д.Я. Саушкина О некоторых вопросах воспроизводства минтая в тихоокеанских водах, прилегающих к Камчатке и северным Курильским островам в 2013–2022 гг. // Труды ВНИРО 2022г. Т.189. С. 105-119
2. GEBCO: [Электронный ресурс] // URL: <https://www.gebco.net> (Дата обращения (10.02.2024))
3. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. IX. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. Б.Х. Глуховского, Н.П. Гоптарева, Ф.С. Терзиева. СПб.: Гидрометеиздат, 2003.
4. Фукс В.Р., Карлин Л.Н., Мичурин А.Н., Голосов В.В. Океанографический атлас южно-Курильского района Тихого океана — СПб.: Издательство С.-Петербургского университета, 1998. —218 с. 192
5. Жуков Л.А. Общая океанология. – Л.: Гидрометиздат. 1976г
6. Internet Archive. WayBackMachine / Regional definition // URL: https://web.archive.org/web/20160303182456/http://www.unep.org/dewa/gwa/areas/reports/r31/regional_definition_giwa_r31.pdf (дата обращения 28.03.2024)
7. В. А. Дубина Течения охотского моря по спутниковым данным и результатам численного моделирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. - 2012г. - Т.9. - №1. – с. 206-212.
8. Истошин Ю.В. Океанография – Л.: Гидрометиздат. 1953г.
9. Думанская И.О. Ледовые условия морей азиатской части России. – М.; Обинск: ИГ-СОЦИН, 2017. – 640 с.
10. Богданов К.Т. Приливы Мирового океана. М.: Наука, 1975г., - 116 с.
11. Богданов К.Т., Мороз В.В. Воды Курило - Камчатского течения и течения Ойясио. Владивосток: Дальнаука, 2004. 140 с.
12. Романенков Д.А., Софьина Е.В., Родикова А.Е. Моделирование баротропного прилива у юго-восточного побережья п-ва Камчатка с учетом

- точности глобальных приливных моделей в северо-западном регионе Тихого океана // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2023. Т. 16, № 4. С. 45–62. doi:10.59887/2073-6673.2023.16(4)-4
13. Мороз В.В. Приливные процессы как доминирующий фактор формирования структуры вод в районе курильской островной гряды // Естественные и технические науки, №4, 2014г. С. 72-73
14. Tomohiro Nakamura, Yasuhiro Kawasaki, Tokihiro Kono, Toshiyuki Awaji Large-amplitude internal waves observed in the Kruzenshtern Strait of the Kuril Island Chain and possible water transport and mixing // / Continental Shelf Research 30 (2010) 598–607
15. К.Д. Сабинин, А.Н. Серебряный “ТОРЯЧИЕ ТОЧКИ” в поле внутренних волн в океане // АКУСТИЧЕСКИМ ЖУРНАЛ. 2007. том 53. № 3. с. 410-436
16. Свергун Е.И., Зимин А.В. Характеристики короткопериодных внутренних волн Авачинского залива по данным экспедиционных и спутниковых наблюдений, выполненных в августе – сентябре 2018 года // Морской гидрофизический журнал. – 2020г. -№3. –с. 300-312
17. Свергун Е.И., Зимин А.В., Лазуткина Е.С. Характеристики проявлений короткопериодных внутренних волн Курило-Камчатского региона по данным спутниковых наблюдений в летний период // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2021. Т. 14, № 1. С. 106–115. doi: 10.7868/S2073667321010111
18. L.M. Mitnik, V.A. Dubina (2012). Satellite SAR sensing of oceanic dynamics in the Kuril Straits area // International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS). 7632-7635. 10.1109/IGARSS.2012.6351860.
19. Tomohiro Nakamura, Toshiyuki Awaji , Takaki Hatayama, Kazunori Akitomo, Takatoshi Takizawa, Tokihiro Kono, Yasuhiro Kawasaki, and Masao Fukasawa // The Generation of Large-Amplitude Unsteady Lee Waves by Subinertial K1 Tidal Flow: A Possible Vertical Mixing Mechanism in the Kuril Straits. Journal of Physical Oceanography - J PHYS OCEANOGR. 30. 1601-1621. 10.1175/1520-0485(2000)030<1601:TGOLAU>2.0.CO;2.

20. А. А. Родионов, А. А. Андросов, В. В. Фофонова, И. С. Кузнецов, Н. Е. Вольцингер Моделирование приливной динамики северных проливов курильской гряды // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. -2021г. - №3. –с. 20-39.
21. Реанализ оперативной системы глобального анализа и прогнозирования океана Меркатора. Copernicus.eu: Copernicus Marine Data Store. / URL: <https://catalogue.marine.copernicus.eu/documents/PUM/CMEMS-GLO-PUM-001-024.pdf> (Дата обращения 05.10.2022).
22. Доронин Ю.П. Динамика океана. – Л.: Гидрометиздат. 1980г. – с.247-253
23. Гилл А. Динамика атмосферы и океана. Том 1.- М.: МИР, 1986г. – с.147-154
24. Klink J. Dynmodes.m—ocean dynamics vertical modes. Woods Hole (MA): Woods Hole Science Center, SEA-MAT, Matlab tools for oceanographic analysis. 1999 / URL: <http://woodshole.er.usgs.gov/operations/sea-mat/index.html> (Дата обращения 10.12.2022).
25. Klink J. Calculation of Vertical Dynamic Ocean Modes. AIMS GFD Ocean Exercises: Exercise 2 / URL: <https://www.eoas.ubc.ca/~sallen/AIMS-workshop/Ex2-DynamicModes.html> (Дата обращения 10.12.2022)
26. Материалы конференции. КИМО-2023 / URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=54167456> – с. 136-137 (Дата обращения 25.10.2023)