

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
(ИМГиГ ДВО РАН)

На правах рукописи

Ковалев Дмитрий Петрович

НАТУРНЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ И МОНИТОРИНГ
ИНФРАГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН ДЛЯ ДИАГНОСТИКИ ОПАСНЫХ
МОРСКИХ ЯВЛЕНИЙ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ НА ПРИМЕРЕ АКВАТОРИЙ
САХАЛИНО-КУРИЛЬСКОГО РЕГИОНА

25.00.29 – физика атмосферы и гидросферы

Диссертация на соискание ученой
степени доктора физико-математических наук

Южно-Сахалинск, 2015

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава 1. Приборное и программное обеспечение исследований гидродинамики в прибрежной зоне моря	16
1.1. Приборное обеспечение экспериментов	16
1.2. Портативные измерители волнения.....	22
1.3. Проблемы регистрации ветрового волнения донным датчиком гидростатического давления.....	38
1.3.1. Пересчет пульсаций гидростатического давления в параметры поверхностного волнения	40
1.3.2. Дискретизация записи ветрового волнения	43
1.4. Программа визуализации и расчета спектральных характеристик	48
Основные выводы главы 1.....	50
Глава 2. Изучение ветрового волнения и условий формирования инфра- гравитационных волн в прибрежной зоне островов Сахалин и Кунашир.....	52
2.1. Инфравитационные и краевые волны в прибрежной зоне моря .	52
2.2. Исследование трансформации ветрового волнения и зыби у юго-восточного побережья острова Сахалин	66
2.2.1. Описание эксперимента и полученного материала	66
2.2.2. Анализ данных наблюдений.....	69
2.2.3. Групповая структура волнения	74
2.3. Изучение волнения в Южно-Курильской бухте.....	84
2.3.1. Анализ высокочастотных колебаний.....	84
2.3.2. Групповая структура волнения	89
2.4. Анализ волнения при прохождении циклонов над южной частью о. Сахалин	92
2.4.1. Используемые данные и методы исследования.....	92
2.4.2. Анализ результатов наблюдений	93
2.5. Режим волнения в прибрежной зоне о. Сахалин.....	102
Основные выводы главы 2.....	109
Глава 3. Исследование явления тягуна и нагонно-сгонных явлений у берегов о. Сахалин.....	111
3.1. Экспериментальные исследования явления тягуна в основных портах Сахалинской области.....	111
3.1.1. Проявление тягуна в бухте порта Холмск	115
3.1.2. Изучение волновых процессов в порту Корсаков	123
3.1.3. Исследование тягуна в Южно-Курильской бухте	126
3.1.4. Экспериментальные исследования тягуна в порту Углегорск	130
3.2. Сгонно-нагонный режим в южной части о. Сахалин	134
3.3. Экстремальный сгон и нагон у южного побережья острова.....	141
3.4. Штормовой нагон 22-23 ноября 2006 г. в районе г. Холмск.....	148

Основные выводы главы 3	152
Глава 4. Сейшевые колебания в заливах и бухтах Дальневосточного побережья России	156
4.1. Сейшевые колебания в заливах, бухтах и гаванях	156
4.2. Сейши в бухтах южных Курильских островов	167
4.2.1. Организация эксперимента и характеристика полученных материалов	167
4.2.2. Анализ данных мониторинга в южной части Курильской гряды	171
4.3. Изучение особенностей длинноволновых движений в Южно-Курильской бухте	180
4.4. Изучение резонансных колебаний в бухте порта Холмск	184
4.5. Экспериментальные исследования сейшевых колебаний вблизи портовых пунктов западного побережья о. Сахалин	193
4.5.1. Организация измерений	194
4.5.2. Анализ полученных данных	195
4.6. Изучение резонансных колебаний в порту г. Корсаков	203
4.7. Изучение аномальных колебаний уровня и температуры в бухте Витязь	212
Основные выводы главы 4	217
Глава 5. Исследовательский мониторинг волн цунами на о. Сахалин и Курильских островах	221
5.1. Проявление цунами на юго-западном побережье о. Сахалин	221
5.1.1. Организация наблюдений в порту г. Холмск	224
5.1.2. Регистрация цунами	226
5.1.3. Влияние собственных колебаний на формирование цунами	229
5.2. Невельское цунами 2 августа 2007 года	232
5.3. Анализ волн цунами в порту Корсаков	237
5.4. Регистрация длинных волн в диапазоне периодов цунами в районе Курильской гряды на разнесенной сети станций	238
5.4.1. Спектральный анализ полученных записей	241
5.5. Проявление цунами на Тихоокеанском побережье России по инструментальным измерениям 2009-2010 годов	246
Основные выводы главы 5	254
Глава 6. Исследование особенностей длинноволновых колебаний уровня в диапазоне периодов цунами в прибрежной зоне о. Сахалин и южных Курильских островов	257
6.1. Аналитическая модель длинных волн в краевой области океана	258
6.2. Возбуждение краевых волн атмосферными возмущениями на юго-восточном шельфе о. Сахалин	261
6.2.1. Описание эксперимента и полученного материала	261
6.2.2. Анализ данных наблюдений	264
6.3. Распространение метеоцунами у побережья о. Сахалин	268
6.4. Метеоцунами 2009 г. в районе Курильских островов	274

Основные выводы главы 6.....	278
Заключение.....	280
Список использованных источников.....	284

ВВЕДЕНИЕ

Интерес к изучению волновых процессов в прибрежной зоне морей, и в особенности дальневосточных, подверженных частым и сильными штормам, обусловлен в первую очередь практическими задачами - развитием нефтегазового комплекса в зоне шельфа, который требует детального исследования динамических процессов у берегов в местах предполагаемой постановки буровых платформ и добывающего оборудования, прокладки трубопроводов, а также размывом берегов и, в связи с этим, угрозой поселкам, авто и железным дорогам, расположенным вблизи берега.

Изучение динамических процессов у берегов необходимо и для традиционных видов морской деятельности человека – морского транспорта и рыбного промысла, для обеспечения безопасности существующих прибрежных промышленных объектов (в еще большей степени это относится к вопросу развития транспортной инфраструктуры, оптимальному в смысле меньшего риска воздействия морских волн, размещению новых сооружений). Функционирование портов островной Сахалинской области, в особенности обеспечивающих работу паромной железнодорожной переправы, для которой важна точная стыковка рельс, в самой значительной мере должно опираться на исследование резонансных колебаний и опасных явлений в заливах и портовых бухтах. И при проектировании соответствующих объектов, необходимы характеристики волнения и опасных морских явлений.

Серьезную опасность представляют ветровые волны и зыбь, трансформирующиеся в узкой прибрежной полосе и способствующие возникновению инфрагравитационных (ИГ) волн и разрывных течений, с которыми связаны перемещения донных осадков, изменения донного рельефа и другие литодинамические процессы, имеющие особенное значение для мест прокладки подводных трубопроводов, их выходов на берег, и установки добывающих платформ на шельфе. Изучение этих процессов является достаточно сложной проблемой.

Крупные неоднородности береговой линии, такие как заливы, бухты и прочее, приводят к образованию собственных систем стоячих колебаний,

параметры которых определяются геометрией соответствующей акватории и рельефом дна. Исследование таких резонансных колебаний (сейш) в водоемах с открытой внешней границей представляет интерес в связи с угрозой цунами – необходимостью учета резонансных особенностей различных акваторий.

Сейши играют важную роль в динамике заливов или бухт и оказывают значительное влияние на условия работы расположенных на их побережье портов и других промышленных объектов. Для побережья Курильских островов и несколько в меньшей степени для Сахалина эти собственные колебания ассоциируются, прежде всего, с проблемой цунами – для большинства бухт их резонансные периоды близки к характерным периодам проявления волн цунами (от нескольких минут до нескольких часов), вследствие чего цунами проявляется в них, прежде всего, как резкое усиление сейш (подробный обзор приведен в [Рабинович, 1993]). Так, например, во время цунами 23.02.1980 г. волны внутри Малокурильской бухты усилились почти в пять раз по сравнению с внешним шельфом и имели практически тот же, что и период основного спектрального максимума колебаний уровня для этой бухты [Рабинович, 1993].

Другое опасное морское явление вызывающее возвратно-поступательные движения воды и приводящее к подвижке и повреждению судов, обрыву якорей и швартовых, разрушению причалов [Ветер, 1986; Лабзовский, 1971; Рабинович, 1993; Райхлен, 1970] даже в хорошо защищенных портах получило название тягуна.

Исследователями тягуна было установлено, что ему практически всегда сопутствует штормовое волнение или сильная зыбь на подходе к гавани [Ветер, 1986; Лабзовский, 1971; Рабинович, 1993; Darbyshire, 1963]. Измерения колебаний уровня моря в гаванях [Рабинович, 1993] показали, что характерные периоды тягуна – 0,5 - 4 минуты, хотя в отдельных случаях наблюдались периоды даже до 20 мин.

Явление тягуна вызывают короткопериодные инфрагравитационные волны, формирующиеся в результате трансформации ветрового волнения, когда характерные периоды огибающих волновых пакетов совпадают или близки к собственным периодам акватории порта [Рабинович, 1993]. К тому же, резонансное возбуждение интенсивных инфрагравитационных волн во внешней акватории (на

прилегающем участке шельфа), или совпадение одного из собственных периодов внешней и внутренней акваторий, способствует усилению характерных для тягуна волновых движений в порту.

Крупномасштабные повышения уровня моря, обусловленные действием ветра и падением приземного атмосферного давления при прохождении над акваторией моря глубоких циклонов или тайфунов – штормовые нагоны, сами по себе вызывают затопление прибрежных участков, а на фоне повышения уровня моря резко усиливается действие штормового волнения. Нагоны представляют серьезную опасность для южного и юго-западного побережья о. Сахалин. Недостаточный учет возможных нагонных волн привел, например, к тому, что мощные волнозащитные приспособления и специальное бетонное берегоукрепление из тетраэдров, защищающее железнодорожную станцию Холмск-сортировочная, после воздействия двух штормовых нагонов в течение 1990 года (в апреле и в ноябре) на некоторых участках были разрушены и железнодорожное полотно получило повреждения.

Существуют и другие типы опасных морских явлений, могущих привести к серьезным разрушениям прибрежных сооружений и значительным экологическим последствиям, проявление которых зависит от конкретного рельефа побережья и метеоусловий. Поэтому необходимы детальные исследования волновых процессов в диапазоне волн опасных морских явлений в прибрежных районах дальневосточного региона, Сахалинской области и выявление физических особенностей и механизмов генерации этих процессов, их пространственной и временной изменчивости, влияния на жизнедеятельность человека. Основным средством достижения данной цели является проведение натурных экспериментов.

Традиционный способ измерения колебаний уровня моря при помощи береговых мареографов ориентирован на сравнительно длинноволновые процессы – приливы и сгонно-нагонные вариации, поэтому возможность использования получаемых записей для изучения сейш весьма ограничена. В некоторых случаях для исследования собственных колебаний осуществляется оцифровка мареограмм – этот метод является основным при определении характеристик цунами. Однако при таком подходе неизбежны погрешности, в особенности для коротких периодов. В частности, принципиально невозможно исследовать явление тягуна.

Следует отметить, что возможность генерации опасных волн зависит от конкретного рельефа и поэтому нельзя ограничиваться какими-то средними по региону или даже району оценками опасных явлений. В принципе, необходима установка измерительных комплексов для наблюдения за состоянием морской поверхности с возможностью визуализации результатов измерений в управлении порта и выдачи информации в центры предупреждения об опасных явлениях и МЧС для непосредственного наблюдения.

Наиболее эффективным способом изучения морских опасных явлений и оценки их режимно-статистических характеристик, которые необходимы для безопасного проектирования промышленных объектов на побережье и портовых гидротехнических сооружений, является проведение экспериментальных измерений волновых процессов непосредственно в районе планируемого строительства.

Измерения вблизи берега, особенно в районах, где сравнительно часто возникают штормовые ситуации, представляют большую сложность. Одним из средств для регистрации волновых процессов на небольшом удалении от берега являются кабельные донные станции, снабженные датчиками гидростатического давления. Как показали наши наблюдения на п-ове Камчатка [Kovalev et al., 1991], подобные системы могут сохраняться в течение достаточно продолжительного времени, причем давление на дне в наибольшей степени характеризуют нагрузки на подводные трубопроводы. В то же время, автономные приборы позволяют провести более детальный эксперимент и устанавливать регистраторы волнения в местах, где невозможна постановка кабельных приборов. Поэтому без них зачастую нельзя обойтись при проведении натурных наблюдений.

Важность теоретических и экспериментальных исследований особенностей волновых процессов в прибрежной зоне моря, оказывающих существенное влияние на динамику океана, перенос масс, эрозию берегов, определяющих безопасность производственной деятельности человека на шельфе и прилегающем побережье, а также многочисленные нужды практики определяют актуальность данной работы.

Настоящая работа выполнена в соответствии с планом научно-исследовательских работ ИМГиГ ДВО РАН по теме: «Цунами и моретрясения: физика очага, особенности проявления у побережья, модели цунамиактивности и

методы оценки риска. Совершенствование системы предупреждения цунами», № госрегистрации 01.2.006 11029, по программе фундаментальных научных исследований Российской академии наук на 2008 - 2012 годы «Мировой океан - физические, химические и биологические процессы, геология, геодинамика и минеральные ресурсы океанской литосферы, роль океана в формировании климата Земли», по теме «Экспериментальное исследование опасных морских явлений метеорологической природы», № госрегистрации 01.2.009 51749, и теме «Цунами и штормовые нагоны: оценки опасности, особенности проявлений и воздействие на берега».

Важность теоретических и экспериментальных исследований особенностей волновых процессов в прибрежной зоне моря, оказывающих существенное влияние на динамику океана, перенос масс, эрозию берегов, определяющих безопасность деятельности человека на шельфе и прилегающем побережье, а также многочисленные нужды практики определяют актуальность данной работы.

Целью исследований является экспериментальное изучение инфрагравитационных волн в прибрежной зоне моря для диагностики опасных морских явлений, которые могут представлять серьезную опасность для прибрежных населенных пунктов. При этом ставились следующие задачи: 1) определить требования к измерительным средствам, позволяющие создать оптимальные измерительные комплексы предназначенным для измерения волн в прибрежной зоне и на основе этих требований разработать недорогие и простые в эксплуатации регистраторы волнения с длительностью записи до одного года; 2) провести длительные наблюдения за колебаниями уровня моря в широком частотном диапазоне разнесенной сетью приборов с синхронной регистрацией атмосферных процессов цифровыми метеостанциями; 3) выполнить исследование условий формирования инфрагравитационных волн в прибрежной зоне, ответственных за разрушения берегов, и явления тягуна в основных портах Сахалинской области; 4) выполнить анализ динамики волновых процессов при прохождении глубоких циклонов; 5) по полученным натурным данным провести изучение сгонно-нагонных явлений и условий их формирования в южной части о. Сахалин; 6) провести изучение собственных колебаний в прибрежной зоне дальневосточного побережья России и определить возможности резонансного

усиления проходящих волн и длительность звучания цунами; 7) проводить исследовательский мониторинг волн цунами на тихоокеанском побережье России; 8) выявление особенностей длинноволновых процессов в диапазоне периодов цунами на шельфе о. Сахалин и южных Курильских островов.

Научная новизна диссертационной работы заключается, прежде всего, в детальном экспериментальном исследовании характера и особенностей волновых процессов в прибрежной зоне моря на разнесенной сети регистраторов волнения (станций) в широком диапазоне периодов от единиц секунд. В результате такого исследования удалось выяснить, что при прохождении глубоких циклонов над местом установки происходит существенное – до 3-х порядков увеличение энергии волновых движений в диапазоне инфрагравитационных волн и образование модового, дискретного спектра.

Впервые по точным цифровым записям колебаний уровня моря удалось определить параметры длинных волн при нагоне, сгоне и, как показал анализ скорости ветра в районах наблюдений, установить, что развитию этих опасных явлений предшествует продолжительный – от 6 до 10 часов, ветер вдольберегового направления со скоростью от 3-7 м/с и более.

Показано, что прохождение циклона над северной частью о. Сахалин и снижение его скорости движения при выходе в Охотское море способствует развитию длительных ветров западного направления, а это, в свою очередь, может быть причиной сильного сгона на юго-восточном побережье острова.

Анализ данных наблюдений для четырех пунктов Курильских островов, портовых пунктов западного побережья о. Сахалин и порта Корсаков показал, что сейши играют определяющую роль в формировании спектра длинных волн на акваториях указанных бухт и портов. Установлено, что периоды фоновых вариаций уровня, выделяющиеся по данным наблюдений, хорошо согласуются с периодами волн цунами, зарегистрированными в этих пунктах, и может происходить значительное усиление проходящих волн цунами на резонансных частотах.

Экспериментальные исследования колебаний уровня моря на выставленной в районе южных Курильских островов группе станций позволили провести высокоточную регистрацию волн цунами от разноудаленных источников, выявить их особенности и возможности усиления. Впервые детально проведено

экспериментальное исследование групповой структуры волновых процессов и оценена возможность генерации ими краевых волн, распространяющихся вдоль берега. Показано, что пик энергетического спектра огибающей пакетов волн соответствует вынужденным инфрагравитационным волнам, образующимся в результате нелинейной трансформации волн зыби.

Проведены исследования условий возникновения явления тягуна в основных портах Сахалина и Курил. Показано, что интенсивность колебаний на периодах тягуна значимо возрастает в штормовую погоду, что указывает их инфрагравитационную природу вследствие наличия явной связи с волнением на море. Анализ результатов натуральных экспериментов позволил заключить, что наибольшую опасность для находящихся в портах судов может представлять явление тягуна, связанное с одно- и двухузловыми продольными и поперечными сейшми гаваней, которые проявляется, как правило, при увеличении интенсивности волнения на внешней акватории.

Детальный анализ длинноволновых колебаний в диапазоне периодов цунами в моменты повышения энергии длинноволнового фона, не связанные по времени с прохождением циклона над районом измерения, позволил выявить волны, которые можно отнести к разряду "метеоцунами". Изучение особенностей динамики длинноволновых процессов в моменты повышения энергии колебаний в диапазоне периодов цунами, изменчивости спектральных и взаимно спектральных характеристик имеет важное значение при решении проблемы выделения сигнала (цунами) на фоне естественного длинноволнового шума и более точной оценки высоты волны на заданном участке побережья в случае регистрации цунами удаленной донной станцией.

Важным результатом работы является подтверждение правильности выбранных концепций построения аппаратуры полученными натурными данными, обработка которых доказала правильность критериев и технических решений, принятых при создании приборов.

Сами наблюдения за волновыми процессами большой продолжительности, высокой точности и дискретности в прибрежной зоне северо-западной части Тихого океана, полученные, в том числе и с использованием разработанных комплексов и автономных приборов, являются новыми.

Практическая ценность результатов работы заключается с одной стороны в разработанных приборах, не имеющих аналогов в России, которые помимо своего основного назначения – регистрации волнения, могут использоваться в различных областях науки и промышленности. Так, например, кабельный комплекс с соответствующими метео и гидрофизическим датчиками для наблюдения за изменением уровня моря или реки с целью своевременного оповещения о возможном критическом подъеме уровня. Данные о возможных опасных морских явлениях, полученные в результате экспериментальных наблюдений и выводы об условиях возможности генерации опасного волнения необходимы для работы служб предупреждения населения о наступлении жизненно опасных ситуаций. Результаты анализа условий возникновения тягуна в основных портах Сахалина, позволят вовремя вывести суда из портовых бухт и предотвратить порчу судов и поломку пирсов и пирсового оборудования. Знания о возможном резонансном усилении сейшевых колебаний в бухтах и удаленности источника позволят в случае возникновения цунами оценить возможность объявления тревоги и, тем самым, уменьшить вред от этого грозного явления.

Достоверность полученных результатов. Использованные в работе материалы натуральных наблюдений за колебаниями уровня моря (при дистанционных и контактных измерениях) отличались надежностью и высоким качеством. Точность измерений, синхронная регистрация длинноволновых процессов в нескольких точках шельфа, большая длительность записей позволили получить надежные оценки. Достоверность полученных результатов анализа экспериментальных материалов подтверждается аналитическими расчетами и результатами численного моделирования, сопоставлением с другими опубликованными результатами.

Апробация. Результаты работы докладывались на конференциях различного уровня: Всероссийская научная конференция с международным участием, Южно-Сахалинск, 2015 г.; V конференция молодых ученых «Океанологические исследования», Владивосток, 2011 г.; Научная конференция посвященная 65-летию ИМГиГ ДВО РАН «Гидродинамические процессы и природные катастрофы в дальневосточном регионе», Южно-Сахалинск, 2011 г.; X Всероссийская конференция «Прикладные технологии гидроакустики и

гидрофизики», Санкт-Петербург, 2010 г.; 19 International Offshore and Polar Engineering Conference (ISOPE 2009), Osaka, Japan, 2009; 24th International Tsunami Symposium of the IUGG Tsunami Commission, Novosibirsk, Russia, 2009; Генеральная ассамблея Европейского Геофизического Союза, Вена, Австрия, 2008; 22st International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice., Mombetsu, Hokkaido, Japan, 2007; 21st International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice. Mombetsu, Hokkaido, Japan, 2006; General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics, Sapporo, 2003.

Публикации. Основные результаты диссертации опубликованы в 44 работах из них 15 статей в реферируемых журналах списка ВАК, 3 лично, остальные в соавторстве. Соискатель является соавтором монографии «Техника исследования опасных морских явлений в прибрежной зоне океана», Владивосток, Дальнаука, 2010г., и раздела в монографии «Невельское землетрясение и цунами 2 августа 2007 года, о. Сахалин». Отв.ред. Б.В. Левин, И.Н. Тихонов М.: "Янус-К", 2009, раздел 7.3.

Результаты работы вошли в заключительный отчет о НИР (2001-2005 гг.), «Комплексные исследования и разработка методов прогноза опасных природных явлений в океане: цунами и моретрясений», № ГР 01.2.00611029, 2006, Южно-Сахалинск, ИМГиГ ДВО РАН; заключительный отчет НИР (2006-2008), «Цунами и моретрясения: физика очага, особенности проявления у побережья, модели цунамиактивности и методы оценки риска. Совершенствование системы предупреждения цунами», № ГР.- 01.2.00611029, 2008, Южно-Сахалинск, ИМГиГ ДВО РАН; заключительный отчет НИР (2009-2011) «Экспериментальное исследование опасных морских явлений метеорологической природы», № Г.Р. 01200951749, 2011, Южно-Сахалинск, ИМГиГ ДВО РАН; 10-III-B-07-153, 10-III-D-07-025, грантов РАН и ДВО РАН; 09-05-00591, 08-05-05-006-б, 08-05-01805-э_б, 08-05-10063-к грантов РФФИ

Преимущественно коллективный характер исследований обусловлен их экспериментальной направленностью, получением и обработкой материалов инструментальных измерений – поэтому большая часть полученных результатов опубликована совместно с коллегами по работе. Автор принимал непосредственное участие в разработке аппаратуры, организации и проведении экспедиционных

работ с целью выполнения наблюдений, осуществлял техническое обеспечение и поддержку, считывание информации с регистраторов волнения, а также выполнял анализ данных наблюдений и их физическую интерпретацию с применением аналитических, эмпирических или численных моделей.

Структура работы. Диссертационная работа состоит из введения, шести глав, заключения и списка литературы, который включает 237 наименований. Работа изложена на 305 страницах текста, содержит 142 рисунка и 7 таблиц.

Защищаемые положения

1. На основе анализа регистрируемых параметров волнения и его спектральных характеристик разработаны оптимальные кабельные и автономные измерители волнения с существенно более широким диапазоном регистрации волнения, а также способы применения датчиков придонного гидростатического давления для изучения волновых процессов в прибрежной зоне моря.

2. Показано, что прохождение глубоких циклонов вызывает резкое увеличение энергии в диапазоне существования ИГ волн на 1,5 - 3 порядка, по сравнению с тихой погодой и приводит к образованию модового, дискретного спектра. Также происходит расширение диапазона генерируемых ИГ волн в сторону более длинных периодов с хорошо выраженной низкочастотной границей около 260 с.

3. Установлена инфрагравитационная природа тягуна, вследствие наличия связи с волнением на море. В штормовую погоду происходит значительное увеличение энергии в диапазоне существования явления тягуна - более чем на порядок, которое способствует формированию режима возвратно-поступательных движений воды для основных портовых бухт.

4. Впервые определены параметры длинных волн при нагоне и сгоне по точным цифровым записям колебаний уровня моря. Установлены условия развития опасного нагона или сгона и показано, что прохождение циклона над северной частью о. Сахалин, может быть причиной экстремального сгона на юго-восточном побережье острова в районе пос. Взморье с редкой повторяемостью.

5. По данным многолетнего мониторинга сейш для четырех пунктов Курильских островов, портовых пунктов западного побережья о. Сахалин и порта Корсаков оценена возможность усиления проходящих волн и длительность

значительных колебаний уровня на основании изучения частотно-избирательных свойств конкретных акваторий.

6. На основании выявленных особенностей формирования волнового поля в диапазоне периодов цунами, как при обычных, так и экстремальных условиях, полученных с использованием данных натурных измерений в южной части Курильской гряды на разнесенной группе станций, показана возможность выделения сигнала цунами на фоне естественного длинноволнового шума.

ГЛАВА 1. ПРИБОРНОЕ И ПРОГРАММНОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ ГИДРОДИНАМИКИ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ МОРЯ

1.1. Приборное обеспечение экспериментов

Современные работы по изучению литодинамических процессов в прибрежной зоне моря [Леонтьев, 2001] предполагают точные знания о характере волнения (преобладающих высотах и периодов волн), а также об образовании в результате его трансформации в зоне прибрежного мелководья длинных волн инфрагравитационной природы (прибойных биений). Прибойные биения, наряду с волнением, оказывают существенное влияние на перемещение наносов в прибрежных районах.

Институт морской геологии и геофизики проводит мониторинг волнения в прибрежной зоне Дальневосточных морей в районах подверженных размыву берегов с использованием разработанных кабельных комплексов и автономных регистраторов волнения. Анализ используемых зарубежных, отечественных и ранее разработанных в ИМГиГ приборных комплексов, предназначенных для регистрации волновых процессов в прибрежной зоне, показал, что в зависимости от условий и целей натурального эксперимента, рельефа побережья и вида прибрежных наносов в зоне перехода суша-море в настоящее время наиболее приемлемым является использование кабельных или автономных регистраторов волнения.

Кабельные комплексы на базе персонального компьютера с использованием серийно выпускаемых модулей являются наиболее предпочтительными при проведении длительных регистраций, позволяют оперативно обрабатывать получаемую информацию, в случае обрыва донного датчика или кабельной линии не происходит потери ранее полученных данных. Однако их установка на больших расстояниях от берега достаточно дорогостоящая, а в местах побережья со скальным или гравийным покрытием даже в случае прокладки траншеи приводит к быстрому обрыву кабельной линии связи даже из бронированного кабеля.

Тем не менее, при установке кабельного комплекса в портовых бухтах, возможно реализовать все его достоинства. Поэтому рассмотрим этот тип

регистраторов волнения. Первая модель такого кабельного комплекса была разработана в ИМГиГ на базе персонального компьютера с использованием многоканального модуля таймера-счетчика Advantech PCI-1780 [Ковалев, Дущенко, 2003]. При разработке комплекса учитывались и ценовые характеристики используемых компонентов, как важный параметр при массовом применении, поскольку на их основе предполагается создание сети исследовательского мониторинга за волнением на море и метеообстановкой.

Разработанный приборный комплекс позволяет проводить синхронную регистрацию флуктуаций уровня моря в нескольких точках прибрежной зоны на удалении от берега до 5 км с использованием донных кабельных пьезорезонансных датчиков гидростатического давления и передавать информацию по одножильному грузонесущему кабелю, а также осуществлять запись параметров ветра и температуры воздуха, что необходимо при изучении воздействия атмосферных возмущений на состояние моря. Для этого к комплексу подключается серийно выпускаемая метеостанция типа WS 2300 или микробарограф ООО СКТБ «ЭЛПА», г. Углич.

На рис. 1.1 приведена структурная схема измерительного комплекса, разработанного в ИМГиГ, а на рис. 1.2 фотография кабельного пьезорезонансного датчика гидростатического давления. Таким комплексом проводились регистрации в Корсакове, Холмске, Южно-Курильске и в районе м. Острый на юго-восточном побережье о. Сахалин. Образцы записей приведены в соответствующих разделах настоящей работы. Для исследований возмущений волнового поля атмосферными явлениями к комплексу может подключаться метеостанция WS 2300, потребляющая незначительную энергию.

Основные параметры разработанного комплекса:

- количество каналов регистрации уровня и температуры воды 8
- интервал дискретности уровня (давления) от 1 с;
- интервал дискретности скорости и направления ветра от 1 мин;
- относительная погрешность измерения придонного давления 0,1 %;
- длина телеметрической кабельной линии связи до 5 км;
- данные по уровню накапливаются в виде суточных файлов.

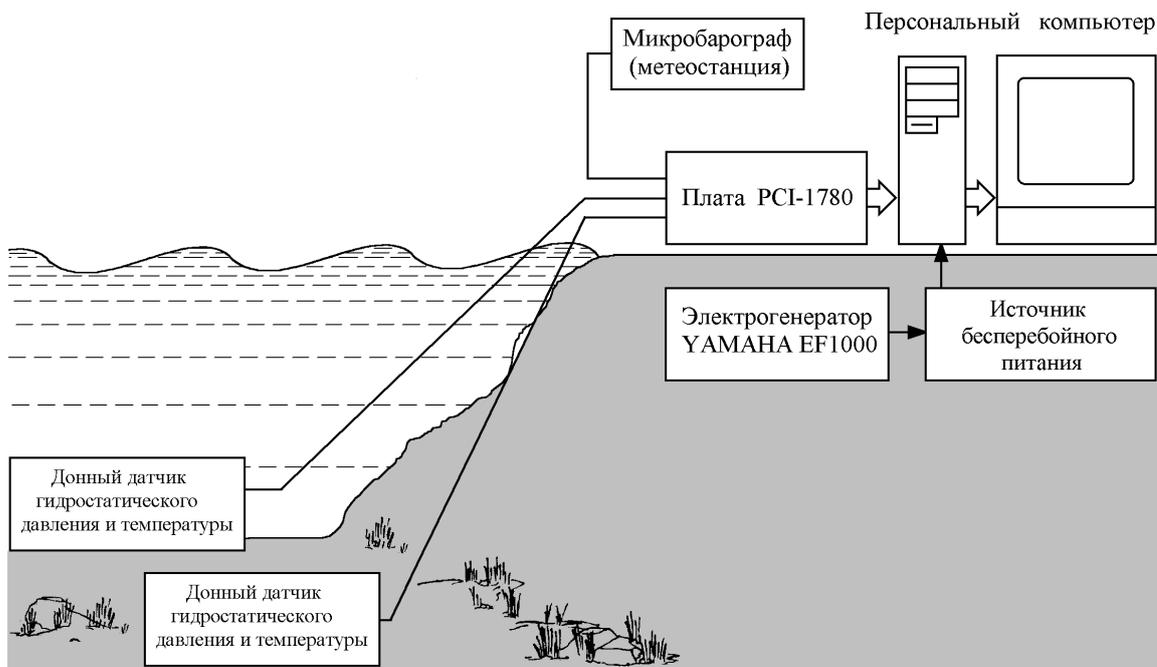


Рис.1.1. Структурная схема измерительного комплекса, разработанного в ИМГиГ.



Рис.1.2. Кабельный пьезорезонансный датчик гидростатического давления.

В местах, где существуют проблемы с энергообеспечением кабельного комплекса, в качестве персонального компьютера используются ноутбук или одноплатный компьютер "Тион", изготавливаемый ЗАО "Завод Электрооборудования" [Одноплатные компьютеры, <http://www.zao-zeo.ru/>], построенный на базе процессора ARM9 (EP9315 Cirrus Logic) и работающий под управлением операционной системы Linux. Компьютер Тион входит в состав аппаратно-программной платформы Сириус, представляющей собой полноценный

компьютер со всеми соответствующими атрибутами: память, периферия ввода-вывода, TFT экран, сенсорная панель, интерфейсы с внешними накопителями, операционная система. Графическая оболочка Opie 1.2, работающая под управлением Linux, превращает Сириус в планшетный компьютер. Приборный комплекс на базе такого компьютера был установлен в порту г. Корсаков в 2004 г., где проработал более года. В нем проверялась также возможность использовать передачу данных по каналам связи с использованием GPRS модема.

Следует отметить, что поскольку измерительные кабельные комплексы с использованием компьютер "Тион" компьютеры не рассчитаны на присоединение дополнительной платы таймера-счетчика, к ним через USB порт подключается частотомер USBcount50 фирмы Elan Digital Systems или специально разработанный 4-х канальный частотомер.

Зарубежные производители также изготавливают кабельные (береговые) приборные комплексы. Их основные типы и параметры приведены в таблице 3.4. работы [Ковалев, Ковалев 2010]. Для сравнения рассмотрим портативный кабельных измеритель колебаний уровня - портативный мареограф Model 740, производимый компанией Valeport Ltd. [Сайт Valeport Ltd.], один из наиболее подходящих для проведения измерений волнения в прибрежной зоне.

Основные характеристики мареографа:

- продолжительность работы более чем 2 года;
- устанавливаемая пользователем дискретность измерений;
- легко устанавливается;
- данные могут передаваться по радиотелеметрической линии связи;
- крепкий титановый корпус преобразователя;
- программное обеспечение Windows;
- крупноформатная таблица совместимые данные;
- компактный корпус.

Model 740 – компактный и недорогой мареограф / регистратор уровня воды, предназначенный для случаев, когда пользователю требуется только точная регистрация высоты уровня воды, а не многих параметров, которые позволяет записывать сложная система Model 710. Model 740 проста в установке, как для краткосрочных наблюдений, так и для длительных наблюдений.

Измерительный комплекс состоит из преобразователя и регистратора. Преобразователь помещен в коррозионостойкий титановый корпус размерами 18 мм диаметром и длиной 80 мм. Его внутренняя полость соединена через капилляр с атмосферой (так называемый, вентилируемый корпус), связанный через 20 м кабель с береговым регистратором, в котором находится батарея питания.

Схема регистратора устанавливается в водонепроницаемый корпус (по IP67 30 с на глубине 0,5 м) из черного анодированного алюминия. Его размеры – 47 мм х 110 мм х 235 мм, а вес составляет 1,7 кг вместе с батареями. Регистратор питается от четырех элементов типа "D", что позволяет при использовании твердотельной памяти объемом 128 кбайт проводить регистрацию колебаний уровня в течение более чем 900 дней при цикле измерений 20 минут с 10 с интервалом измерения и записывать при этом более 65000 отсчетов.

Исходные данные выбираются с частотой 4 Гц и осредняются за период измерения, который может устанавливаться от 1 до 60 секунд. Продолжительность цикла измерения может изменяться от 5 до 1440 минут с шагом в 1 минуту. Длина интервала измерения, длительность цикла, задержки времени включения и информационный файл устанавливаются с использованием прилагаемого пакет программ ПК TideLogTM. Эти программы позволяют также контролировать напряжение батареи, время и дату, которые будут установлены, и записывать регистрируемые данные в сжатом виде, которые при считывании преобразуются в совместимый с ПК формат.

Практика, в том числе и наших экспериментальных наблюдений, показала, что далеко не во всех случаях можно обойтись кабельными приборами. При том, что они позволяют оперативно в реальном времени получать информацию о колебаниях уровня моря, зачастую возникают проблемы с прокладкой кабеля и его работоспособностью, особенно в прибойной зоне. Поэтому, наряду с кабельными комплексами широкое распространение для регистрации волнения получили и автономные приборы.

В автономных измерителях волнения преобразователь физической величины в электрическую, накопитель данных и источник питания располагаются в одном герметичном или нескольких прочных корпусах, связанных между собой жесткой рамой или тросом. Такие приборы могут

устанавливаться как с использованием буйковых станций, так и самостоятельно с плавучестью и устройством отделения балласта, т. е. в виде самовсплывающей капсулы.

Автономные регистраторы колебаний уровня моря (волнения) в настоящее время выпускаются рядом фирм, такими, например, как Aanderaa Data Instruments, InterOcean systems, Inc., Global Water Instrumentation, Inc., Sea-Bird Electronics, Inc. и др. Приборы имеют много модификаций и комплектуются различными по чувствительности и стоимости первичными преобразователями. Так, например, компания Sea-Bird Electronics, Inc. комплектует свои измерители и пьезорезисторными, и кварцевыми преобразователями давления, имеющими различную точность измерения и стоимость. Подробный перечень автономных приборов и их характеристики приведены в таблице 3.7. работы [Ковалев, Ковалев, 2010]. Но, как правило, их стоимость при практически равных метрологических параметрах существенно превышает стоимость отечественных аналогичных приборов.

Рассмотрим подробнее автономные приборы, разработанные в СКТБ «ЭлПА» с учетом опыта создания таких приборов в ИМГиГ. В настоящее время «СКТБ ЭлПА» производит автономные регистраторы волнения АРВ-К12. Последняя разработка - АРВ - К14, который отличается объемом памяти и длительностью непрерывной работы, находится в стадии опытно-конструкторской разработки. Приборы предназначены для автономного наблюдения за волнением в открытом море и различаются используемыми датчиками и объемом памяти. Регистраторы состоят из пьезорезонансного преобразователя давления и температуры ПДТК-Р-МГ фирмы «СКТБ ЭлПА», частотомера, полупроводниковой памяти с электронными часами и аккумуляторной батареи, помещёнными в цилиндрический корпус из нержавеющей стали. Основные характеристики АРВ -12 следующие:

- диапазон измерения давления от 0 до 100 м вод. ст.
- точность по давлению 0,06% ВПИ
- разрешающая способность по давлению 0,2 %
- точность по температуре $\pm 0,3$; $\pm 0,1$; или $\pm 0,05^{\circ}\text{C}$

- разрешающая способность по температуре $\pm 0,005^{\circ}\text{C}$
- время автономной работы с рекомендуемым аккумулятором 180 сут.
- количество измерений в минуту 60

Данная серия приборов имеет хорошие метрологические характеристики, обеспечивает продолжительные измерения, но их стоимость достаточно высокая.

1.2. Портативные измерители волнения

Как уже отмечалось выше, в настоящее время для записи волнения преимущественно используются автономные регистраторы промышленного изготовления АРВ-К12, имеющие достаточно высокие метрологические и эксплуатационные характеристики. Однако их широкому применению препятствуют относительно высокая стоимость полного цикла исследования, включающая в себя как стоимость самих приборов, так и стоимость эксплуатации.

Следует отметить, что на достаточно высокую стоимость АРВ накладывается и стоимость утраченных приборов (в некоторые полевые сезоны потери достигают до 40% от их количества), чему способствуют сложные погодные условия в местах их установки. Кроме того, имеющегося у АРВ запаса памяти и ресурса источника питания достаточно для записи информации только в течение полугода. Эта их особенность требует снаряжения каждые полгода дорогостоящей судовой экспедиции для установки и подъема приборов. И эта статья расходов становится особенно затратной при обслуживании регистраторов в таких удаленных местах как, например, район Южных Курильских островов. Частичным решением проблемы является создание экономичного по энергопотреблению измерителя волнения с большим объемом памяти, достаточным для накопления информации в течение года.

Для обеспечения длительной работы прибора необходимо увеличение объема памяти, требующего дополнительного электропитания, и емкости (а значит объема) самого источника питания. И, поскольку объем автономных приборов в значительной степени определяется размерами источников питания, то это может привести к существенному увеличению размеров прибора и, как следствие, к трудностям в его постановке на дно с использованием небольших плавсредств.

Следовательно, при создании прибора на первый план выходит задача сокращения потребления тока электроникой прибора.

В разрабатываемой конструкции эта проблема была решена за счет применения импульсного режима работы, когда большую часть времени прибор находится в режиме «сна» с малым потреблением тока, выходя из него только на период проведения измерения и выполнения сопутствующих действий. Кроме того, все процедуры функционирования АРВ были распределены между тремя микроконтроллерами, режим энергопотребления которых устанавливался с учетом длительности пребывания в активном режиме. Дальнейшее сокращение объема источников питания достигается за счет применения источников с большой удельной электрической емкостью. Заметную положительную роль в сокращении размеров играет также использование при изготовлении электроники только малогабаритных электронных компонентов.

Прибор создавался для проведения длительных наблюдений за колебаниями уровня моря в береговой зоне. При этом, для облегчения постановки, должен быть компактным и недорогим, поскольку потери приборов, установленных в активной зоне морей достаточно велики. Прибор создавался совместно с Тамбовским государственным университетом им. Г.Р. Державина [Иволгин и др., 2010; Иволгин и др., 2011]. Структурная схема регистратора приведена на рис.1.3 [Иволгин и др., 2010; Иволгин и др., 2011].

Как следует из рисунка, она представляет собой 3-х микроконтроллерную систему с разделенными функциями. Микроконтроллер MCU1 является часами реального времени, основной задачей которого является формирование временной сетки, определяющей дискретность производства измерений, и управление режимами энергопотребления остальных микроконтроллеров. В качестве задающего генератора MCU2 используется кварцевый резонатор датчика давления (КРДД). Его частота обычно находится в интервале частот 30..50 кГц, а девиация частоты, вызванная изменением давления, составляет примерно 3 кГц. Подобное его подключение позволяет в нужные моменты сформировать импульс длительностью около 0,2...0,21 с, которая определяется частотой генерации КРДД, т.е. регистрируемым давлением, и измеряется микроконтроллером MCU3 с

дискретностью 0,125 мкс. Измерение температуры производится встроенным датчиком MCU1, накопление данных - в SRAM MCU3 (16 KB).

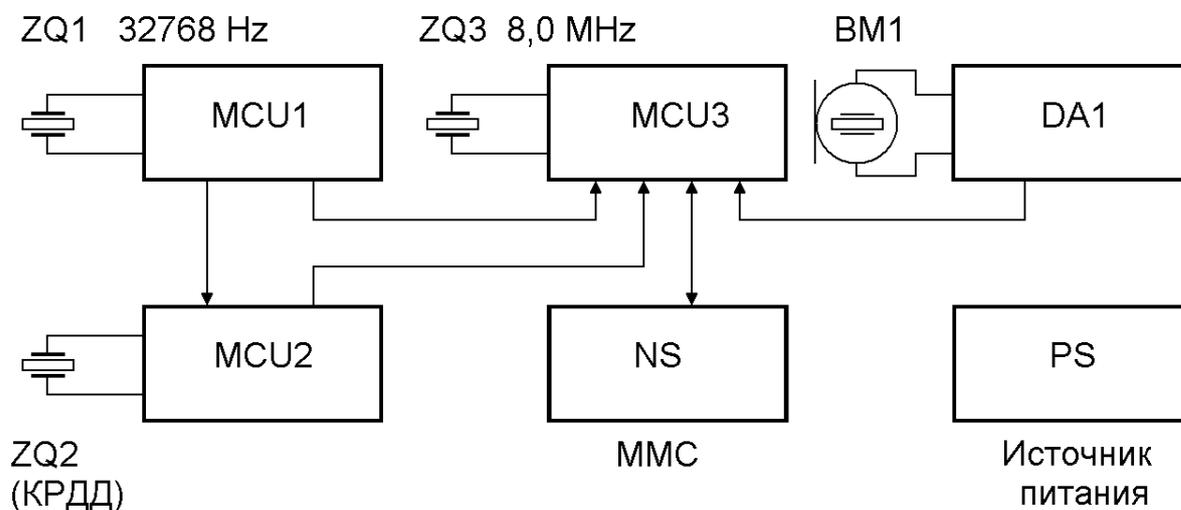


Рис. 1.3. Структурная схема электронного блока. MCU1-микроконтроллер часов реального времени; MCU2 – измерительный микроконтроллер кварцевого резонатора датчика давления (КРДД); MCU3 – микроконтроллер управления; NS - энергонезависимая память; DA1- блок обработки акустических команд

Обращение к энергонезависимой памяти (блок NS) для записи (флеш-карта micro SD MMC или аналогичная, 1...2 GB) выполняется в зависимости от дискретности измерения (0,5/1 с), с периодичностью 1/2 часа. Среднее потребление тока системой составляет 0,8-1 мА, хотя в моменты записи данных на флеш-карту MMC его величина может достигать 40 мА.

Предварительная подготовка флеш-карты (установка рабочих констант, определяющих режим работы регистратора и параметры пьезорезонансного датчика) производится в ПК с помощью разработанной компьютерной программы. Ее рабочее окно содержит три вкладки – «Шаблон», «Обработка» и «Коррекция». На активной вкладке «Шаблон» производится не только формирование служебного файла и его запись, но и разметка адресного пространства карты, а также внесение дополнительной служебной информации. Блоком информации (файлом) является

запись в течение суток. Предусмотрена возможность записи до 500 “суточных” файлов.

После завершения автономной работы АРВ считывание информации с карты производится в ПК этой же программой с использованием вкладки «Обработка». Здесь, наряду со считыванием, предусмотрены также преобразование “суточных” файлов из двоичного формата в текстовый, а также формирование файлов произвольного объема путем объединения или деления исходных текстовых файлов. Здесь же при необходимости может быть произведена коррекция данных на нелинейность датчика, его температурную нестабильность, позволяющая значительно повысить точность измерения давления. Для выполнения этой операции необходимо наличие файла коррекции, который формируется этой же программой (вкладка «Коррекция») при наличии соответствующих данных по калибровке прибора.

Предложенная форма записи данных более удобна, чем применяемая в АРВ – К12 в виде одного файла за весь период наблюдения размером до 500 Мбайт, поскольку обработка больших файлов даже на современных персональных компьютерах очень затруднительна, к тому же, обычно анализируются только отдельные отрезки записи, представляющие интерес. Кроме того, в случае сбоя при вводе в компьютер длинного файла приходится повторять процесс ввода, который продолжается около 6 часов, и возможна потеря информации за весь период наблюдения.

Формирование напряжений необходимого уровня для питания элементов схемы производится блоком PS (источник питания). При необходимости подъема регистратора по акустическому сигналу в нем устанавливается микрофон ВМ1, подключенный к блоку DA1, в котором производится усиление сигнала и его предварительная обработка.

Принципиальная электрическая схема регистратора представлена на рис. 1.4 [Ковалев, Ковалев, 2010]. Его «интеллектуальным» ядром является микроконтроллер АТmega32L-8AU с напряжением питания 2,7..5,5 В. В активном режиме работы, установленном параметрами схемы, ток потребления не превышает 5 мА. Этот микроконтроллер (далее – МК) позволяет построить на его основе часы реального времени, которые необходимы для формирования

временной сетки для проведения измерений, а также определения общего времени работы регистратора. Тактовая частота МК задается с помощью кварца ZQ1, а часов реального времени - ZQ2. Питание МК осуществляется непосредственно от литиевого источника напряжением 3,6 В, подключаемого к разъему X1. Для снижения потребляемой энергии МК большую часть времени находится в режиме “сна”, переходя в активное состояние только в моменты проведения измерения давления, обработки и записи данных.

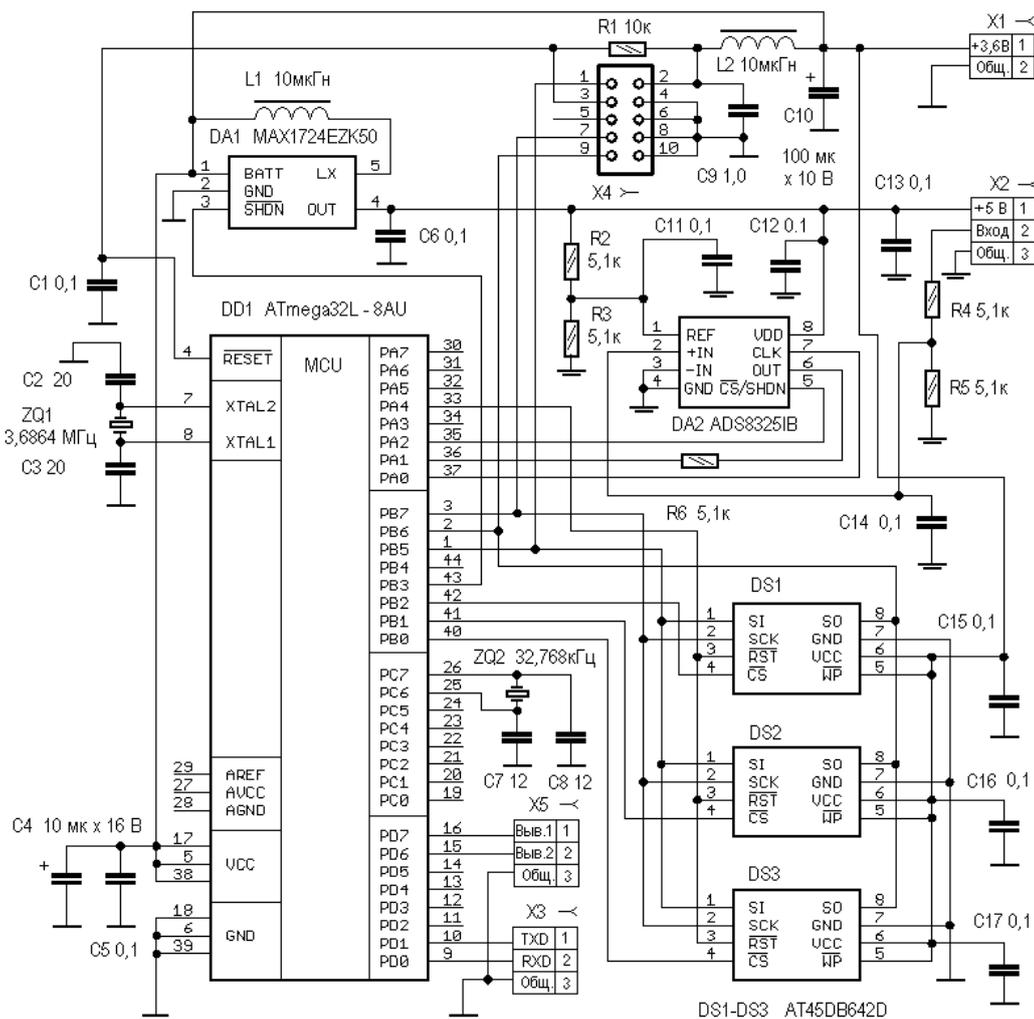


Рис. 1.4. Принципиальная электрическая схема регистратора давления.

АЦП и датчик давления, который подключается к схеме через разъем X2, питаются напряжением 5 В, формируемым преобразователем DA1 MAX1724EZK50. В активном режиме работы датчик давления потребляет ток около 10 мА, АЦП - менее 1 мА. Выходное напряжение преобразователя

поддерживается с точностью не хуже $\pm 1\%$ при изменении входного напряжения в интервале 0,9..5,5 В. При заданном режиме работы КПД преобразования составляет не менее 85%. Включение/выключение преобразователя производится МК изменением логического уровня на входе SHND преобразователя DA1.

Память регистратора выполнена на микросхемах DS1-DS3. При записи активной является только одна из них, в остальное время отключены все. Запись производится постранично, емкость каждой из них составляет 1 Кбайт. Оперативная память микроконтроллера в 2 Кбайт позволяет провести полную подготовку данных для постраничной записи, включая предварительное усреднение 16 измерений, выполняемых в течении 10 мс, сжатие и накопление данных до объема полной страницы. В начале каждой из них формируется заголовок, содержащий информацию о дате и времени ее записи, наличии сбоев при проведении измерений, параметрах алгоритма процедуры сжатия данных. На основании этих данных в последующем производится полное восстановление информации, определяется степень ее достоверности. В зависимости от характера изменения давления, следовательно, и данных, степень их сжатия для каждой из страниц могут различаться.

При наличии системы всплытия, ее активация производится через разъем X5. Разъем X4 предназначен для программирования МК в системе и необходим при отладке или модернизации программы. Если при изготовлении регистратора используется запрограммированный МК и не предполагается вносить изменения в его работу, то установка X4 не целесообразна.

Тестирование, проверка функционирования, задание параметров автономного режима работы регистратора, считывание сохраненной за время работы информации производится с применением персонального компьютера, подключаемого к устройству посредством разъема X3 и внешнего преобразователя уровней через один из COM-портов компьютера. Контроль состояния устройства и его отдельных узлов и систем можно провести с помощью рабочей программы под названием «Аттестация регистратора давления». Ниже приведено краткое описание ее возможностей.

С помощью первой вкладки (рис. 1.5) по нажатию кнопки «определить» при подключенном регистраторе считывается информация о параметрах его

работы. Эти сведения могут относиться как ко времени предстоящей работы, так и уже после ее завершения. Информация сохраняется в энергонезависимой области памяти микроконтроллера. При подготовке к новому циклу работы данные замещаются на новые.

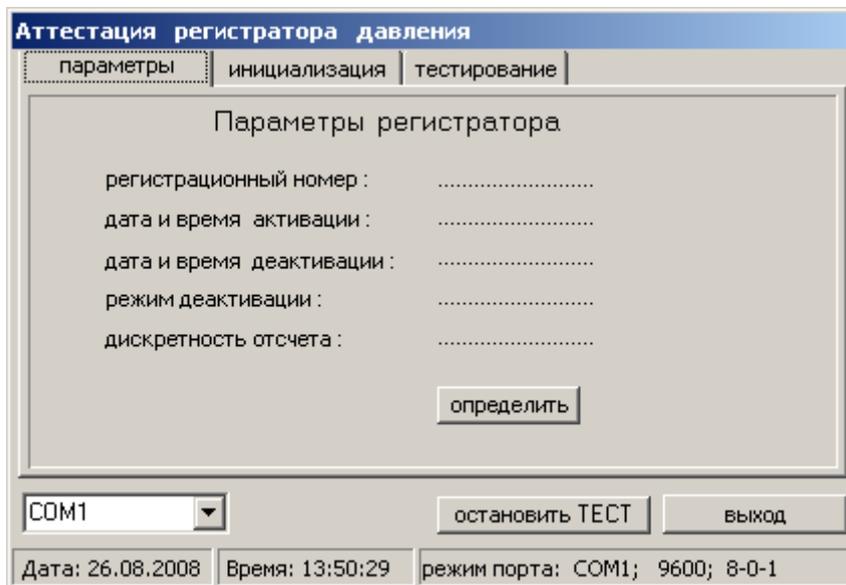


Рис. 1.5. Вкладка программы по определению рабочих параметров регистратора.

С помощью средств, представленных на второй вкладке (рис.1.6), устанавливаются параметры регистратора, по которым в последствие будет осуществляться его работа в автономном режиме:

- Идентификация регистратора производится по присвоенному ему регистрационному номеру, устанавливаемому в пределах 1-255.
- В следующей строке автоматически выводятся текущие значения даты и времени (дублируются значения, генерируемые ПК).
- Строка «дата и время деактивации» содержит устанавливаемое оператором значение окончания работы. При наличии системы всплытия – это время ее запуска и начала всплытия.
- В следующей строке - «режим деактивации», - определяется, каким образом будет завершена работа. Возможны варианты перехода в «спящее состояние», продолжения работы в обычном режиме, запрет всплытия в

штормовых условиях, включение системы проблесковой или иной сигнализации и т. д.

Аттестация регистратора давления

параметры инициализация тестирование

Установить параметры :

регистрационный номер : 1

дата и время активации : 26.08.2008 13:52:27

дата и время деактивации : 26.08.2008 13:52:24

режим деактивации : 1

дискретность отсчета (с) : 1

выполнить

COM1 остановить ТЕСТ выход

Дата: 26.08.2008 Время: 13:52:27 режим порта: COM1; 9600; 8-0-1

Рис. 1.6. Вкладка программы по подготовке и записи параметров инициализации регистратора.

- В последней строке устанавливается дискретность считывания данных (по умолчанию – 1 с). Одновременно здесь же устанавливается и формат сохраняемых данных (по умолчанию -16 бит).

Запись этих параметров в энергонезависимую память микроконтроллера производится по кнопке «выполнить». Контроль правильности их записи осуществляется с помощью вкладки «параметры». Отсчет момента деактивации начинается с момента записи необходимых установок и отключать микроконтроллер до погружения уже нельзя. Но, в этом и нет необходимости, поскольку до тех пор, пока регистратор не будет погружен на глубину более 1 метра, он будет находиться в “спящем” состоянии, в котором потребление тока относительно рабочего режима измерения составит примерно лишь его пятисотую долю. Эта особенность регистратора позволяет хранить его без ущерба в снаряженном состоянии до года, хотя такое длительное время хранения и не рекомендуется.

С помощью инструментов на третьей вкладке (рис. 1.7) производится считывание полученной информации, а также имеется возможность провести детальную проверку функционирования отдельных систем регистратора и всего устройства в целом.

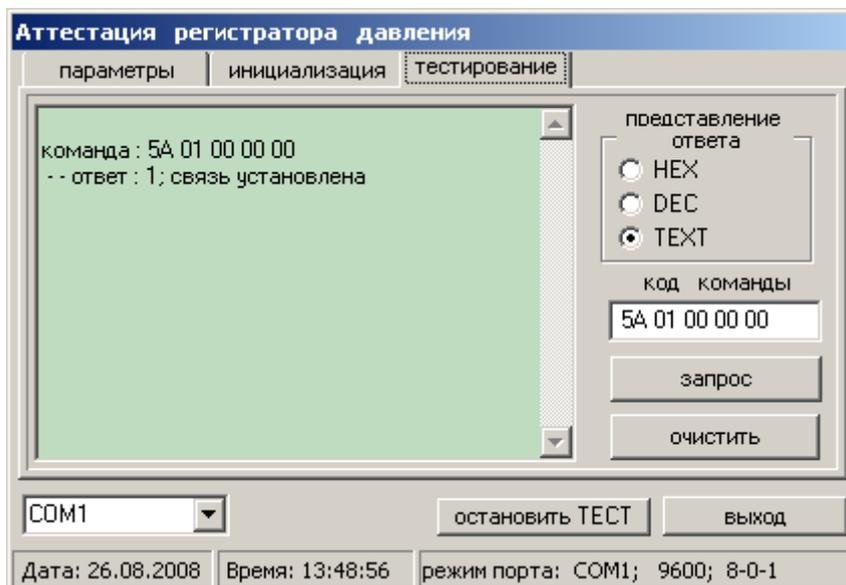


Рис. 1.7. Вкладка программы по тестированию регистратора. Режим контроля канала связи.

К основным задачам, выполнение которых осуществляется через взаимодействие ПК с регистратором на уровне команд, можно отнести следующие:

- контроль канала связи на скорости 9600 бод;
- контроль канала связи на скорости 155,2 кбод;
- считывание измерительной информации с памяти регистратора на скорости 115,2 кбод;
- контроль электрических соединений с внешними устройствами;
- контроль герметичности корпуса регистратора после его сборки;
- калибровка часов МК;
- калибровка датчика давления;
- тест по проверке памяти;

Инструментарий, размещенный на этой вкладке, позволяет провести детальную проверку функционирования отдельных систем регистратора и всего

устройства в целом. Перечень основных задач, решаемых путем анализа ответов по различным запросам (командам) приведен в файле _HELP.doc (его я отправил тебе раньше).

Учитывая, что для обеспечения потребления тока в 1 мА в течение 1 года требуется емкость источника около 8,8 Ач, то используемый в конструкции литиевый элемент (типоразмер D, емкость 16 Ач) с большим запасом обеспечивает энергетические нужды регистратора. Благодаря принятым мерам удалось разместить устройство, включающее в себя блок электроники, источник питания и датчик, в корпусе объемом около 0,35 дм³. Внешний вид блока электроники АРВ вместе с источником питания приведен на рис. 1.8.

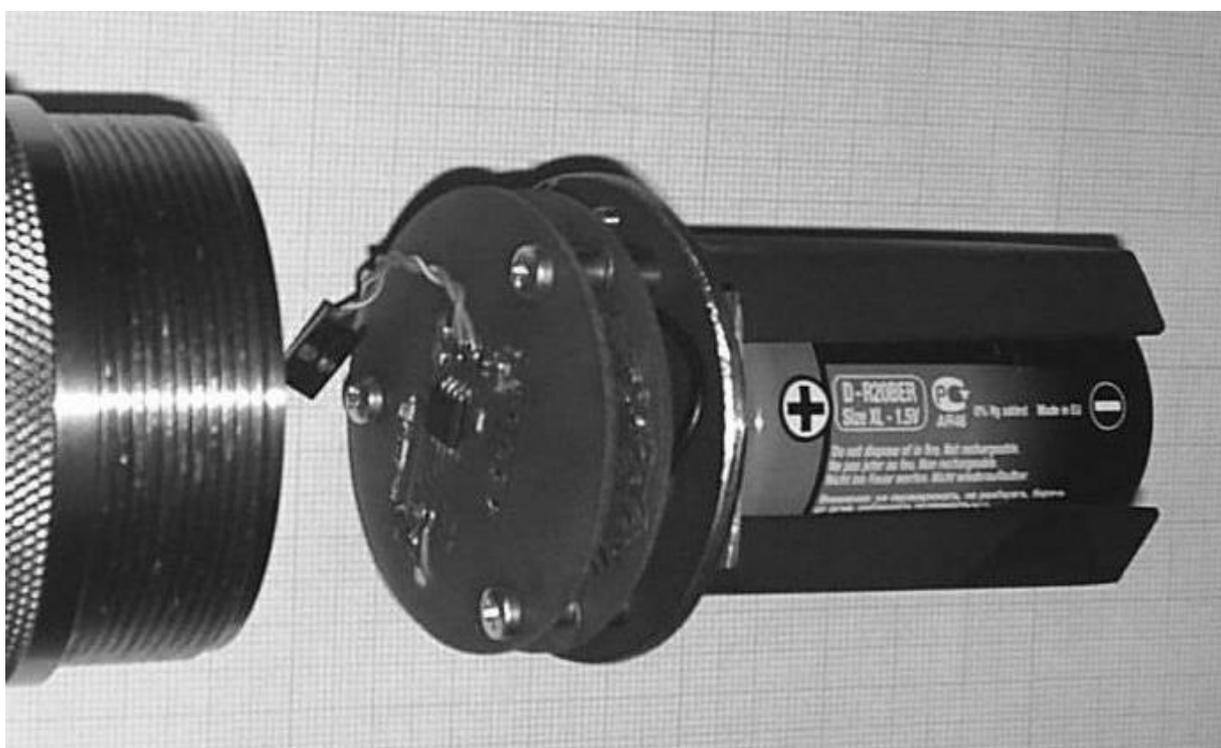


Рис. 1.8. Внешний вид электронного блока экономичного донного регистратора

Одной из затратных процедур, наряду с постановкой донных приборов, является их снятие после завершения работы. Обычно подъем донных приборов производится посредством траления кошкой при наличии соответствующей системы, достаточно сложной по конструкции и установке, плавучих донных перемычек якорной системы регистратора либо с помощью водолазов. Следует

отметить, что в зарубежных конструкциях аналогичного назначения уже давно используется процедура их самостоятельного всплытия с применением размыкателей балласта, управляемых таймером либо внешним акустическим сигналом. Подобный метод уменьшает затраты не только на снятие, но и на постановку прибора вследствие упрощения якорной системы до одной грузовой платформы.

Была разработана конструкция (рис.1.9), в которой эта задача решается за счет применения второго, «мокрого» корпуса (объем около 1 дм³), используемого в качестве защитного пенала, из которого «сухой» корпус (регистратор) выталкивается сжатым газом с одновременным наполнением пневматического буйа небольших размеров. Все дополнительные элементы системы (баллончик со сжиженным газом (CO₂, 8-12 гр.), пневматический буй, дополнительная плавучесть, бобина с буйрепом) располагаются в «мокром» корпусе.

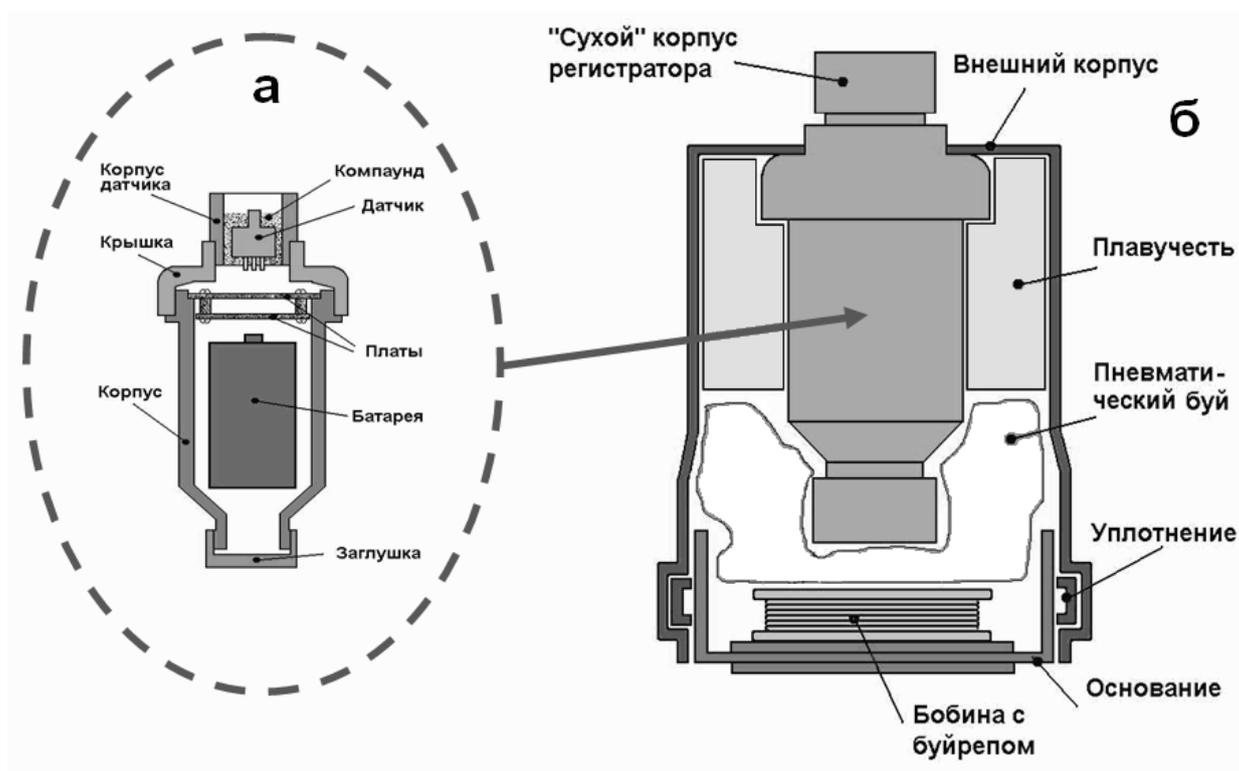


Рис. 1.9. Конструкция регистратора (а) и его положение в системе всплытия (б)

Управление моментом всплытия производится либо таймером, либо внешним акустическим сигналом. Способ управления всплытием задается при

инициализации регистратора в ходе его подготовки к погружению и, в основном, определяется степенью доступности района его размещения. В удаленных районах, для которых почти невозможно предугадать точное время прибытия экспедиции для снятия регистратора, целесообразнее использовать подъем по акустическому сигналу.

Разработанный регистратор волнения, оснащенный первичным пьезорезонансным преобразователем РКМА-Р-4 фирмы «СКТБ ЭлПА», имеет следующие характеристики:

- диапазон измерения давления от 0 до 60 м вод. ст.
- погрешность измерения давления 0,05%
- разрешающая способность по давлению 0,005 % от верхнего предела измерения
- погрешность измерения температуры 0,5%
- дискретность измерений 1/0,5 с
- емкость флеш-карты 1..2 Гб
- литиевый источник питания [D]ER34615-FT 3,6V
- время автономной работы 450/360 сут.

Макетный экземпляр экономичного регистратора волнения был установлен на тестовую регистрацию в ковше пос. Охотское (юго-восточное побережье о. Сахалин) в конце ноября 2009 г. Запись колебаний уровня производилась с дискретностью 1 с. Полученные данные были введены в персональный компьютер, из них был вычтен предвычисленный прилив и полученный остаточный ряд подвергнут спектральному анализу. Сравнение результатов анализа с аналогичными для прибора АРВ-К12, ранее устанавливаемого там же, показало соответствие полученных спектров и подтвердило надежную работу регистратора.

Проведение натуральных экспериментов по измерению волнения в прибрежной зоне и изучению размыва побережий показало, что для наблюдений в одном прибрежном районе необходимо минимум пять приборов чтобы обеспечить возможность регистрации волн и их фазовых характеристик в широком диапазоне периодов от единиц секунд до нескольких часов. Учитывая еще, что за экспедиционный сезон проводятся постановки в трех-пяти районах побережья,

оказывается необходимым наличие до 25 приборов, регистрирующих волнения. Если при этом учесть еще и потери, обычно составляющие 20-30 процентов в зависимости от донного грунта в прибрежной зоне и активности волнения в период наблюдений, то потери составляют 5 - 7 измерителей. К тому же, из-за достаточно низкой надежности используемых нами АРВ 14, с отказами иногда даже до 50% поставленных на регистрацию, становится очевидным необходимость создания автономных дешевых регистраторов волнения с параметрами близкими к АРВ 14, использующими пьезорезонансные кварцевые преобразователи гидростатического давления.

Создание такого дешевого регистратора волнения возможна при использовании аналогового преобразователя гидростатического давления. Поэтому совместно с Тамбовским государственным университетом им. Г.Р. Державина была проведена разработка регистратора волнения АРВ-А с аналоговым датчиком. Структурная схема регистратора приведена на рис.1.10.

Как показано на рисунке началом измерительной системы АРВ-А является датчик давления. Для разработанного регистратора в его качестве используется термокомпенсированный (0..50°C) пьезорезистивный мостовой преобразователь абсолютного давления серии МРМ280. При токе питания 1,5 мА и максимальном давлении его выходное напряжение составляет примерно 60 мВ, что приводит к необходимости усиления сигнала перед подачей на 16-битный аналого-цифровой датчик (АЦП) с диапазоном входного напряжения 0..3 В. Усиление сигнала датчика производится одновременно с его частотной фильтрацией с помощью фильтра нижних частот Баттерворта 4-го порядка с частотой среза 0,5 Гц. Применение фильтрации сигнала позволило исключить возможный алиасинг при цифровом преобразовании данных, а также существенно улучшить отношение сигнал/шум. За счет принятых мер удалось добиться полной 16-битной точности измерительного канала.

Как и в ранее разработанных приборах для обеспечения регистрации ветрового волнения дискретность считывания данных по давлению составляет 1 с. Формирование временной сетки с этим шагом является основной задачей термокомпенсированных часов реального времени (ЧРВ). Погрешность их хода в температурном интервале 0..40°C составляет не более 60 с в год. По фронту

секундных импульсов ЧРВ микроконтроллер осуществляет запуск преобразования АЦП по переводу аналогового сигнала датчика давления в цифровой код, последующего считывания полученного значения и его записи в память микроконтроллера (МК). Кроме того, в целях повышения точности данных по давлению, с дискретность в 1 мин. производится считывание показаний температуры с датчика ЧРВ. Эти данные в дальнейшем используются при коррекции температурной погрешности датчика давления. При накоплении данных, полученных за 2 часа работы АРВ-А, производится их перезапись в съемную флеш-карту micro SD. На флеш-карте данные формируются в виде отдельных бинарных файлов, содержащих данные от начала суток и до их завершения.

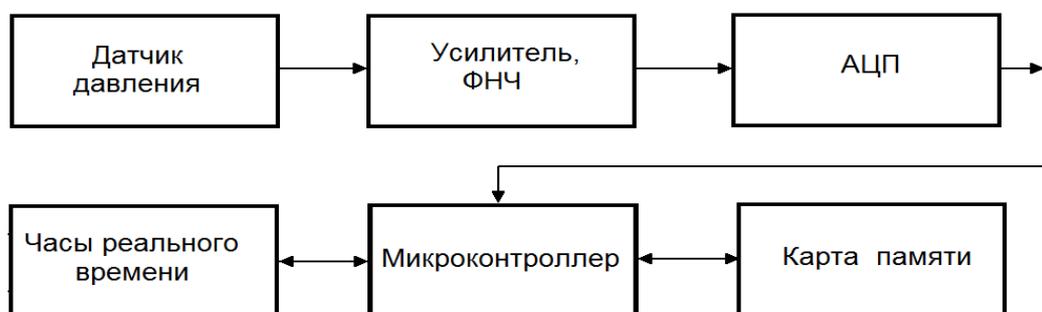


Рис.1.10. Структурная схема электронного блока.

Для выполнения этих операций, как правило, требуется время много меньше, чем одна секунда. Во избежание нерационального расходования энергии источника питания, после выполнения необходимых операций МК переводится в состояние с пониженным потреблением энергии - в состояние «сна», из которого МК выводится каждую секунду по фронту соответствующих импульсов.

Питание регистратора осуществляется от 3 щелочных гальванических элементов типа D. Среднее потребление тока составляет 1,7..1,8 мА, что позволяет обеспечивать автономную работу АРВ на время до 1 года.

Перед установкой флеш-карты в АРВ проводится ее предварительная подготовка. Она заключается в записи служебного файла, содержащего набор различных констант, позволяющих, в том числе, синхронизировать ход времени бортовых ЧРВ с текущим временем, устанавливать варианты выбора моментов и

способов начала и завершения работы АВР. Кроме того, для сокращения объема вычислительной работы МК при работе с флеш-картой, производится предварительная разметка адресного пространства карты путем записи шаблонов файлов, впоследствии заполняемых данными измерений во время работы АВР-А.

Для выполнения этих процедур, а также для считывания данных с флеш-карты и преобразования бинарных файлов в текстовый формат, разработана компьютерная программа. Внешний вид ее рабочего окна с активной вкладкой "Шаблон", приведен на рис. 1.11.

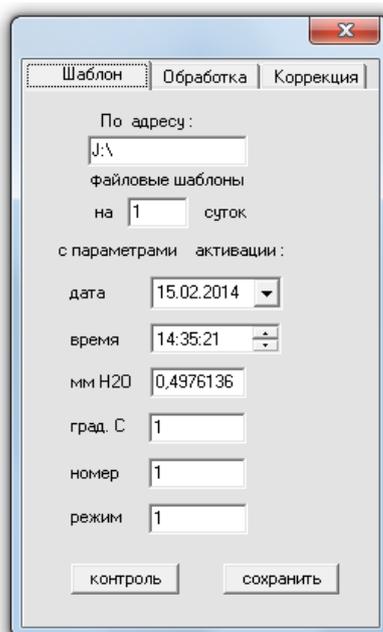


Рис. 1.11. Внешний вид окна программы при ее запуске

В этом режиме работы программы выполняются операции по подготовке флеш-карты до ее установки в слот регистратора АВР-А, на которую предварительно необходимо записать служебный файл и шаблоны файлов данных. В служебном файле фиксируется продолжительность работы регистратора, планируемые дата и время его включения, калибровочные константы преобразователей давления и температуры, номер регистратора, режим его работы. Момент времени активации регистратора определяется датой и временем этого события. В последующем, момент физического включения электронной схемы регистратора должен совпасть с этой датой и временем (флеш-карта устанавливается в регистратор до его включения, в противном случае возможно

повреждение карты). Фактически, таким способом производится синхронизация внутренних часов регистратора с текущим временем.

Непосредственно после включения АРВ-А производится экспресс-тестирование электроники — проверка емкости источников питания, возможность полноценного обмена МК с установленной флеш-картой. Результаты тестирования сообщаются в виде световых сигналов светодиода, установленного в АРВ-А. Далее устанавливаются значения коэффициентов давления и температуры, соответствующие чувствительности используемых преобразователей в соответствии с прилагаемым к ним паспортам. Фиксируется также номер регистратора, для которого готовится флеш-карта, особенности его работы в окошке “режим”. В зависимости от его значения можно, например, заменить режим по умолчанию на переход регистратора в рабочий только после его погружения на глубину более 2 м и т.п. При создании шаблонов файлов эти величины будут записаны в каждый из файлов данных, что в последующем позволит однозначно устанавливать регистратор, на котором была произведена запись соответствующих данных. Это обстоятельство позволяет не только упростить, но и повысить надежность обработки данных.

Макет разработанного АРВ, оснащенного датчиком давления МРМ280-08-А-Л-1, имеет следующие характеристики:

- диапазон измерения давления 0 до 25 м вод. ст.;
- погрешность измерения давления 0,15 % от предела измерения;
- разрешающая способность по давлению . . . 0,002 % от предела измерения;
- погрешность измерения температуры 0,5 °С
- дискретность измерений 1 с;
- емкость флеш-карты >100 МБ;
- источник питания 3 элемента D -типа
- время автономной работы 360 суток.

Внешний вид макета регистратора приведен на рис. 1.12, а со снятым герметичным корпусом на рис.1.13.



Рис. 1.12. Внешний вид макета регистратора в сборе.

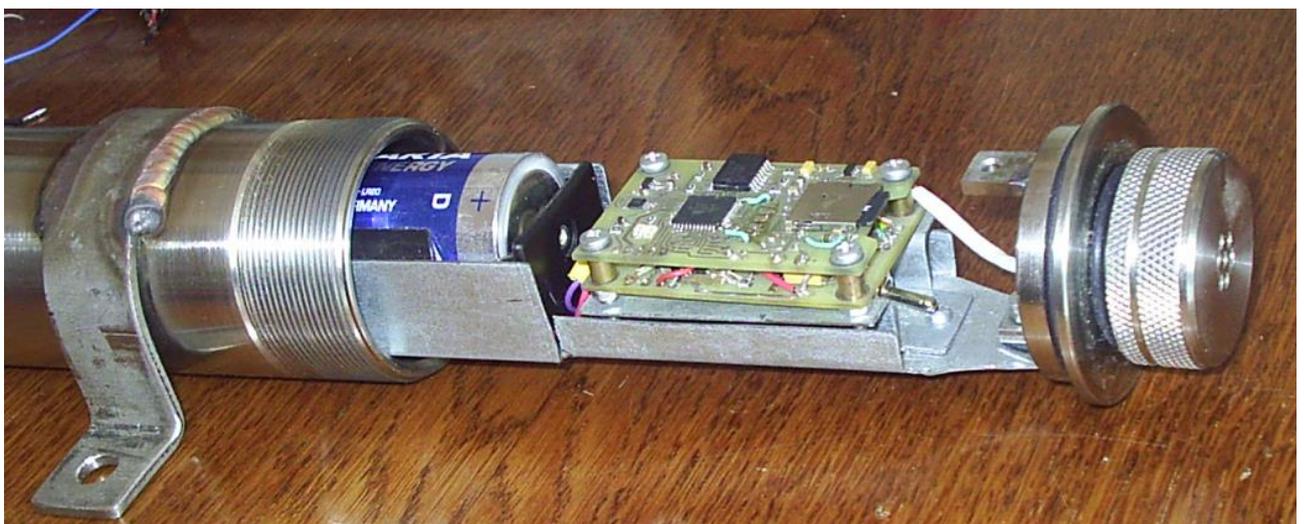


Рис. 1.13. Вид части внутреннего пространства АВР.

1.3. Проблемы регистрации ветрового волнения донным датчиком гидростатического давления

Данные о колебаниях уровня моря – волнении, необходимы как для самой океанологической науки – изучение динамических процессов в морях и океанах и их воздействия на берега, так и для нужд практики – в первую очередь для обеспечения безопасности населения прибрежных поселков, а также для рыбного промысла, добычи полезных ископаемых на морском шельфе и др.

Для регистрации колебаний уровня моря в настоящее время используется достаточно большое количество приборов, которые по принципу измерения можно подразделить на два типа. Первый тип - это приборы, непосредственно измеряющие высоту волн, такие как струнные и поплавковые волнографы, акустические, например, LOG_aLEVEL компании ATG [Сайт General Acoustics] и других типов, первичные преобразователи которых устанавливаются на специальных рамах, закрепленных на причале или берегу и позволяют регистрировать ветровые волны с периодами от нескольких секунд без искажения формы волны. Но установка таких приборов сложная и дорогостоящая.

Приборы другого типа устанавливаются на морское дно и измеряют или высоту границы вода – воздух над прибором акустическим методом по принципу обратного эхолота или придонное гидростатическое давление, которое согласно уравнению гидростатики является характеристикой длинноволновых колебаний уровня (ζ) [Рабинович,1993]:

$$P = P_a + \rho g (h + \zeta) \quad , \quad (1.1)$$

где ρ – плотность морской воды, P_a – атмосферное давление, h – глубина постановки приборов.

Приборы с гидростатическими преобразователями в настоящее время наиболее распространены в измерителях колебаний уровня моря. Однако при записи относительно высокочастотных длинных волн, таких как инфрагравитационные (ИГ), а также ветрового волнения и зыби, которые сами не являются длинными, но служат источником генерации ИГ волн, вносят искажения, поскольку для этих волн отклик придонного гидростатического давления на отклик уровня не описывается точно уравнением гидростатики (1.1), а зависит от длины волны $\lambda = 2\pi/k$, где k – волновое число, и глубины постановки прибора. Соответствующий коэффициент ослабления поверхностных волн имеет вид [Рабинович,1993]:

$$R = 1/\text{ch} (kh) \quad , \quad (1.2)$$

в свою очередь, волновое число связано с частотой дисперсионным соотношением

$$\omega = [gk \text{th} (kh)]^{1/2} \quad . \quad (1.3)$$

Аналитическое решение дисперсионного уравнения (1.3) относительно k невозможно, обычно оно решается итерациями. Поэтому очевидно, что не существует простой алгебраической связи между случайными флуктуациями давления и колебаниями морской поверхности, как предполагалось ранее. Существует связь между спектрами этих случайных процессов.

Имеется еще и другая проблема регистрации волнения в диапазоне ветровых волн. Поскольку в настоящее время запись проводится с использованием цифровой аппаратуры, то аналоговый физический процесс (колебания уровня моря) дискретизируется. При этом, согласно теореме Котельникова [Котельников, 1956] функция с ограниченным спектром полностью определяется своими значениями, отсчитанными через интервалы $\Delta t = 1/2F$, где F ширина спектра функции. Т.е. если надо записать в цифровом виде непрерывный процесс $f(t)$ – колебания уровня моря с ограниченным спектром – верхняя частота процесса f_v , то достаточно измерять его с частотой $2f_v$ (частота Найквиста) или через интервалы дискретизации Δt .

В реальных условиях не всегда однозначно можно определить какой максимальной частотой ограничен спектр измеряемого временного процесса. Предполагалось, что для колебаний уровня моря такой частотой является максимальная частота ветрового волнения – 1/3 цикл/с или переходя к периодам – 3 с. Обычно регистрирующие приборы имеют период дискретизации 1 с, которого, казалось бы, вполне достаточно. Однако существуют мнение в среде океанологов, что спектр колебаний уровня не имеет четкого ограничения, например, периоды у капиллярных волн меньше 1 с. Их амплитуда существенно мала, но авторам интересно было проверить, не будут ли они или не резко спадающий спектр ветровых волн вносить искажения в данные измерений. Рассмотрению этих двух вопросов и посвящен настоящий параграф.

1.3.1. Пересчет пульсаций гидростатического давления в параметры поверхностного волнения

Для пересчета пульсаций давления в параметры волнения авторы [Заславский, Красницкий, 2001; Абросимов, 2008] обычно используют теорию волн малой амплитуды, а также оценки поверхностного ветрового волнения и зыби по

данным различных авторов [Заславский, Захаров, 1982; Лавренов, 1998; Лопатухин, 1974; Лопатухин, 1990; Давидан и др., 1978; Давидан, Лопатухин, 1983]. Задача сводится к тому, чтобы связать частотный спектр $\Pi(\omega; z)$ пульсаций гидростатического давления $p_w(x, z, t)$ на заданной глубине z с частотным спектром $S(\omega)$ колебаний поверхности моря $\zeta(x, t)$. Основы методики такого пересчета подробно и с обоснованием изложены в работе [Заславский, Красницкий, 2001]. Он осуществляется следующим образом. Сначала рассчитывается частотный спектр пульсаций гидростатического давления $\Pi(\omega; z)$ на заданной глубине z , а затем с использованием теоретической спектральной передаточной функции давления $r^2(\omega; h, z)$ [Заславский, Красницкий, 2001; Абросимов, 2008] данный спектр пересчитывается в энергетический спектр ветровых волн $S(\omega)$:

$$S(\omega) = r^2(\omega; h, z) \Pi(\omega; z) . \quad (1.4)$$

Для приборов расположенных на дне ($z = -h$) на небольшой глубине (до 15 м) передаточная функция имеет вид:

$$r^2(\omega; h, -h) = (k^2/\rho^2 \omega^4) \text{sh}(kh) . \quad (1.5)$$

Для прибора расположенного в достаточно глубоководном районе ($kh \rightarrow \infty$) в толще воды передаточная функция имеет вид :

$$r^2(\omega; \infty, z) = (1/\rho^2 g^2) \exp(-2\omega^2 z/g) . \quad (1.6)$$

В работе [Заславский, Красницкий, 2001] предложено более удобное выражение передаточной функции для расчета на компьютере. Вводя глубину погружения датчика давления $d = -h$ и безразмерную частоту $\omega_d = (d/g)^{1/2} \omega$, спектральную передаточную функцию давления можно записать:

$$r^2(\omega; h, -d) = (1/\rho^2 g^2) q(\omega_h, \omega_d) , \quad (1.7)$$

где $q(\omega_h, \omega_d)$ универсальная функция двух переменных ω_h и ω_d . Для наиболее частого случая, когда регистратор волнения расположен на дне ($\omega_h = \omega_d$)

$$q(\omega_h, \omega_d) = f^2(\omega_h) \text{sh}^2[\omega_h^2 f(\omega_h)] . \quad (1.8)$$

В этом выражении $f(\omega_h)$ – универсальная функция [Заславский, Красницкий, 2001] в удобном для расчета на компьютере виде записывается:

$$f(\omega_h) = [1 + 1/\alpha G]^{1/2}, \quad (1.9)$$

где $\alpha = \omega_h^2$, $G = 1 + 0,6522\alpha + 0,4622\alpha^2 + 0,0864\alpha^4 + 0,0675\alpha^5$.

И для случая глубокой воды ($\omega_h \rightarrow \infty$)

$$q(\infty, \omega_d) = \exp(2\omega_d^2). \quad (1.10)$$

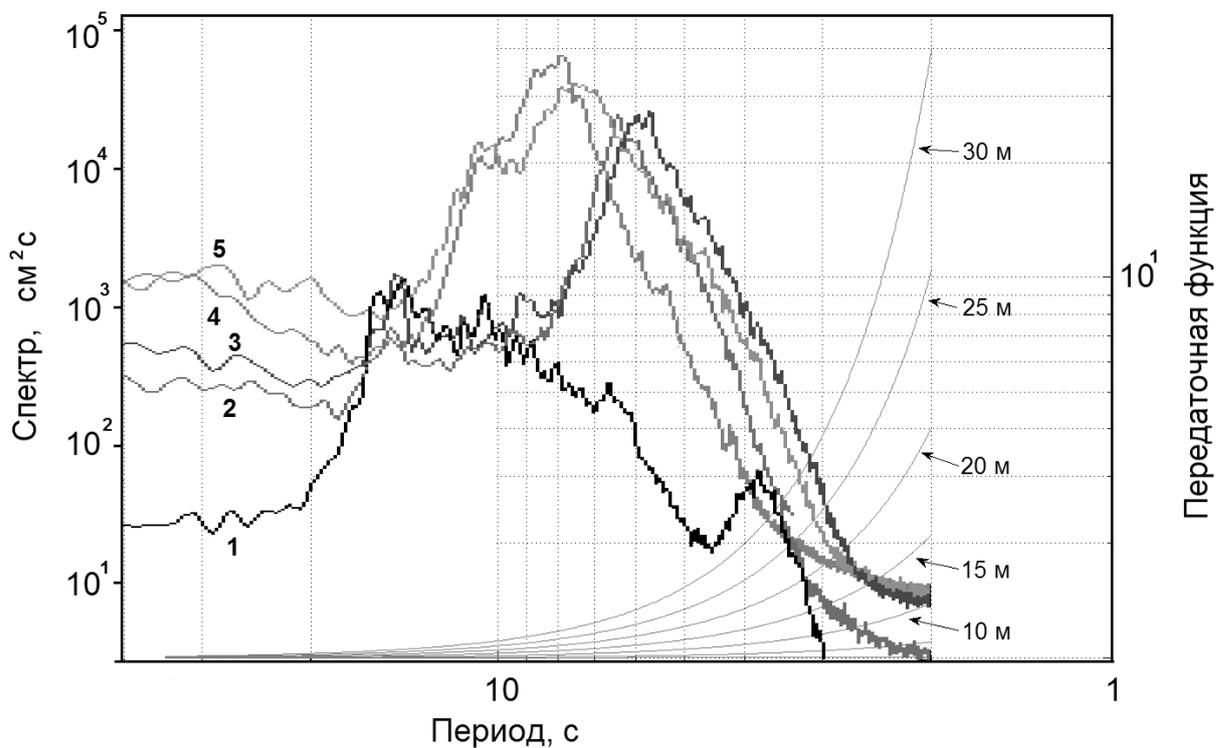


Рис. 1.14. Передаточная функция для различной глубины установки датчиков гидростатического давления и типичные спектры колебаний придонного гидростатического давления. 1- спокойная погода 7 августа, датчик №38; 2, 3 - шторм 18 сентября, датчики №24, №38; 4,5 - шторм 15 августа, датчики №38,24.

С использованием выше приведенных выражений была рассчитана передаточная функция для различной глубины постановки гидростатического датчика [Иволгин и др., 2011]. Результаты расчета приведены на рис. 1.14, на котором также построены спектры колебаний уровня, измеренных в 2010 г. в

районе пос. Взморье для различных состояний моря. Видно, что реальное поверхностное волнение будет существенно отличаться от измеренных флуктуаций давления датчиком гидростатического давления, установленного на глубине более 5 метров и волн с периодами от 1 до 10 с, т.е. ветровых волн и зыби. Для более длинных волн – инфрагравитационных и сейш передаточная функция близка к 1.

С использованием описанной выше методики для полученных в натуральных экспериментах записей гидростатического давления рассчитывались энергетические спектры, которые домножались на передаточную функцию. Полученный энергетический спектр флуктуаций уровня (волнения) с помощью обратного преобразования Фурье пересчитывается в гармоники, которые и составляют физический процесс с реальными амплитудами ветрового волнения.

К сожалению, проверить на реальном эксперименте правильность теоретической передаточной функции не удалось, поскольку необходимо устанавливать датчик поверхностного волнения на глубине не менее 10 м, что в активных Дальневосточных морях, затруднительно, а вблизи причалов форма волнения будет сильно отличаться, что в конечном счете не позволит с необходимой точностью рассчитать передаточную функцию по натурным данным.

1.3.2. Дискретизация записи ветрового волнения

Теорема Котельникова [Котельников, 1956] говорит о возможности представления аналогового физического процесса ветрового волнения в виде цифрового ряда отсчетов через интервал дискретности при условии ограниченности спектра процесса. При нарушении этого условия возможно проявление алиасинга – эффекта, приводящего к тому, что высокочастотные составляющие исходного процесса накладываются на низкочастотные, в результате чего восстановление исходного процесса во времени приводит к искажениям и в его спектре появляются несуществующие в реальном процессе низкочастотные колебания. Для предотвращения этого эффекта частота дискретизации должна быть достаточно высокой – $2f_{\text{в}}$ и дискретизируемый процесс должен быть надлежащим образом отфильтрован перед оцифровкой.

При изучении длинноволновых процессов, таких как сейши и цунами (периоды от 2 мин до 2 часов), достаточным оказывается дискретность измерений 1

мин. Поскольку спектр колебаний уровня моря содержит и более короткие колебания, то для регистрации волн цунами с такой дискретностью применялись цифровые фильтры низких частот, «обрезавшие» ветровое волнение и зыбь. В настоящее время в большинстве гидрофизических приборов, предназначенных для регистрации колебаний уровня (давления) используется 1 с дискретность, которой вполне достаточно для записи ветровых волн с периодами от 4 с и длиннее, которые, как показывают результаты наших наблюдений в прибрежной зоне Тихого океана, присутствуют в спектрах волнения. Тем не менее ряд авторов [Абросимов, 2008; Кабатченко и др., 2007] показали наличие в их записях более коротких волн.

Поэтому, 18.05.2011 в с. Охотское был проведен специальный эксперимент [Иволгин и др., 2011; Ковалев, Ковалев, Кузнецов, 2011]. Два различных датчика – кабельный датчик гидростатического давления и струнный датчик, регистрирующий непосредственно колебания морской поверхности устанавливались в одной точке (рис.1.15) и велась синхронная запись колебаний уровня моря с регистрацией на ноутбук.

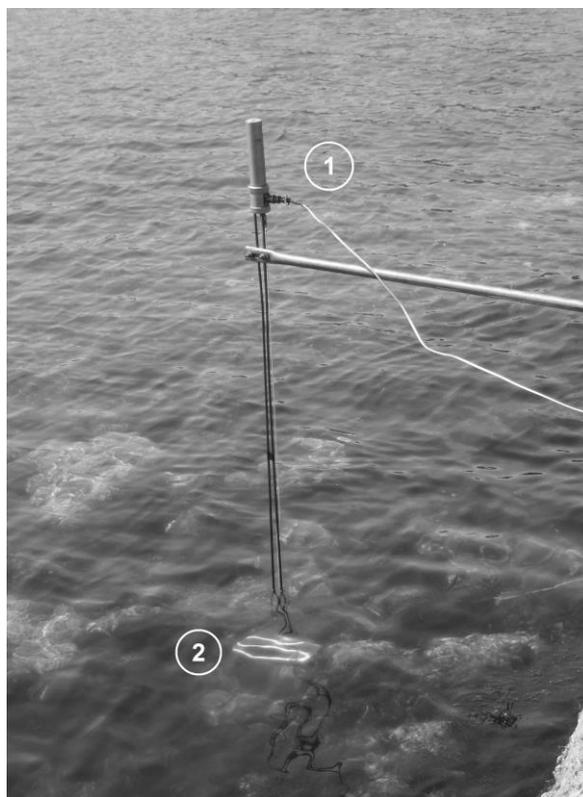


Рис.1.15. Установка струнного датчика волнения (1) и гидростатического давления (2).

Следует отметить, что при разработке схемы установки синхронной регистрации (рис. 1.16а) возникли проблемы, связанные с использованием четырехканального частотомера разработки СКТБ «ЭЛПА» (г. Углич), который предназначен для регистрации волнения, измеряемого донным кабельным пьезорезонансным датчиком, имеющим частотный выходной сигнал. В то же время, имеющиеся в распоряжении струнные датчики преобразуют изменение высоты волны в длительность выходных импульсов. Поэтому, для обеспечения синхронной регистрации авторами была разработана новая принципиальная электрическая схема преобразователя струнного датчика в частотный сигнал с использованием микросхемы таймера NE 555 (рис. 1.16 б).

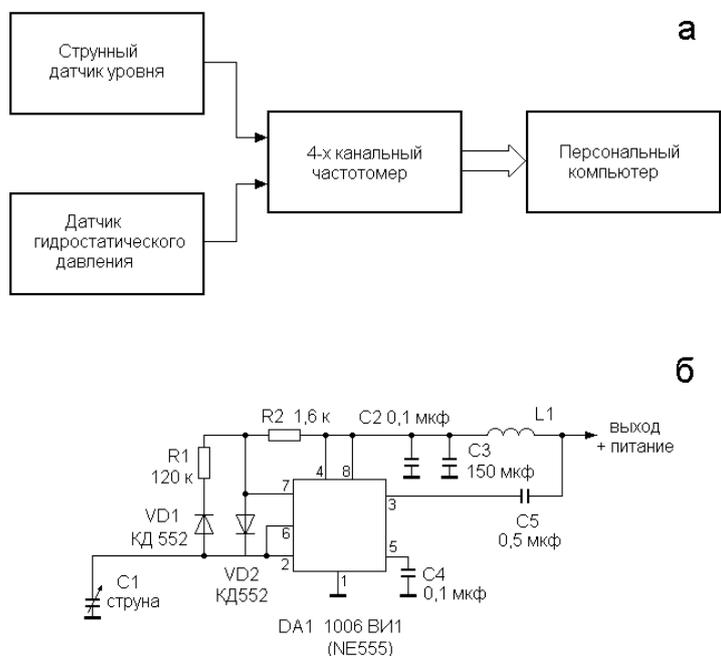


Рис. 1.16. Структурная схема установки (а) и принципиальная электрическая схема струнного датчика.

В результате проведенного эксперимента были получены цифровые записи ветрового волнения с дискретностью 6 отсчетов в секунду (такая дискретность, а не 0,1 с могла быть задана на частотомере), приведенные на рис. 1.17.

На записи струнного датчика присутствуют колебания с периодами около 0,8 с обусловленные короткопериодными капиллярными волнами. Во временном ходе гидростатического датчика, несмотря на малую глубину его постановки –

около 45 см, такие колебания отсутствуют, что связано с сильным затуханием этих волн с глубиной. Для ветрового волнения записи обоих датчиков имеют схожий вид, что также подтвердила выполненная нами низкочастотная фильтрация данных струнного датчика простым «треугольным» фильтром.

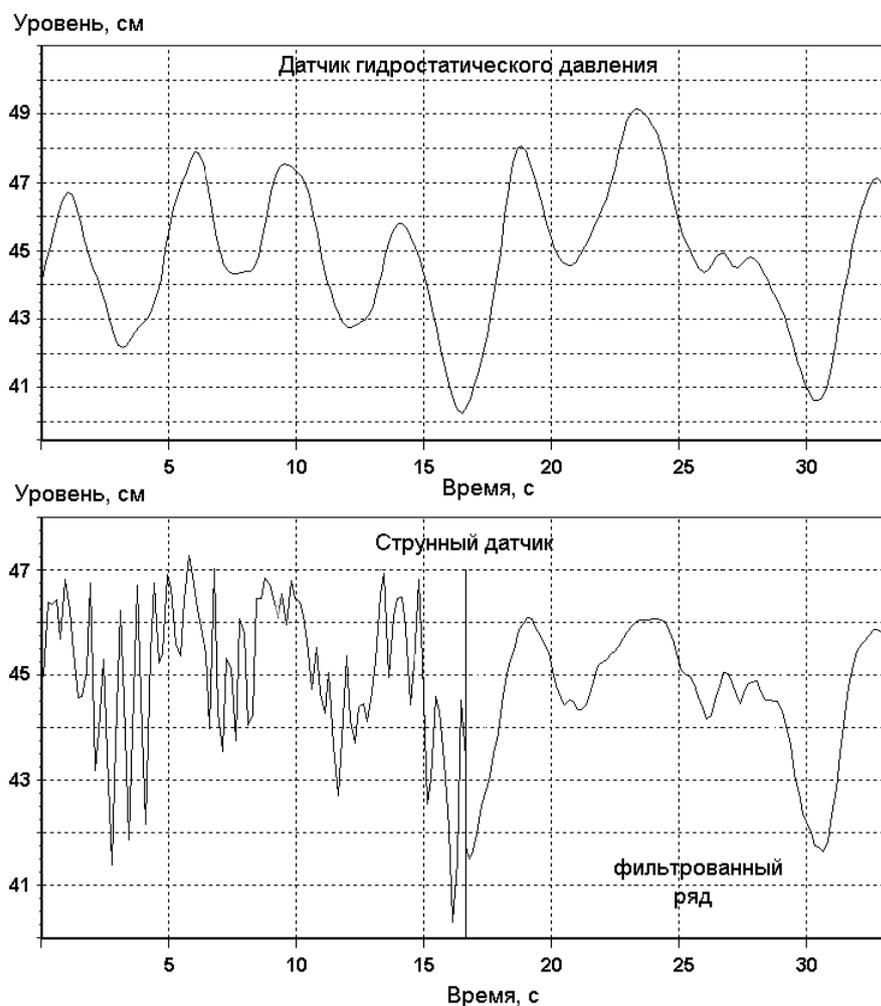


Рис. 1.17. Временной ход колебаний уровня моря, записанный синхронно датчиком гидростатического давления и струнным (емкостным) датчиком.

Для полученных рядов наблюдения были рассчитаны энергетические спектры, приведенные на рис. 1.18. Видно, также, как и из временного хода колебаний уровня, что в спектре струнного датчика в отличие от гидростатического, присутствует значимый подъем энергии на периодах от 1,3 до 0,3 с, который связан с короткопериодными капиллярными волнами.

Поскольку спектр датчика гидростатического давления на периодах короче 2,7 с не имеет сколько-нибудь значимых пиков и спадает в среднем около 8 дБ на октаву, что соответствует фильтрации исходного процесса однозвенным низкочастотным фильтром, то для него можно говорить об ограничении спектра волнения и возможности дискретизации физического аналогового процесса волнения с дискретностью 1 с без присутствия эффекта алиасинга в данных таких наблюдений.

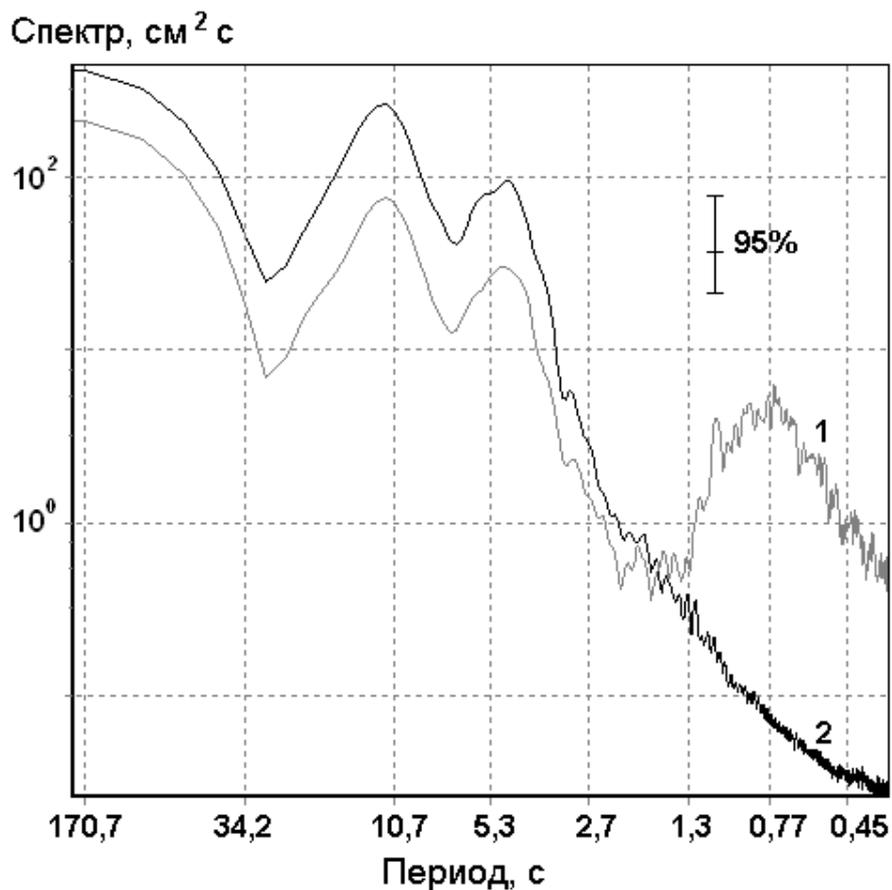


Рис. 1.18. Энергетические спектры колебаний уровня моря. 1- струнный датчик, 2- датчик гидростатического давления.

В спектрах струнного датчика содержатся значимые составляющие с периодами меньше 1 с, поэтому была проверена возможность ограничения спектра волнения путем использования простого интегрирующего, за время измерения (шаг дискретности), фильтра, который может быть просто организован в цифровых схемах измерения. Эта процедура эквивалентна пропусканию входного процесса через фильтр с частотной характеристикой $F(\omega) = [\sin(\omega T/2)]/(\omega T/2)$, где T – время

интегрирования. Эквивалентная шумовая полоса такого фильтра равна π/T и будет уменьшаться при увеличении времени интегрирования.

Такая фильтрация с временным окном 0,5 с была использована для сглаживания ряда струнного датчика с частотным выходным сигналом и показала хорошие результаты (рис. 1.17) Поэтому он также может использоваться для регистрации колебаний уровня моря с дискретностью 1 с при условии установки в его схеме простого интегрирующего фильтра - счетчика.

1.4. Программа визуализации и расчета спектральных характеристик

Получаемые в результате натуральных наблюдений данные для выявления аномальных колебаний уровня моря, атмосферного давления и ветра анализируются с использованием спектрально-временных программ. Существует ряд стандартных программных средств, позволяющих выполнить расчет спектральных характеристики, например, Matlab, но они мало специализированы для решения поставленной задачи и требуют значительных затрат времени на подготовку входных данных. Кроме того, исследователю представляет интерес визуализация полученных расчетов и их сравнительный анализ. Для этого можно воспользоваться прикладной программой – табличным процессором Excel, но он также требует определенных затрат времени.

Поэтому автором были разработаны специализированные программы для предварительной обработки входных данных и расчета их спектральных характеристик. Одна из них – ViewSeaData, рассмотрена ниже. Программа написана на языке Паскаль с использованием оболочки объектно-ориентированного программирования (ООП) Borland Delphi 5.0. Выбор языка программирования основан на том, что автор в течение ряда лет разрабатывал программы для обработки данных на языке программирования Паскаль, который является достаточно гибким и мощным средством программирования для решения подобного рода задач. Для расчета спектров использован алгоритм, ранее применявшийся в лаборатории цунами в написанной на Фортране программы.

В основе ViewSeaData лежит графическое представление цифровых данных в главном окне программы. Программа позволяет осуществлять предварительную

обработку данных – фильтрацию и выборку для данных для подготовки вычисления спектров в различных частотных диапазонах. Результат вычисления спектров и исходного ряда отображается в окне Спектр (рис. 1.19). Программа позволяет произвольно выбирать длину и участок загруженного временного ряда файла данных с расширением .txt, задавать параметры расчета, а также отображать спектры четырех различных временных рядов, что очень удобно для сравнительного анализа

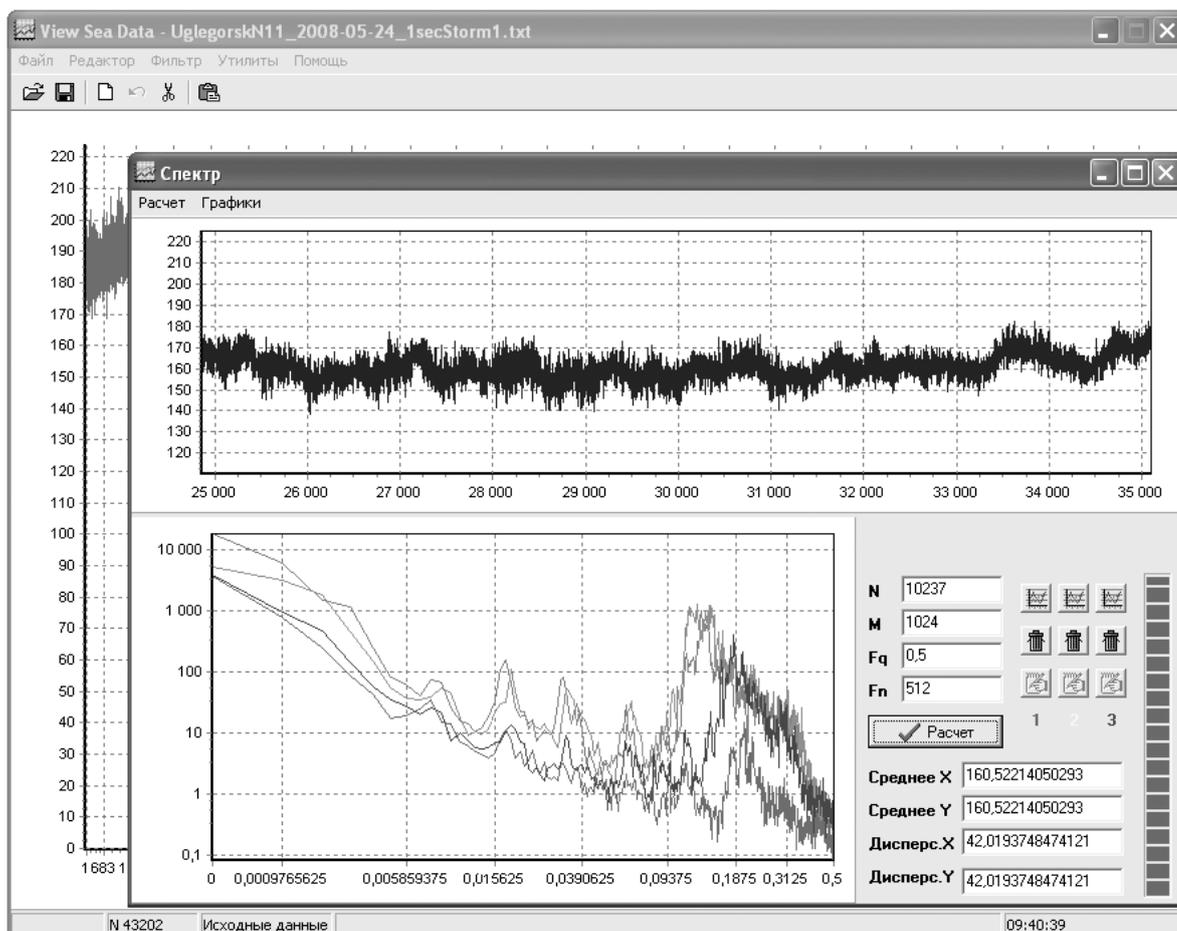


Рис. 1.19. Окно программы ViewSeaData в режиме расчета спектров. Показан пример расчета спектров колебаний уровня моря в районе порта Углегорск для различных синоптических ситуаций.

Имеется возможность изменять размеры окон, выделять и увеличивать необходимые фрагменты как временных рядов, так и спектров. В программе имеются удобные функции по отображению рядов данных такие как, масштабирование, логарифмирование осей абсцисс и ординат, легенда, подписи

осей, сохранение в виде графического файла и файла данных для дальнейшей обработки. Так же предусмотрены функции работы с дополнительными осями, цветом и видом курсора. Данная программа позволяет значительно ускорить процесс обработки данных и используется в лабораториях цунами и волновой динамики Института морской геологии и геофизики ДВО РАН.

Основные выводы главы 1:

1. На основе анализа регистрируемых параметров волнения и его спектральных характеристик, а также существующих отечественных и зарубежных регистраторов волнения разработаны оптимальные приборные комплексы включающие кабельный комплекс, недорогие и экономичные автономные измерители волнения с использованием двух типов первичных преобразователей - пьезорезонансного кварцевого и аналоговго. Электронные схемы построены с применением микроконтроллеров.

2. Для всех приборов разработано программное обеспечение, обеспечивающее работоспособность измерителей волнения, позволяющее изменять параметры регистрации и обеспечивать передачу накопленных данных в персональный компьютер.

3. С использованием автономных регистраторов волнения проводится круглогодичное поддержание сети исследовательского мониторинга за опасными морскими явлениями в западной части Тихого океана в районе о. Сахалин и Курильских островов. В зависимости от судового обеспечения производится регулярный – дважды в год, подъем донных датчиков для считывания информации. На сети автономных станций ИМГиГ (Южные Курилы и о. Сахалин) получены записи близких цунами (Симушир, 15.01.2009; Невельск, 2.08.2007) и нескольких удаленных землетрясений (Самоа, 29.09.2009; Вануату, 07.10.2009; Чилийское, 27.02.2010).

4. Расчет передаточной функция для различной глубины установки датчиков и типичные спектры колебаний придонного гидростатического давления, полученные по записям гидростатического датчика в районе пос. Взморье для различных состояний моря показал, что реальное поверхностное волнение будет отличаться от измеренного гидростатическим датчиком для периодов короче 10 с и

существенно различаться для диапазона ветрового волнения и глубины установки датчиков более 5 м, поэтому при изучении короткопериодного волнения это необходимо учитывать.

5. Спектр колебаний уровня моря, для датчика гидростатического давления можно считать ограниченным и его выходной сигнал дискретизировать с периодом 1 с без искажений за счет алиасинг эффекта. Для струнного датчика колебаний уровня моря с частотным выходным сигналом также возможна регистрация с 1 с дискретностью при условии установки в его схеме интегрирующего счетчика.

6. Разработана программа расчета спектров ViewSeaData, которая позволяет значительно ускорить процесс обработки данных и используется в лабораториях цунами и волновой динамики Института морской геологии и геофизики ДВО РАН.

ГЛАВА 2. ИЗУЧЕНИЕ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ И УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ИНФРАГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ОСТРОВОВ САХАЛИН И КУНАШИР

2.1. Инфрагравитационные и краевые волны в прибрежной зоне моря

Инфрагравитационные длинные волны, обязанные своим происхождением нелинейному взаимодействию ветровых волн или зыби, порождают в прибрежной зоне разнообразные явления, такие, как волновой нагон, разрывные течения, прибойные биения. Важную роль они играют в формировании береговых и прибрежных особенностей рельефа, таких, как береговые фестоны, косы, серповидные бары и др. [Рабинович, 1993].

Под прибрежной зоной обычно понимается область, начинающаяся от уреза воды и до глубины несколько десятков метров, где ярко проявляются указанные эффекты. Именно эти волновые движения в диапазоне периодов от нескольких десятков секунд до 10 - 12 мин, которым с одной стороны присущи все основные свойства длинных волн, с другой - они самым тесным образом связаны с ветровыми волнами и зыбью, рассматриваются в настоящей главе.

Практические проблемы, обусловленные явлением тягуна в портовых бухтах, определили объект исследований Вальтера Манка - волновые движения в указанном выше диапазоне периодов [Munk et al., 1948]. В 1948 г. им были выполнены синхронные наблюдения за ветровым волнением и длинными волнами, которые показали наличие колебаний уровня моря с периодами около нескольких минут и амплитудой 2 - 10 см, связанных с высотой и периодом приходящих ветровых волн и зыби [Munk, 1949].

Манк предположил, что эти колебания образуются при разрушении ветровых волн и зыби в прибойной зоне, их энергия при этом переходит в энергию длинноволновых процессов, и предложил для них термин – «прибойные биения». Он полагал, что береговая линия, отражая прибойные биения, становилась, таким образом, источником излучения длинноволновой энергии в океан и прибойные биения могут быть причиной таких явлений, как «разрывные течения» и формирование волнового нагона в гаванях.

Но поскольку для открытого океана предложенный Манком термин для волн с периодами от тридцати секунд до нескольких минут является неточным, в качестве общего названия длинных волн, генерированных ветровыми волнами и зыбью как в прибойной зоне, так и вдали от берегов, был предложен термин «инфрагравитационные волны» (ИГ волны) [Kinsman, 1965].

Интерес к изучению инфрагравитационных движений в 1970-х годах положили работы [Bowen, 1969; Bowen, Inman, 1969; Gallagher, 1971], в которых была показана внутренняя связь динамических процессов в прибойной зоне и захваченных волн. Следствием нодальной структуры краевых волн, образующихся при набегании ветровых волн на берег, является проявление разрывных течений, образование разнообразных ритмических береговых и прибрежных форм рельефа [Terada, 1912; Ursell, 1952; Holman, 1983; Holman, Bowen, 1982].

Данные специальных экспериментов, проведенных в 1980-х годах в различных районах Мирового океана [Gerritsen, Van Heteren, 1984; Huntley, Kim, 1984; Middieton et al., 1987], показали, что общая энергия прибойных биений складывается из двух примерно равноценных компонент [Рабинович, 1993]: 1) вынужденной, обусловленной непосредственным воздействием на уровень радиационного напряжения в данном районе; 2) свободной, образованной суперпозицией дискретных мод краевых волн и непрерывного спектра излученных волн. В свою очередь свободные инфрагравитационные волны приходят в район наблюдения извне, а также образуются при разрушении и стохастизации вынужденных волн в прибойной зоне.

Основным фактором, определяющим высоты инфрагравитационных волн, является интенсивность штормового волнения. Наблюдения за прибойными биениями [Munk, 1949; Tucker, 1950] показали, что между высотами ветровых волн, зыби (H_s) и прибойными биениями (H_l) существует практически линейная связь:

$$H_l = \alpha H_s, \quad (2.1)$$

где $\alpha \approx 0,1$. Однако, впоследствии было установлено, что это значение α не является универсальным. Так, согласно данным работы [Бычков, Стрекалов, 1971],

$\alpha \approx 0,025$. К тому же выяснилось, что связь H_l и H_s носит более сложный характер, чем это следует из (2.1) [Бычков и др., 1970].

Фудзинава [Fujinawa, 1979], используя данные наблюдений вблизи побережья Японии, а также привлекая результаты расчетов Манка [Munk, 1949] и Гиды [Gida, 1975], получил следующую зависимость H_l от H_s :

$$H_l = k_\beta H_s^{3/2}, \quad (2.2)$$

где коэффициент k_β обратно пропорционален корню из глубины.

$$k_\beta = \delta/\sqrt{h}. \quad (2.3)$$

Бычков и Стрекалов [Бычков, Стрекалов, 1971] полагали, что средняя высота прибойных биений зависит не только от глубины и высоты ветровых волн, но и от их периода (T_s). Используя методы теории размерности, они получили выражение:

$$H_l = \frac{\gamma}{\sqrt{gh}} \frac{H_s^2}{T_s}, \quad (2.4)$$

где $\gamma \approx 32$ коэффициента параболической аппроксимации.

Бычков и другие исследователи [Бычков и др., 1970; Бычков, Стрекалов, 1971] заметили, что существует связь не только между высотами, но и между периодами ветровых волн и прибойных биений. На основе данных наблюдений ими было выведено соотношение:

$$T_l = 20T_s - 50. \quad (2.5)$$

Существование связи между инфрагравитационными волнами и пакетами ветровых волн или зыби следует из хорошего соответствия их периодов. Было установлено, что огибающая пакетов ветровых волн имеет периоды, равные периодам прибойных биений [Баском, 1966; Бычков, Стрекалов, 1971; Fujinawa, 1979; Middieton et al., 1987; Huntley, Kim, 1984]. Согласно их данным, огибающая волнового пакета и соответствующее длинноволновое колебание находятся в противофазе, как это и следует из теории [Longuet-Higgins, Stewart, 1962; Longuet-Higgins, Stewart, 1964].

Данные измерений пространственных характеристик ИГ волн [Huntley et al., 1981; Oltman-Shey, Guza, 1987] показывают, что в прибрежной зоне океана

доминирует нулевая мода краевых волн, длина которой, как следует из дисперсионного уравнения Стокса [Рабинович, 1993], при малых углах наклона дна β определяется формулой

$$\lambda_0 = \beta g [T_0^2 / (2\pi)], \quad (2.6)$$

где T_0 — период краевой волны. При $\beta = 0,01$ и $T_0 = 60$ с, $\lambda_0 = 60$ м, т. е. примерно на порядок меньше, чем для вынужденных ИГ волн; при более крутом наклоне дна ($\beta = 0,02$) и периоде $T_0 = 180$ с, $\lambda_0 \approx 1$ км, т. е. примерно того же порядка, что и для вынужденных волн.

Таким образом, было установлено, что в зависимости от типа волновых составляющих (а также от периода и параметров рельефа) длины ИГ волн могут меняться от нескольких десятков метров до нескольких десятков километров. Соответствующим образом меняются и другие характеристики колебаний. По-видимому, этим объясняется большой разброс в результатах наблюдений, полученных разными авторами.

Инфрагравитационные волны, измеренные в прибойной зоне и вне ее, имеют существенно различные статистики и характер связи с ветровыми волнами. Как показали данные специальных экспериментов [Battjes, 1974; Guza, Thornton, 1982; Guza et al., 1984; Holman, Sallenger, 1985 и др.], высокочастотные прибойные волны (имеющие частоту падающих ветровых волн) достигают в прибойной зоне вполне определенного уровня насыщения, выше которого их энергия не растет вне зависимости от состояния моря по внешней области. Обработка большого числа записей прибойных волн [Battjes, 1974] показала, что амплитуда волн, отвечающих уровню насыщения, удовлетворяет соотношению

$$a_s = \varepsilon_s g \beta^2 / \omega_s^2, \quad (2.7)$$

где β — наклон дна, $\varepsilon_s = 0,4\pi \approx 1,25$ — безразмерный прибойный параметр, ω_s — частота падающих волн. Согласно данным измерений других авторов [Guza, Thornton, 1982; Holman, Sallenger, 1985], прибойный параметр ε_s лежит в диапазоне 1-3.

Баттьес [Battjes, 1988] предложил другую безразмерную характеристику, которую назвал параметр подобия прибоя (surf similarity parameter)

$$\xi_b = [\pi g \beta^2 / (a_b \omega^2)]^{1/2} \quad (2.8)$$

где a_b – амплитуда приходящих (ветровых или зыби) волн на линии обрушения.

Высоты ИГ волн вблизи берега составляют около 70 % от высот ветровых волн во внешней зоне. Если считать, что значение $\alpha = 0,1$ в выражении (2.1) для внеприбойной зоны является достаточно типичным, то в прибойной зоне, как показано в [Рабинович, 1993] амплитуды ИГ волн увеличиваются примерно на порядок, а энергия соответственно на два порядка.

Измерения прибойных биений, выполненные Манком [Munk, 1949] и другими исследователями [Nakano, 1993; Terada 1912], выявили три основных свойства ИГ волн: прибойные биения имеют достаточно стабильные периоды колебаний, имеется явная связь между этими колебаниями и ветровым волнением, периоды прибойных биений практически совпадают с периодами модуляции ветрового волнения.

Исходя из этого Йосида сделал вывод, что прибойные биения образуются в результате нелинейного взаимодействия ветровых волн, и разработал модель генерации прибойных биений за счет нелинейного взаимодействия непрерывного спектра коротких волн $A(\omega)$ [Yoshida, 1950]. В этом случае высота низкочастотных волн H_l с частотой ω_l в глубоком море может быть представлена как

$$H_l(\omega_l) = \omega_l \int_{\omega_1}^{\omega_n - \omega_l} (2\omega - \omega_l) A(\omega) A(\omega + \omega_l) d\omega \quad (2.9)$$

В работе [Рабинович, 1993] в качестве примера взят спектр ветровых волн, имеющих нормальный закон распределения

$$A(\omega) = A_0 \exp[-\gamma^2(\omega - \omega_0)^2], \quad (2.10)$$

где $\omega_0 = (\omega_n - \omega_1)/2$. С учетом предположения [Рабинович, 1993], что $\gamma(\omega_n - \omega_1) \gg 1$, получено следующее выражение:

$$H_l(\omega_l) \approx 4\sqrt{\pi} \omega_l A_0^2 (\omega_0 / \gamma) \exp(-\gamma^2 \omega_l^2 / 2) \quad (2.11)$$

Функция $H_l(\omega_l)$ достигает максимума на частоте $\omega_{max} = \gamma^{-1}$. Следовательно, основной энергонесущий период низкочастотных волн, образовавшихся в

результате нелинейного взаимодействия ветровых волн со спектром (2.9), есть $T_{\max} = 2\pi\gamma$.

Аналогично может быть рассчитан спектр генерированных низкочастотных волн для произвольного спектра ветрового волнения. Приведенный в работе [Рабинович, 1993] пример показывает, что ветровые волны, имеющие спектр с характерными периодами 6–7 с, под действием нелинейных эффектов генерируют инфрагравитационные волны с периодами 1 – 3 мин.

Сходные выражения получены и другими исследователями [Крылов и др., 1976; Biesel, 1952]. Различия связаны в основном с разными видами нелинейных эффектов, которые учитывались при построении модели.

Большую роль в понимании структуры прибойных биений и механизма их формирования сыграли работы Лонге-Хиггинса и Стюарта [Longuet-Higgins, Stewart, 1962; Longuet-Higgins, Stewart, 1964]. Они описывают явления в прибрежной зоне и открытом океане, используя понятие радиационного напряжения S_{xx} , для которого получено следующее выражение

$$S_{xx} = E \left[\frac{2kh}{sh(2kh)} + \frac{1}{2} \right], \quad (2.12)$$

где: $E = 1/2\rho g a_s^2 = 1/8 \rho g H_s^2$ - энергия ветровых волн или зыби на единичной поверхности, a_s - их амплитуда, H_s - высота, k - волновое число, h - глубина жидкости. Фактически радиационное напряжение представляет собой избыток потока импульса, вызванного нелинейностями ветровых волн. Выражение (2.12) можно записать в виде

$$S_{xx} = E(2c_g / c - 1/2), \quad (2.13)$$

где c_g - групповая, а c - фазовая скорость ветровых волн.

На глубокой воде $2kh/sh(2kh) \rightarrow 0$, $c_g \rightarrow 1/2c$ и следовательно,

$$S_{xx} = \frac{1}{2}E = \frac{1}{16}\rho g H_s^2 \text{ при } kh \gg 1; \quad (2.14)$$

на мелкой воде $2kh/sh(2kh) \rightarrow 1$, $c_g \rightarrow 2c$ и

$$S_{xx} = \frac{3}{2}E = \frac{3}{16}\rho g H_s^2 \text{ при } kh \ll 1. \quad (2.15)$$

Если амплитуды ветровых волн изменяются во времени и, следовательно, в пространстве, то возникают горизонтальные градиенты радиационного напряжения. Важным примером подобных изменений является групповая структура волнения.

Плотность энергии такого поля можно представить в виде

$$E = E_0 \{ 1 + b \cos [k_g (x - c_g t)] \} , \quad (2.16)$$

где k_g – ширина полосы волновых чисел для группы коротких волн, распространяющихся со скоростью c_g ,

$$E_0 = \frac{1}{2} \rho g a_0^2 , \quad (2.17)$$

где a_0 – средняя амплитуда ветровых волн на глубокой воде.

Следуя работе [Longuet-Higgins, Stewart, 1964], рассмотрим сначала случай глубокого моря, когда $h \gg \lambda_s$, т.е. $kh \gg 1$, хотя длина группы при этом может быть сопоставима с глубиной. Тогда в соответствии с (2.14)

$$S_{xx} = \frac{1}{2} E_0 \{ 1 + b \cos [k_g (x - c_g t)] \} . \quad (2.18)$$

Исходя из условий баланса горизонтального момента импульса, Лонгет-Хиггинс и Стюарт показали [Longuet-Higgins, Stewart, 1964], что в этом случае радиационное напряжение приводит к возникновению низкочастотных вариаций поверхности океана, жестко связанных с группами ветровых волн:

$$\zeta = - \frac{(E - E_0) k_g}{2 \rho g [th(k_g h) - k_g / k]} = \frac{(a_s^2 - a_0^2) k_g}{4 [th(k_g h) - k_g / k]} . \quad (2.19)$$

Из (2.19) следует, что ζ всегда находится в противофазе по отношению к a_s^2 т.е. высоким волнам в группе соответствует понижение среднего уровня, а низким – повышение.

В работе [Рабинович, 1993] рассмотрены разные модели, но все они, в том числе и представленная выражением (2.19), подтверждают возможность генерации низкочастотных колебаний в результате нелинейного взаимодействия ветровых волн и связаны с группами (пакетами) волн. При этом амплитуда низкочастотных колебаний пропорциональна амплитуде ветровых волн, и, значит, их появление

следует ожидать во время штормов, когда ветровые волны имеют максимальные высоты и интенсифицируется процесс их нелинейного взаимодействия.

Выражение (2.19) можно упростить для двух экстремальных случаев [Longuet-Higgins, Stewart, 1964].

1. Если $k_g h \ll 1$, т. е. когда длина группы много больше глубины океана:

$$\tilde{\zeta} = - (a_s^2 - a_0^2)k / (4kh - 1), \quad (2.20)$$

или, учитывая, ранее сделанное предположение,

$$\tilde{\zeta} = - (a_s^2 - a_0^2) / (4h); \quad (2.21)$$

2. При $k_g h \gg 1$ и $k_g/k \ll 1$ уравнение (2.19) принимает вид

$$\tilde{\zeta} = - 1/4 (a_s^2 - a_0^2) k_g. \quad (2.22)$$

Для случая мелкого моря $kh \leq 1$ и реакция уровня моря на изменения радиационного напряжения может быть оценена из системы уравнений [Рабинович, 1993]:

$$\frac{\partial M}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial x} \left(S_{xx} + \rho g h \tilde{\zeta} \right); \quad (2.23)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\rho \tilde{\zeta} \right) = - \frac{\partial M}{\partial x}, \quad (2.24)$$

где M — средний горизонтальный импульс.

Производную $\partial/\partial t$ в уравнениях (2.23), (2.24) можно заменить на $c_g \partial/\partial x$ и интегрируя эти уравнения по x , получаем

$$M = - \frac{c_g S_{xx}}{gh - c_g^2} + const; \quad (2.25)$$

$$\tilde{\zeta} = \frac{1}{\rho} \frac{S_{xx}}{gh - c_g^2} + const. \quad (2.26)$$

Групповая скорость c_g не может превысить скорость свободных длинных волн $c = \sqrt{gh}$, поэтому $(gh - c_g^2) > 0$ и, следовательно, средний уровень под группой высоких волн понижается, а под низкими — повышается.

На очень мелкой воде, когда $kh \ll 1$ $c_g \rightarrow \sqrt{gh}$ знаменатель в выражениях (2.25), (2.26) становится очень малым и c_g в этом случае можно оценить как

$$c_g^2 = gh[1 - (kh)^2], \quad (2.27)$$

т. е.

$$\tilde{\zeta} = -S_{xx}/\rho\omega^2h^2 = 3ga^2_s/2\omega^2h^2 \quad (2.28)$$

Если предположить, что глубина изменяется медленно, так что отражение пренебрежимо мало, то в соответствии с законом Грина $a^2_s \sim h^{-1/2}$ и, следовательно, $\tilde{\zeta} \sim h^{-5/2}$. Таким образом, с уменьшением глубины, генерируемые низкочастотные колебания уровня должны возрастать.

Согласно теории Лонге-Хиггинса - Стюарта, вынужденные (связанные) ИГ волны вместе с группами ветровых волн - зыби движутся со стороны открытого океана в сторону берега. При обрушении ветровых волн в зоне прибоя происходит «освобождение» энергии вынужденных волн и они, отражаясь частично от берега, а частично непосредственно от линии прибоя, излучаются в открытый океан как свободные (излученные) волны. Один из возможных механизмов перехода энергии обрушившихся волн в ИГ волны описан в работе Дэли и Дина [Dally, Dean 1986].

Представляет интерес роль пограничных волн в формировании прибрежных движений и их связь с прибойными биениями. Этому направлению исследований были посвящены работы Боуэна и Инмана [Bowen, Inman, 1969], а также Галлахера [Gallagher, 1971]. Развивая теорию Лонге-Хиггинса - Стюарта, Галлахер показал, что при определенных при определенных углах подхода ветровых волн к берегу, в результате нелинейного взаимодействия этих волн образуются свободные краевые волны, амплитуды которых могут достигать значительных величин.

В простейшем случае, если взаимодействуют две падающие волны с частотами ω_1, ω_2 и волновыми числами k_1, k_2 резонансное возбуждение краевых волн происходит, если и $k_* = k_1 - k_2$ удовлетворяют дисперсионному уравнению

$$\omega_*^2 = gk_*(2n+1)\beta, \quad (2.29)$$

которое представляет собой упрощенную форму дисперсионных уравнений, полученных Эккартом и Урселлом при малых углах наклона β , где n – номер моды.

Как известно, захваченные краевые волны могут существовать достаточно долго, распространяться на большие расстояния без значительных потерь энергии и, поэтому, возбуждвшись в каком-либо районе, где существовали резонансные условия, они затем могут распространяться на большие расстояния от источника генерации. В том случае, когда резонансные условия не реализуются, возможно существование только чисто вынужденных колебаний, при этом формулы Галлахера и Лонге-Хиггинса - Стюарта практически совпадают.

Проведенные Галлахером исследования показали, что поле инфрагравитационных волн представляет собой суперпозицию вынужденных колебаний, которые сформировались в данном районе и могут быть описаны на основе теории Лонге-Хиггинса - Стюарта, и свободных краевых волн, пришедших в данный район извне или образовавшихся непосредственно в нем. Позднее было показано [Suhayda, 1974], что в формировании прибойных биений участвуют также свободные излученные волны, но эти волны (в отличие от краевых) не могут распространяться на большие расстояния от мест их зарождения, и поэтому их роль сравнительно мала.

Исследование связи прибойных биений и пограничных волн показало [Guza, Davis, 1974], что краевые волны за счет нелинейного резонансного взаимодействия могут возбуждаться монохроматическим волновым пакетом, нормально падающим на берег. И если волновой пакет с частотой ω видоизменяется под действием малых возмущений в форме краевой волны с частотой $\omega/2$, то нелинейное взаимодействие между ними приводит к переходу энергии и интенсивному росту высоты краевой волны. В дальнейшем было показано, что аналогичные эффекты наблюдаются и для волновых пакетов, подходящих к берегу под произвольным углом [Guza, Bowen, 1975].

Неограниченному росту высоты краевых волн при наличии резонансных условий препятствуют трение, радиационное излучение, нелинейные взаимодействия более высоких порядков и др., относительная роль которых в

рамках длинноволнового приближения рассмотрена в работе [Guza, Bowen, 1976]. Эти результаты были обобщены для коротких волн [Minzoni, Whitham, 1977].

Боуэн и Гуза [Bowen, Guza, 1978] рассматривали две системы волн, подходящих к берегу под произвольными углами φ_1 и φ_2 в результате взаимодействия которых образуется низкочастотное колебание с частотой ω_l и волновым числом k_l удовлетворяющим условиям

$$\omega_l = \omega_1 - \omega_2, \quad (2.30)$$

$$k_l = k_1 \sin \varphi_1 - k_2 \sin \varphi_2. \quad (2.31)$$

Для ветровых волн $\omega^2 = gk$. Тогда, в соответствии с дисперсионным уравнением Урселла, резонансное возбуждение краевых волн происходит, когда

$$\omega_l^2 = (\omega_1 - \omega_2)^2 = |\omega_1^2 \sin \varphi_1 - \omega_2^2 \sin \varphi_2| \sin [(2n+1)\beta]. \quad (2.32)$$

Полагая, что $\omega_1 > \omega_2$, выражение (2.32) приводится к виду

$$\sin \varphi_1 = (1 - \sigma)^2 \sin \varphi_2 \pm \frac{\sigma^2}{\sin [(2n+1)\beta]}, \quad (2.33)$$

где $\sigma = \omega_2/\omega_1$.

В простейшем случае, когда $\varphi_1 = \varphi_2 = \varphi$, условие (2.33) принимает форму

$$\sigma \approx 2 \sin \varphi \sin [(2n+1)\beta] \quad (2.34)$$

(предполагается, что $\sigma \ll 1$). Из (2.34) следует, что чем меньше угол наклона дна β и чем больше σ , тем большее число и тем более высокие моды будут генерироваться.

Очевидно, чем шире пучок $\Delta\varphi$, характеризующий диапазон направлений распространения зыби, тем более вероятно резонансное возбуждение отдельных мод краевых волн. Относительно широкий спектр направлений движения зыби типичен для Атлантики [Holman, 1981]. В Тихом океане зыбь порой проходит громадные расстояния перед тем, как достичь побережья, и поэтому обычно обладает очень узким $\Delta\varphi$ [Bowen, Guza, 1978; Snodgrass et al., 1966]. В этом случае резонансные краевые волны генерируются, когда

$$\omega_e = 2\omega_0 \sin \varphi \sin [(2n+1)\beta], \quad (2.35)$$

где $\omega_0 = (\omega_1 - \omega_2)/2$ — центральная частота коротких волн (зыби). Если спектр коротких волн является узкополосным ($\omega_0 \pm \Delta\omega/2$), то для образующихся в результате их взаимодействия длинных волн должен выполняться критерий

$$\omega_l < \Delta\omega. \quad (2.36)$$

Условие (2.36) устанавливает высокочастотную границу инфрагравитационных волн. Как следует из (2.33), (2.35), (2.36), возможны случаи, когда штормовое волнение и зыбь не приводят к генерации краевых волн или возбуждают только одну - две низшие моды. Однако, результаты работы Боуэна и Гузы позволили существенно расширить применимость идеи Галлахера о возможности возбуждения краевых волн короткими волнами, подходящими под углом к берегу.

Холмен [Holman, 1981] предположил, что краевые волны могут возбуждаться и не при точном выполнении условий (2.33) или (2.35). Согласно [Holman, 1981], амплитуда образующейся свободной волны (a_e) следующим образом зависит от частоты вынуждающей силы (ω_f):

$$a_e \sim \left[(\omega_f^2 - \omega_e^2)^2 + \frac{\omega_f^2 \omega_e^2}{Q^2} \right]^{-1/2}, \quad (2.37)$$

где Q — добротность системы. Если ω_e - частоты краевых волн, а ω_f определяется выражением (2.30), то (2.37) показывает эффективность генерации отдельных мод краевых волн в зависимости от ω_f и Q . Когда добротность мала, одновременно может возбуждаться много различных мод, при этом спектр наблюдаемых параметров (уровня, течений) не будет содержать явных пиков. При большом a могут возбуждаться только околорезонансные моды ($\omega_e \sim \omega_f$), которые на спектрах должны проявляться в виде явных пиков.

При изучении инфрагравитационных волн неоднородности рельефа дна и береговой линии долго не учитывались. Но теоретические работы показали, что если горизонтальные размеры неоднородностей таких, как, например, подводные банки, каньоны, бухты и др., сопоставимы с длиной волнового пакета, то при распространении длинных вынужденных волн (связанных, например, с движением

атмосферных возмущений) над ними может происходить резонансное возбуждение свободных волн [Ле Блон, Майсек, 1981].

В работе [Mei, Venmoussa, 1984] описаны исследования влияния неоднородностей на генерацию инфрагравитационных волн при нелинейном взаимодействии ветровых волн и зыби. Было показано, что в этом случае возникают два типа волн: 1) вынужденные волны, обусловленные воздействием на поверхность моря радиационного напряжения (согласно теории Лонге-Хиггинса—Стюарта); 2) свободные длинные волны, имеющие фазовую скорость и направление распространения, отличные от скорости и направления коротких волн (ветровых, зыби) и их волнового пакета.

При определенных ситуациях эти длинные волны могут захватываться в области мелководья и при этом генерируются круговые краевые волны, сходные с описанными Лонге-Хиггинсом [Ле Блон, Майсек, 1981]. Резонансные колебания могут возбуждаться также в бухтах и гаванях, обуславливая тем самым явление тягуна. При этом, как установили Мей и Бенмоусса, эффективность их возбуждения, в частности тягунообразных движений в гаванях, существенным образом зависят от направления подхода коротких волн к неоднородностям рельефа, добротности системы и определяется выражением (2.37).

Для анализа пространственной структуры прибойных биений и сопоставления соответствующих характеристик с теоретическими дисперсионными кривыми краевых волн использовался электромагнитный датчик скорости, установленный вблизи берега [Huntley, Bowen, 1978]. В результате в 1972 г. впервые было получено надежное инструментальное подтверждение существования краевых волн в прибойной зоне. Ранее существование краевых волн вблизи берега определялось по косвенным признакам: разрывным течениям, ритмическим формам рельефа и др.

Боуэн и Гуза [Bowen, Guza, 1978] предположили, что результатам Хантли можно дать и несколько иное объяснение, интерпретируя их в рамках предложенной ими модели. В соответствии с (2.35) краевые волны могут возбуждаться на частотах

$$\omega \sim \sin [(2n+1)\beta] . \quad (2.38)$$

Если частота вынуждающей силы (радиационного напряжения) ω_f лежит в диапазоне существования излученных волн, т. е. $\omega_f^2 > gk$, то изменчивость уровня и скоростей течений в направлении x описывается вырожденными гипергеометрическими функциями. Как было показано [Guza, Inman, 1975], для типичных наклонов дна и углов подхода волновых пакетов к берегу поперечный профиль излученных волн может быть аппроксимирован функцией Бесселя нулевого порядка.

В 1978 г. был проведен эксперимент [Huntley et al., 1981], в котором в районе Ла-Хольи (Калифорния) в виде креста были установлены девятнадцать двухкомпонентных электромагнитных датчика скорости течения и данные с них использовались для анализа вдольбереговой структуры прибойных биений и их трансформации при удалении от берега.

Позднее натурные исследования инфрагравитационных волн выполнялись Олтманом и др. [Oltman-Shey, Guza, 1987; Oltman-Shey et al., 1989], которые подтвердили результаты полученные Хантли: около 69 % общей волновой энергии вдольбереговых течений приходится на низшие моды краевых волн ($n \leq 2$); в течениях, нормальных берегу, на эти моды приходится только 17 %, а в основном эти течения формируются излученными волнами, уносящими энергию ИГ волн в открытый океан.

Проведенные эксперименты показали, что вдольбереговая структура инфрагравитационных течений формируется преимущественно низшими модами краевых волн, а в отдельных случаях (при наличии сильных сдвиговых течений) и сдвиговыми волнами. В образовании волновой структуры в направлении поперек берега важная роль принадлежит излученным волнам. Изменчивость спектральной энергии, когерентности и фазовых соотношений в прибойной зоне для волновых движений с периодами от нескольких секунд до 2 - 3 мин очень хорошо соответствует теоретическим соотношениям для стоячих волн [Suhayda, 1974; Mizuguchi, 1982; Guza, Thornton, 1985].

Выполненные исследования позволили выявить достаточно сложный характер структуры инфрагравитационных волн. Преобладание той или иной составляющей зависит от многих факторов, в частности, от расстояния от берега (при приближении к берегу возрастает относительная роль краевых волн, при

удалении — излученных и вынужденных). Однако, два фактора являются основными: 1) характеристики внешних сил, генерирующих ИГ волны, 2) орографические особенности района и прежде всего прибрежной зоны. Так, выполнение резонансных условий (что бывает сравнительно редко) приводит к генерации краевых ИГ волн большой амплитуды, которые могут существовать достаточно долго. Усиление штормовой активности обычно увеличивает относительную роль излученных и вынужденных ИГ волн.

Влияние особенностей рельефа прибрежной зоны на формирование ИГ волн наглядно показано в обзоре Додда [Dodd, 1992]. Так, на крутых приглубых берегах (рефлективных) обычно хорошо выражены стоячие колебания, а на диссипативных (протяженных отмельных) - краевые волны.

2.2. Исследование трансформации ветрового волнения и зыби у юго-восточного побережья острова Сахалин

2.2.1. Описание эксперимента и полученного материала

Развитие нефтегазового комплекса на шельфе острова Сахалин требует детального исследования динамических процессов в данном районе. Одним из наиболее сложных вопросов является изучение трансформации ветровых волн и зыби в узкой прибрежной полосе, возникновение инфрагравитационных волн – прибойных биений и разрывных течений, с которыми связаны перемещения донных осадков, изменения донного рельефа и другие литодинамические процессы (подробное описание подобных эффектов содержится в монографии [Рабинович, 1993]), имеющие особенное значение для мест выходов трубопроводов на берег.

Измерения вблизи берега, особенно в районах, где сравнительно часто возникают штормовые ситуации, представляют большую сложность. Одним из наиболее эффективных средств для регистрации волновых процессов на небольшом удалении от берега являются кабельные донные станции, снабженные датчиками гидростатического давления. Подобные системы могут сохраняться в течение достаточно продолжительного времени, причем давление на дне в наибольшей степени характеризуют нагрузки на подводные трубопроводы.

Для исследования особенностей волновых процессов вблизи берега на стационаре «Остромысовка» Института морской геологии и геофизики РАН

(ИМГиГ) был организован специальный эксперимент с постановкой пары измерителей придонного гидростатического давления на различных расстояниях от берега. Главной целью измерений было изучение формирования инфрагравитационных волн в зависимости от параметров ветрового волнения и зыби.

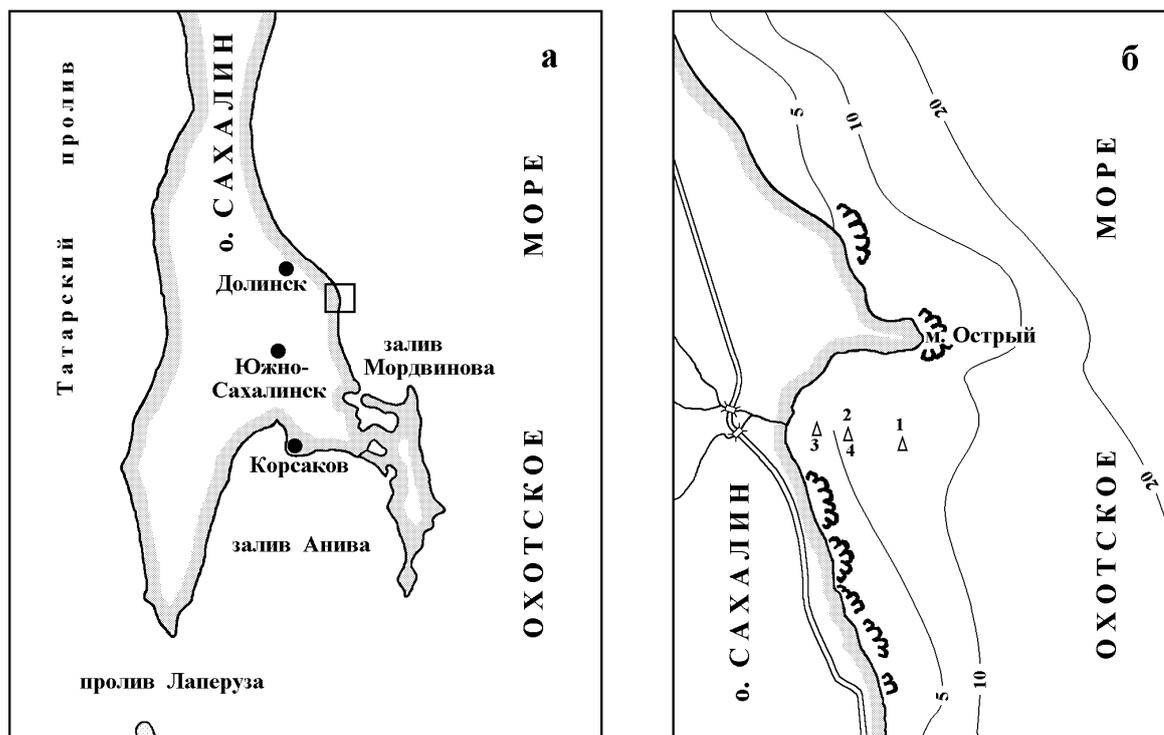


Рис. 2.1. Карта района проведения измерений и схема постановки датчиков придонного гидростатического давления.

Эксперимент проводился в августе-сентябре 2000 года на побережье Охотского моря, несколько к северо-востоку от города Южно-Сахалинск [Ковалев и др., 2000; Ковалев и др., 2006]. Карта постановок приборов приведена на рис. 2.1. Выбор места для постановки приборов имел особое значение, что связано с тем обстоятельством, что примерно в 10 км южнее от стационара, в районе пос. Лесное, один из вариантов проектируемого газопровода от месторождения Лунское к заводу сжиженного природного газа в пос. Пригородное предусматривал выход трубопровода на берег, что позволяло рассчитывать на непосредственное практическое применение полученных результатов.

Вначале были установлены два кабельных донных датчика гидростатического давления (№ 2 и № 1), один на расстоянии около 200 м от берега, другой - 400 м. Примерно через две недели, после первого заметного шторма, датчики были смещены, кабельные линии повреждены и частично выброшены на берег. В связи с этим были установлены новые станции - № 3 и № 4, на расстоянии около 100 и 200 метров от берега соответственно. Большая часть материалов наблюдений была получена именно с этих приборов.

Данные с обеих донных станций снимались с дискретностью 1 секунда и синхронно записывались на магнитный носитель в цифровом регистрирующем комплексе, установленном на берегу. Следует заметить, что ранее эти комплексы использовались в основном для наблюдения за длинноволновыми процессами с дискретностью измерения 1 мин. Применение их для регистрации волн с периодами несколько секунд было сопряжено с большими трудностями, главной из которых была низкая разрешающая способность регистрирующей аппаратуры, определяемая малой информационной девиацией частоты пьезорезонансных преобразователей гидростатического давления. Так, датчики НПО «ФОНОН» восьмидесятых годов выпуска имели коэффициент преобразования от 150 до 270 Гц/КПа. В этом случае единица младшего информационного разряда регистратора, выполненного по схеме цифрового частотомера, соответствовала 6,7 – 3,7 см водяного столба при дискретности измерения 1 с, что явно недостаточно для наблюдения волновых процессов в диапазоне ветровых волн. Поэтому использовались преобразователи флуктуаций частоты в изменение периода, что вызывало существенное усложнение аппаратуры и требовало точной начальной установки периодомера в зависимости от конкретной глубины установки донного датчика.

Для регистрации поверхностного волнения с секундной дискретностью возможно использовать поплавковый датчик, описанный в [Ковалев, Ковалев, 1997], однако для его установки требуется дорогое береговое сооружение.

Для описываемого натурального эксперимента нами использованы пьезорезонансные преобразователи конструкции 90-х годов имеющие коэффициенты преобразования более 1000 Гц/кг/см², что соответствует единице младшего разряда регистратора менее одного сантиметра водяного столба при

дискретности измерения 1 с. Полученный материал наблюдений и его обработка показали достаточность такого разрешения регистрирующей аппаратуры.

В связи с высокой дискретностью и большим объемом данных, регистрация проводилась ежедневно в течение 3 – 6 часов, а в случае усиления волнения велась непрерывно. Измерения продолжались до конца октября 2000 года, когда в результате сильного шторма кабельные линии были повреждены. Всего получено около 20 мегабайт данных наблюдений. После ввода в компьютер полученные ряды обрабатывались с применением методов статистического и спектрального анализа.

2.2.2. Анализ данных наблюдений

Основное внимание при анализе полученных данных уделялось изменчивости спектральных характеристик ветрового волнения и зыби в различных погодных условиях. На рис. 2.2 представлены отрезки записей, полученные в спокойную погоду и при прохождении циклона над районом, где производились измерения (в данном случае приведены записи приборов, установленных на расстояниях 100 и 200 м от берега). В обоих случаях в записях преобладают колебания с периодами, соответствующими диапазону зыби. Наблюдается заметное возрастание уровня волновой энергии вблизи берега, а также на обоих приборах при прохождении циклона. Обращает внимание выраженная групповая структура волнового процесса, причем модуляция имеет весьма сложный, изменяющийся во времени характер.

В зависимости от синоптической ситуации спектры полученных записей волнения довольно сильно различаются. На рисунке 2.3 приведены энергетические спектры колебаний уровня для различных погодных условий. Видно, что в некоторых случаях присутствуют только колебания с периодами 4-8 с, что соответствует ветровому волнению (рис. 2.3б). Однако подобные случаи наблюдаются достаточно редко. Наиболее характерная картина - когда основной пик приходится на периоды 10-15 с, что соответствует преобладанию волн зыби (рис. 2.3а). Достаточно часто наблюдается и смешанное волнение (рис. 2.3 в).

Сопоставление энергетических спектров ветрового волнения, полученных в настоящей работе с данными других авторов [Бычков, Стрекалов, 1971; Ветер и

волны, 1974; Давидан и др., 1985; Теоретические основы, 1988] показывает, что они имеют схожий характер.

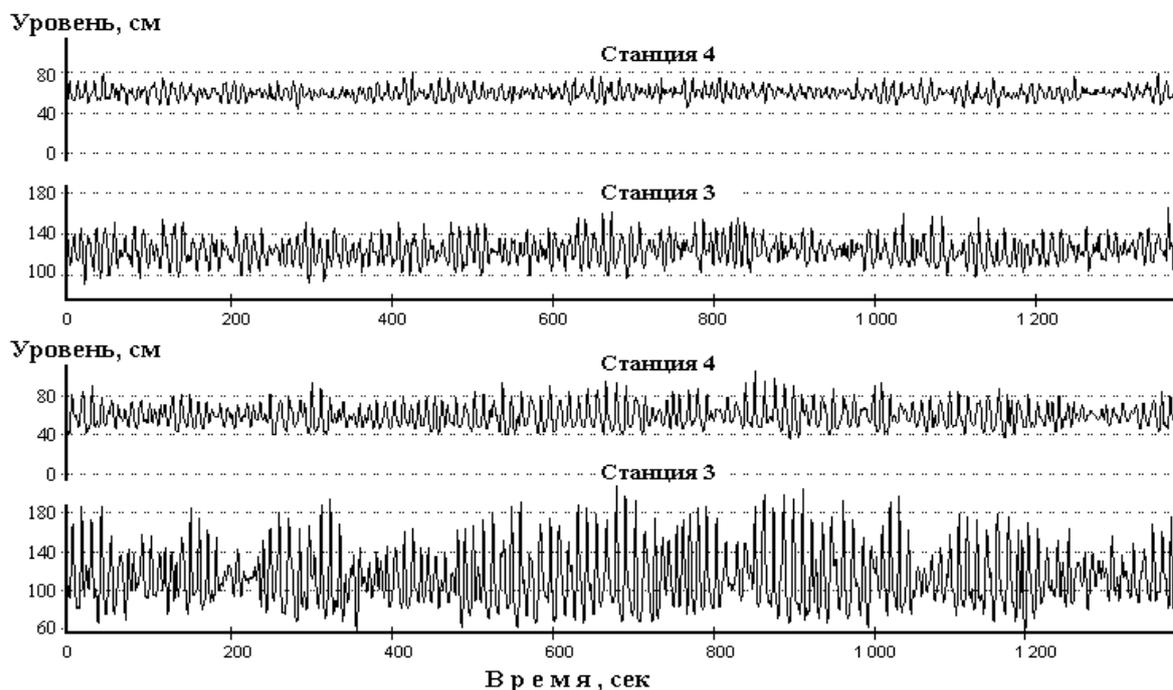


Рис. 2.2. Временные серии колебаний уровня станций № 3 и № 4 у мыса Острый для спокойной погоды (две верхние серии) и шторма (две нижние серии).

Анализ спектров показал также, что развитие ветрового волнения происходит вначале на более низких периодах 5–7 с (рис. 2.3а), а затем энергия ветровых волн возрастает за счет вклада более коротких волн с периодами от 3 до 5 с (рис.2.3в). При этом происходит уменьшение энергии короткопериодных волн зыби.

На рис. 2.4 представлены спектральные и взаимоспектральные характеристики записей в точках измерения 3 и 4, полученные 30 августа 2000 года. Хорошо заметны повышения уровня энергии колебаний и в диапазоне ветровых волн, и в диапазоне волн зыби. Причем для обоих диапазонов характерны сложные структуры спектра с наличием нескольких максимумов. Для зыби, например, основной период составляет около 11 с, имеются также заметные максимумы на периодах около 14 и 17 с. В других ситуациях именно низкочастотные составляющие являются основными, что обусловлено, вероятно,

характером образования волн и удаленностью области их возникновения от пункта измерения.

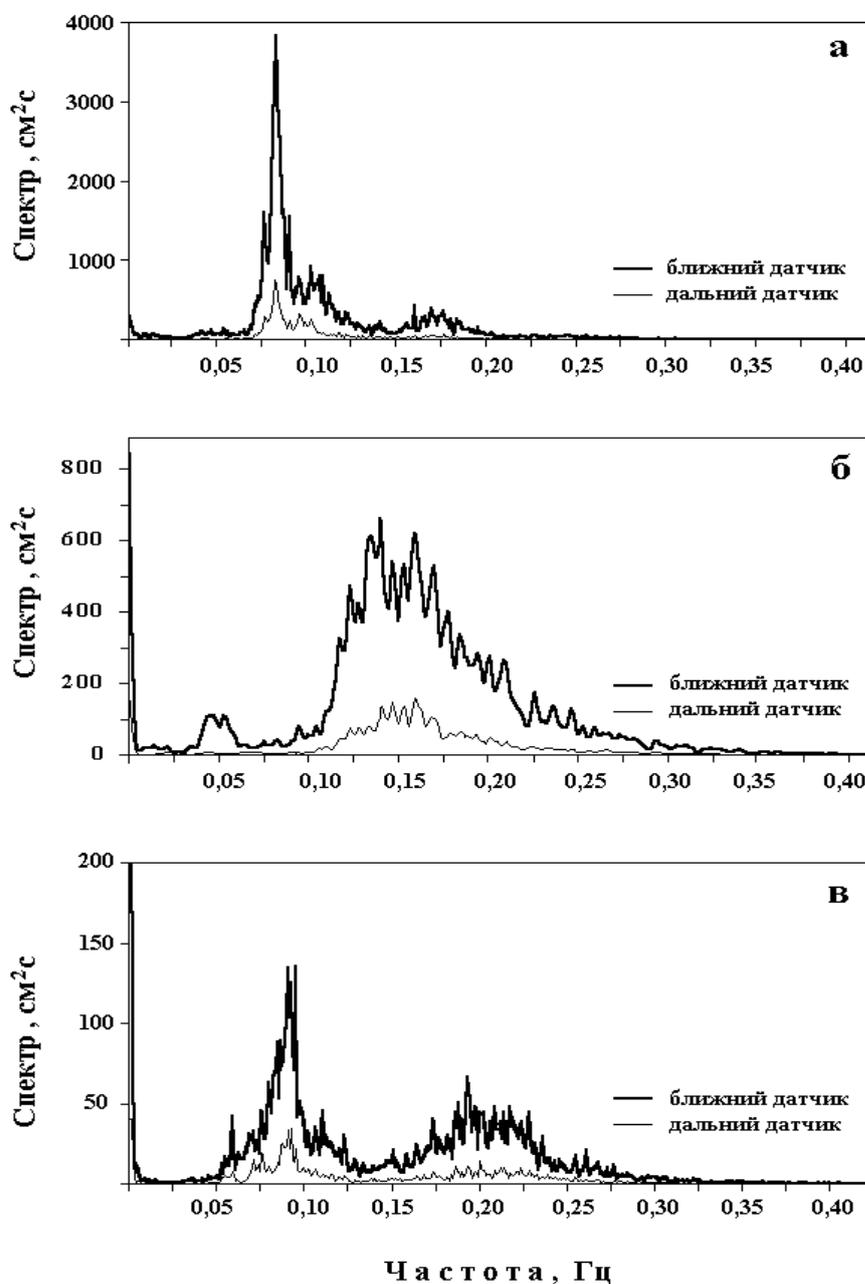


Рис. 2.3. Энергетические спектры колебаний уровня для различных погодных условий.

В диапазоне ветровых волн отдельные максимумы (на периодах около 4, 4,5, 5, 6 с) выделяются менее четко. В большинстве анализируемых ситуаций уровень энергии в этом диапазоне мал по сравнению с диапазоном волн зыби.

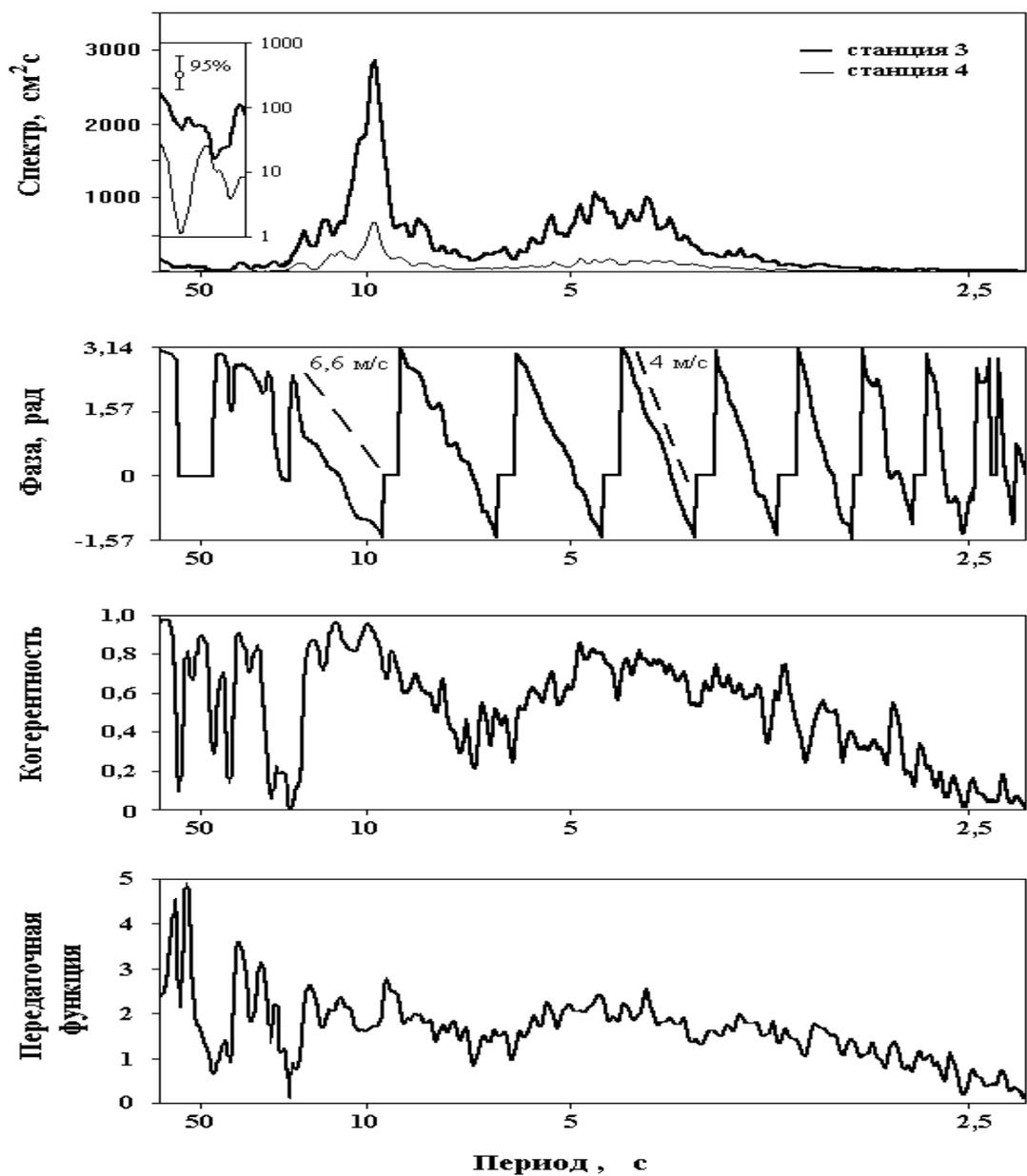


Рис. 2.4. Спектры, когерентность, разность фаз и передаточная функция колебаний уровня на ближней и дальней станциях (№ 3 и № 4). Число степеней свободы при расчете спектральных характеристик равнялось 22.

Структура спектров на более удаленной и близкой к берегу станциях имеет сходный характер, хотя различие по уровню энергии достаточно существенное (на ближней станции выше в 5–6 раз). Аналогичная картина наблюдалась на датчиках

3 и 4 практически постоянно. Интересно отметить, что в некоторых случаях при первой постановке на самой удаленной станции, расположенной в 400 м от берега уровень энергии оказывался выше, чем на прибрежной. Это связано с влиянием особенностей топографии береговой черты – при характерном для рассматриваемого района северо-восточном направлении подхода волн датчики, установленные на расстояниях 100 и 200 м от берега, прикрыты мысом Острый, в то время как самый удаленный фиксировал «неискаженные» колебания.

Приведенный на рис. 2.4 график когерентности между волновыми процессами на датчиках № 3 и № 4 обнаруживает высокую степень связи, в особенности в тех диапазонах частот, в которых наблюдалось повышение энергии колебаний. Именно на этих частотах частотная характеристика достигала наибольших значений – коэффициент усиления для обоих основных диапазонов составлял около 2,5.

В штормовых условиях уровень энергии колебаний возрастает в широком диапазоне периодов, что характерно для эффективного образования инфрагравитационных волн.

При анализе фазовых спектров помимо очевидного факта распространения волн от области больших глубин к берегу, хорошо заметно изменение фазовой скорости с частотой (дисперсии поверхностных волн). Обнаруживается изменение скорости распространения волн с частотой – для диапазона периодов зыби (около 10с) ее значение составляет 6,6 м/с, для ветровых волн (около 3 с) – 4,1 м/с.

Кроме того, в фазовых спектрах на периоде около 50 с находится интервал с нулевым фазовым сдвигом (рис. 2.4). В энергетическом спектре колебаний уровня на этих периодах наблюдается пик, величина которого превышает 95% доверительный интервал и лишь на два порядка меньше основного энергонесущего пика в этом диапазоне, соответствующего колебаниям зыби. Все это указывает на генерацию краевых волн, распространяющихся вдоль берега.

Существующие теории, обзор которых приведен в [Рабинович, 1993], связывают образование краевых волн с групповой структурой ветрового волнения. Поэтому, с целью наиболее детального исследования этого эффекта было проведено изучение групповой структуры, изложенное в следующем разделе.

2.2.3. Групповая структура волнения

Вопросы, связанные с исследованиями группового строения волн, стали особенно актуальными в связи с попытками объяснить механизм формирования прибойных биений. В работах многих исследователей, например, [Бычков, Стрекалов, 1971], отмечается, что групповое строение волн можно проследить практически на всех волнограммах. Поскольку на записях ветрового волнения, полученных у м. Острый и представленных на рис. 2.2, хорошо просматривается групповая структура волнения, был проведен анализ групповой структуры зыби и дана интерпретация полученных результатов на основании существующих теорий, приведенных в [Рабинович, 1993].

Для определения характеристик огибающих волновых пакетов рассмотрим возможность выделения огибающей. Зададим, по аналогии с работой [Гоноровский, 1967], модулированный процесс в виде

$$\zeta(t) = A(t) \cos \psi(t) , \quad (2.39)$$

где $A(t)$ – огибающая процесса.

При этом предполагается, что заданный процесс $\zeta(t)$ является узкополосным и все спектральные составляющие сигнала располагаются в полосе с центральной частотой ω_0 . Данное предположение позволяет считать $A(t)$ и $\psi(t)$ медленными функциями времени, т.е. относительные изменения $A(t)$ и $\psi(t)$ за один период несущего колебания меньше единицы, и необходимо для неискаженного восстановления огибающей.

При определении огибающей возникает неоднозначность в выборе функций $A(t)$ и $\psi(t)$, так как при любой функции $\psi(t)$ всегда можно удовлетворить уравнению (2.39) надлежащим выбором функции $A(t)$. От неопределенности можно избавиться, определяя $A(t)$ и $\psi(t)$ с помощью следующих соотношений [Гоноровский, 1967]:

$$A(t) = \sqrt{\zeta^2(t) + \zeta_1^2(t)} , \quad (2.40)$$

$$\psi(t) = \arctg [\zeta_1(t)/\zeta(t)] , \quad (2.41)$$

где $\zeta_1(t)$ - новая функция, определенным образом связанная с исходной функцией $\zeta(t)$.

Выражения (2.40) – (2.41) основаны на представлении $\zeta(t)$ в виде проекции вектора $A(t)$ на ось абсцисс, относительно которой отсчитывается угол $\psi(t)$.

Для выявления требуемого характера функции $\zeta_1(t)$ рассмотрим сначала некоторые свойства величины $A(t)$, вытекающие непосредственно из выражения (2.40) и справедливые при любой функции $\zeta_1(t)$.

Из выражения (2.40) видно, что в точках, где $\zeta_1(t)$ равно нулю, имеет место равенство [Гоноровский, 1967]

$$A(t) = \zeta(t) \quad . \quad (2.42)$$

Дифференцируя (2.40), получаем

$$A \frac{dA}{dt} = \zeta \frac{d\zeta}{dt} + \zeta_1 \frac{d\zeta_1}{dt} \quad . \quad (2.43)$$

Отсюда следует, что при $\zeta_1(t) = 0$, когда $A(t) = \zeta(t)$, имеет место равенство

$$\frac{dA}{dt} = \frac{d\zeta}{dt} \quad . \quad (2.44)$$

Кривые $A(t)$ и $\zeta(t)$ имеют общие касательные в точках, в которых $\zeta_1(t) = 0$.

Чтобы можно было рассматривать $A(t)$ как огибающую быстро осциллирующей функции $\zeta(t)$ полученных условий еще недостаточно. Необходимо также, чтобы кривая $A(t)$ касалась кривой $\zeta(t)$ в точках максимальных (амплитудных) значений.

Этому условию отвечают преобразования Гильберта [Гоноровский, 1967; Морс, Фешбах, 1958]

$$\zeta(t) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\zeta_1(\tau)}{\tau - t} d\tau \quad , \quad (2.45)$$

$$\zeta_1(t) = -\frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\zeta(\tau)}{\tau - t} d\tau \quad , \quad (2.46)$$

причем здесь имеются в виду главные значения несобственных интегралов. А функция $\zeta_1(t)$ называется функцией, сопряженной функции $\zeta(t)$.

Нетрудно убедиться, что в тех точках, где $|\zeta(t)|$ проходит через максимум, $\zeta_1(t)$ обращается в нуль. Действительно, из рассмотрения выражения (2.46) следует, что величина интеграла определяется в основном участками пути интегрирования вблизи $\tau = t$, где функция $1/(\tau - t)$, обладая противоположными знаками по обе стороны от точки $\tau = t$, стремится к бесконечности.

Если в точке $\tau = t$ функция $|\zeta(\tau)|$ проходит через максимум и, следовательно, $d\zeta(\tau)/d\tau = 0$, то в окрестности этой точки $|\zeta(\tau)| = |\zeta(t)|$ может рассматриваться как постоянная величина. Вынося поэтому $\zeta(\tau)$ за знак интеграла, записываем последний в форме

$$\int_{t-\varepsilon}^{t+\varepsilon} \frac{d\tau}{\tau - t}, \quad (2.47)$$

где 2ε - интервал, в котором $d\zeta(\tau)/d\tau \approx 0$.

Так как подынтегральная функция нечетна относительно τ , последний интеграл обращается в нуль. Соответственно в точках τ , в которых $\zeta(\tau)$ проходит через нуль и, следовательно, меняет свой знак, подынтегральная функция становится четной и значение $|\zeta_1(\tau)|$ становится максимальным.

Исходя из выше приведенного обоснования, для определения характеристик огибающих волновых пакетов использовалось преобразование Гильберта [Гоноровский, 1967; Морс, Фешбах, 1958]. Для выделения волновых составляющих, отвечающих групповой структуре, исходный ряд и полученный с применением преобразования возводились в квадрат и суммировались, после чего из суммы вычислялся квадратный корень. В результате такой операции колебания с основной частотой подавляются, а полученный ряд содержит составляющие с периодами, отвечающими огибающим волновых пакетов.

Отобранные для анализа отрезки записи предварительно сглаживались, для подавления высокочастотных колебаний (прежде всего ветровых волн) применялась процедура скользящего среднего с коэффициентами, соответствующими окну Кайзера-Бесселя с временным окном 8 секунд. Низкочастотные вариации, обусловленные, вероятно, приливами, устранялись путем применения простого разностного фильтра первого порядка.

Использование преобразования Гильберта оказалось весьма эффективным способом анализа групповой структуры волн зыби. В спектрах полученных огибающих (рис.2.5) выделяются пики на частотах волн зыби, однако содержание энергии на периодах 10-12 с понижалось более чем на порядок на ближнем датчике, на дальнем остаточная энергия волн зыби проявляется еще в меньшей степени. При этом в спектрах огибающих обнаруживаются пики с периодами 50 и 200 секунд. Вероятно, эти пики как раз соответствуют инфрагравитационным волнам, связанным с наличием групповой структуры зыби.

На рис. 2.5 приведены также взаимоспектральные характеристики рядов, полученных в результате применения преобразования Гильберта к синхронным сериям наблюдений на дальней и ближней станциях. Когерентность для обоих пиков в области больших периодов достаточно высока (около 0,6), но наибольший интерес представляет фазовый спектр. Из рисунка видно, что для первого пика и всего диапазона периодов (до 15 с включительно) наблюдается примерно линейное изменение фазы, что дает возможность оценить скорость распространения волн. Исходя из соотношения

$$C = l (\omega_1 - \omega_2) / (\varphi_1 - \varphi_2) \quad , \quad (2.48)$$

где l - расстояние между датчиками, составляющее около 100 м, (φ_i, ω_i) – значения фаз и частоты для двух точек на фазовом спектре. В результате расчета получаем величину скорости около 7 м/с, которая соответствует скорости длинных волн в акватории со средней глубиной около 5 м. Это как раз соответствует условиям постановки приборов. Первый из пиков в спектрах огибающих, с периодом около 200 с, характеризуется, следовательно, направлением распространения волн в сторону берега.

Напротив, для второго пика, с периодом около 50 с, сдвиг фаз между датчиками равен нулю. Так как датчики располагались по нормали к линии берега, это означает, что волны распространяются вдоль него, то есть являются краевыми. Сопоставим полученные результаты анализа наблюдений с теоретическими исследованиями инфрагравитационных волн.

Изложенные в разделе 2.1 теоретические выкладки позволили предположить, что обнаруженный в энергетическом спектре огибающей

низкочастотный пик с периодом около 200 с является следствием нелинейного взаимодействия волн зыби. Подтверждается это отсутствием значимого пика на этом периоде в спектре колебаний уровня.

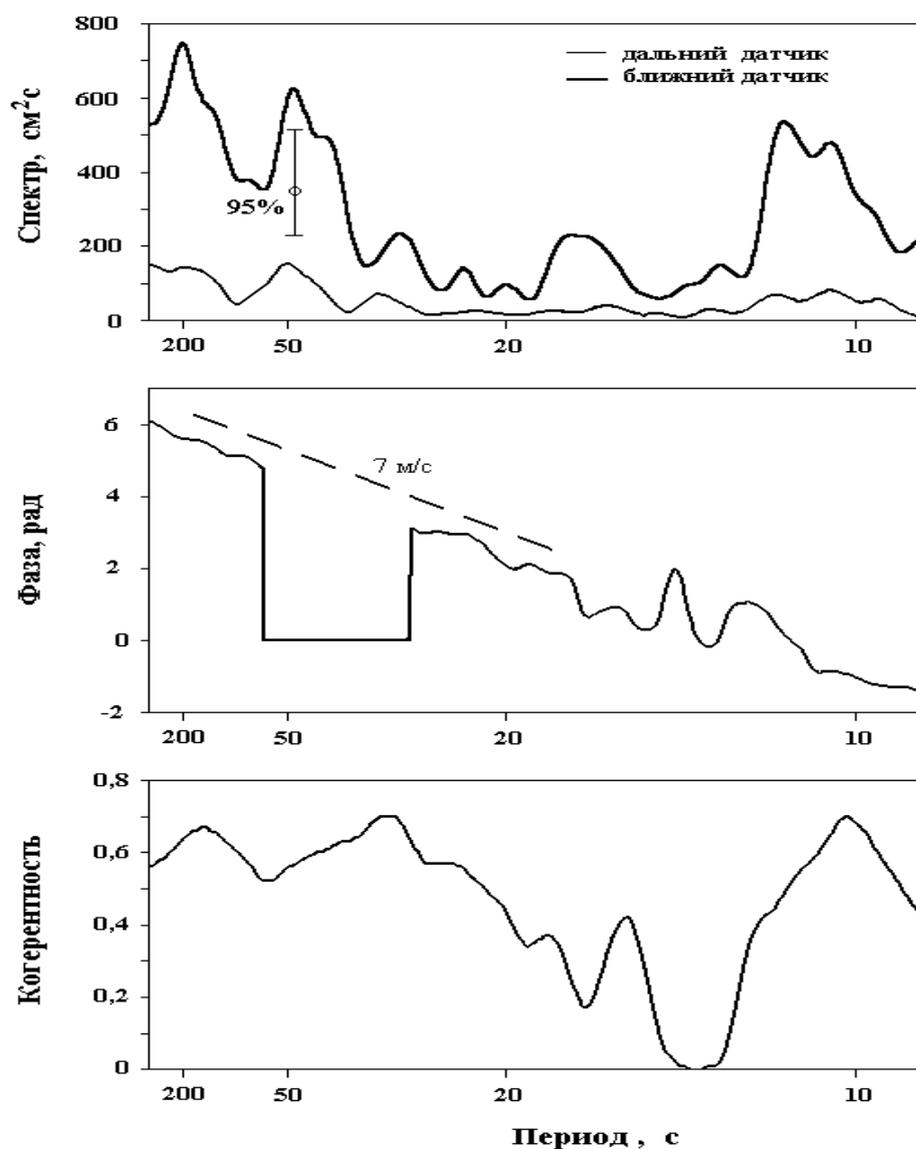


Рис. 2.5. Спектры, когерентность и разность фаз колебаний волновой огибающей (преобразования Гильберта) на ближней и дальней станциях (№ 3 и № 4).

Поэтому, можно заключить, пик энергетического спектра с периодом около 200 с огибающей пакетов волн, наблюдаемых у мыса Острый, соответствует вынужденным инфрагравитационным волнам, образующимся в результате нелинейной трансформации волн зыби. Образующиеся длинные волны тесно

связаны с группами волн – они имеют приблизительно такую же фазовую скорость, что и волны зыби, и распространяются в сторону берега.

Наличие таких волновых пакетов приводит к возникновению специфических эффектов, в частности, так называемому волновому нагону. Известно, что для участков побережья, открытых для подхода ветровых волн, средний уровень может существенно повышаться. В этом случае воздействие волнения на берег заметно возрастает, что оказывает существенное влияние на размывы грунта. Это обстоятельство очень важно и его нужно учитывать при определении мест прокладки нефтепроводов.

Для объяснения природы второго максимума в спектре огибающей с периодом около 50 с воспользуемся результатами исследований Галлахера, изложенными в работе [Gallagher, 1971]. Галлахер показал, что при определенных углах подхода ветровых волн к берегу (т.е. при определенных резонансных условиях) в результате нелинейного взаимодействия этих волн образуются свободные краевые волны, амплитуды которых могут достигать значительных величин.

Поскольку в эксперименте использовалось два датчика, определить углы подхода волн зыби к данному участку побережья и резонансные условия образования свободных краевых волн не представлялось возможным.

Тем не менее, для обнаруженного в энергетическом спектре колебаний уровня и спектре огибающей максимума с периодом около 50 с (рис. 2.5) сдвиг фаз между датчиками, расположенными на разных расстояниях от берега равен нулю, а, значит, волны распространяются вдоль берега, то, с учетом выше изложенного, можно заключить, что наблюдаемый энергетический пик соответствует генерации свободных краевых волн.

Для оценки параметров обнаруженных краевых волн использовалась модель полубесконечного океана с изменением глубины по линейному закону

$$h(x) = \alpha x, \quad (2.49)$$

где $\alpha = \operatorname{tg} \beta$, β - угол наклона дна.

Такую модель обычно называют «бесконечным откосом» [Рабинович, 1993]. Она является искусственной и в большинстве случаев плохо передает

реальную геометрию шельфа. Существенным ее недостатком является отсутствие характерного горизонтального масштаба, который присущ природным шельфам. Между тем, размеры переменного рельефа (зоны шельфа и континентального склона), а также наличие протяженной глубоководной области, где глубина меняется мало, в значительной степени определяют форму и параметры краевых и излученных волн. Поэтому в последнее время для описания относительно крупномасштабных волновых процессов (масштаб которых сопоставим с масштабом шельфа) типа анемобарических волн для аппроксимации рельефа используют более реалистичные аналитические модели. Однако для процессов в прибрежной зоне, характерные масштабы которых много меньше размеров шельфа (инфрагравитационных волн и связанных с ними явлений), модель бесконечного откоса вполне применима и дает хорошие результаты при сравнении с данными фактических наблюдений [Рабинович, 1993].

Рассмотрим решение Экарта [Eckart, 1951] для модели линейного откоса. Дифференциальное уравнение колебаний свободной поверхности [Рабинович, 1993] с учетом (2.49) будет иметь вид:

$$\zeta''(x) + \frac{1}{x}\zeta'(x) + (\kappa^2/x - k^2)\zeta(x) = 0, \quad (2.50)$$

где $\kappa^2 = \omega^2/(g \operatorname{tg} \beta)$. Решение этого уравнение может быть получено в виде [Eckart, 1951]

$$\zeta(x) = A_n L_n(2kx) e^{-kx}, \quad (2.51)$$

и

$$\kappa^2/2k - 1/2 = n, \quad n = 0, 1, 2, \dots, \quad (2.52)$$

где A_n – амплитуда вблизи берега, $L_n(2kx)$ – полиномы Лаггера, n – номер моды краевых волн, k – вдольбереговое волновое число. В общем виде [Корн, Корн, 1984]

$$L_n(x) = (n!)^2 \sum_{m=0}^n (-1)^m \frac{x^m}{(m!)^2 (n-m)!}. \quad (2.53)$$

Из условия (2.52) получаем дисперсионное соотношение

$$\omega_n^2 = (2n+1)gk \operatorname{tg} \beta, \quad (2.54)$$

которое при $n = 0$ и малом β совпадает с выражением, полученным Стоксом.

Решение (2.51) представляет дискретный набор отдельных мод краевых волн, каждая из которых на плоскости (ω, k) отображается дисперсионной кривой $\omega_n(k)$. Номер моды соответствует числу нулей функции $\zeta(x)$ в направлении поперек берега.

Урселом [Ursell, 1952] было получено уточненное дисперсионное соотношение для краевых волн Стокса

$$\omega_n^2 = gk \sin [(2n+1) \beta] , \quad (2.55)$$

которое при малых углах наклона β эквивалентно выражению (2.54).

С использованием выражения (2.54), для угла наклона дна в районе мыса Острый $\beta \approx 0,035$, рассчитана дисперсионная диаграмма для краевых волн, приведенная на рис. 2.6. Поскольку определено установить, какая же мода краевых волн возбуждается в результате нелинейного взаимодействия волн зыби и соответствует обнаруженному максимуму в спектре колебаний огибающей, равному 0,02 цикл/с, по двум датчикам не представляется возможным, в дальнейшем были рассмотрены первая и вторая моды, возбуждение которых наиболее вероятно.

Далее с помощью выражения (2.51) были рассчитаны профили возвышения свободной поверхности для первой и второй мод краевых волн приведены на рис. 2.7.

По энергетическим спектрам огибающей, вычисленным для различных погодных условий, были рассчитаны амплитуды краевых волн с периодом около 50 с. Средняя амплитуда колебаний на заданной частоте определялась по формуле

$$\bar{A}^2 = \int_{\omega_1}^{\omega_2} S(\omega) d\omega , \quad (2.56)$$

где интегрирование производилось по интервалу частот, охватывающих пик. Значения вычисленных амплитуд колебались от 1 см для относительно тихой погоды до 3,5 см при наиболее развитом волнении. Эта величина и используется для определения A_n в выражении (2.51) для вычисления профиля обеих мод.

Полученные профили возвышения свободной поверхности позволили рассчитать вдольбереговые скорости с учетом компонент скорости полученных из уравнений движения в длинноволновом приближении [Рабинович, 1993]:

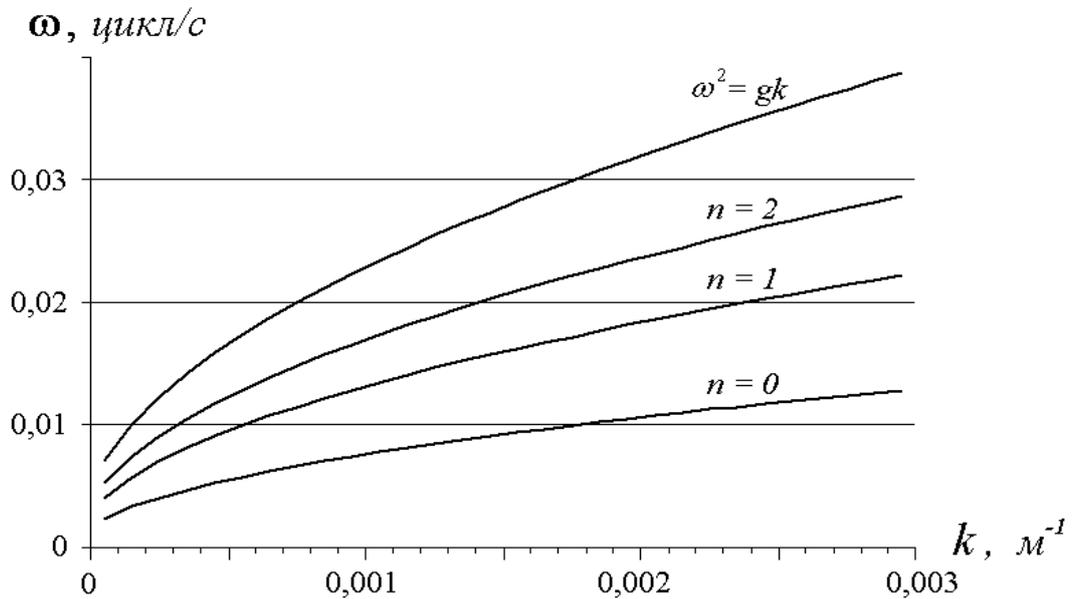


Рис. 2.6. Дисперсионная диаграмма краевых волн трех первых мод для модели Экарта и района постановки датчиков вблизи мыса Острый.

$$u = i (g/\omega)\zeta' , \quad (2.57)$$

$$v = i (gk/\omega)\zeta . \quad (2.58)$$

Результаты расчета приведены на рис. 2.8. Видно, что вдольбереговые скорости для обеих мод изменяют свое направление на противоположное, т.е. структура поля течений имеет характерный рисунок в виде «ячеек», расположенных на различном расстоянии от берега [Рабинович, 1993].

Именно такая структура способствует формированию разрывных течений – одного из опасных факторов для объектов, расположенных в прибрежной зоне моря. Для ситуации, соответствующей развитому волнению у мыса Острый, максимальная скорость вдольберегового потока достигала, согласно полученных оценок, величины 35 см/с для первой и 50 см/с для второй моды краевых волн. Такие течения могут представлять особую опасность для объектов в прибрежной зоне моря.

Следует отметить, что разрывные течения способствуют образованию размывов грунта в прибрежной зоне, вдольбереговых периодических форм и других литодинамических процессов. Вдольбереговое течение в Остромысовке очень опасно и являлось причиной выброса на берег датчиков гидростатического давления, использованных для измерений настоящей работы, а также сетей работающих в данном районе рыболовецких бригад.

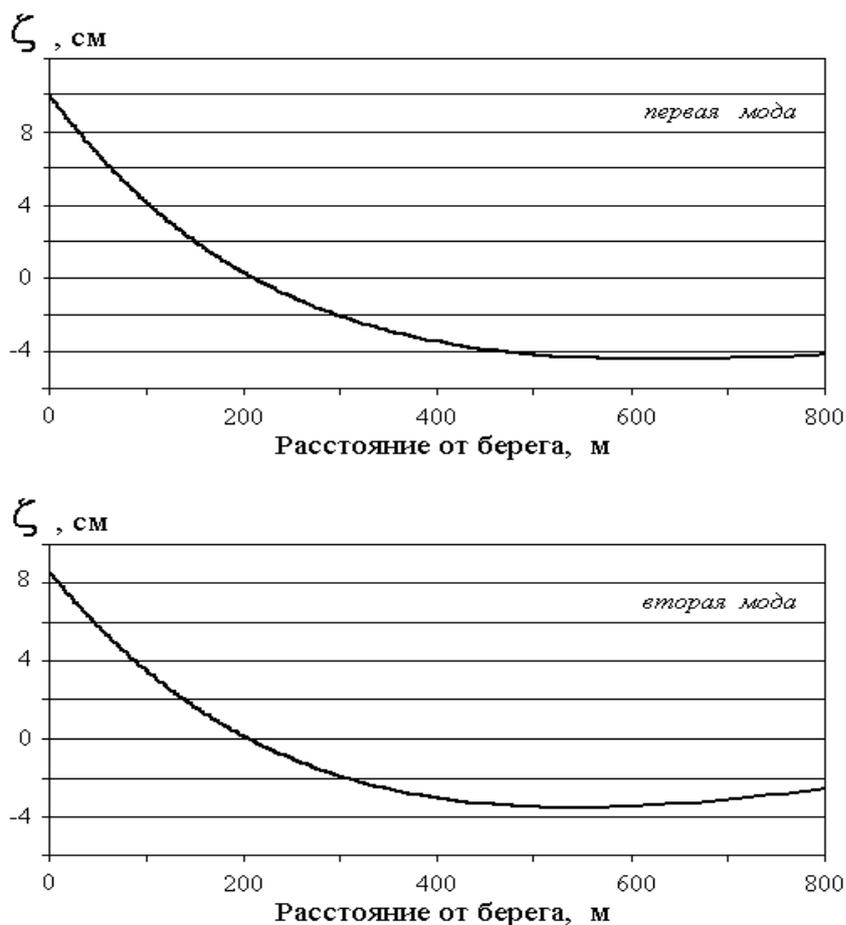


Рис. 2.7. Возвышение свободной поверхности $\zeta(x)$, где x – расстояние от берега, для первой и второй мод краевых волн.

Таким образом, проведенный анализ экспериментальных данных показал, что в результате нелинейного взаимодействия волн зыби вблизи берега образуются два типа инфрагравитационных волн – одни более низкочастотные составляющие (периоды около 200 с) имеют характерное направление распространения в сторону

берега, вторые, более высокочастотные (периоды около 50 с), распространяющиеся вдоль него свободные краевые волны.

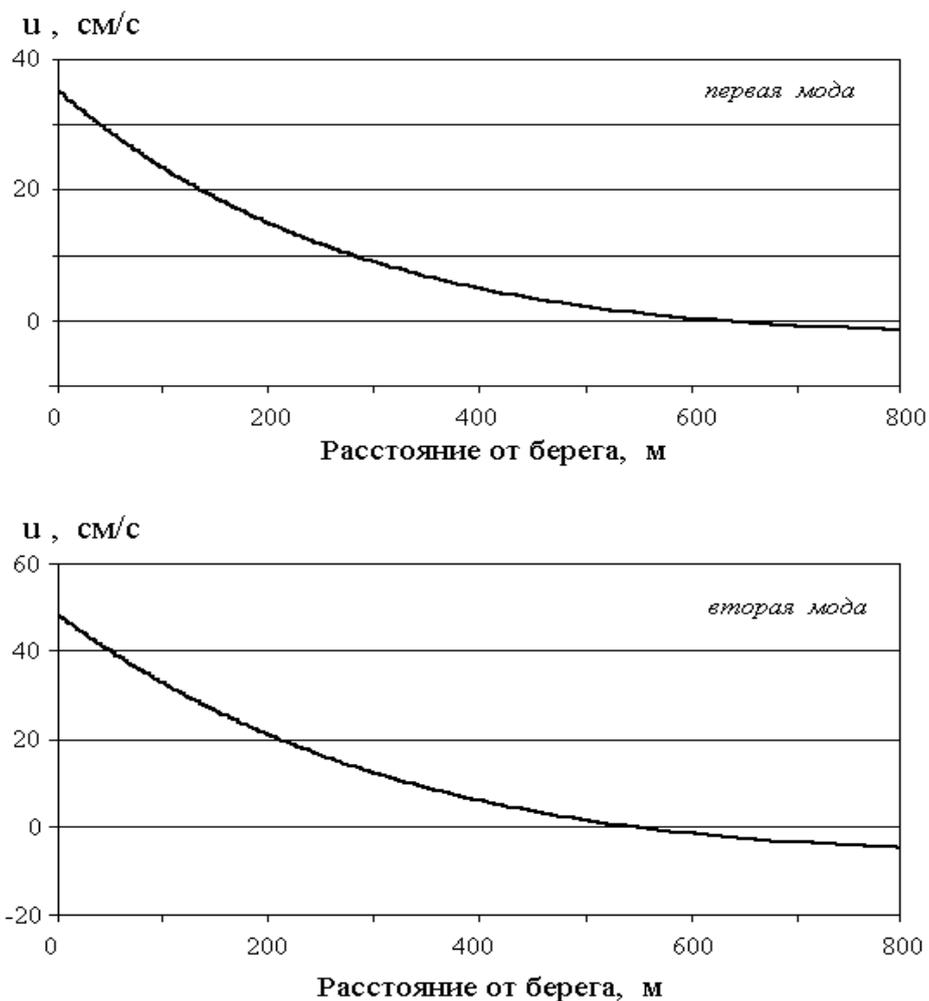


Рис. 2.8. Вдольбереговые скорости для первой и второй мод краевых волн.

2.3. Изучение волнения в Южно-Курильской бухте

2.3.1. Анализ высокочастотных колебаний

С целью изучения условий формирования инфрагравитационных волн в зависимости от параметров ветрового волнения и зыби и оценки возможностей генерации краевых волн групповой структуры волнения для различных акваторий эксперимент, аналогичный проведенному в районе м. Острый (раздел 2.1), был проведен вблизи берега в Южно-Курильской бухте (о. Кунашир, Курильская гряда) в районе м. Горячий [Kovalev, 2006]. Регистрация колебаний уровня моря проводилась для диапазона периодов от 3 с до 10 минут с дискретностью 1 с.

Для получения более детальных исследований была предпринята попытка установить три кабельных донных датчика гидростатического давления, но из них заработали только два - С1 и С2. Примерно через два месяца регистрации С2 также перестал работать. Большая часть материалов наблюдений была получена именно в момент работы обоих датчиков. Образец записи представлен на рис 2.9.

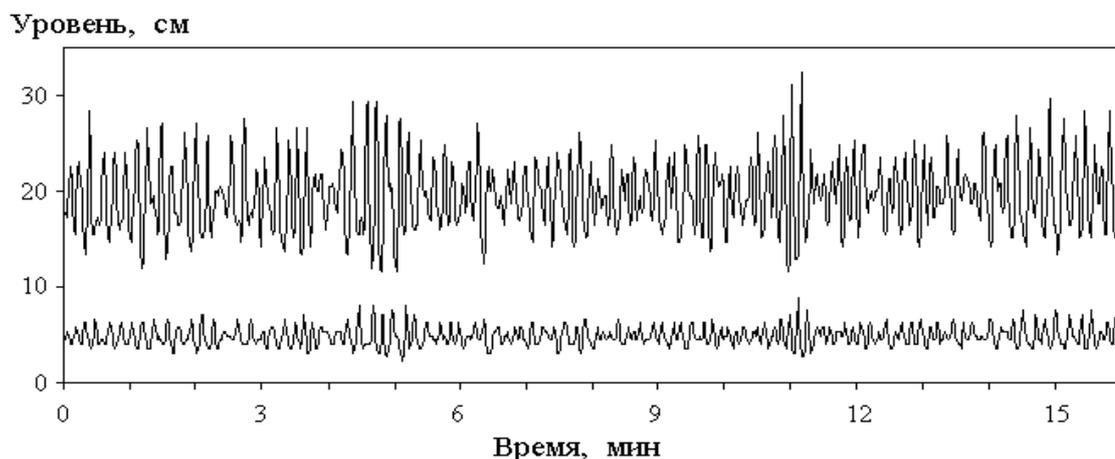


Рис.2.9. Образец записей колебаний уровня моря с дискретностью 1 с. Верхний ряд относится к ближнему датчику.

Основное внимание при анализе полученных данных уделялось изменчивости спектральных характеристик ветрового волнения и зыби в различных погодных условиях, а также наличию в фазовых спектрах участка с нулевым фазовым сдвигом между двумя датчиками, что говорит о существовании волны, распространяющейся вдоль берега. Такие волны были обнаружены при анализе данных уровневых наблюдений, полученных на восточном побережье о. Сахалин.

Спектры полученных записей довольно сильно различаются в зависимости от синоптической ситуации. На рис. 2.10 приведены энергетические спектры колебаний уровня для различных состояний моря последовательно во времени: а – средний шторм, б - шторм с сильным накатом на берег, в - шторм.

Сравнение этих спектров со спектром в штиль, полученного по наблюдениям 20.10.02, показало, что энергия волнения в штиль на два порядка меньше энергии волнения при шторме с накатом в диапазоне периодов от 50 до 10 с и при шторме в диапазоне от 10 до 6,5 с. Сопоставление полученных энергетических спектров ветрового волнения с данными других авторов [Бычков,

Стрекалов, 1971; Ветер ..., 1974; Давидан и др., 1985; Теоретические основы ... , 1988], а также данными раздела 2.2 настоящей работы показывает, что они имеют схожий характер.

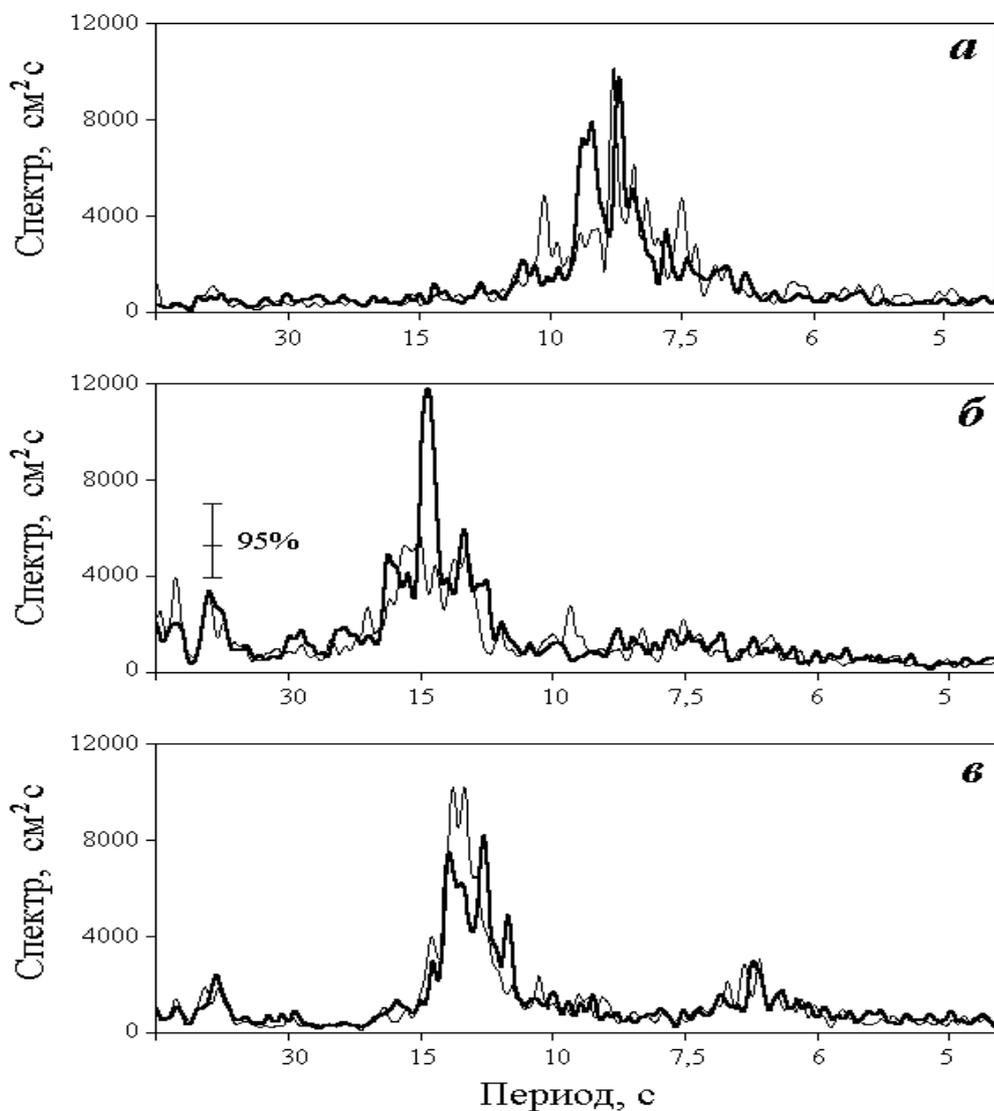


Рис. 2.10. Энергетические спектры колебаний уровня для различного состояния моря для станции С1. Спектры получены по рядам наблюдений: а – 22.10.02, б – 23.10.02, в – 24.10.02. Тонкой линией показан спектр второго измерения, выполненного через 2 часа после начала первого. Доверительный интервал указан для периода 72 с.

Анализ спектров показал, что развитие волнения происходит вначале на более коротких периодах в диапазоне от 10,5 до 7 с (рис. 2.10а), затем период колебаний увеличивается почти в два раза – от 18 до 13 с. Причем для спектров характерны сложные структуры с наличием нескольких максимумов. Для зыби на

рис. 2.10б, например, основной период колебаний составляет около 14 с, имеются также заметные максимумы на периодах около 13 и 17 с.

Ветровое волнение с периодами от 7,5 до 6 с заметно только на уменьшении шторма (рис. 2.10в). В большинстве анализируемых ситуаций уровень энергии в этом диапазоне мал по сравнению с диапазоном волн зыби. В спектре при штиле максимумы также наблюдаются в диапазоне зыби.

В спектрах волнения при шторме обнаруживаются колебания с периодом около 72 с. На начальном этапе развития шторма энергия их невелика, однако при развитом волнении, максимум на этом периоде превышает 95% доверительный интервал. В спектрах штиля колебания с этой частотой отсутствуют, что позволяет сделать вывод, о том, что основной фактор, определяющий высоты этих волн – сила штормового волнения. Такой же вывод сделан и в работе [Рабинович, 1993].

На рис. 2.11 представлены спектральные и взаимоспектральные характеристики синхронных записей станций С1 и С2, полученные в августе 2002 года. Структура спектров на удаленной и близкой к берегу станциях имеет сходный характер, хотя различие по уровню энергии достаточно существенное (на ближней станции выше более чем на порядок). Аналогичная картина наблюдалась на станциях практически постоянно.

Приведенный на рис. 2.11 график когерентности между волновыми процессами на датчиках С1 и С2 обнаруживает высокую степень связи, в особенности в тех диапазонах частот, где наблюдалось повышение энергии колебаний.

В штормовых условиях уровень энергии колебаний возрастает в широком диапазоне периодов, что характерно для эффективного образования инфрагравитационных волн.

Анализ фазовых спектров позволяет оценить скорость распространения волн. Из рисунка видно, что для всего показанного на рисунке диапазона периодов (за исключением участка с нулевой фазой) наблюдается примерно линейное изменение фазы. Исходя из соотношения (2.48) и учитывая расстояние между донными датчиками, составляющее около 70 м, получаем значение скорости около 9,5 м/с, что соответствует скорости длинных волн в акватории со средней глубиной около 5 м.

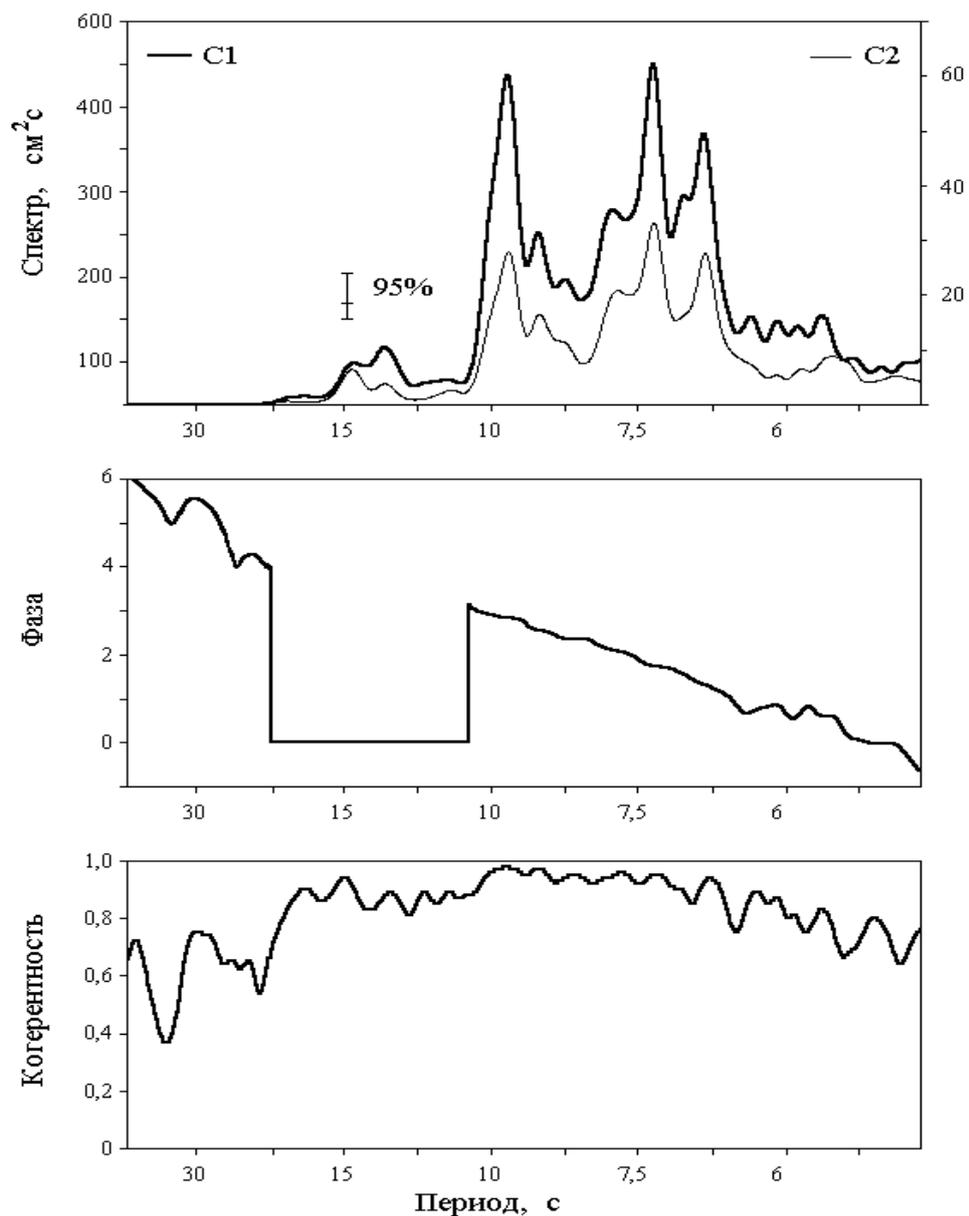


Рис. 2. 11. Спектры, разность фаз и когерентность колебаний уровня на ближней и дальней станциях (С1 и С2). 95% доверительный интервал указан периода 14 с.

Отметим еще, что в фазовых спектрах на периоде около 14 с находится интервал с нулевым фазовым сдвигом (рис.2.11). В энергетическом спектре колебаний уровня на этих периодах наблюдается пик, величина которого превышает 95% доверительный интервал и лишь на порядок меньше основного энергонесущего пика в этом диапазоне, соответствующего колебаниям зыби. Все это указывает на генерацию краевых волн, распространяющихся вдоль берега.

Поскольку существующие теории [Рабинович, 1993] связывают образование краевых волн с групповой структурой ветрового волнения, как и в

параграфе 2.1 для детальной оценки этого эффекта и возможности сравнения с результатами предыдущего параграфа, было проведено изучение групповой структуры волнения.

2.3.2. Групповая структура волнения

На записях ветрового волнения, полученных в Южно-Курильском проливе и представленных на рис. 2.9, также, как и у м. Острый, хорошо просматривается групповая структура волнения, был проведен анализ групповой структуры зыби и дана интерпретация полученных результатов на основании существующих теорий, приведенных в [Рабинович, 1993].

В работе [Ковалев, 2002] была показана на примере возможность выделения огибающей волновых пакетов с использованием преобразования Гильберта [Гоноровский, 1976; Морс, Фешбах, 1958]. Здесь использованы тот же метод и разработанное ранее программное обеспечение. Исходный ряд и полученный с применением преобразования возводились в квадрат и суммировались, после чего из суммы вычислялся квадратный корень. В результате такой операции колебания с основной частотой подавляются, а полученный ряд содержит составляющие с периодами, отвечающие огибающим волновых пакетов.

Отобранные для анализа отрезки записи предварительно сглаживались, для подавления высокочастотных колебаний (прежде всего ветровых волн) применялась процедура скользящего среднего с коэффициентами, соответствующими окну Кайзера-Бесселя. Низкочастотные вариации, обусловленные, вероятно, приливами, устранялись путем применения простого разностного фильтра первого порядка.

В спектрах огибающих, полученных для различных моментов наблюдения, обнаруживается пик с периодом около 14 секунд. Сдвиг фаз между датчиками для этих колебаний, как следует из рис. 2.12, равен нулю. Так как станции располагались по нормали к линии берега, это означает, что волны распространяются вдоль него, то есть являются краевыми. Вероятно, этот пик соответствует инфрагравитационным волнам, связанным с наличием групповой структуры зыби.

Следует заметить, что при анализе данных наблюдений у восточного

побережья о. Сахалин, мыс Острый, также при анализе огибающей были обнаружены волны, для которых сдвиг фаз между датчиками равнялся нулю. Однако эти волны имели большой период колебаний – около 50 с.

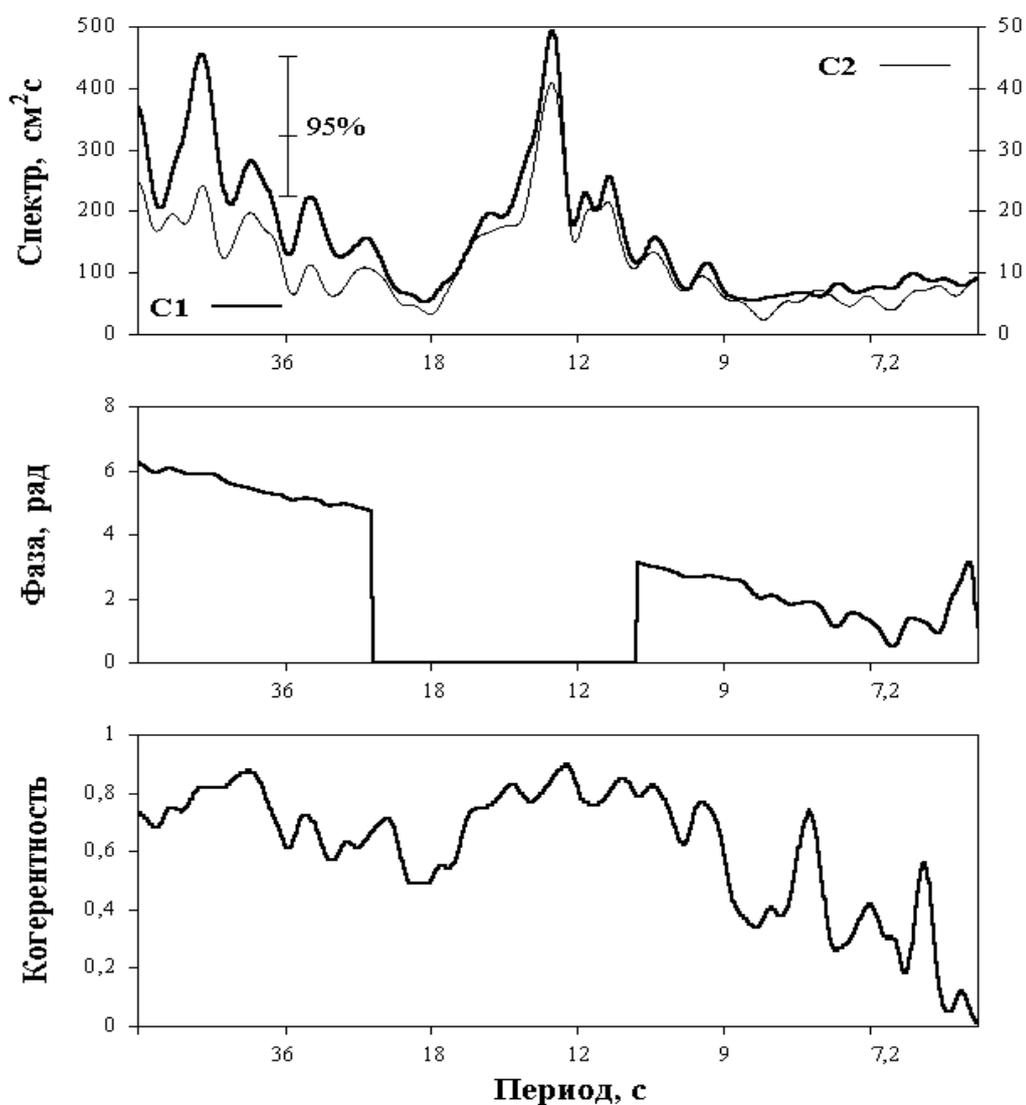


Рис. 2.12. Спектр колебаний волновой огибающей (преобразования Гильберта) на ближней станции С1. Доверительный интервал указан для периода энергетического пика 79 с.

Отметим также, что в рассматриваемом спектре колебаний огибающей выделяется максимум на периоде около 79 с, близкий по величине к 95% доверительному интервалу. Заметим, что колебания с близким периодом проявляются и в спектрах уровня (рис.2.10) для шторма с сильным накатом.

Приведенный на рис. 2.12 график когерентности между волновыми процессами на станциях С1 и С2 обнаруживает высокую степень связи, в особенности в тех диапазонах частот, в которых наблюдалось повышение энергии

колебаний.

Изложенные в разделе 2.1 исследования Манка, Йосиды, Лонге-Хиггинса и Стюарта, а также полученные результаты обработки натуральных данных в Южно-Курильской бухте позволили предположить, что обнаруженный в энергетическом спектре огибающей низкочастотный пик с периодом около 79 с является следствием нелинейного взаимодействия волн зыби. Образующиеся длинные волны тесно связаны с группами волн – они имеют приблизительно такую же фазовую скорость, что и волны зыби, и распространяются в сторону берега.

Наличие таких волновых пакетов приводит к возникновению специфических эффектов, в частности, так называемому волновому нагону. Известно, что для участков побережья, открытых для подхода ветровых волн, средний уровень может существенно повышаться. В этом случае воздействие волнения на берег заметно возрастает, что оказывает существенное влияние на размывы грунта. Это обстоятельство очень важно и его нужно учитывать при определении мест прокладки нефтепроводов.

Объяснение природы второго максимума в спектре огибающей с периодом около 14 с выполним с использованием результатов исследований Галлахера, приведенных в работе [Gallagher, 1971], которые показывают, что при определенных углах подхода ветровых волн к берегу (т.е. при определенных резонансных условиях) в результате нелинейного взаимодействия этих волн образуются свободные краевые волны, амплитуды которых могут достигать значительных величин.

Поскольку в эксперименте третий датчик не заработал, определить углы подхода волн зыби к данному участку побережья и резонансные условия образования свободных краевых волн не представлялось возможным.

Тем не менее, для обнаруженного в энергетическом спектре колебаний уровня и спектре огибающей максимума с периодом около 14 с (рис. 2.12) сдвиг фаз между датчиками, расположенными на разных расстояниях от берега равен нулю, а, значит, волны распространяются вдоль берега, то, с учетом выше изложенного, можно заключить, что наблюдаемый энергетический пик соответствует генерации свободных краевых волн.

Следует отметить, что разрывные течения способствуют образованию размывов грунта в прибрежной зоне, вдольбереговых периодических форм и других литодинамических процессов. Вдольбереговое течение очень опасно и являлось причиной выброса на берег датчиков гидростатического давления, использованных для измерений настоящей работы, а также сетей, работающих в данном районе рыболовецких бригад.

Таким образом, проведенный анализ экспериментальных данных показал, что в результате нелинейного взаимодействия волн зыби вблизи берега образуются два типа инфрагравитационных волн – одни более низкочастотные составляющие (периоды около 79 с) имеют характерное направление распространения в сторону берега, вторые, более высокочастотные (периоды около 14 с), распространяющиеся вдоль него свободные краевые волны.

2.4. Анализ волнения при прохождении циклонов над южной частью о. Сахалин

Известно, что при прохождении циклонов над о. Сахалин на акваториях заливов, бухт и портов области и Дальневосточного региона наблюдается интенсификация волновых процессов, особенно сильно проявляющихся в береговой зоне, в ряде случаев с формированием опасных явлений. Резкое усиление штормового волнения на фоне общего нагонного повышения уровня приводит к размыву берегов, разрушению берегозащитных сооружений и находящихся на побережье промышленных объектов, размыву выходов подводных нефте- и газопроводов на берег, повреждению судов.

В связи с этим, большой интерес представляет изучение особенностей генерации волновых процессов в береговой зоне при прохождении циклонов с различными параметрами и направлением движения относительно побережья. Важным методом изучения условий формирования опасных ситуаций являются инструментальные измерения параметров волнения при помощи регистраторов волнения. Одновременно, как правило, проводится запись атмосферных процессов при помощи устанавливаемых на побережье цифровых метеостанций.

2.4.1. Используемые данные и методы исследования

Для проведения натурных наблюдений, на различных участках побережья о. Сахалин с 2001 г. устанавливаются цифровые измерительные комплексы, включающие в себя автономные регистраторы волнения, цифровые метеостанции, а так же привлекаются синоптические карты гидрометеослужбы. Для выявления общих закономерностей интенсификации волновых процессов при воздействии глубоких циклонов необходима установка измерительных комплексов в местах с различной топографией берега, закрытых и открытых бухтах, портах, одновременно с метеостанциями, фиксирующими направление подходов циклонов к берегу. Ранее проводимые исследования локализовали измерения волновых процессов, вызываемых метеорологическими факторами только в конкретных пунктах измерения [Ивельская и др. 2001; Ковалев и др. 2007; Ковалев и др. 2009]. В настоящее время проводится наблюдение траекторий прохождения глубоких циклонов и изучение связанных с ними волновых возмущений в нескольких точках побережья.

Используемые при наблюдениях автономные регистраторы волнения (АРВ) изготавливаются СКТБ «ЭЛПА», г. Углич [Чернов и др., 2006] и позволяют проводить измерения с дискретностью 1 Гц, что дает возможность исследовать трансформацию ветровых волн и зыби в прибрежной зоне и образования инфрагравитационных волн – прибойных биений, разрывных течений, а также явление тягуна в портах и гаванях. Полученные материалы позволяют оценить влияние топографических условий (степени открытости побережья, характера изменения глубины с расстоянием от берега) на особенности этих процессов в зависимости от метеорологических условий.

Кроме того, проходящий циклон может вызвать штормовой нагон, существенно повышающий уровня моря, что усиливает воздействие штормового волнения. Это приводит к размыву береговых сооружений, смыву грузов с пирсов и причалов.

2.4.2. Анализ результатов наблюдений

В предлагаемой работе для изучения был выбран отрезок времени с 20 сентября по 3 октября 2007 г. За это время на район постановки приборов

оказывало влияние 3 глубоких циклона с давлением в центре около 990 мбар [Ковалев и др., 2011; Ковалев, 2012].

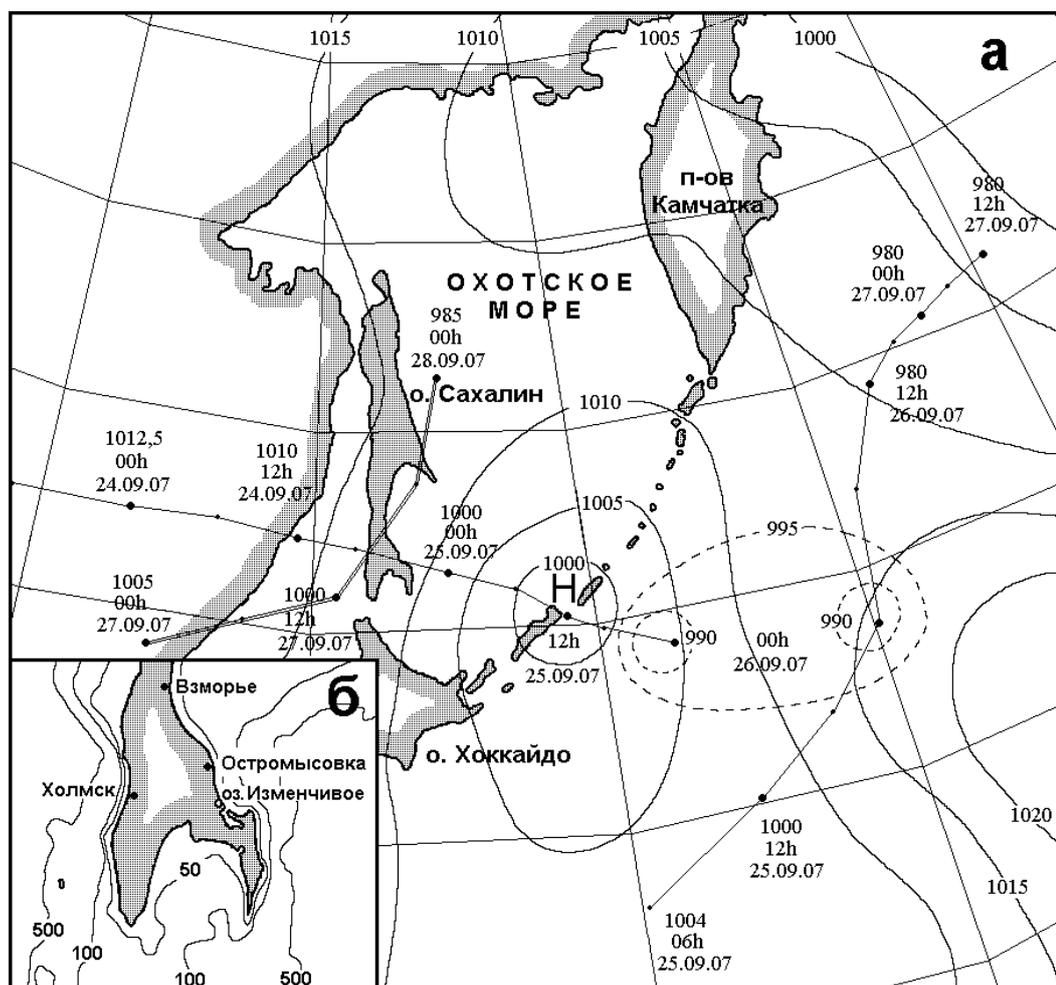


Рис. 2.13. Карта региона и пути циклонов по данным СахУГМС (а), пункты расположения измерителей волнения в южной части о. Сахалин (б). Изобары, обозначенные сплошными линиями, относятся к синоптической ситуации на 12 часов 25.09.2007 (UTC), штриховыми - к ситуации на 00 часов 26.09.2007 (UTC). Линии с точками указывают пути циклонов. Двойной линией показан путь над Сахалином циклона 27-28 сентября.

Траектория одного из них, двигавшегося с территории Приморского края на восток и пересекавшего южную часть о. Сахалин в период с 25 по 27 сентября, показана на рис. 2.13. По мере продвижения на восток этот циклон углублялся, смещаясь в юго-восточном направлении, и 26.09.2007г. он объединился с циклоном, пришедшим с юга. Изобары для этой синоптической ситуации показаны

штриховыми линиями. После этого циклон стал двигаться в северо-восточном направлении вдоль Курильской гряды.

Циклон 22-24 сентября распространялся по схожему пути, но несколько севернее описанного. Еще один циклон 28 сентября вышел с юга Приморья на южную часть о. Сахалин и, углубляясь, резко повернул на север.

В течение этого периода, автономные измерители волнения работали в порту Холмск, вблизи поселка Взморье, на стационаре ИМГиГ Остромысовка и у пересыпи оз. Изменчивое (рис.2.13 б). Регистрация морского волнения выполнялась с секундной дискретностью. В записях уровня моря хорошо выделяются моменты усиления волнения при штормах, вызванных прохождением циклонов над местом установки приборов. Эти записи в дальнейшем подвергались спектральному анализу для изучения вариаций спектральных характеристик при различных погодных условиях.

Кроме того, на стационаре Остромысовка была установлена цифровая метеостанция WS 2300, которая осуществляла измерение атмосферного давления, скорости и направления ветра с часовой дискретностью. Записи колебаний атмосферного давления и скорости ветра на стационаре приведены на рис.2.14 и рис. 2.15 соответственно.

По записи атмосферного давления за исследуемый период (рис.2.14) видно, что для стационара Остромысовка глубокие минимумы давления – около 1000 - 1005 ГПа, связанные с прохождением центров циклонов, относятся 22 и 26 сентября. Менее глубокий минимум относится к 29 сентября. При подходе центров двух первых циклонов к точке наблюдения ветер был незначительный (рис. 2.15), и не наблюдалось сильных порывов ветра, что связано, по-видимому, с «экранированием» метеостанции сопками Сусунайского хребта, и из-за его влияния наблюдаются только вдольбереговые ветры. При прохождении всех циклонов, независимо от их траектории, на стационаре Остромысовка наблюдалась резкая смена северных и южных ветров (имеющих вдольбереговое направление в данном районе).

Для анализа волновых процессов в пунктах наблюдения были отобраны временные ряды колебаний уровня моря с 20 сентября по 3 октября 2007 г. с дискретностью 1 секунда. Рассчитывались текущие спектры в диапазоне периодов

от 2 до 1000 с. Результаты расчетов для пос. Взморья, оз. Изменчивое и порта Холмск приведен на рис. 2.16 - 2.18.

Атмосферное давление, гПа

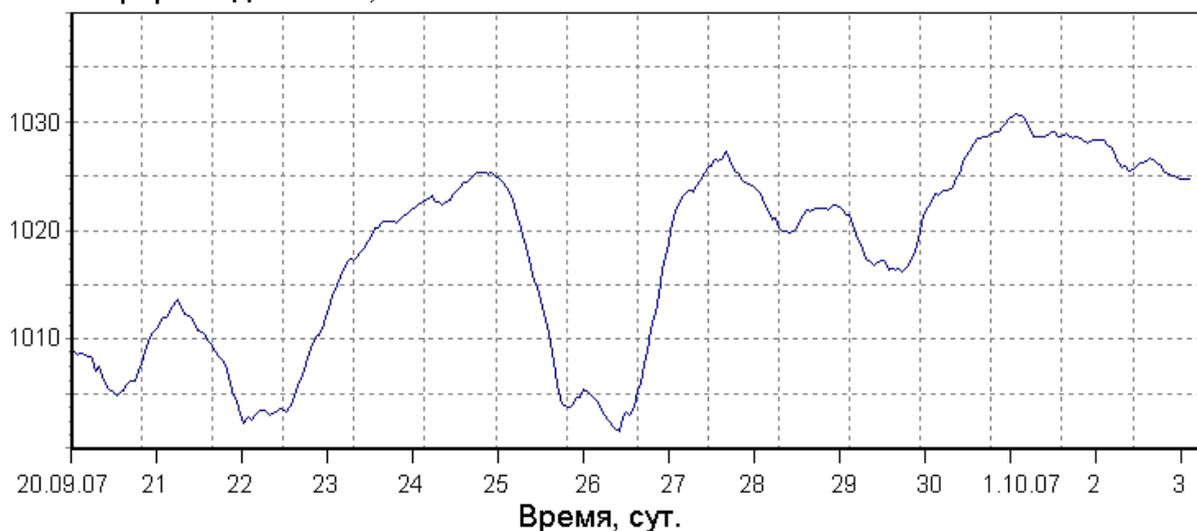


Рис. 2.14. Колебания атмосферного давления на стационаре Остромысовка с 00 часов 20.09.2007.

Скорость ветра, м/с

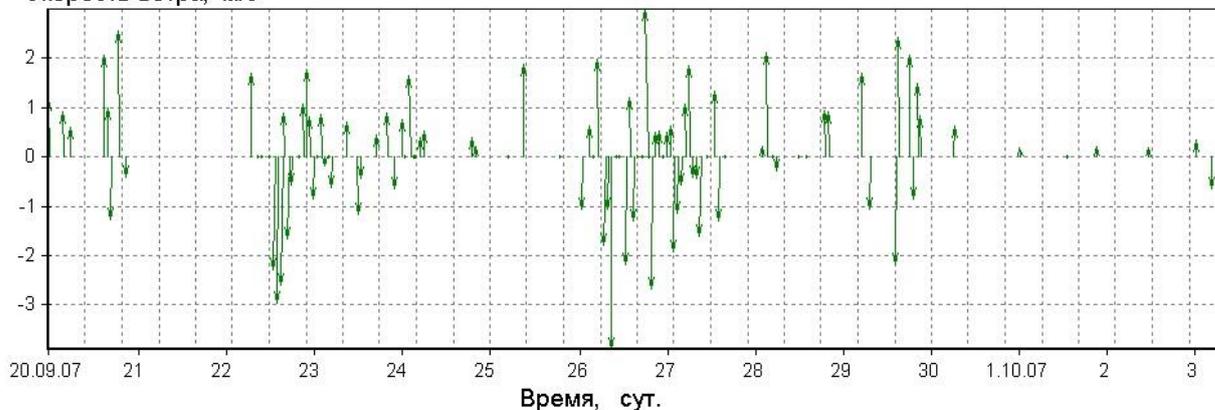


Рис. 2.15. Флуктуации скорости ветра с часовой дискретностью на стационаре Остромысовка с 00 часов 20.09.2007.

Текущие спектры для уровня моря у пос. Взморья и оз. Изменчивое имеют сходный характер. При подходе циклонов наблюдается резкое увеличение энергии колебаний на периодах ветровых волн и зыби - примерно от 5 до 12 с, а также более низкочастотных волн в диапазоне периодов от 12 до 500 с, который согласно работе [Рабинович, 1993] соответствует диапазону периодов инфрагравитационных

волн. Видно также, что спектр формирующихся ИГ волн носит модовый, дискретный характер и соответствует максимумам энергии ветрового волнения и зыби.

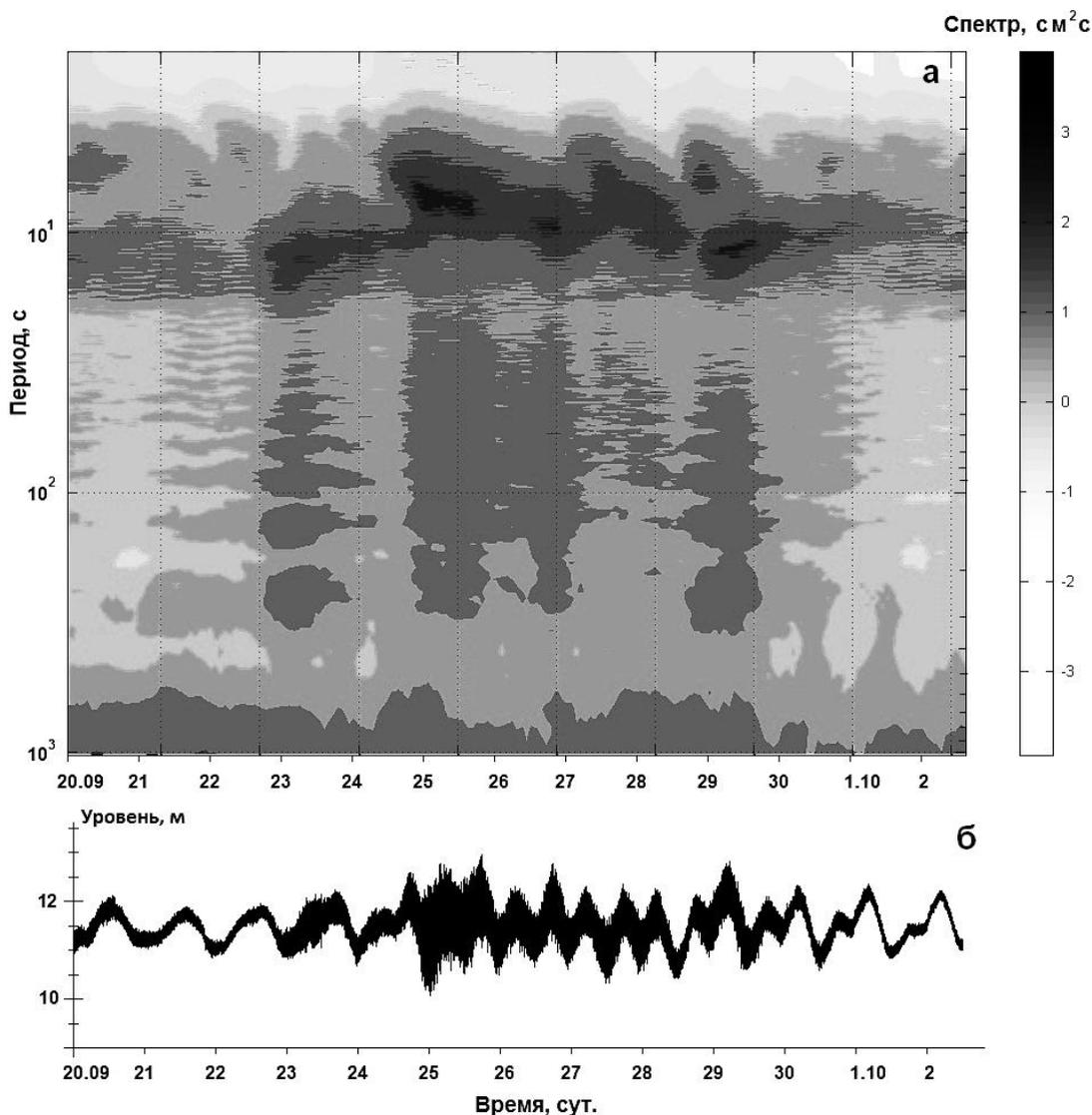


Рис. 2.16. Текущий спектр по данным измерения АРВ № 24 установленного вблизи пос. Взморье(а) и запись колебаний уровня моря (б).

Вызывает интерес заметное повышение уровня энергии на станции №3 (в особенности по сравнению со станцией 8) в низкочастотной части спектра, на периодах от 10 до 200 с. При этом выделяется несколько сравнительно широких пиков, что, вероятно, указывает на не очень устойчивый, «плывущий» во времени характер данных колебаний.

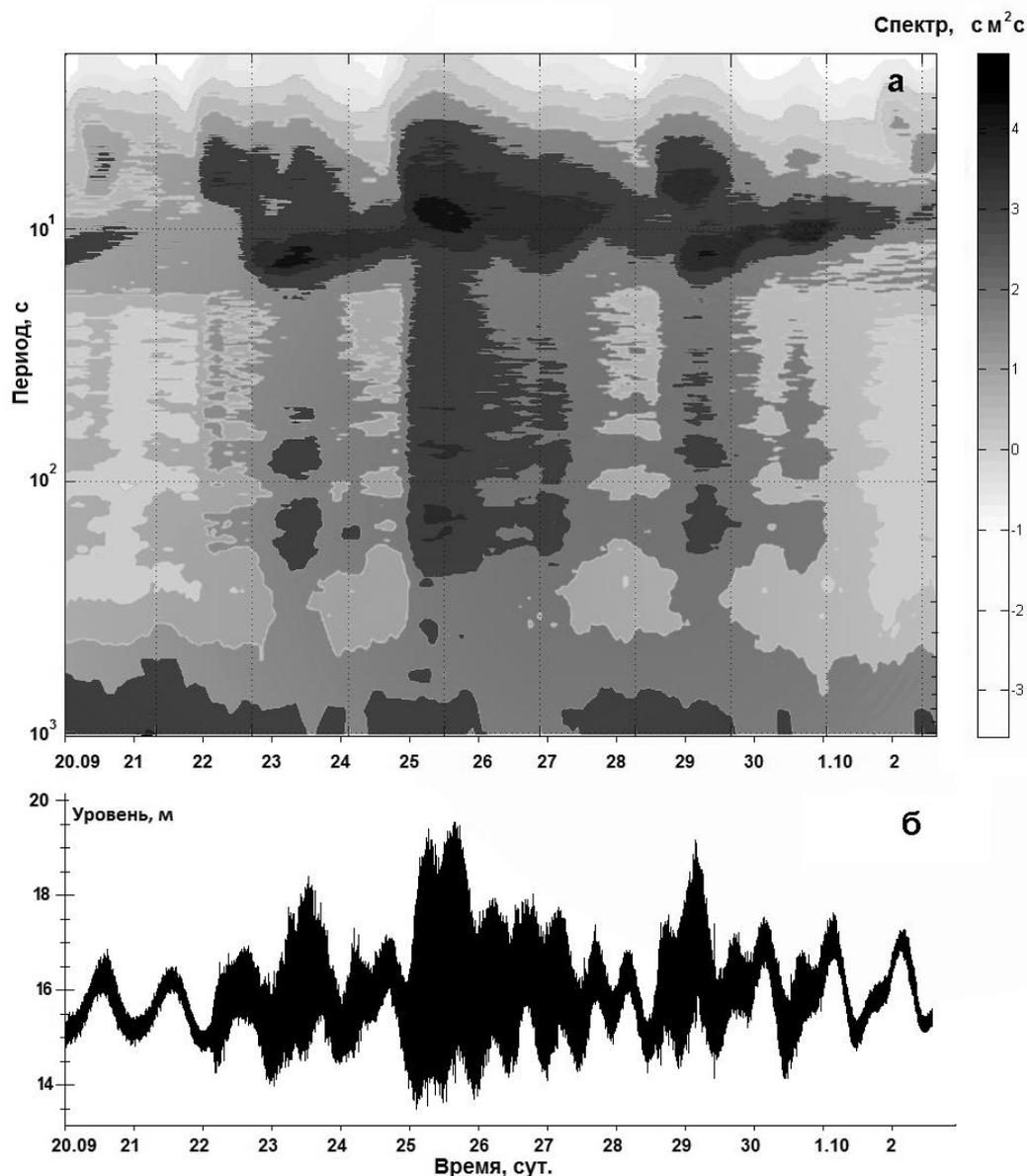


Рис. 2.17. Текущий спектр по данным измерения АРВ № 34 установленного вблизи пересыпи оз. Изменчивое (а) и запись колебаний уровня моря (б).

Рассмотрим более подробно спектры волновых процессов, зарегистрированных на трех донных станциях, установленных вблизи пересыпи оз. Изменчивое, в период сильного шторма (в данном случае 25 сентября 2007 г.) [Чернов и др., 2007; Kovalev et al., 2009]. Во всех спектрах выделяется мощный пик на периодах 8 – 9 с, отвечающий волнам зыби (рис.2.19). Только на самой ближней к берегу станции можно выделить еще один, существенно более слабый пик с периодом около 4 с. В целом, заметно повышение энергии в высокочастотной части спектра на этой станции. В то же время различия в уровне энергии на

основном пике незначительные, хотя глубина моря на станциях различается примерно в два раза. Судя по фазовому спектру, наиболее мощные волны зыби с периодами 8–9 с распространялись почти по нормали к берегу, от станции №8 к станции №3.

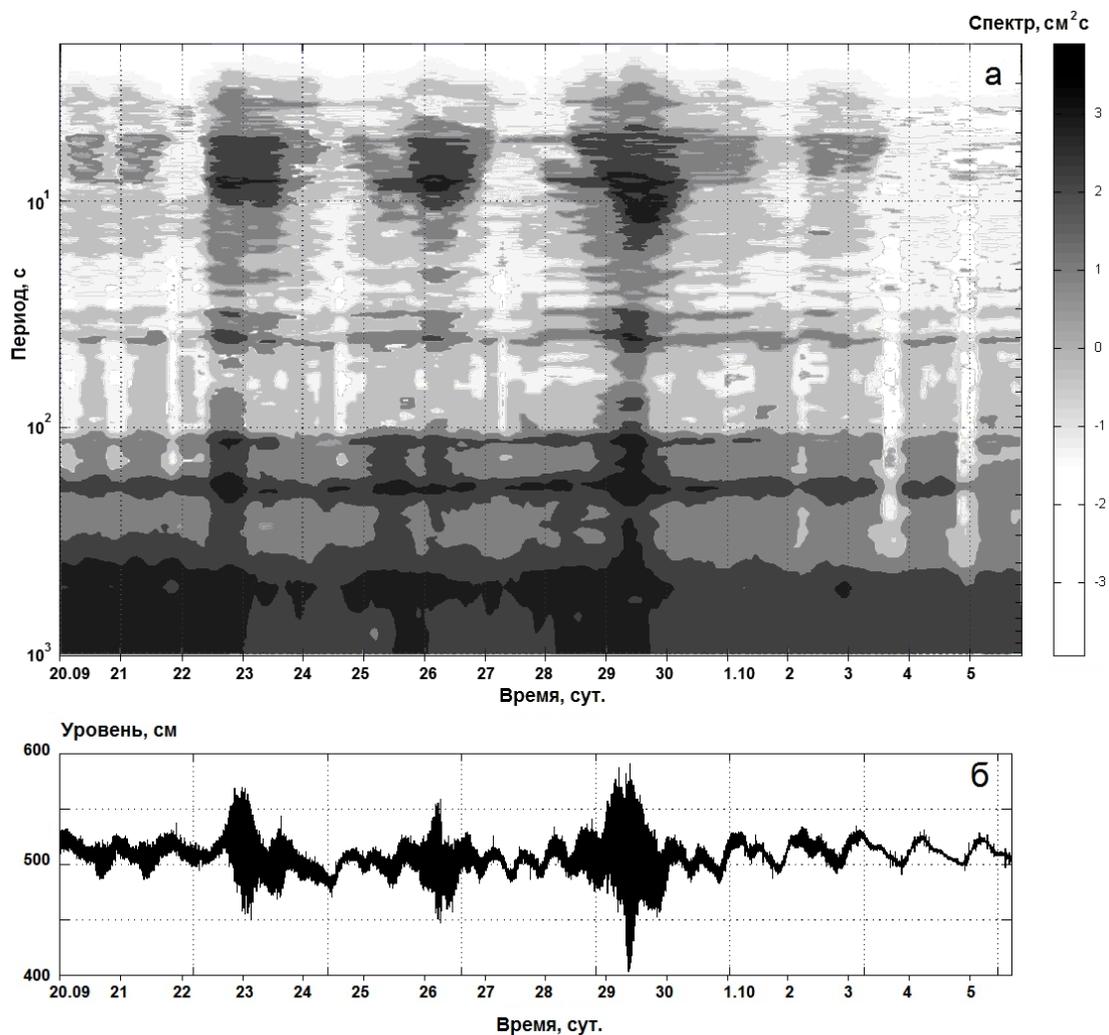


Рис. 2.18. Текущий спектр по данным измерения АРВ установленного в кутовой части бухты порта Холмск (а) и запись колебаний уровня моря (б).

Самый низкочастотный пик (на станции 18 он отсутствует, а на станции 8 он хорошо выражен и достаточно узкий) отвечает периоду около 120 с. Сдвиг фаз между станциями 8 и 3 равен 2π .

Следующий пик очень широкий – скорее всего, он является результатом недостаточного разделения пиков с периодами около 70 и 80 с – причем на станции

№3 сильнее выражен первый, а на станции 8 – второй из них. Необычно также и то, что для периода 80 с сдвиг фаз равен 0, а для 70 с – $2/3\pi$. Вероятно, на отрезке, по которому рассчитывались спектральные характеристики, структура инфрагравитационных волн в данном частотном диапазоне (и в целом по всему диапазону 20–200 с) достаточно существенно изменялась. Тем не менее, очевиден факт их образования при штормовой ситуации, причем, вероятно, важно то обстоятельство, что в штормовом волнении доминировали волны зыби.

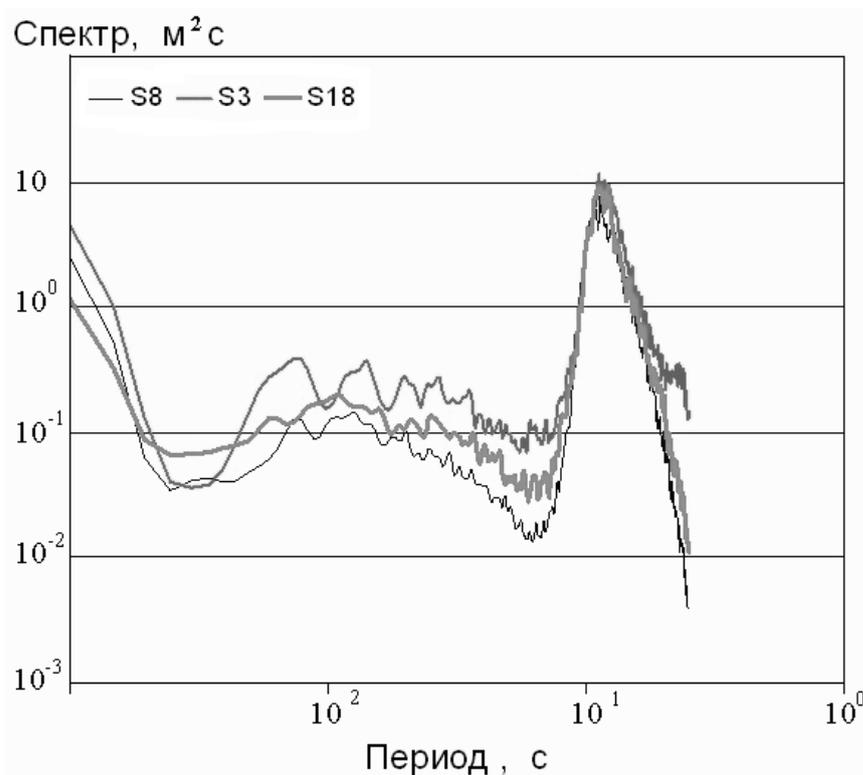


Рис. 2.19. Спектры волнового процесса по измерениям на станциях №3, №8 и №18 в сильный шторм (25 сентября). Число степеней свободы – 96.

Максимумы энергии волнения и ИГ волн для оз. Изменчивое наблюдаются при приближении к берегу, а для пос. Взморья зависят не от расстояния до берега, а от вдольберегового (широтного) места постановки датчиков (датчики № 24, №29, № 34, примерно 107 км дороги Оха-Южно-Сахалинск, около 700 м – 1000 м от берега) что связано, по-видимому, не только с батиметрией, но и с рельефом дна (рис.2.20).

Для восточного побережья о. Сахалин, несмотря на то, что подъем энергии волнения вблизи оз. Изменчивое начинается почти на сутки раньше и в более высокочастотном диапазоне, чем для пос. Взморье, тем не менее, активное формирование ИГ наблюдается в моменты максимумов волновой энергии, которые по времени совпадают для обеих точек наблюдения.

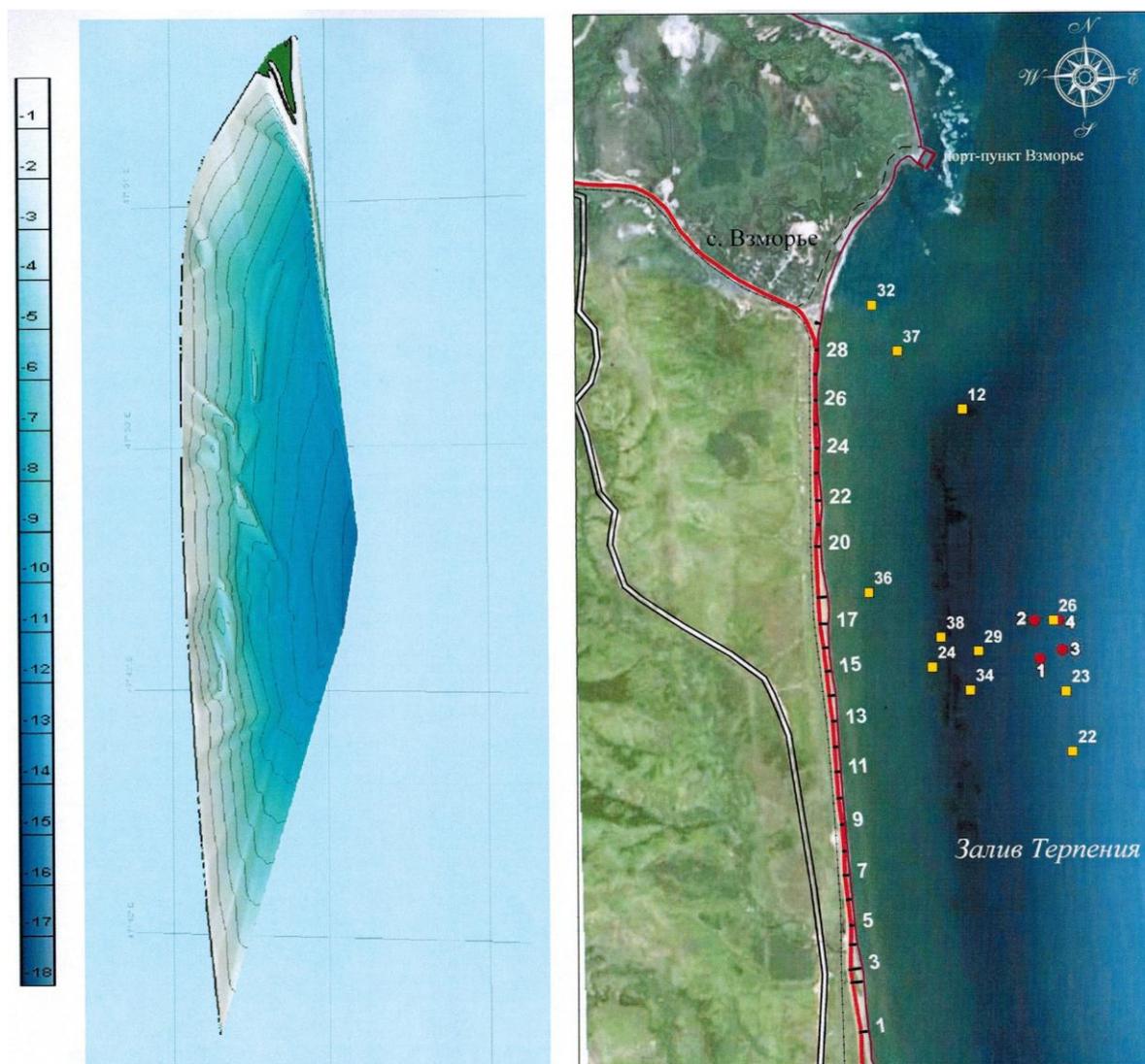


Рис. 2.20. Батиметрическая карта района наблюдений и схема расположения датчиков около пос. Взморье. □ - АРВ установленные в 2007 г., ○ - АРВ установленные в 2009 г.

Следует отметить наблюдающиеся на спектрах при прохождении циклона колебания максимума волновой энергии от периодов около 5 с до 10-12 с.

Расчитанный текущий спектр для записи АРВ, установленного в порту г. Холмска (западное побережье о. Сахалин), имеет существенные отличия от ранее

рассмотренных. Повышение энергии ветрового волнения и зыби в моменты прохождения циклонов здесь также наблюдается, но в значительно меньшей степени, поскольку бухта закрытая и ветровое волнение в значительной степени гасится. Поэтому и энергия волновых движений в диапазоне формирования ИГ также существенно меньше.

В низкочастотной части спектра наблюдаются максимумы с периодами около 8, 3 и 1,5 мин, связанные с собственными колебаниями бухты. Первый обусловлен резонансным усилением колебаний на данной частоте, соответствующей одноузловой продольной сейше бухты. [Ивельская и др., 2001; Ковалев и др., 2007; Левин и др., 2008; Kovalev et al., 2008]. Энергия собственных колебаний с периодом около 3-х мин. существенно, почти на порядок, выше энергии фоновых колебаний, а во время шторма – это различие становится даже более значительным.

Как отмечается в работе [Ковалев и др., 2007] это связано с тем, что данная мода эффективно возбуждается за счет трансформации в бухте развитого ветрового волнения, и, вероятно, прежде всего с ней связано явление тягуна в Холмской бухте. Вероятно, при штормовом волнении на акватории порта основную роль в формировании этого явления начинает играть трехузловая сейша с периодом 1.5 мин.

Следует также отметить, что для восточного побережья максимальная энергия волнения наблюдалась во время прохождения второго циклона. В то же время, для западного побережья максимальное волнение связано с третьим циклоном.

2.5. Режим волнения в прибрежной зоне о. Сахалин

В предыдущих параграфах настоящей главы были рассмотрены исследования волнения в диапазоне периодов от нескольких секунд до примерно 20 минут, к которому относятся ветровые и инфрагравитационные волны и зыбь. Эти исследования выполнены для отдельных районов Сахалинской области, в которых существует опасность размыва побережья в связи с находящимися в прибрежной зоне транспортными коммуникациями. Поскольку в Сахалинской области проводится разведка углеводородов на шельфе острова и в связи с этим

строительство подводных нефте-газопроводов с выходом на берег, потров и т.п. инженерных сооружений, представляет интерес изучение волнового режима в указанном выше диапазоне периодов в прибрежной зоне о. Сахалин.

Такие исследования были проведены в доступных, для подъезда и доставки измерительного оборудования и катера для установки приборов, точках побережья о. Сахалин. К сожалению, в северной части острова таких мест существенно меньше, в основном по причине отсутствия автомобильных дорог и ограниченности района работ катера. Карта пунктов острова, вблизи которых проводились наблюдения, приведена на рис. 2.21.

Для всех отмеченных на карте пунктов были получены продолжительные – от месяца до нескольких лет, наблюдения за колебаниями уровня моря в прибрежной зоне. По ним были рассчитаны текущие спектры, которые для характерных пунктов (имеющих значительные отличия от других) приведены на рисунках 2.22 – 2.25. По результатам сравнительного анализа рассчитанных спектров проведено изучение режима волнения в прибрежной зоне острова Сахалин в диапазоне периодов от единиц секунд до 2-х часов.

Установлено, что при прохождении штормов во всех пунктах наблюдения отмечается генерация ИГ волн в прибрежной зоне, причем их интенсивность в значительной мере определяется мощностью шторма и особенно волн зыби. К тому же в местах побережья с относительно ровной береговой линией интенсивность формирования ИГ волн выше и они как правило имеют хорошо выраженную модовую структуру, как например во Взморье, вблизи оз. Изменчивое, Невельске, Шахтерске и Охотске (рис.2.22, 2.23).

В закрытых бухтах, таких как Холмск, ковш с. Охотское (рис.2.24) и другие, интенсивность волнения ниже и условия формирования ИГ волн существенно хуже. Тем не менее, и здесь отмечается рост их интенсивности с увеличением волнения на море.

В некоторых портах с резео выраженными резонансными свойствами – Горнозаводске, Ильинске, Углегорске (рис. 2.24), образование ИГ волн происходит на резонансных частотах бухт и также приводит к возбуждению сейшевых колебаний.

В Остромысовке, где берег достаточно приглубый в шторм доминируют

волны зыби, которые в наибольшей степени ответственны за формирование ИГ волн (рис.2.25), возбуждение ИГ волн происходит только на низших модах.

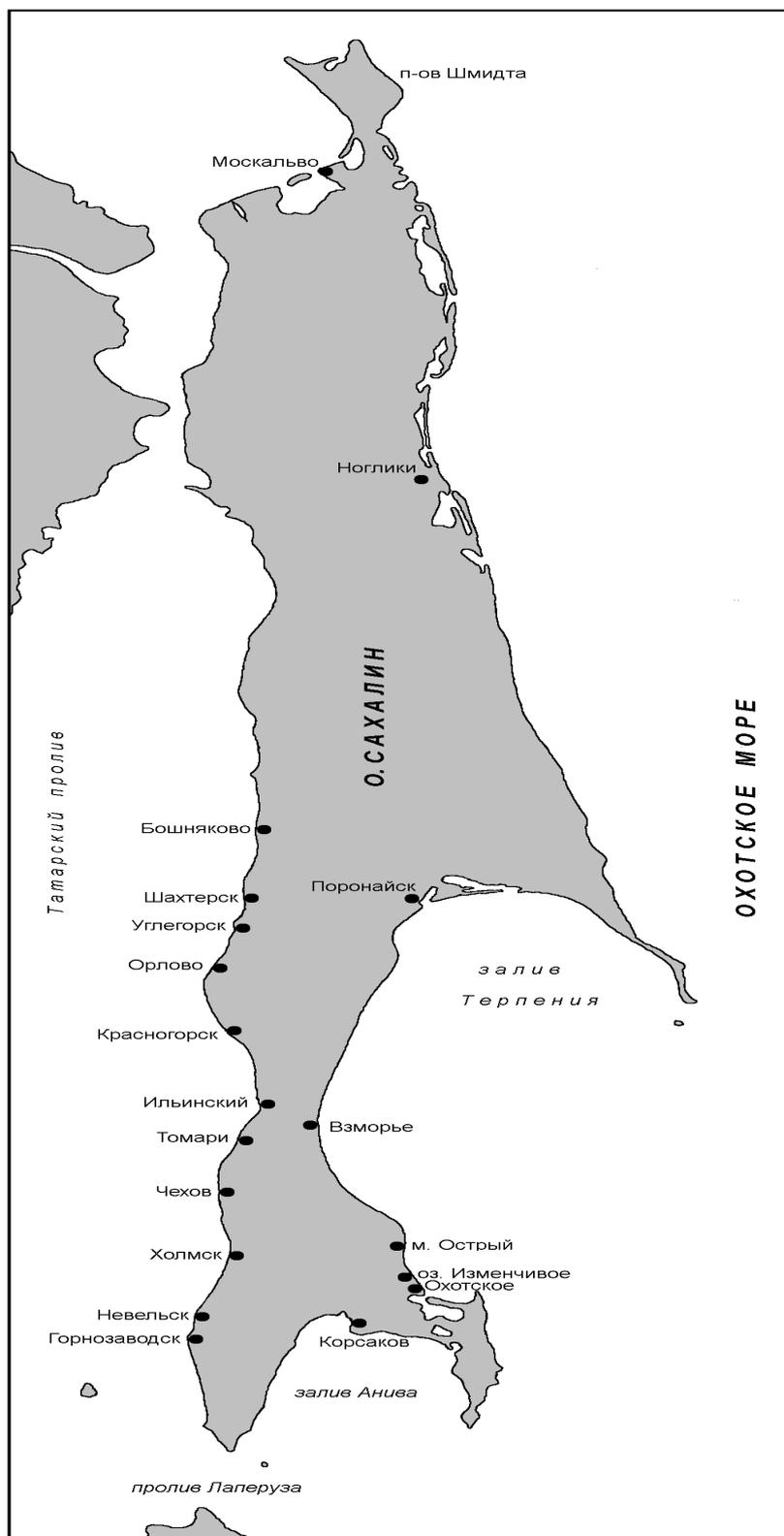


Рис. 2.21. Карта пунктов острова, вблизи которых проводились наблюдения.

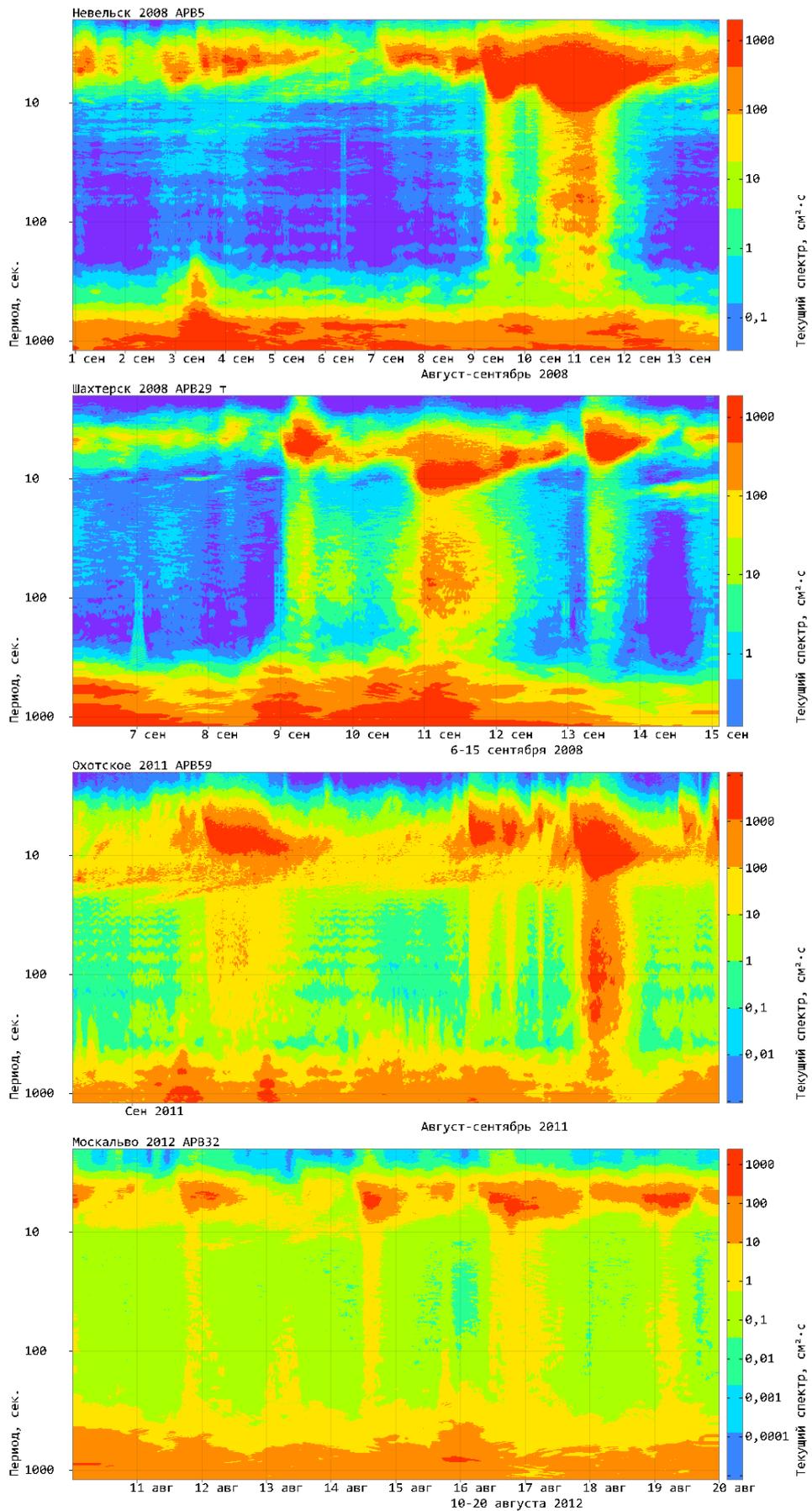


Рис.2.22. Текущие спектры колебаний уровня моря по данным приборов установленных в Невельске, Шахтерске, Охотске, Москальво.

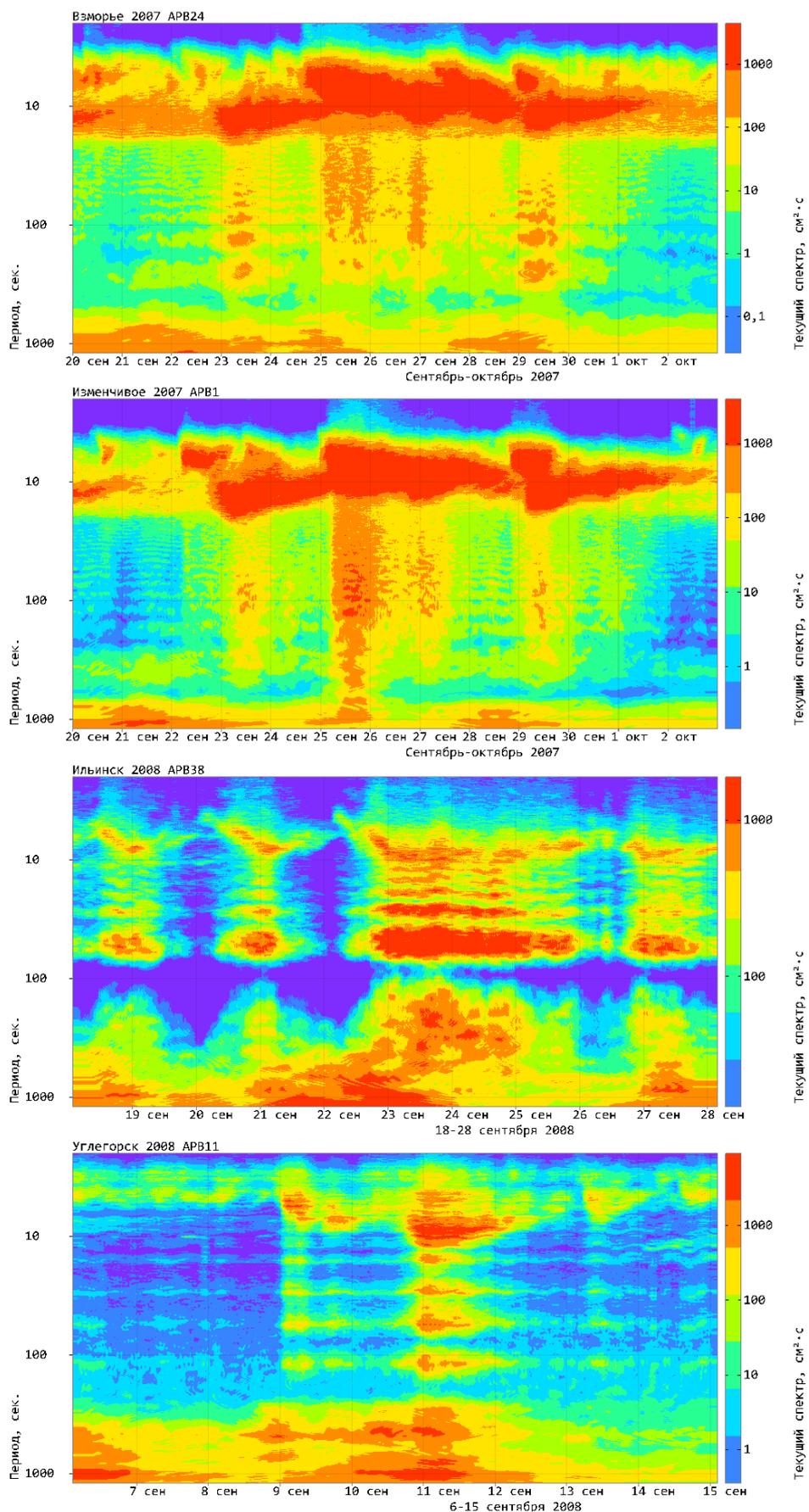


Рис.2.23. Текущие спектры колебаний уровня моря по данным приборов установленных в Взморье, вблизи оз. Изменчивое, Ильинском, Углегорске.

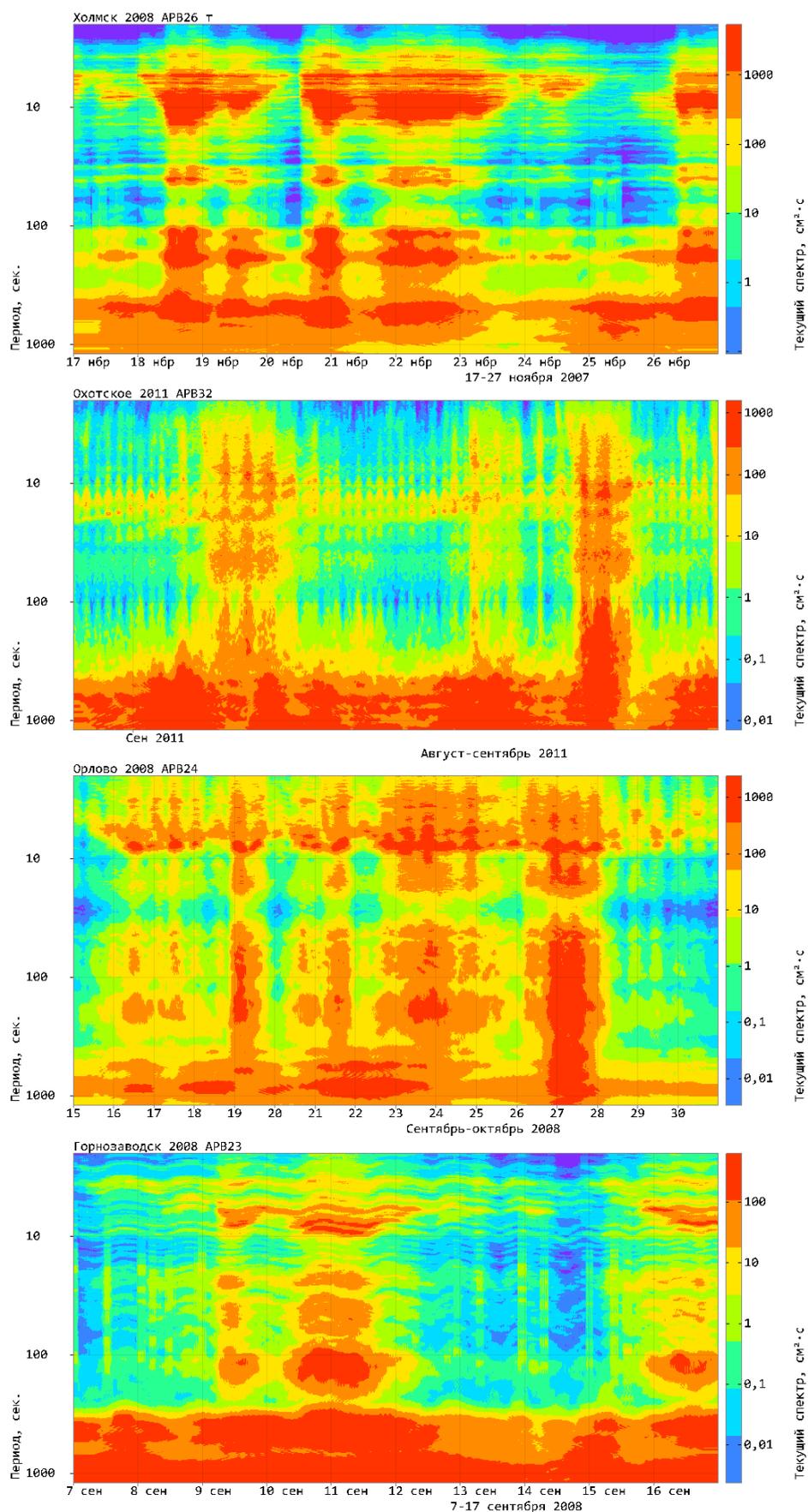


Рис.2.24. Текущие спектры колебаний уровня моря по данным приборов установленных в Холмске, Охотске в ковше, Орлово, Горнозаводске.

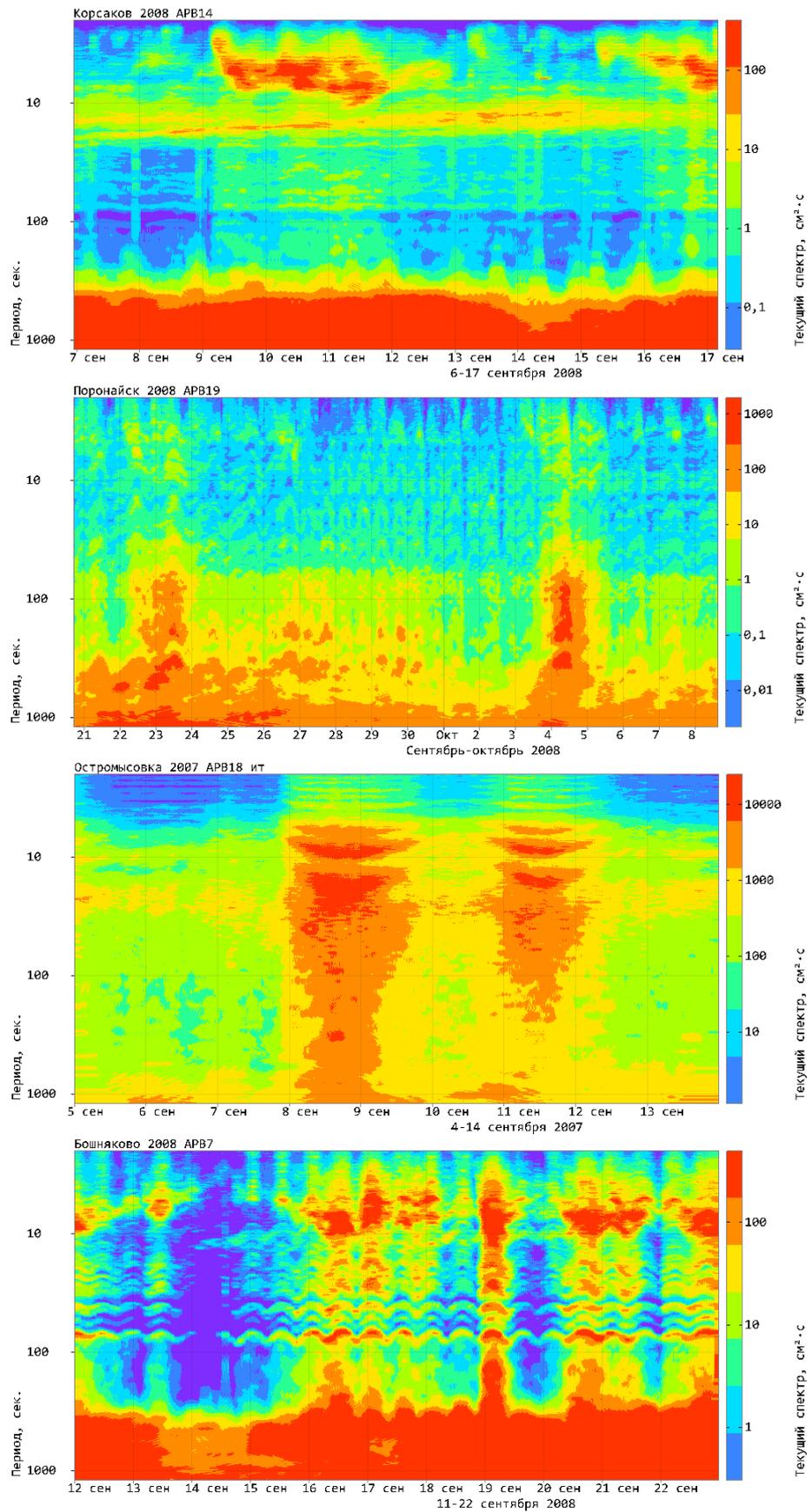


Рис.2.25. Текущие спектры колебаний уровня моря по данным приборов установленных в Корсакове, Поронайске, Остромысовке, Красногорске.

Основные выводы главы 2:

1. В результате выполненных экспериментов в районе м. Острый (юго-восточное побережье о. Сахалин) и мыса Горячий (восточное побережье о. Кунашир, Курильская гряда) получен обширный материал синхронных записей волновых процессов в прибрежной зоне моря на различных расстояниях от берега. Основная энергия колебаний приходится на периоды 9–12 с для м. Острый и 8–11 с для м. Горячий, соответствующие диапазону проявления волн зыби. В некоторых случаях наблюдается также максимум на периодах 3–7 с, который соответствует ветровым волнам. Коэффициент усиления для датчиков, установленных у м. Острый на глубинах 200 и 100 м для обоих основных частотных диапазонов составляет около 2 – 2,5.

2. При анализе фазового спектра колебаний уровня для м. Острый обращает внимание дисперсия поверхностных волн (фазовая скорость для периодов зыби составляет около 6,6 м/с, а для ветровых волн – около 4 м/с), а также нулевой сдвиг фаз на периоде около 50 с. В энергетическом спектре на этом периоде выделяется слабый (по сравнению с энергией волн зыби) пик. Это указывает на генерацию краевых волн, распространяющихся вдоль берега.

3. В записях волнения на различных расстояниях от берега наблюдается хорошо выраженная групповая структура. Оценки огибающих волновых процессов также позволили выделить колебания с периодами 50 с и 14 с для м. Острый и м. Горячий соответственно, что указывает на генерацию свободных краевых волн групповой структурой волнения.

Показано, что пики энергетических спектров огибающей пакетов волн на периодах около 200 с и 79 с, соответствует вынужденным инфрагравитационным волнам, образующимся в результате нелинейной трансформации волн зыби, имеет ту же фазовую скорость и направление распространения в сторону берега, что согласуется с теорией Лонге-Хиггинса – Стюарта.

4. Сравнение результатов исследования групповой структуры волнения для различных районов побережья (юго-восточное о. Сахалин и восточное о. Кунашир) показало, что прохождение штормов способствует генерации в береговой зоне свободных краевых волн, распространяющихся вдоль берега и вынужденных инфрагравитационных волн с направлением распространения в сторону берега. В

зависимости от топографии дна и размеров бухт, периоды этих волн для различных акваторий также различаются.

5. В рамках модели с профилем глубины, изменяющимся по линейному закону, оценены параметры краевых волн, образующих структуру в виде прибрежных «ячеек», которая формирует разрывные течения. Для ситуации, соответствующей развитому волнению у мыса Острый, максимальная скорость вдольберегового потока достигает, согласно полученных оценок, величины 35-50 см/с и может представлять особую опасность для объектов в прибрежной зоне моря

6. Проведен анализ колебаний уровня моря, атмосферного давления и скорости ветра в широком диапазоне периодов на разнесенной сети метео и гидрофизических станций при прохождении глубоких циклонов над местом установки приборов. Установлено, что увеличение энергии волновых движений в прибрежной зоне, связанное с атмосферными возмущениями, приводит к образованию модового, дискретного спектра инфрагравитационных волн, причем, вероятно, важно то обстоятельство, что в штормовом волнении доминировали волны зыби.

С приходом шторма энергия колебаний в диапазоне инфрагравитационных волн резко возрастает на 1,5–2 порядка, по сравнению с тихой погодой и при максимальном волнении увеличивается почти на 3 порядка. Происходит также расширение диапазона генерируемых ИГ волн в сторону более длинных периодов с хорошо выраженной низкочастотной границей около 260 с.

7. С возрастанием высоты волн при общем подъеме энергии инфрагравитационных волн уменьшаются пики, соответствующие отдельным модам, т.е. начинает нарушаться четко выраженная модовая структура и при максимальном волнении приближается к «шумовому» в широком диапазоне периодов. С понижением высоты волн, модовая структура ИГ волн опять начинает прослеживаться (энергетические пики на 77 с и 150 с), что также хорошо заметно и на текущем спектре. Данный эффект связан по-видимому с тем, что штормовое волнение на акватории вызывает стохастизацию длинноволновых процессов на периодах, превышающих 1 мин.

ГЛАВА 3. ИССЛЕДОВАНИЕ ЯВЛЕНИЯ ТЯГУНА И НАГОННО СГОННЫХ- ЯВЛЕНИЙ У БЕРЕГОВ О. САХАЛИН

3.1. Экспериментальные исследования явления тягуна в основных портах Сахалинской области

Основным критерием надежности стоянки судна в порту является степень защищенности акватории порта от морских волн - обязательная составная часть общих условий обеспечения навигационной безопасности. Как указывает С. Погосов [Погосов, 1971], с этих позиций все порты можно разделить на четыре группы: полностью защищенные (это отдельные бассейны типа грузовых доков); хорошо защищенные (порты типа Туапсе, Гавр, Дакар, Кейптаун и другие, акватории которых защищены от прямого воздействия волн любого направления); недостаточно защищенные (Корсаков, Фритаун и другие, открытые волнению с некоторых направлений); незащищенные (Гагра, Могадишо, Углегорск и другие, волнение на акватории которых идентично волнению прилегающих участков моря).

Известно, что даже в «хорошо защищенных» портах наблюдаются сильные возвратно-поступающие движения воды, которые приводят к удару судов о причал или друг о друга, обрыву швартовых и нарушению погрузо-разгрузочных операций [Рабинович, 1993; Лабзовский, 1971; Райхлен, 1970; Ветер, 1986]. Для избежания возможных аварий суда выводятся на внешний рейд, а для полного исключения этого явления необходимо строительство портовых бассейнов особой конфигурации и применение специально подобранной системы швартовых. Это явление в отечественной литературе получило название тягуна. Как отмечают авторы работы [Бычков, Стрекалов, 1971], тягун наблюдается обычно у приглубых берегов, там, где портовые сооружения вынесены в открытое море.

Тягун может проявляться в любое время года, но чаще всего в тот сезон, когда активность синоптических процессов максимальна. Исследователями тягуна было установлено, что ему практически всегда сопутствует штормовое волнение или сильная зыбь на подходе к гавани [Ветер, 1986; Лабзовский, 1971; Рабинович, 1993; Darbyshire, 1963]. Измерения колебаний уровня моря в гаванях [Рабинович, 1993] показали, что характерные периоды тягуна от 0,5 до 4 минут, хотя в

отдельных случаях наблюдались периоды даже до 20 мин. По интенсивности и степени опасности тягун подразделяется по баллам от 0 до 5 на несколько типов, характеристики которых приведены в работе [Рабинович, 1993].

Явление тягуна вызывают короткопериодные инфрагравитационные волны, формирующиеся в результате трансформации ветрового волнения, когда характерные периоды огибающих волновых пакетов совпадают или близки к собственным периодам акватории порта [Рабинович, 1993]. К тому же, резонансное возбуждение интенсивных инфрагравитационных волн во внешней акватории (на прилегающем участке шельфа), или совпадение одного из собственных периодов внешней и внутренней акваторий, способствует усилению характерных для тягуна волновых движений в порту.

Существуют методические указания по определению ветровых и волновых условий при проектировании морских портов РД 31.33.02-81 [Методические указания, 1981], согласно которым определяется режим низкочастотных колебаний в порту, вызывающих явление тягуна. Указано, что элементы низкочастотных колебаний на подходах к порту при разгонах более 100 км и устойчивых продолжительных ветрах (более суток) со скоростью более 15 м/с в широкой прибрежной зоне при глубине H (уклоны дна 0,001 и менее) следует вычислять по формулам:

$$\bar{h}_{нч} = 11 \frac{\bar{h}^2}{g \bar{\tau}_p^2} f \left(\frac{H}{g \bar{\tau}_p^2} \right), \quad (3.1)$$

$$\bar{\tau}_{нч} = 12 \bar{\tau}, \quad (3.2)$$

где $\bar{h}_{нч}$, $\bar{\tau}_{нч}$ - средние высоты и периоды низкочастотных колебаний на подходах к порту; учет влияния глубины моря на высоту волн осуществляется параметром f ($H/g \bar{\tau}_p^2$) (по графику рис. 2.6 [Методические указания, 1981]). Для ветровых волн средние значения период $\bar{\tau}$ и высоты \bar{h} определяют в соответствии с СНиП [СНиП П-57-75, 1976].

В соответствии с методическими указаниями средняя высота низкочастотных колебаний (сейшевых) акватории порта определяется по формуле:

$$\bar{h}_c = R_n \bar{h}_{nc} , \quad (3.3)$$

где R_n - коэффициент усиления нерегулярных низкочастотных колебаний, рассчитывается из R_n/R_R , которое определяется из графика рис. 2.7 [Методические указания, 1981] в зависимости от резонансного коэффициента усиления R_R и отношения резонансного периода τ_R к периоду $\bar{\tau}_{nc}$.

Резонансный период τ_R принимается равным среднему периоду сейшевых колебаний и определяется по формуле:

$$\bar{\tau}_R = \frac{2\pi}{K_p \sqrt{gH}} , \quad (3.4)$$

где K_p - резонансное волновое число.

Методические указания рекомендуют принимать резонансное волновое число K_p и резонансный коэффициент усиления R_R для портовых акваторий, очертания которых близки к прямоугольным, для заданных геометрических параметров порта $c/2d$ и $2d/l$ в соответствии со схемой и графиками рис. 3.1, где c - ширина входа в порт, $2d$ и l - размеры порта в плане.

В зависимости от среднего периода сейшевых колебаний акватории, защищенность порта от тягуна считают неудовлетворительной, если он находится в интервале от 0,5 до 2,5 мин., а средняя высота сейшевых колебаний \bar{h}_c превышает 30 см со средней повторяемостью один раз в год и чаще.

С использованием формул описанной методики для изучаемых портов в приближении к бухтам прямоугольной формы были определены резонансные коэффициенты усиления (табл. 3.1). Видно, что наибольшее усиление наблюдается в порту Углегорск, меньшее в порту Корсаков. Проверим эти выводы на экспериментальном материале наблюдений.

Как следует из таблицы, при подходе к портам волн с периодами, совпадающими с периодами собственных колебаний бухт в диапазоне явления тягуна, средняя высота низкочастотных колебаний, определяемая коэффициентом усиления нерегулярных низкочастотных колебаний R_n будет максимальна для Углегорского порта и увеличится более чем в два раза. Очевидно, что при сильном штормовом волнении здесь следует ожидать значительно по высоте волны тягуна. И, как увидим далее из анализа натурных данных, средние резонансные периоды

вычисленные по предлагаемой методике, близки к реальным периодам для рассматриваемых бухт.

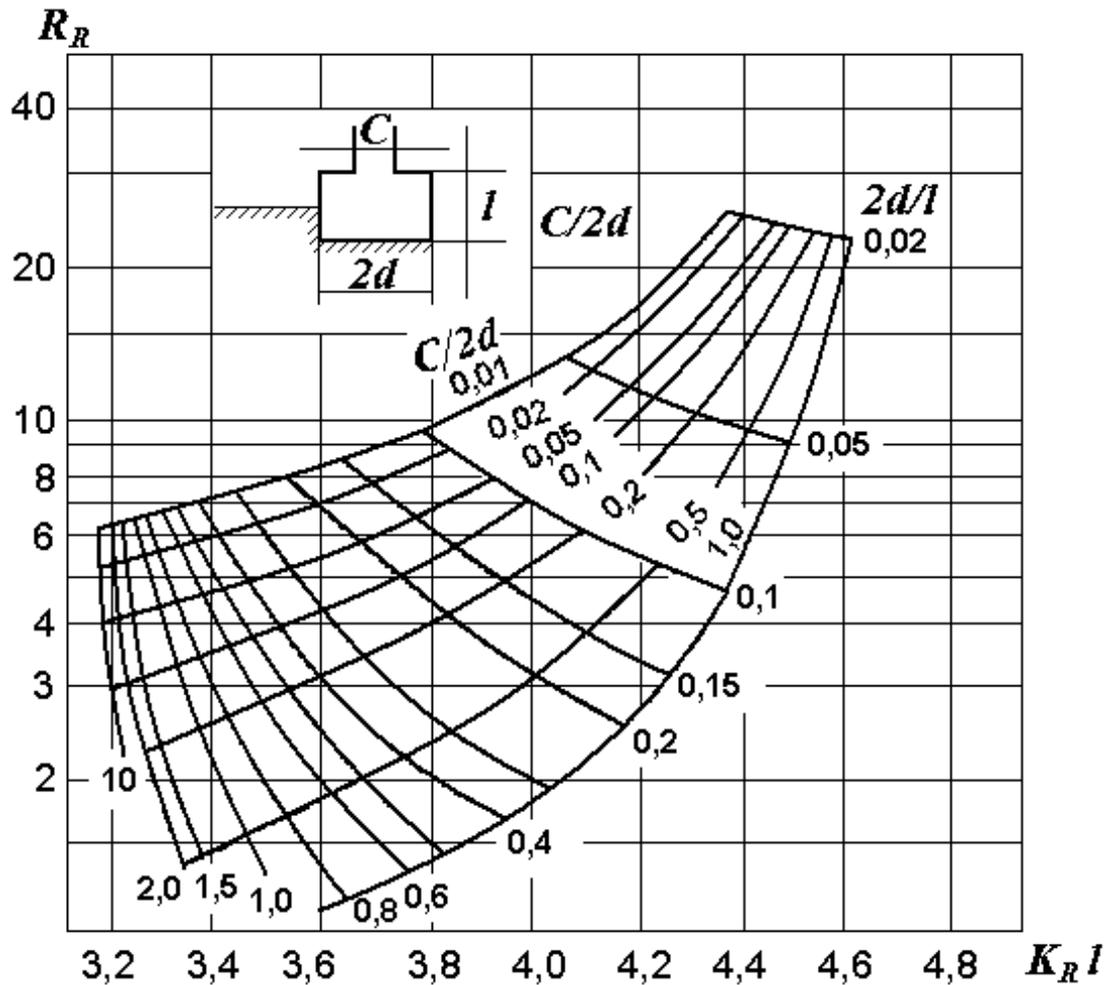


Рис. 3.1. Номограмма для определения резонансного волнового числа K_R и резонансного коэффициента усиления R_R для акватории прямоугольной формы по заданным линейным размерам порта [Методические указания, 1981].

Таблица 3.1

Расчетные параметры тягуна.

Порт	$C/2d$	$2d/l$	R_R	R_H	$K_R l$	$\bar{\tau}_R$ (мин)
Холмск	0,46	0,83	1,8	1,62	3,5	2,99
Углегорск	0,43	0,43	2,7	2,16	3,65	0,84
Корсаков	0,86	1,52	1,1	1,1	3,45	2,60

Тягун серьезно осложняет работу крупнейших торговых портов Сахалина – Корсакова и Холмска, а также небольших и менее значимых, но активно используемых, таких, например, как Углегорск, Южно-Курильск (рис.3.2). Ранее экспериментальные исследования волновых процессов проводилось в порту г. Корсаков [Ковалев П.Д., Шевченко Г.В., Ковалев Д.П., 2001], по результатам которых было установлено, что при прохождении над южной частью о. Сахалин атмосферных возмущений в нем наблюдается сильно выраженное явление тягуна. Порт г. Холмска также является одним из основных в Сахалинской области, и через него осуществляется работа железнодорожной паромной переправы, связывающей остров с материком. Для разгрузки вагонов с парома нужна устойчивая стыковка рельс на берегу и на судне. Поскольку это условие может нарушаться даже при слабом тягуне, изучение данного этого опасного явления в Холмской бухте представляет большой интерес [Ковалев, 2012].

На побережье о. Сахалин явление тягуна обычно отмечается в осенний период во время прохождения циклонов. Его повторяемость по годам крайне неравномерна: в одни годы возникновение тягуна почти не происходит, в другие - наблюдается очень часто.

Часть из ниже описанных работ проводилась при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 06-05-96157 «Экспериментальное исследование опасных морских явлений в порту Холмск Сахалинской области»).

3.1.1. Проявление тягуна в бухте порта Холмск

Холмская бухта является акваторией с относительно широкой основной частью и узкой кутовой, в которой располагаются портовые сооружения (рис. 3.2 г). Вход в бухту закрыт волнозащитными сооружениями с достаточно узким проходом. Глубина у входа в бухту около 10 м и от него к кутовой части проходит фарватер, с уменьшением глубины до 8-9 м на основной части акватории и до 6-7 м в удаленной.

Экспериментальные наблюдения волнения в Холмской бухте и на северной окраине г. Холмск проводились с 2006 по 2010 и начались в июле 2006 с установки в мареографном посту порта Холмск у паромного причала № 3 измерительного комплекса, состоящего из пьезорезонансного донного датчика гидростатического

давления, кабельной линии связи, платы таймера-счётчика PCI 1780, персонального компьютера, цифровой метеостанции WS 2300 и блока бесперебойного питания.

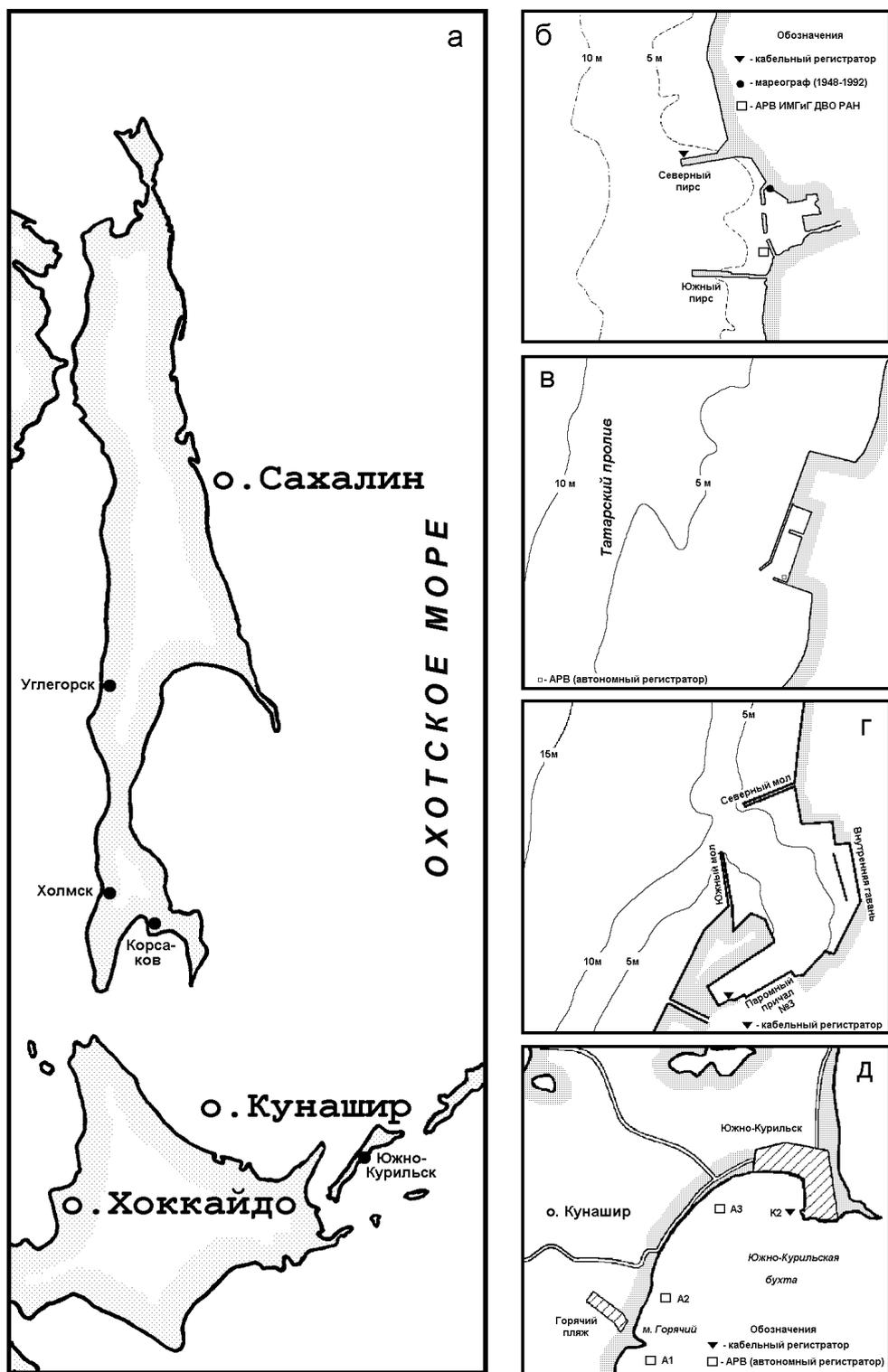


Рис. 3.2. Расположение основных портов Сахалинской области, б - Корсаков, в - Углегорск, г - Холмск, д - Южно-Курильск.

Регистрация волновых процессов осуществлялась с дискретностью 2 с, данные накапливались в виде суточных файлов на жестком диске компьютера. Одновременно с обработкой материалов колебаний уровня, осуществлялся прием данных с цифровой метеостанции (дискретность измерения метеорологических параметров составляла 1 мин). Станция была установлена в помещении метеопоста порта, а датчик скорости ветра располагался на небольшой мачте, закрепленной на крыше здания на высоте 4,5 метра от поверхности моря [Ковалев и др., 2007].

Для оценки связи атмосферных возмущений с волнением на море был построен график скорости и направления ветра за ноябрь 2006 г., приведенный на рис. 3.3. В районе проведения эксперимента воздушные потоки имеют преимущественно меридиональный характер, что обусловлено влиянием орографии – вблизи Холмска местность гористая, а берег имеет меридиональную ориентацию. Выделяется несколько случаев резкого усиления скорости ветра, среди которых особенно интересны ситуации 12 и 22-24 числа, когда были отмечены максимальные значения скорости ветра, а также его наибольшая продолжительность. Соответствующие им записи колебаний уровня моря подробно анализируются ниже. Несмотря на позднюю осень, отмечено несколько случаев слабого ветра со скоростью менее 0,5 м/с, которым обычно соответствует слабое волнение.

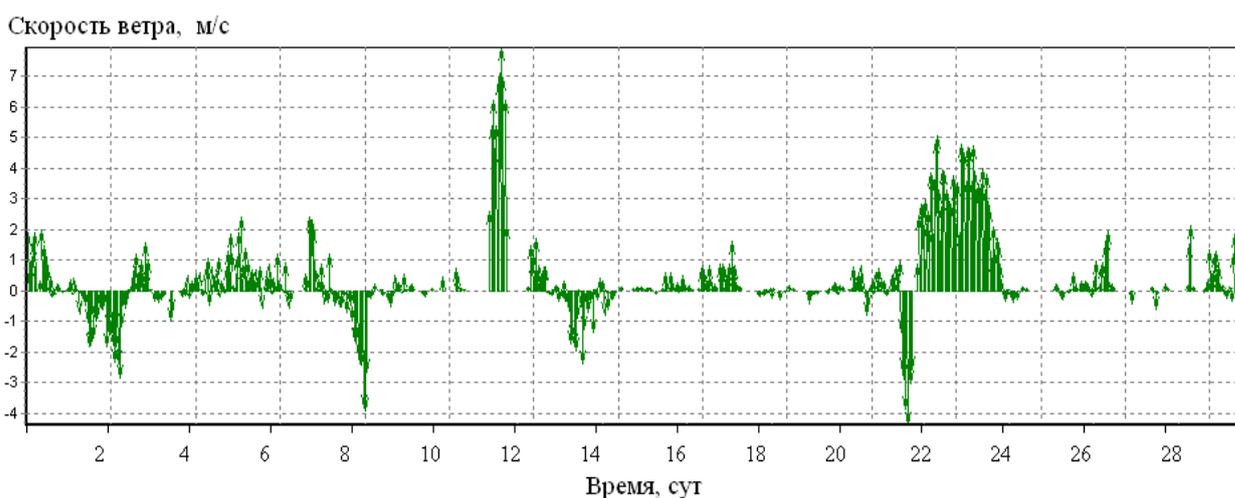


Рис. 3.3. Скорость и направление ветра в ноябре 2006 г.

На рис. 3.4 приведены фрагменты записей колебаний уровня моря для различных метеорологических условий и состояния волнения на море. Измерения

16.11.06 и 26.11.06 производились при спокойных погодных условиях и волновые движения в бухте были незначительными, амплитуда колебаний составляла 2-3 см. 17.10.06 измерения проводились при усилении ветра и достаточно заметном волнении (высота волн по наблюдениям на ГМС Холмск Сахалинского управления Росгидромета достигала 2,5 м). В этот период заметно усилились также и длинноволновые колебания, размах которых превысил 10 см. Аналогичная картина наблюдалась 12.11.06 и 22.11.06, когда наблюдались самые большие значения скорости ветра южных румбов, хотя его продолжительность была сравнительно невелика. Высота ветрового волнения в этот день по визуальным наблюдениям достигала значительной для этого района величины - 3,5 м.

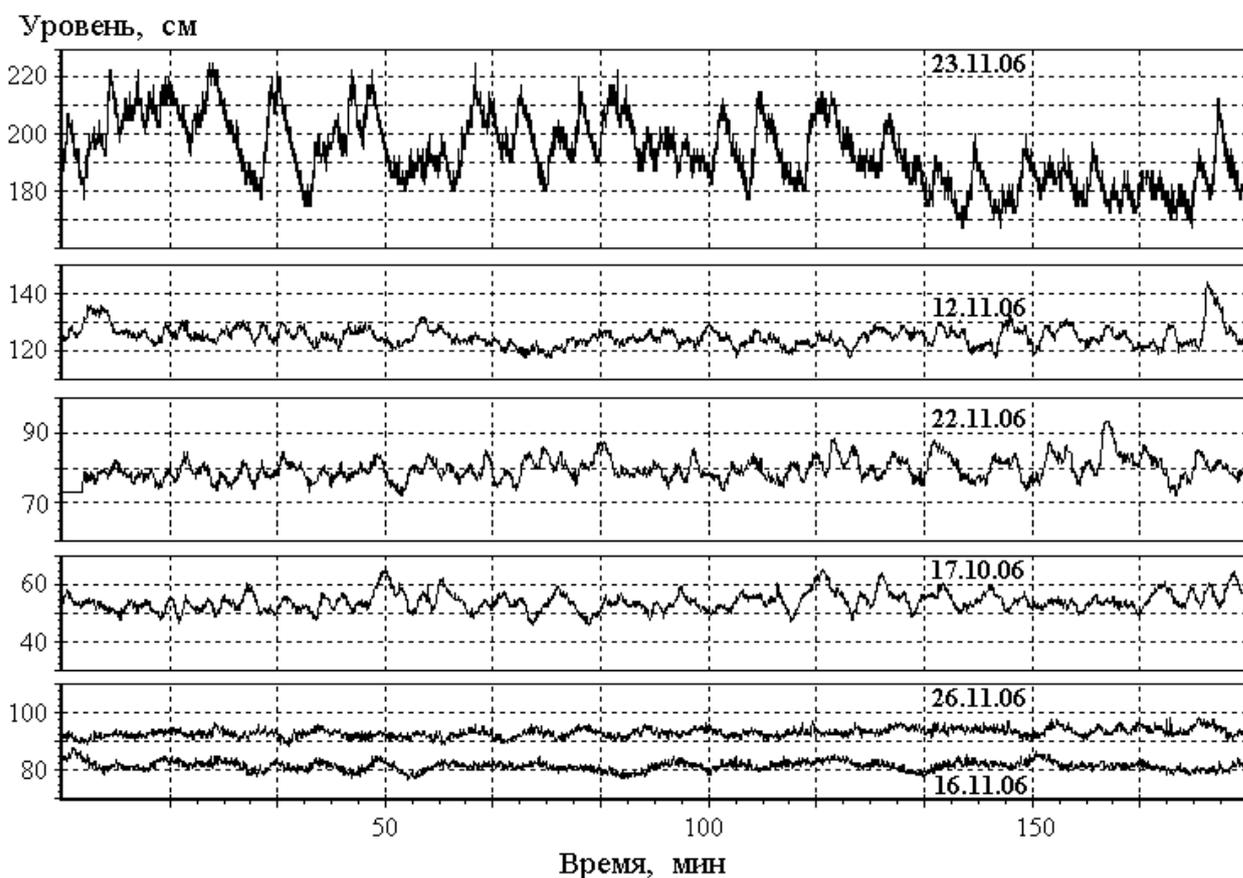


Рис. 3.4 Фрагменты записей колебаний уровня моря для различного волнения на море: 26.11.06 – тихая погода, 17.10.06 – волна 2,5 м, 12.11.06 и 22.11.06 - волна 3,5 м, 23.11.06 - сильный шторм.

Отрезок записи, относящийся к 23.11.06, значительно отличается от остальных, уровень колебаний даже по сравнению со случаями сильного волнения

вырос примерно в два раза, причем характерный для всех остальных случаев достаточно регулярный характер колебаний с выраженной периодичностью нарушился. Как уже отмечалось выше, 22-24 ноября был зафиксирован сильный и устойчивый ветер южных румбов, который сохранял свою силу в течение трех суток. Отметим, что за сутки до этого наблюдался достаточно сильный северный ветер, потом произошла резкая смена воздушного потока. На акватории порта был сильный шторм.

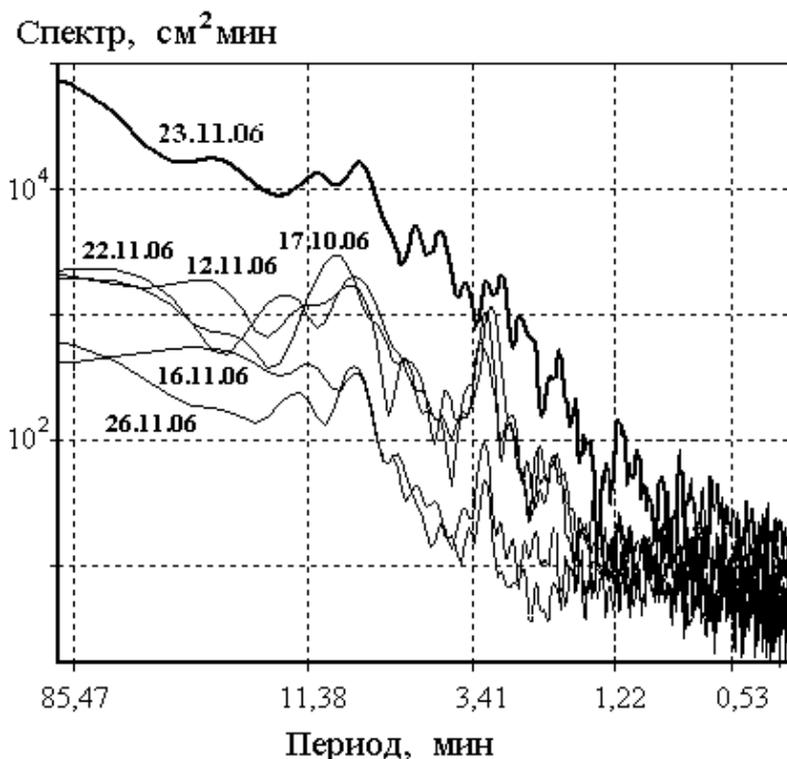


Рис. 3.5. Энергетические спектры колебаний уровня для фрагментов записей, представленных на рис. 1 и различного волнения на море: 16.11.06 и 26.11.06 – тихая погода, 17.10.06 – волна 2,5 м, 12.11.06 и 22.11.06 – волна 3,5 м, 23.11.06 – сильный шторм. Число степеней свободы 32.

Для рассмотренных выше фрагментов записей были рассчитаны энергетические спектры, приведенные на рис. 3.5. Видно, что спектры колебаний уровня для развитого волнения на море с высотами волн 2,5 – 3,5 м (17.10.06, 12.11.06 и 22.11.06) имеют схожий характер - их отличает повышение уровня энергии на периодах более 1,5 мин, по сравнению со спектрами для тихой погоды (16.11.06 и 26.11.06). При этом различие в энергии колебаний превышает порядок

на периодах от 2 до 15 минут, которые относятся к диапазону существования резонансных колебаний в бухте [Ковалев и др., 2007].

Явление тягуна обычно связывают с достаточно высокочастотными сейшмами, в порту г. Холмска оно обусловлено, как следует из рис. 3.5, наиболее ярко выраженными резонансными колебаниями с периодом около 3 мин. Для этих колебаний к тому же характерно особенно значимое усиление при развитом волнении по сравнению со спокойной погодой, хотя 16 и 26 ноября данный пик хорошо выражен. Отметим, что колебания с периодом около 3 мин также наблюдались для тихой погоды и во время циклона в работе [Ивельская и др., 2001].

Исключение составляет штормовая ситуация 23 ноября, когда все основные пики в спектре колебаний уровня моря были выражены слабее при общем подъеме уровня энергии в широком диапазоне периодов. Обращает внимание то обстоятельство, что заметно усилился пик на периоде около 1,5 мин, слабо выраженный как в спокойную погоду, так и при развитом волнении.

Следует отметить, что собственные колебания с данным периодом детально рассматривались в работе [Ивельская и др., 2001], где они были получены как по данным численного моделирования, так и в результате спектрального анализа волнограмм, полученных при помощи струнного волнографа во время шторма в порту г. Холмск 7 января 2000 года.

Данное обстоятельство указывает на то, что данная мода, имеющая согласно результатам моделирования, три узловых линии на акватории бухты и пучности вблизи северного и южного участков побережья, а также в районе постановки станции, возбуждается преимущественно при сильном шторме. Штормовое волнение на акватории порта в то же время вызывает стохастизацию длинноволновых процессов на периодах, превышающих 2 мин. В частности, отсутствие в спектре записи волнографа пика на периоде около 3 мин при штормовой ситуации 7.01.2000 г привело авторов работы [Ивельская и др., 2001] к неверному выводу о незначительной роли соответствующей ему моды собственных колебаний.

Как отмечалось выше, энергия собственных колебаний с периодом около 3-х минут существенно, почти на порядок, выше энергии фоновых колебаний, а во

время шторма это различие становится даже более значительным. Это указывает на то, что данная мода эффективно возбуждается за счет трансформации в бухте развитого ветрового волнения, и, вероятно, прежде всего с ней связано явление тягуна в Холмской бухте.

Это говорит о том, что волнение с групповой структурой, имеющей период огибающей близкий к 3 мин, может представлять существенную опасность для судов, находящихся в порту. Отметим, что в результате экспериментальных исследований трансформации волнения у юго-восточного побережья Сахалина [Ковалев и др., 2006], в схожих физико-географических условиях, был обнаружен максимум в спектрах огибающей на периоде около 200 с. Это подтверждает возможность реализации указанного механизма формирования тягуна в порту Холмска.

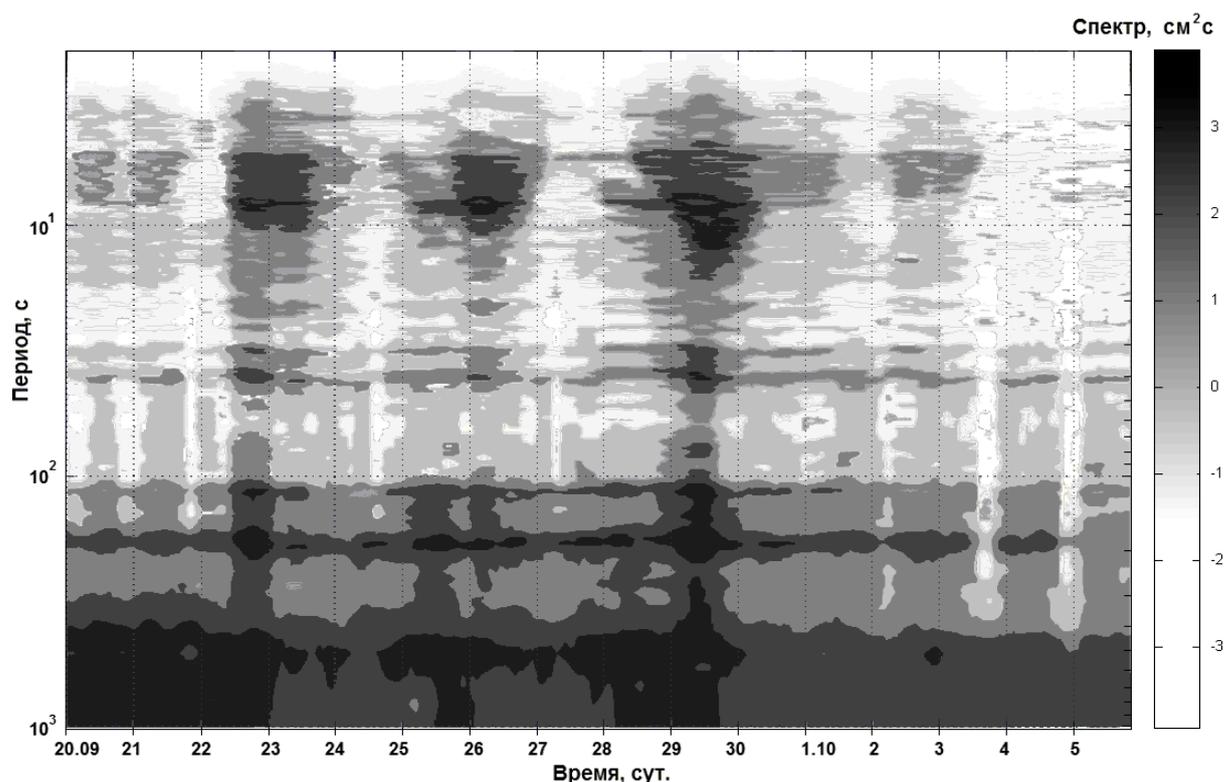


Рис. 3.6. Диаграмма текущего спектра по данным измерения АРВ установленного в кутовой части бухты порта Холмск.

Для подтверждения полученных результатов был рассчитан текущий спектр, приведенный на рис. 3.6. В низкочастотной части спектра наблюдаются максимумы с периодами около 8, 3, 1,5 мин, связанные с собственными колебаниями бухты. Первый обусловлен резонансным усилением колебаний на

данной частоте, соответствующей одноузловой продольной сейше бухты. [Ивельская и др., 2001; Ковалев и др., 2007; Kovalev, et al., 2008]. Энергия собственных колебаний с периодом около 3-х мин. существенно, почти на порядок, выше энергии фоновых колебаний, и во время шторма это различие становится даже более значительным.

Как отмечается в работе [Ковалев и др., 2007;] это связано с тем, что данная мода эффективно возбуждается за счет трансформации в бухте развитого ветрового волнения, и, вероятно, прежде всего с ней связано явление тягуна в Холмской бухте. При штормовом волнении на акватории порта основную роль в формировании этого явления начинает играть трехузловая сейша с периодом 1,5 мин.

Для оценки степени проницаемости волн во внутренний порт и эффективности оградительных волнозащитных сооружений использовалась формула [Погосов, 1971]:

$$\mu = kT_s H_s^{1/2} \quad , \quad (3.5)$$

где T_s - период проходящей волны, H_s - ее высота, k – коэффициент порта, равный отношению площади поперечного сечения входа во внутреннюю акваторию к площади самой акватории.

Для параметров Холмской бухты был определен коэффициент порта $k = 6,64 \times 10^{-3}$ и с использованием выражения (3.5) были рассчитаны значения коэффициента проницаемости волн во внутреннюю бухту в зависимости от высоты проходящей волны и ее периода (рис. 3.7). Видно, что коэффициент проницаемости в большей степени зависит от периода проходящих волн, чем от их амплитуды. Расчеты также показывают, что в диапазоне периодов 0,5-5 мин проницаемость волн невысокая и, следовательно, явление тягуна определяется преимущественно трансформацией ветровых волн (то есть носит инфрагравитационный характер) внутри бухты.

3.1.2. Изучение волновых процессов в порту Корсаков

В порту Корсакова также наблюдается явление тягуна, создающее проблемы при проведении погрузо-разгрузочных работ. Интересные экспериментальные исследования условий формирования сейшевых колебаний в гавани были проведены силами Корсаковского гидрометеобюро под руководством Г.Н. Боброва в конце 60-х – начале 70-х годов, удивительные для состояния измерительной аппаратуры и средств обработки данных того времени [Бобров, 1966]. Однако ряд вопросов, связанных с проявлением тягуна, оставался нерешенным.

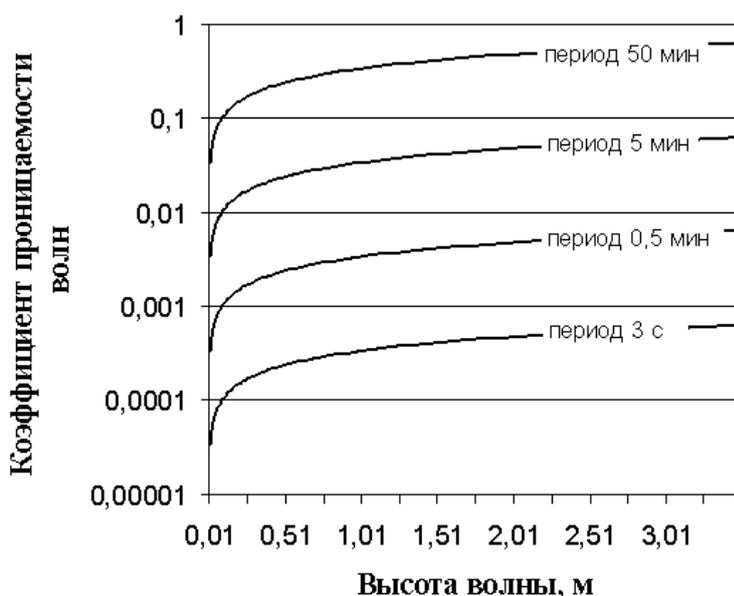


Рис. 3.7. Коэффициент проницаемости приходящих волн в бухту порта Холмск в зависимости от их периода и амплитуды.

Проблема изучения опасных морских явлений была осложнена тем, что в 1993 г. был закрыт мареограф в порту Корсакова, установленный там еще в 1947 г., и потому отсутствует возможность регистрации колебаний уровня моря. С прекращением наблюдений резко осложнилось решение вопросов точного определения параметров и, следовательно, оперативного и долгосрочного прогнозирования морских опасных явлений. В связи с этим ИМГиГ ДВО РАН с 1999 г. по 2008 г. с некоторыми перерывами проводил в порту наблюдения с

использованием кабельных и автономных приборов [Ковалев и др., 2000; Лухнов и др., 2006].

Изучение явления тягуна в порту Корсаков первоначально было проведено по натурным данным кабельного измерителя 1999-2000 гг. К сожалению, по техническим причинам прибор оказалось возможным поставить с внешнего края северного пирса (рис. 3.2 б), то есть не внутри гавани, где возможны выраженные резонансные колебания, а вне ее, поэтому регистрировалось повышение уровня колебаний в достаточно широкой по частоте области спектра.

С южного края пирса осуществлял постановки своих приборов Г.Н. Бобров (измерителей течений БПВ-2 и ВММ, регистраторы короткопериодных колебаний уровня японского производства с выводом сигнала на бумажную ленту). При этом им были обнаружены устойчивые колебания резонансного типа с периодами, приближенно оцениваемыми в 2,5 - 3 мин, что согласуется и с полученными нами результатами спектрального анализа, приведенными на рис. 3.8 [Ковалев и др., 2001]. Видно, что при прохождении циклона наблюдается возрастание энергии в диапазоне периодов от 1,5 до 3 минут, что ассоциируется с явлением тягуна.

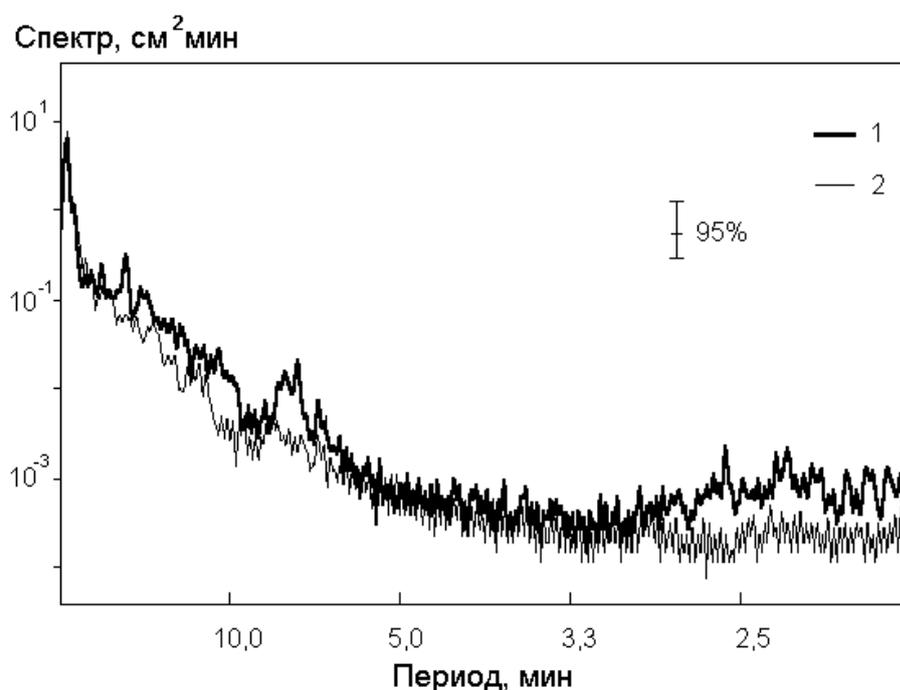


Рис. 3.8. Энергетические спектры колебаний уровня при прохождении циклона (1) и при спокойной погоде (2).

Однако указанная выше особенность постановки прибора не позволила детально проанализировать условия формирования тягуна, поэтому дальнейший анализ был проведен с использованием данных автономного прибора, который был установлен в юго-восточной части порта, вблизи стенки, отделяющей внутренний ковш от основного порта (рис. 3.2) в 2008 году [Кузнецов и др., 2009].

Для изучения явления тягуна отобраны записи волнения 2008 г. с дискретностью 1 с для различной интенсивности ветрового волнения из зарегистрированного ряда данных (рис. 3.9). Следует отметить, что волнение на акватории порта в период проведения эксперимента было незначительным и максимальные волны не превышали 40 см.

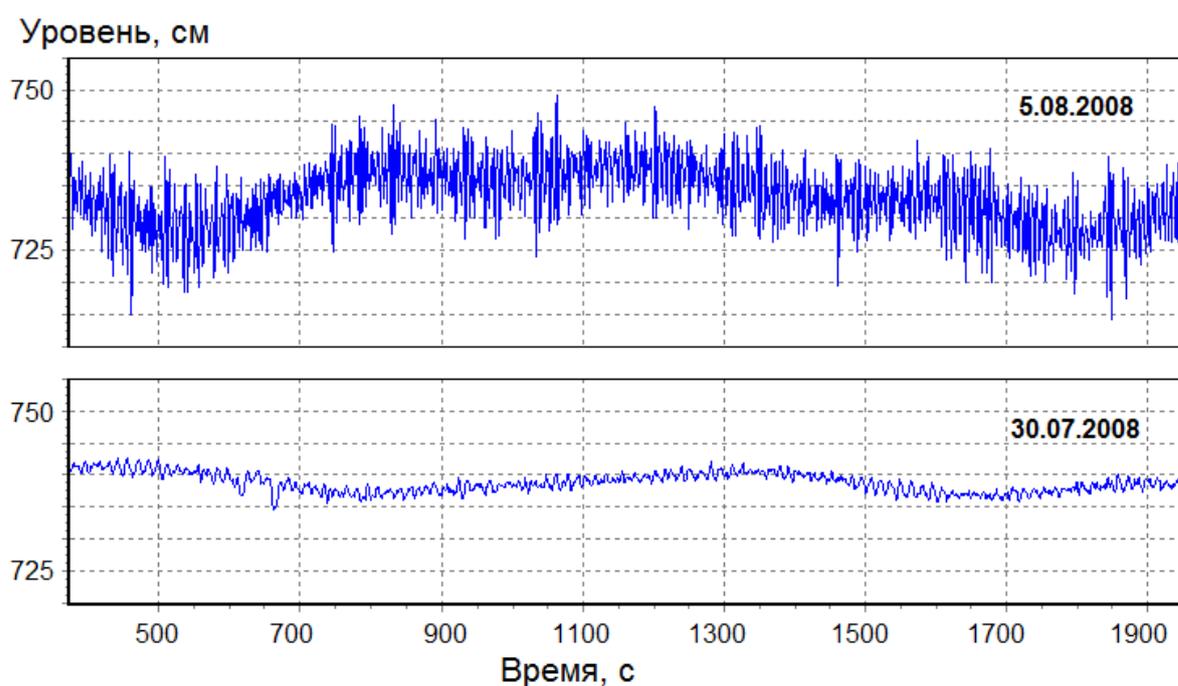


Рис. 3.9. Запись колебаний уровня моря на акватории порта Корсаков с дискретностью 1 с для различных синоптических ситуаций.

Для приведенных данных была рассчитана диаграмма текущего спектра для активного периода (сентября), которая представлена на рис. 3.10. Видно, что в волнении на акватории порта Корсаков доминируют волны зыби. Ветровое волнение наблюдалось непродолжительное время в октябре. Отмечается устойчивый подъем энергии на периодах 12-15 с, соответствующий длиннопериодной океанской зыби.

В диапазоне существования тягуна уровень энергии достаточно высокий, однако четко выраженных периодов, кроме 1,5 минут, не наблюдается. Это обусловлено, по-видимому, местоположением прибора вдали от пучностей резонансных мод.

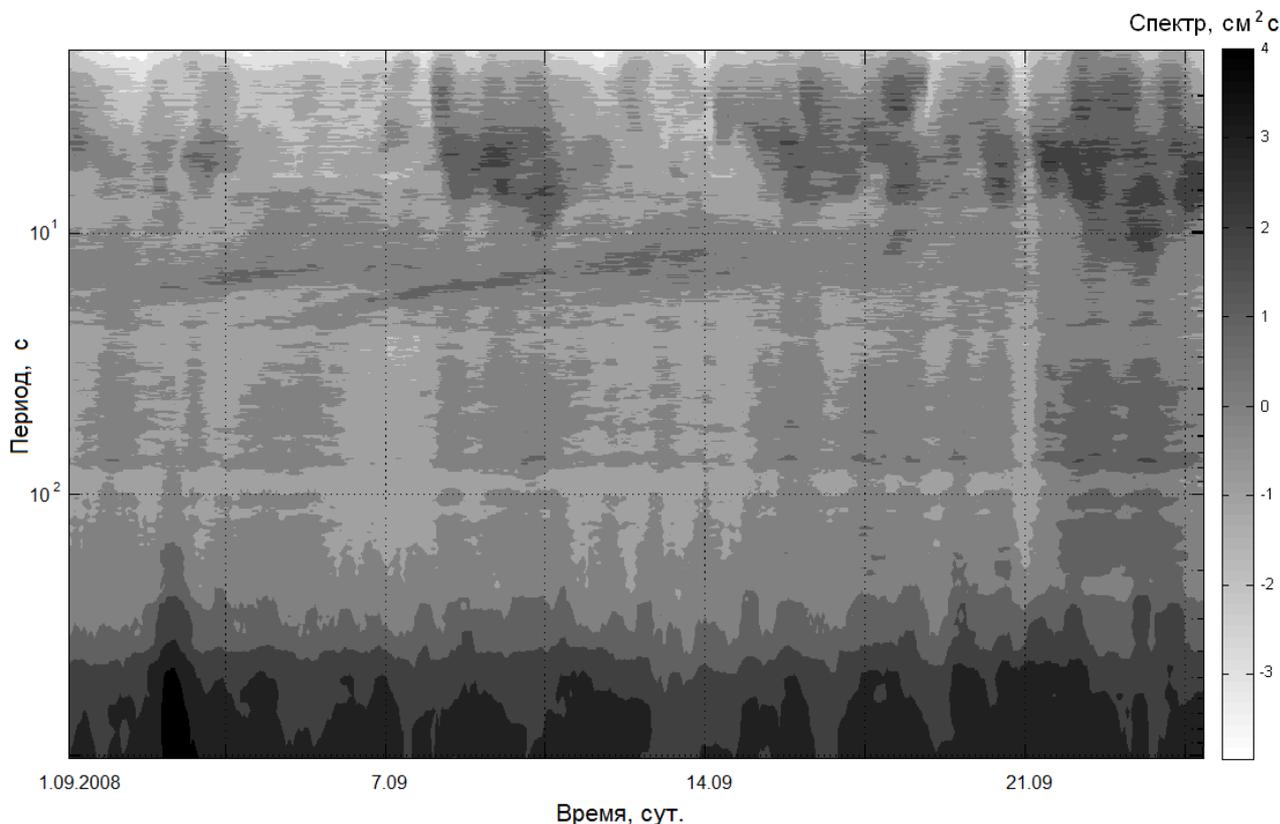


Рис. 3.10. Диаграмма текущего спектра волнения в порту Корсакова за сентябрь 2008 г.

3.1.3. Исследование тягуна в Южно-Курильской бухте.

Проведенные в 2003-2004 гг. эксперименты в Южно-Курильской бухте около п. Горячий пляж позволили выявить интересные различия проявления резонансных колебаний на различных участках исследуемой акватории [Kovalev et al., 2005]. Кроме того, было проведено изучение трансформации ветровых волн и зыби в узкой прибрежной полосе, приводящее к возникновению инфрагравитационных волн, и явление тягуна, заметно проявляющегося в порту и который местное население называет зыбуном. Следует отметить, что в Южно-Курильске нет других портовых сооружений, кроме единственного причала и поэтому выполнить предварительные расчеты параметров тягуна, как это сделано выше для других портов, здесь не представляется возможным.

Следует также отметить, что записи на станциях по разным причинам не всегда проводились синхронно и чаще с минутной дискретностью, поэтому для более детального исследования в 2005 г. в порту Южно-Курильска был установлен новый регистрирующий комплекс на основе ПК со встроенным контроллером PCL, а также три автономных измерителя [Kovalev et al., 2006]. В качестве датчиков гидростатического давления во всех регистраторах использовались пьезорезонансные датчики.

Схема постановки измерителей в Южно-Курильской бухте приведена на рис. 3.2 д. Измерения придонного гидростатического давления производились с дискретностью 3 секунда с целью изучения трансформации ветровых волн и зыби вблизи берега, генерации инфрагравитационных волн и тягуна.

В результате проведенных наблюдений были получены временные серии с различной дискретностью. С позиций исследования тягуна представляют интерес измерения на кабельной станции К2. Отрезок полученной записи представлен на рис. 3.11. Видно, что помимо доминирующих в колебаниях уровня ветровых волн, заметны также групповая структура волнения и более низкочастотные вариации.

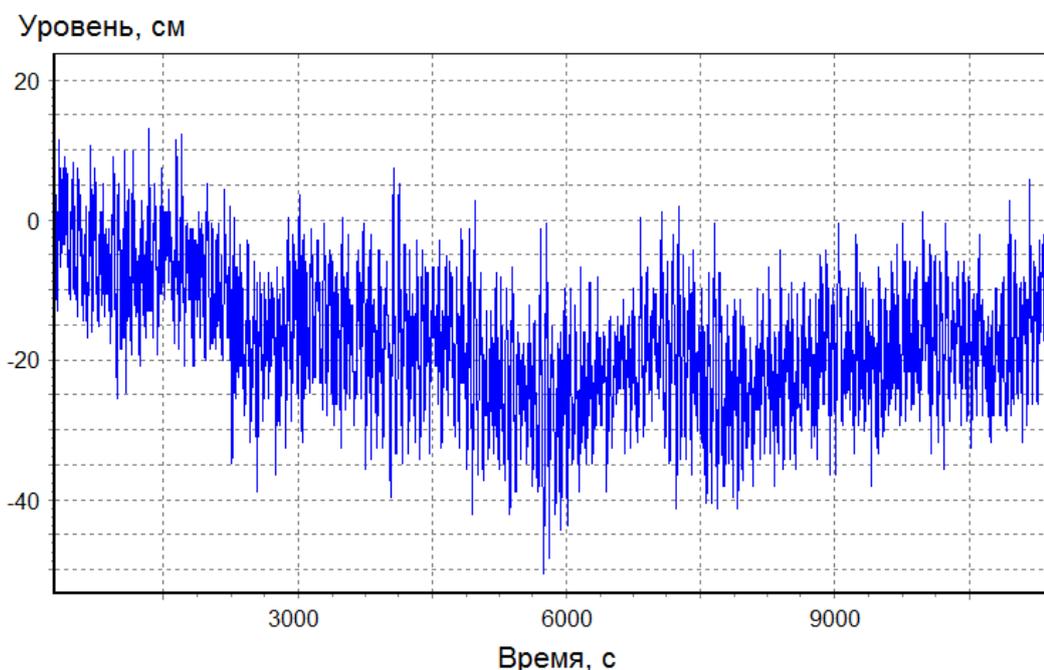


Рис. 3.11. Образец записи колебаний гидростатического давления (уровня моря) 2.10.05 с дискретностью 3 с для кабельной станции К2.

На рис. 3.12 представлены спектры колебаний на станции К2, рассчитанные для различных состояний поверхности моря. В высокочастотной части всех спектров выделяются два значимых максимума с периодами около 1 минуты и в диапазоне периодов от 3 до 5,5 с, соответствующий ветровому волнению. Для всех рассмотренных случаев зыбь проявлялась слабо.

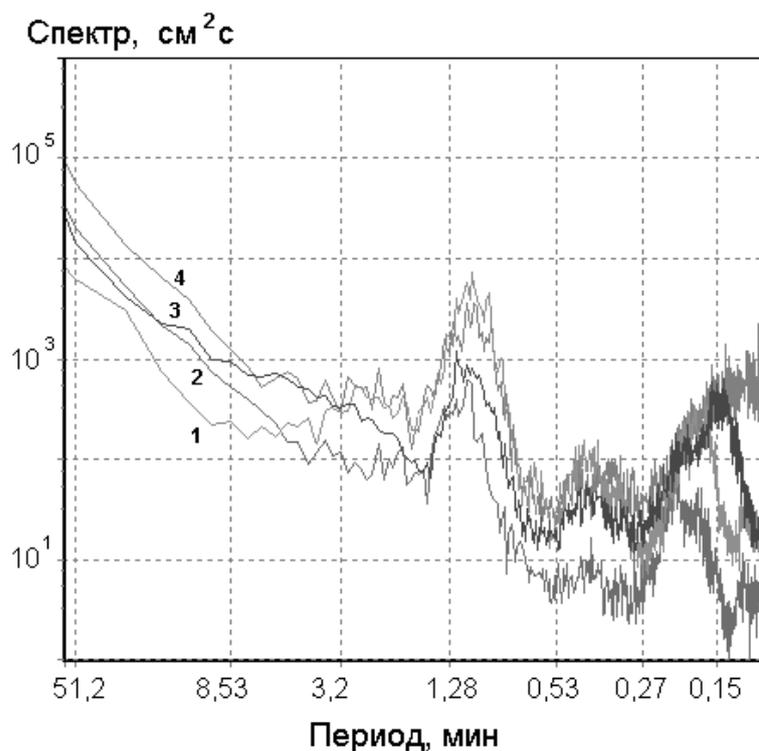


Рис. 3.12. Спектры колебаний уровня моря для станции К2. 1 – шторм 27.09.05, 2- тихая погода 30.09.05, 3- шторм 29.09.05, 4- шторм 1.10.05

Большой интерес представляет достаточно мощный, хорошо выраженный пик с периодом около 1 минуты. Наиболее вероятно, этот пик связан с групповой структурой волнения и отвечает образованию инфрагравитационных волн. Причем пик с периодом около 1 минуты связан с некоторой весьма устойчивой причиной, скорее всего с резонансными особенностями акватории и является проявлением тягуна на данной акватории.

Следует отметить интересную особенность тягуна, заключающуюся в том, что не всегда более сильному шторму соответствует большая энергия тягуна. Так, для шторма 29.09.05 энергия ветрового волнения была выше, чем для шторма 27.09.05, в то время как энергия колебаний с периодом одна минута в эти дни

имеет обратный характер. Это обстоятельство связано, по-видимому с разным направлением ветра, а значит подхода волн.

Для приведенных данных была рассчитана диаграмма текущего спектра для активного периода (сентября), которая представлена на рис. 3.13. В диапазоне существования тягуна наблюдается высокий уровень энергии и четко выраженная полоса на периодах около 1 минуты. При приходе шторма 27 сентября наблюдается значительный подъем энергии на этих периодах, что также подтверждается энергетическим спектром, приведенным на рис. 3.12.

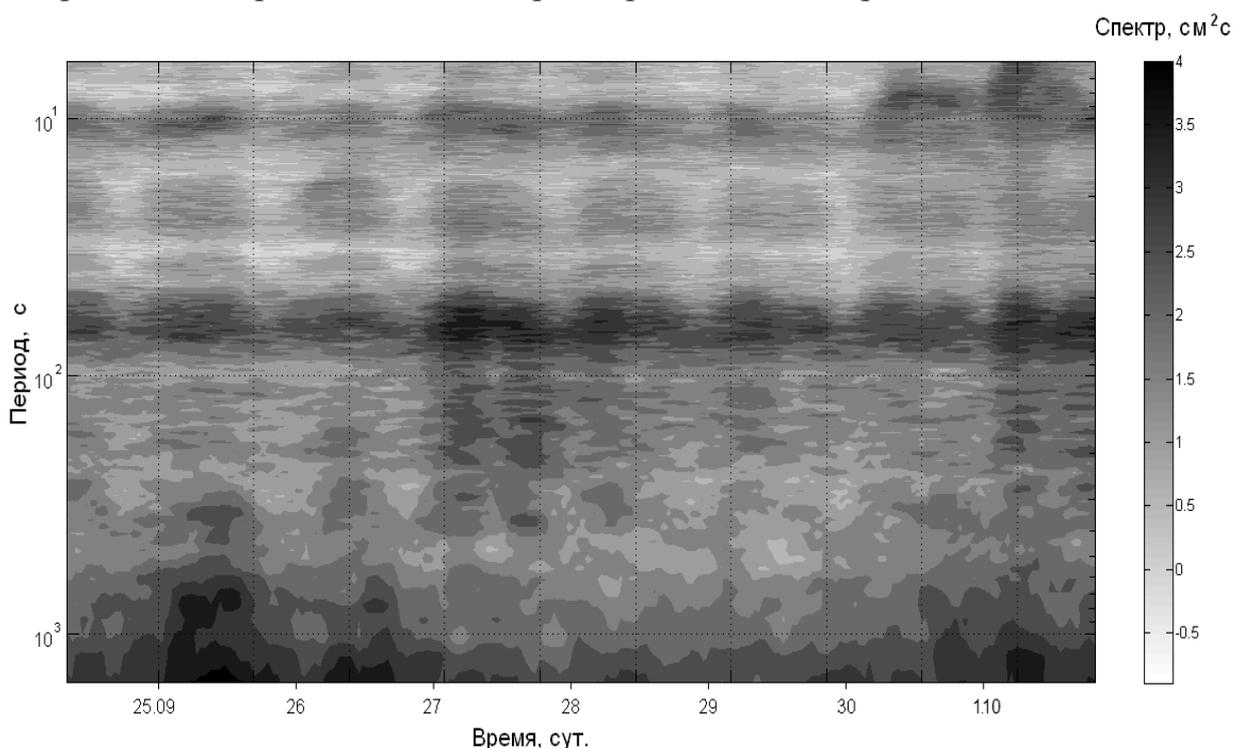


Рис. 3.13. Диаграмма текущего спектра волнения в порту Южно-Курильска за сентябрь 2005 г.

Был проведен анализ метеорологической ситуации для выяснения условий, способствующих развитию сильного тягуна. По данным СахУГМС была построена карта, приведенная на рис. 3.14. Показанный на карте антициклон несколько суток медленно смещался в северо-восточном направлении. Было установлено, что максимальным волнам тягуна соответствовали ветра силой около 5 м/с южного направления. При смене направления ветра на юго-западное или юго-восточное происходило уменьшение энергии тягуна, даже при увеличении силы ветра.

Максимальное ветровое волнение за анализируемый период наблюдалось 1 ноября 2005 г. при юго-западном ветре со скоростями от 7,5 до 15 м/с .

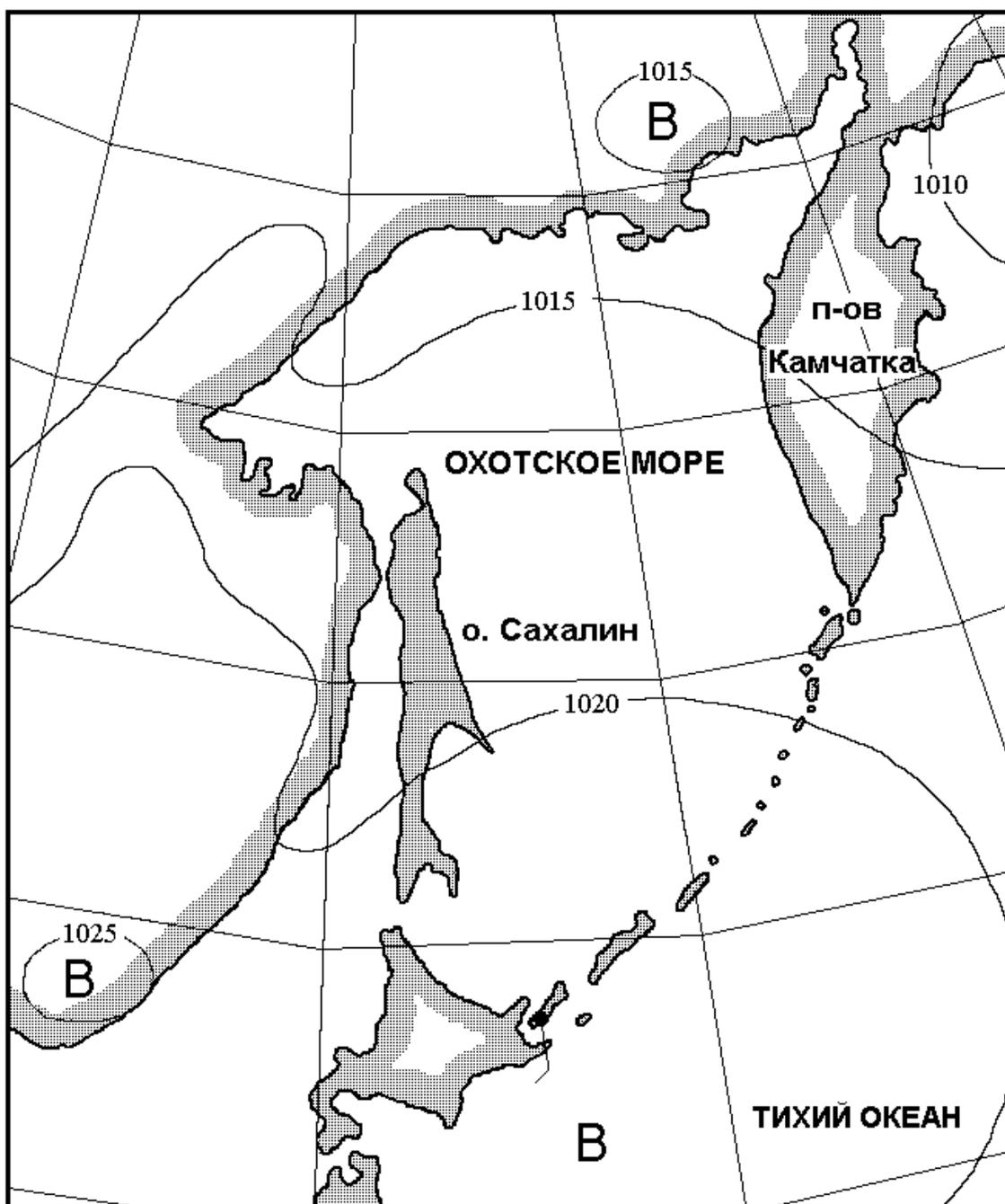


Рис. 3.14. Карта региона по данным СахУГМС. Изобары относятся к синоптической ситуации на 00 часов 28.09.2005 (GMT).

3.1.4. Экспериментальные исследования тягуна в порту Углегорск

Интересные результаты относительно характера проявления опасных морских явлений, а также волн цунами, выявленное усиление волн на отдельных периодах, полученные при проведении измерений в порту г. Холмск,

стимулировали проведение масштабных измерений волновых процессов в различных пунктах западного побережья о. Сахалин и, в частности порту Углегорск. С этой целью автономные регистраторы волнения и уровня были установлены в портах населенных пунктах от п. Гонозаводск на юге до п. Бошняково на севере исследуемой области. Приборы были установлены в конце мая 2008 года и сняты в конце сентября [Кузнецов и др., 2009]. Таким образом, длительность записанных рядов наблюдений составила около 4 месяцев.

Севернее п. Бошняково постановка датчиков не производилась по причине сложности их организации из-за проблем с доставкой аппаратуры. Из всех портов западного побережья, кроме выше рассмотренного Холмска, был выбран Углегорск, т.к. это один из значимых портов западного побережья о. Сахалин. Кроме того, интенсивность проявления тягуна здесь достаточно высокая. На рис. 3.2 в схема постановки измерителя в порту Углегорска.

Образец записи колебаний уровня моря с секундной дискретностью в ковше порта Углегорск представлен на рис. 3.15. Хорошо выделяются пакеты волн, указывающие на формирование в исследуемом районе инфрагравитационных волн. Однако, в летний период и в сентябре 2008 года погодные условия над Татарским проливом Японского моря были необычно спокойные, за анализируемый промежуток времени и, к сожалению, не было зарегистрировано не только ни одного цунами, но даже не было сколько-нибудь значимых стонно-нагонных явлений, с которыми связано обычно усиление резонансных колебаний в широком диапазоне периодов. Можно отметить лишь несколько случаев интенсификации длинноволновых процессов, наиболее выраженных 18-19 июня, 6-7 августа и 3-4 сентября. Причем интенсивность колебаний несколько различалась на различных участках побережья.

Рассмотрим особенности резонансных колебаний ковша. Для этого проанализируем спектр колебаний уровня, вычисленный по записи волнения, сделанной в Углегорске (рис. 3.16), порт которого имеет четкую прямоугольную форму, и поэтому для него легко оценить периоды собственных мод. Ковш в Углегорске достаточно хорошо защищен от проникновения высокочастотных ветровых волн, и на его акватории преобладают более низкочастотные волны.

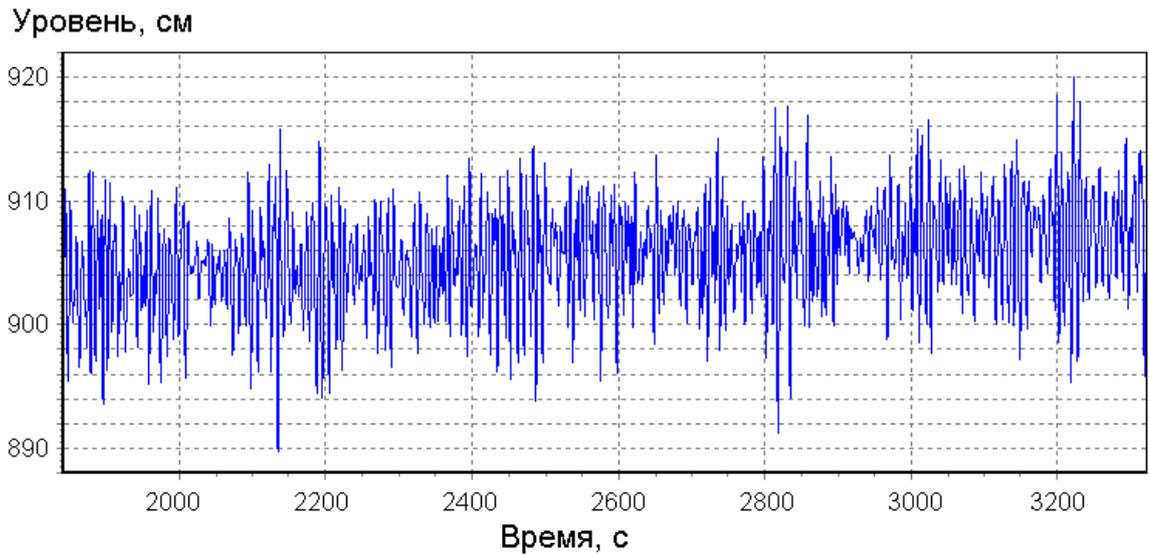


Рис. 3.15. Образец записи колебаний уровня моря с секундной дискретностью по результатам измерений в порту Углегорск.

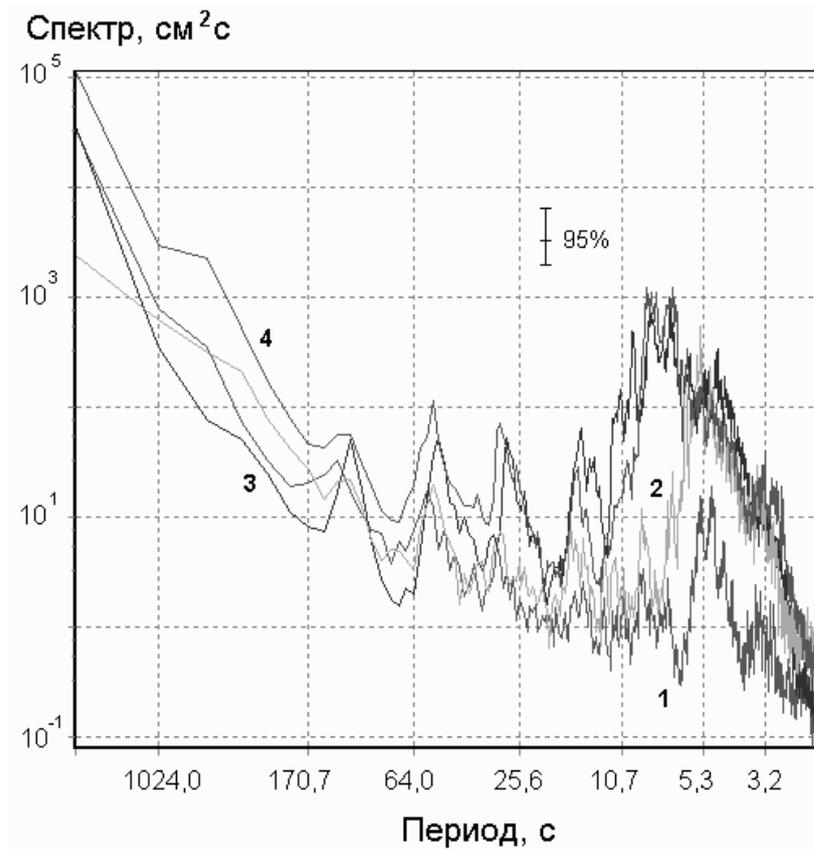


Рис. 3.16. Спектр колебаний уровня по записи волнения, сделанной в Углегорске для различных состояний моря : 1 – тихая погода, 2- шторм, 3,4 - сильный шторм.

В высокочастотной части спектра в диапазоне периодов от 11 до 3 с выделяются пики, соответствующие ветровым волнам и зыби. При тихой погоде преобладают ветровые волны, а во время штормов зыбь, причем с увеличением интенсивности волнения максимум смещается в сторону более низких частот. В низкочастотной части спектра присутствуют четыре мощных пика на периодах около 113,8, 15,8, 29,3, 53,9 секунд. При этом низкочастотный пик на периодах около 113,8 с хорошо проявляется только при сильном шторме и определенной синоптической ситуации, связанной по-видимому с направлением ветра и подхода волн к берегу.

Такая кратность периодов и их стабильность указывает на то, что соответствующие им волновые процессы обусловлены резонансными свойствами ковша порта. Именно эти волны и ответственны за явление тягуна в порту Углегорск. Отметим, что рассчитанный по методическим указаниям [Методические указания, 1981] период тягуна (таблица 3.1) близок к периоду низкочастотного колебания, обнаруженного по натурным данным.

Рассмотрим подробнее особенности резонансных колебаний ковша. Для этого проанализируем текущий спектр, вычисленный по записи волнения, сделанной в Углегорске, приведенный на рис. 3.17.

Наиболее характерной особенностью текущего спектра является наличие четырех горизонтальных линий с более высокими значениями спектральной амплитуды, которые, вероятно, отвечают резонансным модам бассейна. Выделяются максимумы с периодами около 113, 60, 30 и 15 с. Средняя скорость длинных волн на акватории порта составляет около 5 м/с, таким образом, эти периоды неплохо согласуются с оценками периодов одно- и двухузловых продольной и поперечной сейш гавани. Значения выделенных периодов не зависят от исследуемого временного интервала, на протяжении четырех месяцев непрерывных наблюдений они оставались одинаковыми.

Из приведенного рисунка также следует, что усиление собственных колебаний в ковше связано с возрастанием интенсивности ветрового волнения. Результаты проведенного анализа указывают на высокую вероятность возникновения тягуна в порту Углегорска.

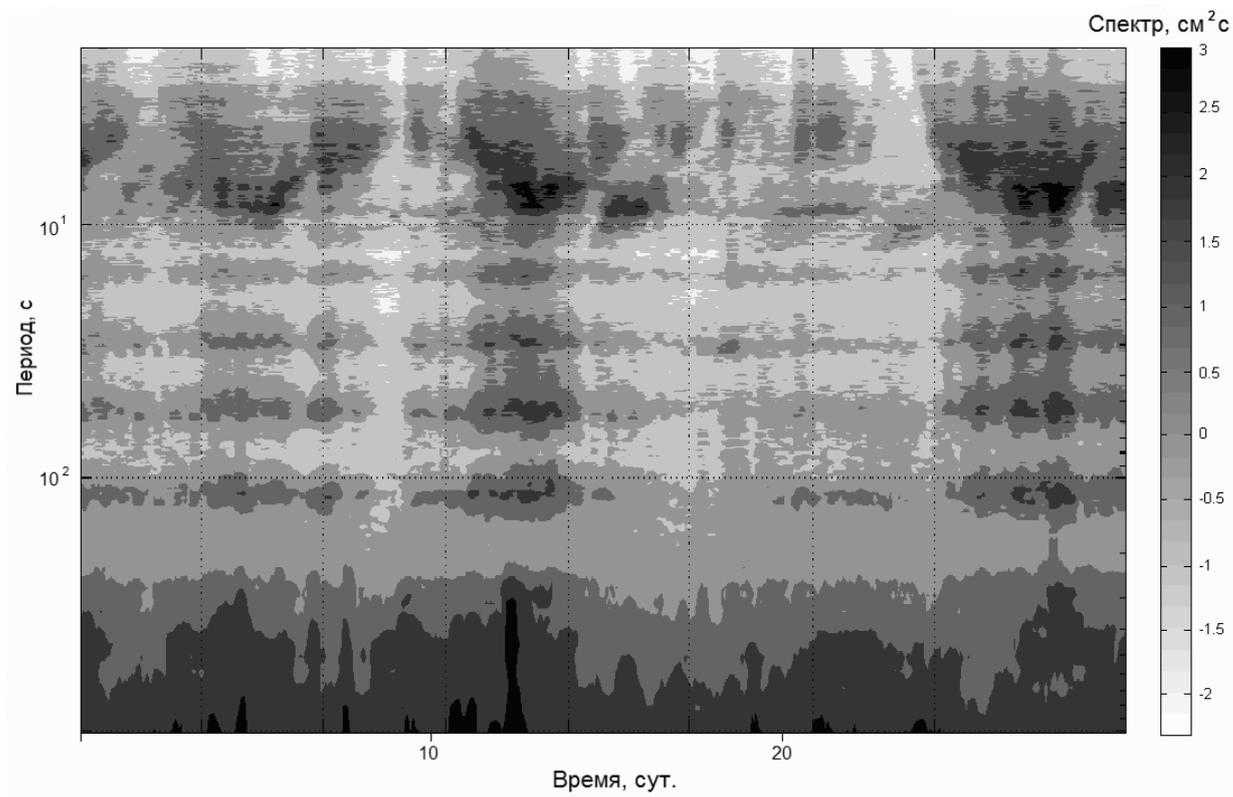


Рис. 3.17. Диаграмма текущего спектра по записи волнения, сделанной в Углегорске

Подобная картина характерна для всех портов западного побережья о. Сахалин, в которых проводилась регистрация волнения, разница лишь в значениях выделенных характерных периодов, период нулевой моды меняется от 70 до 115 секунд для различных портов. Эти колебания напрямую связаны с явлением тягуна – периодическими движениями воды в портах, бухтах и гаванях, вызывающими циклические перемещения стоящих у причалов судов. Это существенно затрудняет эксплуатацию их в портах, особенно в процессе погрузки-разгрузки.

3.2. Сгонно-нагонный режим в южной части о. Сахалин

Крупномасштабные повышения и понижения уровня моря, обусловленные воздействием касательного напряжения ветра и градиента приземного атмосферного давления при прохождении над акваторией моря глубоких циклонов или тайфунов - штормовые нагоны и ветровые сгоны, вместе с сопровождающим их сильным волнением представляют серьезную опасность для побережья о.Сахалин и Курильских островов. Такие атмосферные возмущения достаточно часто наблюдаются над островом Сахалин (около 30 атмосферных возмущений с

давлением в центре менее 1000 мБар за год оказывают влияние на погодные условия над островом [Климат, 1982]), в большей степени в весенний и осенний периоды, и в меньшей в зимний и особенно в летний периоды. Высокая циклоническая активность в данном районе обусловлена его положением в пограничной зоне между материковыми и океанскими воздушными массами, в области разделения которых наиболее часто образуются и распространяются атмосферные возмущения. Образованию штормовых нагонов у берегов Сахалина также способствует наличие обширных прибрежных мелководных зон.

Штормовые нагоны сами по себе вызывают затопление прибрежных участков и на фоне повышения уровня моря резко усиливается действие штормового волнения. Больше всего от штормовых нагонов страдают торговые и рыболовные порты, а также железнодорожный и автомобильный транспорт, поскольку на побережье Татарского пролива и залива Терпения протяженные участки автомобильных и железных дорог проложены в опасной близости от моря. Участки этих дорог затапливаются и размываются, а берегоукрепительные сооружения разрушаются.

Недостаточный учет возможных нагонных волн иллюстрирует пример берегозащитных сооружений станции Холмск-сортировочная (Поляково), построенной на искусственном, отсыпанном участке побережья. Несмотря на мощные волнозащитные приспособления и специальное бетонное берегоукрепление из тетраэдров, уже вскоре после запуска станции в эксплуатацию, дважды в течение 1990 года (в апреле и в ноябре) эти берегоукрепительные сооружения на некоторых участках были разрушены, и железнодорожное полотно получило повреждения. Об этом красноречиво свидетельствует фотография (рис.3.18) из работы [Шевченко и др., 1994]. Позднее, осенью 1994 и 1995 годов, ситуация повторилась, и на данной станции вновь были разрушения и значительный экономический ущерб.

В таблице 3.2 приведены высоты штормовых нагонов редкой повторяемости в пунктах, расположенных на юго-восточном и юго-западном побережьях о. Сахалин по данным работ [Като и др., 2003; Шевченко и др., 1994].

Сгоны на юго-восточном и юго-западном побережьях Сахалина, в основном, не приводят к катастрофическим последствиям. В определенной мере

это объясняется их относительно небольшой величиной. Однако, известен ряд аварийных ситуаций на ГРЭС поселка Вахрушево [Като и др., 2003], возникших в результате прекращения поступления морской воды в систему охлаждения станции и вызвавших ограничение подачи электроэнергии в населенные пункты. Кроме того, понижение уровня моря при ветровых сгонах может привести к посадке на морское дно малых рыболовецких судов, стоящих в мелководных бухтах, со всеми вытекающими отсюда последствиями. В таблице 3.3. представлены величины сгонов редкой повторяемости и их доверительные интервалы по данным работы [Като и др., 2003].



Рис. 3.18. Разрушенное бетонное берегоукрепление на станции Холмск-сортировочная после штормового нагона в ноябре 1990 года. Фото А.С. Глотко (Сахалинская железная дорога)

Таблица 3.2.

Высоты штормовых нагонов редкой повторяемости (в см) в пунктах, расположенных на юго-восточном и юго-западном побережьях о. Сахалин.

Пункт	Период повторяемости, годы		
	25	50	100
Охотское море			
Охотское	74,7	82,5	90,1
м. Острый	92,1	101,6	110,0
Стародубское	108,3	119,5	130,6
Взморье	109,4	120,7	131,9
Восточный	109,4	120,7	131,9
Макаров	107,2	118,3	129,3
Лермонтовка	101,4	111,5	121,6
Поронайск	103,5	113,8	124,1
Котиково	64,2	70,6	76,9
м. Обширный	56,9	62,6	68,3
м. Терпения	51,8	56,9	62,1
Японское море			
Невельск	87	95	104
Холмск	82	89	96
Углегорск	77	83	90

Сезонная изменчивость интенсивности штормовых нагонов обусловлена особенностями метеорологических условий над южной частью острова Сахалин. В целом среднее число циклонов минимально в июне-июле и максимально в октябре-декабре, а также в апреле, в остальные месяцы наблюдается примерно одинаковое, число атмосферных возмущений. Над островом в зимний период преобладают ветра северных направлений, которые характерны для положения центра циклона над акваторией Охотского моря [Климат, 1982].

Однако эти ветра являются нагонными только для северной части острова (чем и объясняются большие высоты штормовых нагонов в Сахалинском заливе), а для южной части острова северный ветер нагонным не являются. Повторяемость

ветров по остальным направлениям примерно одинакова, только для сильных ветров со скоростью больше 20 м/с возрастает доля восточного и юго-восточного направлений, которые являются нагонными для заливов Анива и Терпения.

Таблица 3.3.

Величины сгонов редкой повторяемости и их доверительные (68 %) интервалы (в см), рассчитанные по материалам наблюдений [Като и др., 2003]

Пункт	Период повторяемости, годы		
	25	50	100
Поронайск	66,6±5,4	73,2±6,5	79,8±7,6
Стародубское	48,1+3,6	51,9+4,3	55,5+4,0
п. Вахрушево (район водозабора ГРЭС)	50,5	55,6	60,7

В работах [Приятелева, 1961, Любицкий, 1985] хорошо анализируются штормовые нагоны юго-восточного побережья Сахалина и приводится карта, показывающая, что они формируются в данном районе в основном «южными» циклонами, выходящими с Японского моря через южную часть о. Сахалин на акваторию Охотского моря.

Автором было проведено изучение путей циклонов, способствующих формированию нагонов не только на юго-восточном, но и на юго-западном побережье о. Сахалин, где расположен такой важный порт острова, как Холмский. По результатам была построена карта путей циклонов (рис.3.19), которые могут сформировать нагонно-сгонные явления в южной части острова. За основу были приняты карты с путями прохождения циклонов, приведенные [Лоция Охотского моря, 2011; Лоция Северо-западного берега Японского моря], а также использовались данным СахУГМС.

Поскольку штормовые нагоны в южной части Сахалина вызываются, как правило, перемещающимися глубокими циклонами или тайфунами, то они обычно формируют штормовые нагоны во всем рассматриваемом районе. В то же время, их интенсивность может существенно отличаться на различных участках побережья, что обусловлено ориентацией последних по отношению к

направлению, преобладающих ветров. Хотя имеют место случаи, когда одно и то же событие являлось максимальным годовым сразу на всех для всех пунктов наблюдения - 20-21 октября 1982 и 9- 11 ноября 1990 года. Но такая ситуация не является типичной в виду сложной топографии исследуемой области.

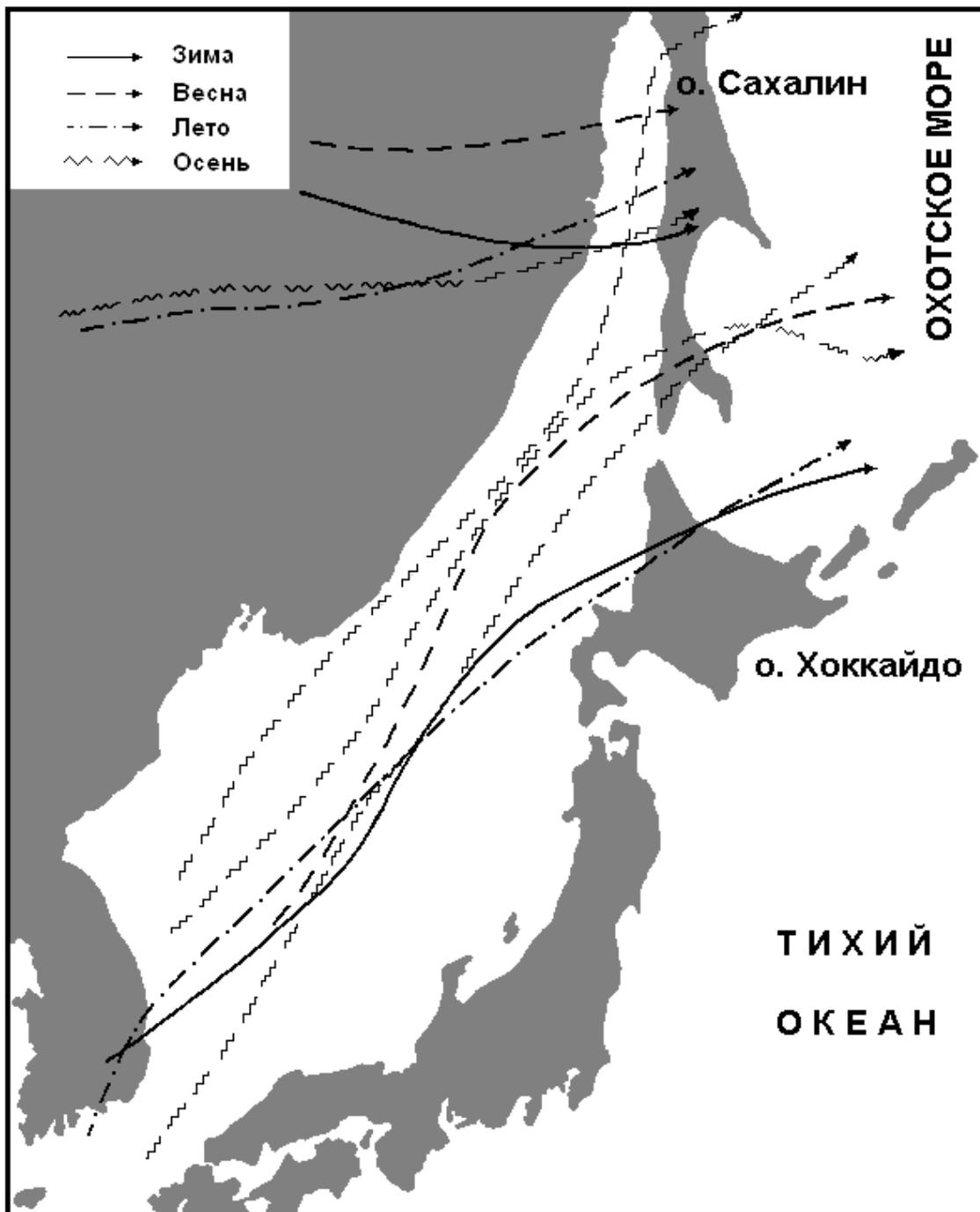


Рис.3.19. Пути циклонов в зависимости от сезона

В пунктах наблюдения на япономорском побережье о. Сахалин наблюдается достаточно тесная связь штормовых нагонов – в Невельске и Холмске все годовые

максимумы обусловлены одними и теми же циклонами, совпадают также и вторые максимумы; в Углегорске только в 3 случаях из 15 годовые максимумы вызваны другими событиями причем в 2 случаях эти максимумы соответствовали вторым максимумам в Невельске и Холмске [Шевченко и др., 1994]. Это связано со сходной топографией и приблизительно одинаковой ориентацией береговой черты и рельефа дна в прибрежной зоне. В результате на всех этих станциях штормовые нагоны формируются преимущественно ветрами, западного и юго-западного направлений. Такие ветра обычно создаются во всем этом районе циклоном, центр которого может находиться над Татарским проливом или Приморьем. В целом интенсивность штормовых нагонов на данном участке побережья плавно убывает в направлении с юга на север.

Согласно инструкции федеральной службы России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды от 23 августа 2002 г. сгонно-нагонные явления отнесены к опасным морским гидрометеорологическим явлениям. Критическое понижение уровня в прибрежной зоне моря или морском устье реки под воздействием нагонного ветра для каждого пункта устанавливает УГМС и при его наступлении передается сообщение тревоги. Так, например, для м. Сопочная Карга критический уровень, определенный ГМО-1 Диксон ГУ «Архангельский ЦГМС-Р» составляет всего 50 см.

Приведенные данные о сгонно-нагонных явлениях на юго-восточном и юго-западном побережье о. Сахалин свидетельствуют об актуальности и практической необходимости, обусловленной в первую очередь безопасностью проживающего в прибрежной зоне населения, изучения сгонно-нагонных явлений и условий, способствующих их проявлению, особенно в местах предполагаемого строительства новых объектов.

Следует отметить, что изучением сгонно-нагонных явлений в Сахалинской области занимаются уже достаточно давно, тем не менее, данных для построения детальной карты сгонно-нагонных явлений на побережьях острова Сахалин еще недостаточно - не во всех районах острова и не при всех путях прохождения циклонов эти явления, как будет показано в следующих параграфах, зафиксированы и изучены.

Кроме того, как отмечается в результатах исследования штормовых нагонов в рамках проекта СГЯ ЕСИМО [<http://rus.ferhri.ru/danger>], проведенное численное гидродинамическое моделирование [Шевченко и др., 1994], дает завышенные величины оценки «так как рассчитаны для гипотетических условий однородности в пространстве направления и скорости (40 м/с) ветра и приземного атмосферного давления (965 гПа) в пределах всего исследуемого объекта.» Поэтому необходимо продолжение изучения сгонно-нагонных явлений, особенно большой величины и редкой повторяемости в густонаселенных, южных районах острова. Это позволяет уточнить общую картину режима рассматриваемых явлений.

3.3. Экстремальный сгон – нагон у южного побережья острова

В работе [Като и др., 2003] рассмотрены сгонно-нагонные колебания уровня на юго-восточном побережье о. Сахалин для циклонов, проходящих через юг о. Сахалин. Такие циклоны вызывают значимый сгон только в вершине залива Терпенья, в районе г. Поронайск, т.е. существенно севернее, чем пос. Взморье, где проводилась регистрация волнения. Однако при анализе записей колебаний уровня, выполненных в сентябре - октябре месяце 2010 г. в районе пос. Взморье, юго-восточное побережье о. Сахалин, был визуально обнаружен значительный сгон – около 60 сантиметров. Обнаруженное явление представляет интерес еще и потому, что, как показал анализ сгонов восточного побережья о. Сахалин (таблица 3.3), его можно отнести к сгонам редкой повторяемости с периодом один раз в 100 лет [Ковалев, 2013].

После обнаружения отмеченного сгона в районе пос. Взморье были проверены данные по изменению уровня моря с противоположной – юго-западной стороны о. Сахалин в районе г. Холмск, чтобы проверить сделанное предположение о возможном нагоне в этой части острова. Результаты анализа подтвердили предположение и был обнаружен нагон.

Полученные ряды наблюдений с секундной дискретностью были подвергнуты низкочастотной фильтрации и из них вычтен предвычисленный прилив. Остаточные непериодические вариации уровня обусловлены метеорологическими явлениями – колебаниями приземного атмосферного

давления и скорости ветра. Обычно они сравнительно невелики, их среднеквадратическая амплитуда составляет 10-12 см. На их фоне резко выделяется значительное понижение уровня в районе пос. Взморье – до 60 см, которые были зарегистрированы двумя донными станциями, и синхронное повышение уровня в порту Холмска. Остаточные ряды для этих ситуаций приведены на рис. 3.20.



Рис. 3.20. Временной ход колебаний уровня моря на станциях №36 (Холмск) и №38 (Взморье).

Согласно данным прежних лет значительные нагонные явления на юго-восточном побережье о. Сахалин обычно наблюдаются в районе г. Поронайск, что связано, по-видимому, с преимущественным прохождением циклонов через южную часть острова [Шевченко и др., 1994]. Величины сгонов редкой повторяемости и их доверительные интервалы для г. Поронайск и с. Сторадубское, которое находится в 40 км южнее пос. Взморье, приведены в таблице 3.3. Из приведенной таблицы и сравнительной оценки хорошо видно, что

зарегистрированный сгон у пос. Взморье величиной около 60 см является крайне редким явлением с периодом повторяемости приблизительно раз в 100 лет.

Как правило, сгоны формируются в тыловых секторах циклонов, смещающихся через юг о.Сахалин в направлении Северных Курил или южной части полуострова Камчатка. Для рассматриваемого случая по данным Сахалинского управления гидрометеослужбы была построена карта прохождения циклона и направления ветров, приведенная на рис. 3.21. Видно, что циклон проходил над северной частью о. Сахалин и поэтому ветра в южной части острова, направление которых приведено на рис. 3.21, не изменялись в течение почти двух суток, что и явилось причиной сильного сгона. Следует отметить, что скорость движения циклона, как и при прохождении аналогичных атмосферных возмущений, при выходе его в Охотское море замедлялась. Это и способствовало продолжительным ветрам отмеченного направления.

Эти же ветра вызвали и нагон в районе Холмска высотой около 40 см, который не относится к нагонам редкой повторяемости согласно [Като и др., 2003; Шевченко и др., 1994], но все равно считается значительным и при сильном штормовом волнении может представлять реальную угрозу.

Для оценки параметров длинных волн при сгоне были рассчитаны СВАН - диаграммы колебаний уровня для времени существования сгона в диапазоне периодов от 2 до 102 часов (рис. 3.22). Видно, что во время существования сгона наблюдается возрастание энергии в достаточно широком диапазоне периодов от 14 до 80 часов с максимумом около 55 часов. При затухании сгонной волны происходит раздвоение максимума и образуются пики с периодами около 64 и 45 часов, что подтвердил и расчет энергетических спектров колебаний уровня моря.

Полученные во время сгона данные по волнению моря с целью обнаружения аномальных колебаний были подвергнуты спектральному и спектрально-временному анализу. На рис. 3.23 представлен текущий спектр для станции №38 за период с 23 сентября по 2 октября 2010 г. Видно, что при подходе циклона резко возрастает энергия ветрового волнения и зыби в диапазоне периодов от 5 до 15 с. с максимумом во второй половине суток 28 сентября.

После выхода циклона в северную часть Охотского моря наблюдается только зыбь с периодами примерно от 8 до 12 с. Отмечается также, что при сгоне

наблюдается существенное уменьшение амплитуд волнения вплоть до окончания сгона, после чего заметен даже некоторый подъем. Это связано по-видимому с тем обстоятельством, что встречный ветер гасит ветровые волны и зыбь, распространяющиеся ему навстречу.

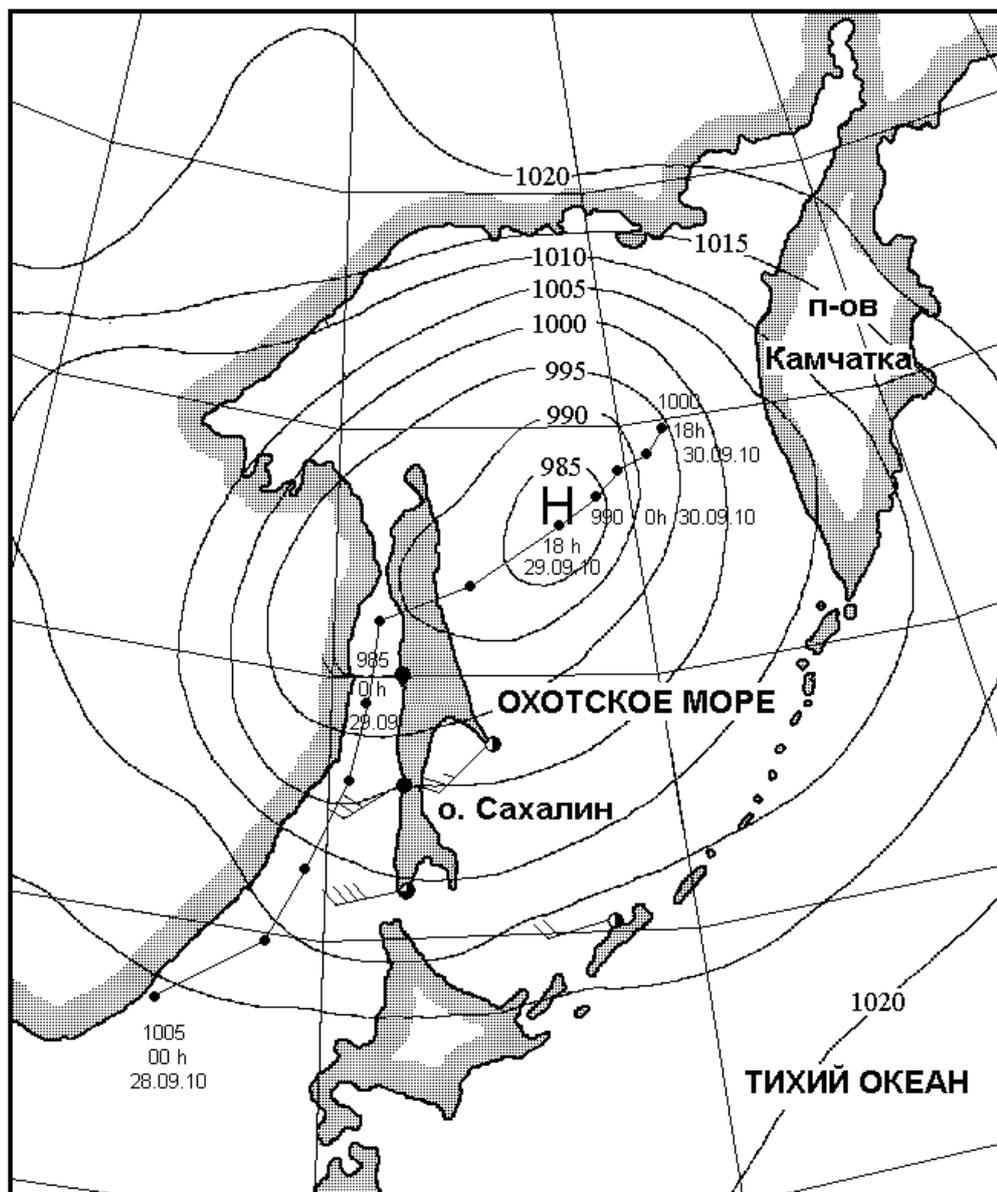


Рис. 3.21. Карта региона и путь циклона по данным СахУГМС. Изобары и данные по ветру относятся к синоптической ситуации на 18 часов 29.09.2010 (UTC). Линия с точками указывают путь циклона, точки нанесены через 6 часов.

В начале шторма и при максимальном ветровом волнении и зыби 28 сентября наблюдается эффективное формирование инфрагравитационных волн в

диапазоне периодов от 20 до 250 с. При сужении диапазона волн зыби до 9-11 с, т.е. при переходе к установившемуся режиму волнения, наблюдается уменьшение уровня энергии в диапазоне существования инфрагравитационных волн, что позволяет сделать вывод о формировании этих волн только в условиях наличия широкого спектра ветровых волн и зыби.

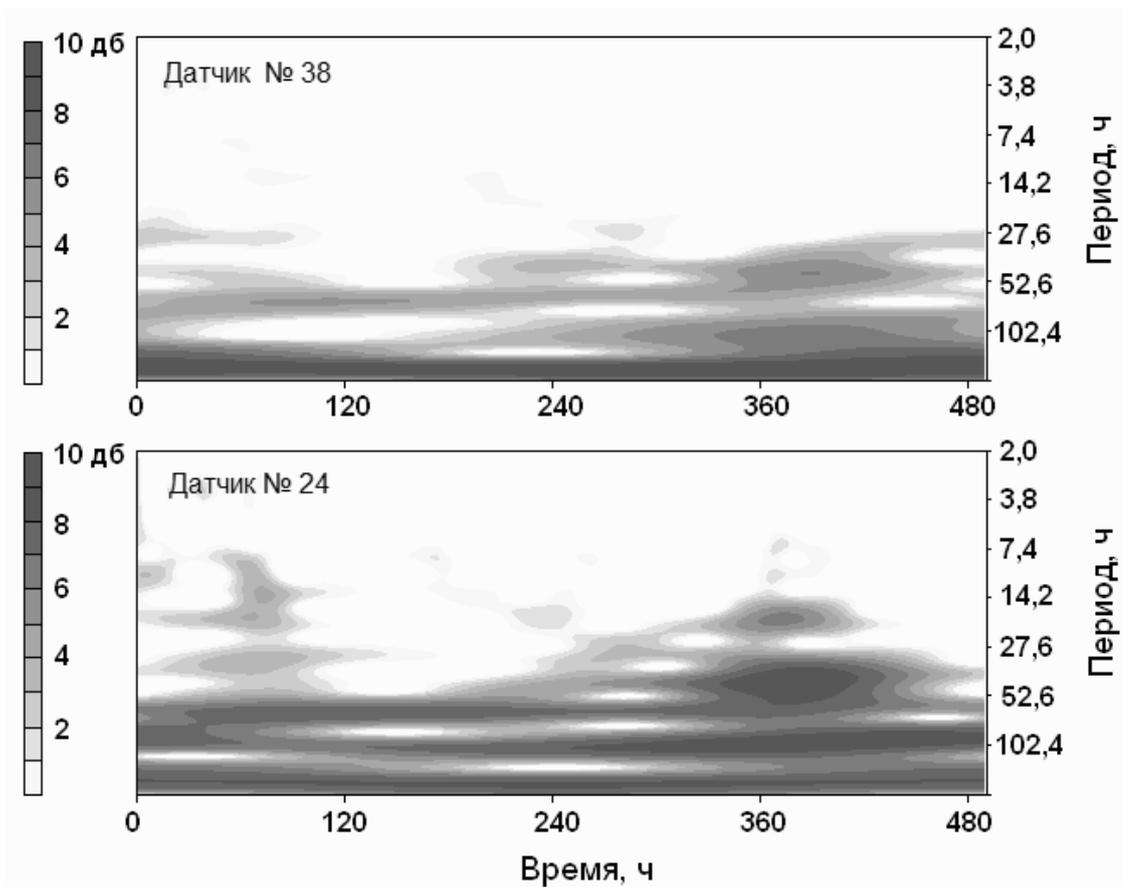


Рис.3.22. СВАН- диаграммы колебаний уровня для времени сгона.

Для более детального анализа высокочастотной части спектра волнения были рассчитаны спектры волнения по 6 часовым отрезкам в течение сгона. Результаты расчета приведены на рис. 3.24. Видно, что при тихой погоде наблюдается смешанное волнение – в спектрах отчетливо выделяются пики с периодами соответствующими зыби и ветровому волнению. С приходом шторма энергия колебаний в диапазоне ветровых волн и зыби возрастает на полтора порядка и ветровое волнение иногда преобладает над зыбью.

При дальнейшем развитии шторма существенно возрастает энергия волн зыби и почти на полтора порядка превышает энергию ветрового волнения. С началом и при развитии сгона энергия волнения постепенно уменьшается с преобладанием волн зыби. К окончанию сгона на фоне волн зыби в спектре начинает проявляться пик, соответствующий ветровому волнению. Такая схема развития спектра ветрового волнения во времени характерна для диссипативной модели генерации ветровых волн, описанной в [Ветер, 1986].

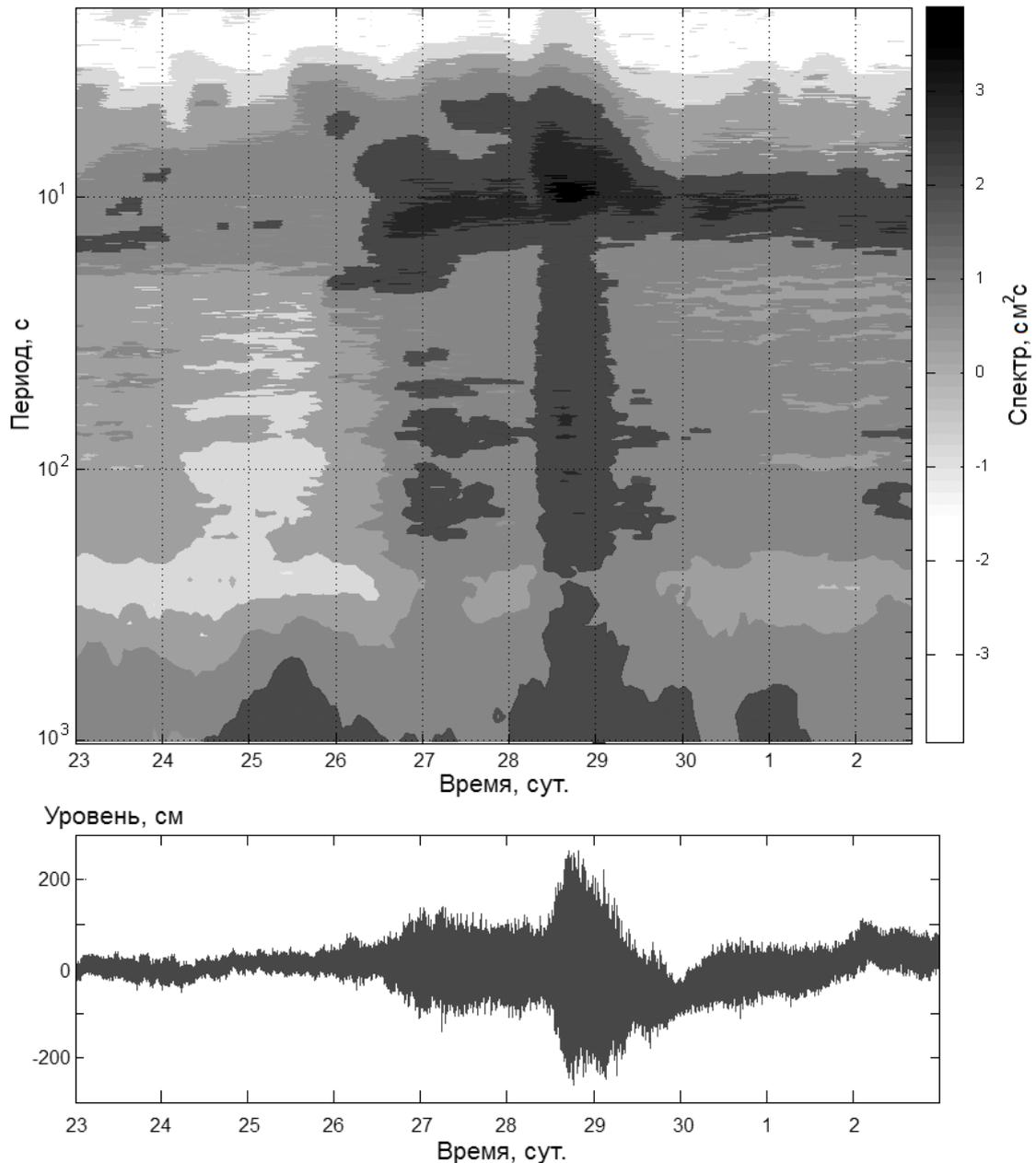


Рис.3.23. Текущий спектр и временной ход колебаний уровня моря с секундной дискретностью и вычтенным приливом.

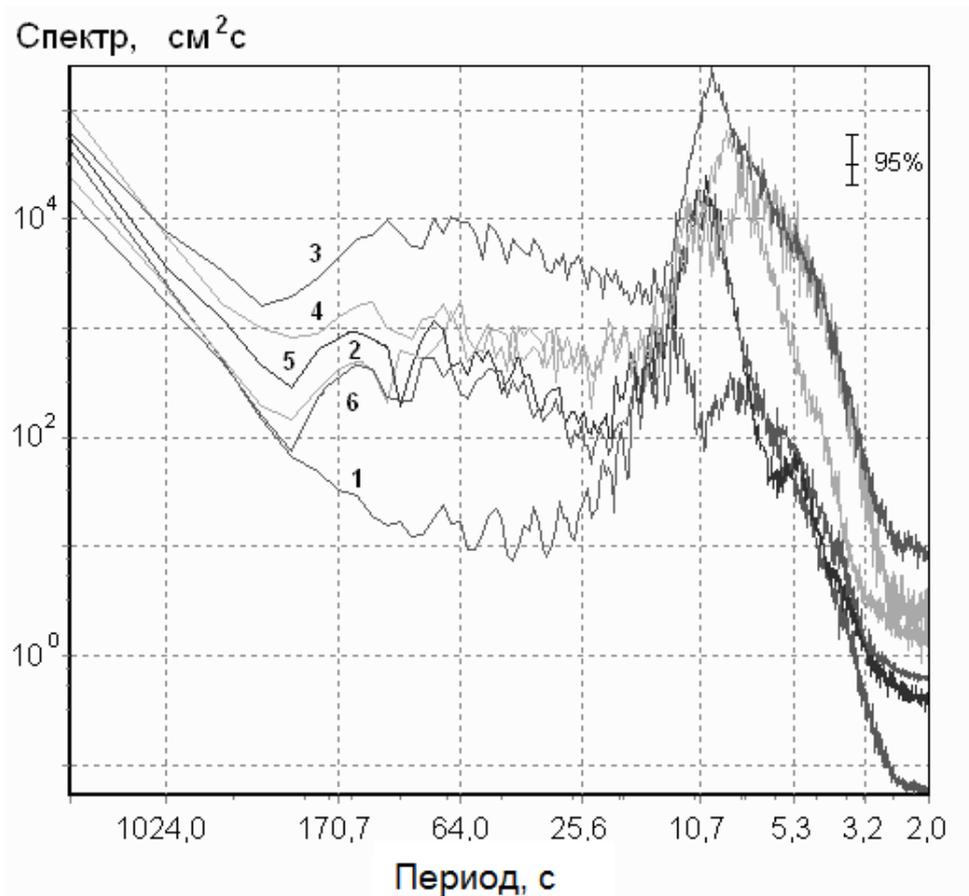


Рис.3.24. Энергетические спектры колебаний уровня в течение сгона и при тихой погоде. 1- 25.09 с 0 до 6 часов (тихая погода), 2- 28.09 с 0 до 6 часов, 3 – 28.09 с 18 до 24 часов, 4- 29.09 с 6 до 12 часов, 5 – 29.09 с 18 до 23 часов, 6 – 30-09 с 18 до 24 часов.

В диапазоне инфрагравитационных волн [Рабинович, 1993]с приходом шторма энергия колебаний резко возрастает на 1,5 -2 порядка, по сравнению с тихой погодой и при максимальном волнении увеличивается почти на 3 порядка. Кроме того, происходит расширение диапазона генерируемых ИГ волн. При тихой погоде периоды генерируемых ИГ волн находятся в диапазоне от 16 до примерно 100 с, при развитом волнении 16 – 256 секунд, причем низкочастотная граница очень хорошо выражена.

Прослеживается еще одна особенность формирования ИГ волн при различной активности моря. С возрастанием высоты волн при общем подъеме энергии инфрагравитационных волн уменьшаются пики, соответствующие отдельным модам, т.е. начинает нарушаться четко выраженная модовая структура

и при максимальном волнении приближается к «шумовому» в широком диапазоне. С понижением высоты волн, модовая структура ИГ волн опять начинает прослеживаться (энергетические пики на 77 с и 150 с), что также хорошо заметно и на текущем спектре (рис.3.23). Данный эффект связан по-видимому со стохастизацией ветрового волнения и зыби.

Был также проанализирован диапазон более длинных периодов волнения – от 2 мин до 5 часов. Энергетические спектры для него не содержат выраженных пиков и для тихой погоды, первых суток шторма и после окончания сгона почти не различаются энергией в диапазоне периодов от примерно 7 минут и длиннее. Для шторма в начале сгона энергия колебаний в этом же диапазоне выше на 0,5 порядка.

3.4. Штормовой нагон 22-23 ноября 2006 г. в районе г. Холмск

Приведенные в работах [Шевченко и др., 1994; Като и др., 2003] примеры записей штормовых нагонов 22 октября 1976 г, 9 апреля 1990 и 9-10 ноября 1990 года показывают, что на юго-западном побережье о. Сахалин в районе городов Холмск и Невельск нагоны могут достигать значительной величины. Число опасных нагонов с высотой подъема уровня более полуметра за 25-летний период наблюдений составило 12, то есть в среднем один опасный нагон в два года. Экстремальные нагоны с высотой 1 м и более были отмечены в данном районе дважды – в ноябре 1990 и 1995 г. Последний зафиксирован только на станции Холмск, так как станция в порту Невельска была к тому времени демонтирована. Эти природные явления были катастрофами крупного масштаба и относятся к редким событиям. Несмотря на то, что они отмечены дважды с интервалом в 5 лет, ранее подобных нагонов здесь не наблюдалось, и они относятся к редким событиям, соответствующим периоду повторяемости около 100 лет.

При проведении продолжительных и непрерывных в течение четырех лет регистраций колебаний уровня моря цифровыми высокоточными приборами в порту г. Холмск был зафиксирован значительный нагон 22-23 ноября 2006 года. Для анализа обнаруженного штормового нагона из исходных измеренных рядов уровня моря был вычтен предвычисленный прилив. Остаточные непериодические вариации уровня обусловлены метеорологическими явлениями – колебаниями

приземного атмосферного давления и скорости ветра. Обычно они сравнительно невелики, их среднеквадратическая амплитуда составляет 10-12 см. На их фоне резко выделяются значительный подъемы уровня – штормовой нагон (рис.3.25). Высота нагонной волны по предварительной оценке превысила 75 см, то есть данное событие можно отнести к числу особо опасных природных явлений.

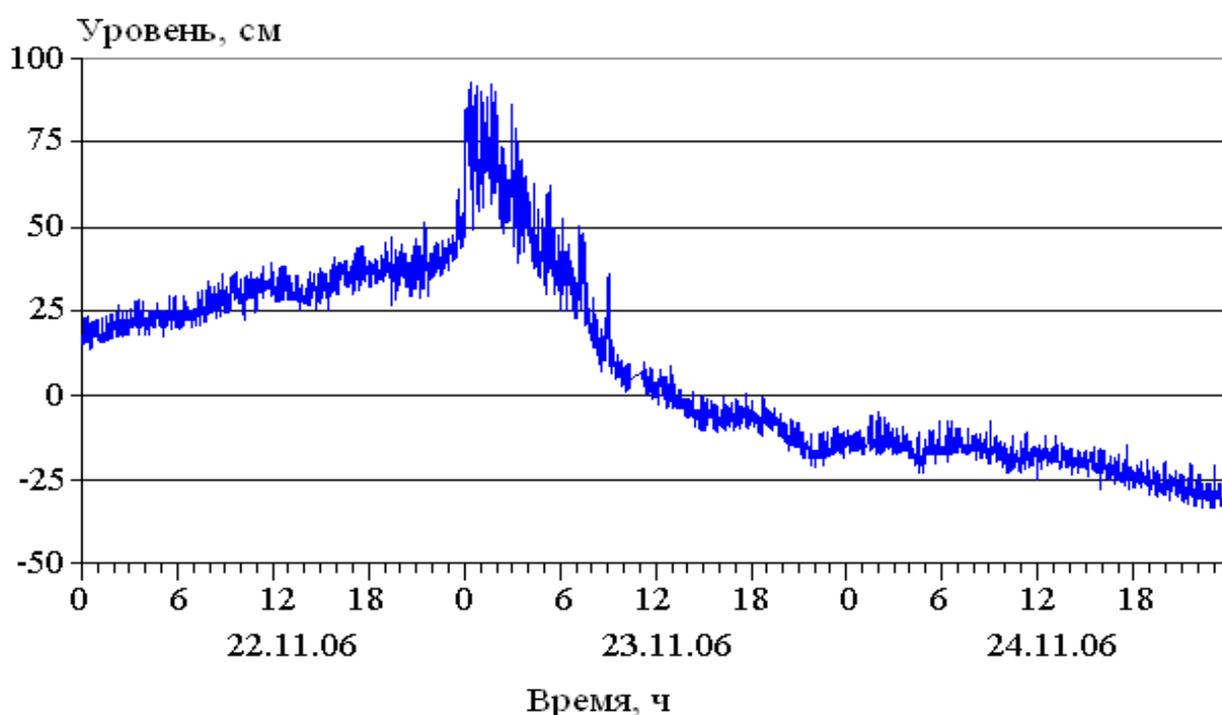


Рис. 3.25. Запись неперiodических колебаний уровня моря, содержащая штормовой нагон 22-23 ноября 2006 года.

Характерно, что на фоне максимального подъема уровня хорошо просматриваются резкие колебания, причем особенно сильные из них имели период 3 мин, то есть были связаны с одноузловой продольной сейшей бухты. Амплитуда этих колебаний достигала 15 см, что и само по себе, без учета нагона, может представлять значительную опасность для находящихся в порту судов. Существенную роль в формировании этих резких вариаций играла также нулевая мода собственных колебаний, хотя ее амплитуда достигала 7-8 см, то есть была примерно вдвое меньше, чем на периоде 3 мин.

Представляет интерес метеорологические условия, при которых сформировался нагон, с тем чтобы в последствии можно было прогнозировать

наступление аналогичного события. По данным СахУГМС была построена карта погоды, приведенная на рис. 3.26. Один циклон продвигался с юга Приморского края в сторону о. Сахалин, постепенно углубляясь, другой циклон с давлением в центре 980 мБар в это время надвигался из южных широт и находился над Тихим океаном с центром для показанной на карте метеорологической ситуации расположенным восточнее Петропавловска - Камчатского. Он тоже оказывал влияние на погоду на западном побережье Сахалина.

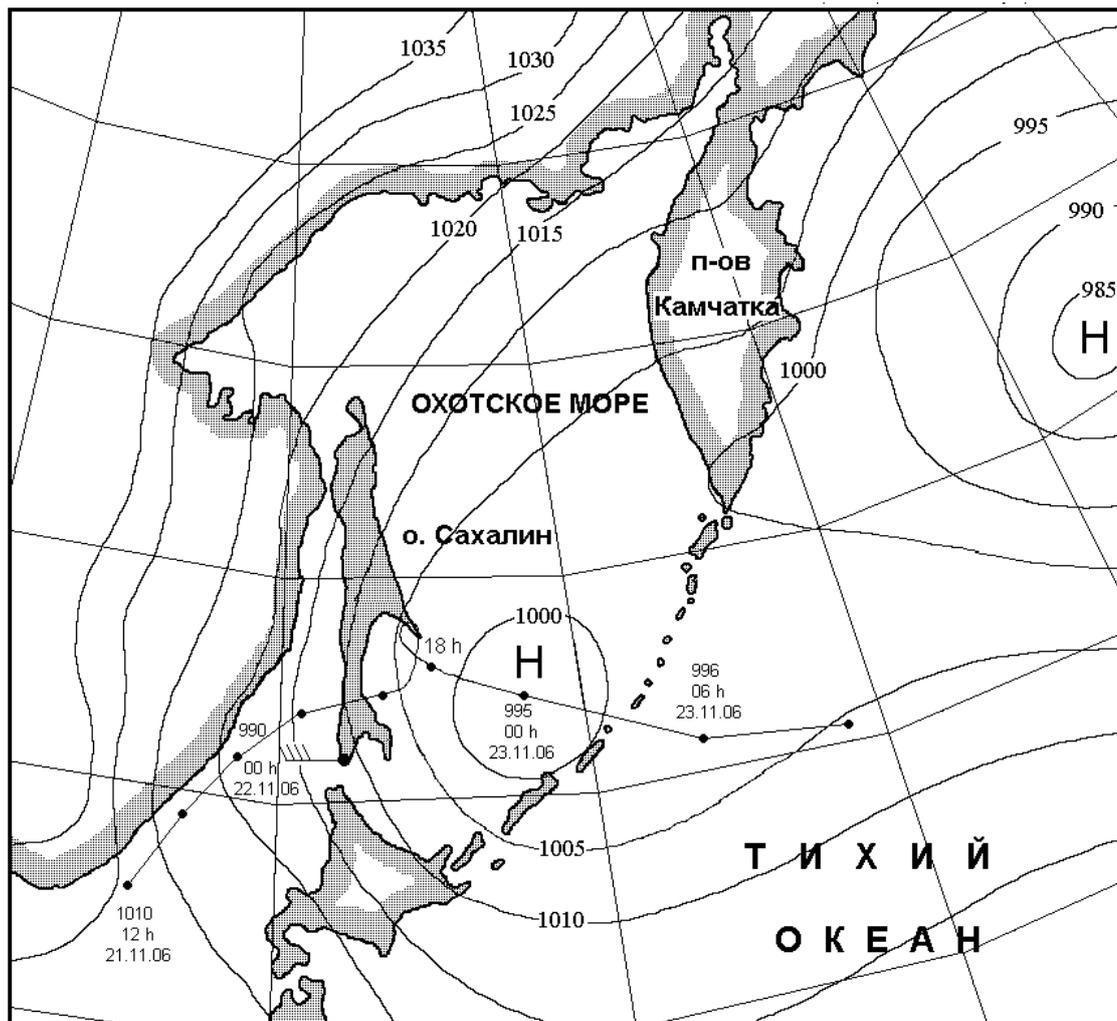


Рис. 3.26. Карта региона и путь циклона по данным СахУГМС. Изобары и данные по ветру относятся к синоптической ситуации на 0 часов 23.11.2006 (UTC). Линия с точками указывает путь циклона, точки нанесены через 6 часов.

Такое суммарное воздействие двух циклонов способствовало развитию в районе г. Холмска длительных ветров западного направления. Анализ карт погоды

СахУГМС показал, что уже в 0 часов 22.11.06 (UTC) сила ветра на м. Крильон (юго-западная оконечность о. Сахалин) достигала 20 м/с. Ветер такой силы и направления с небольшими отклонениями продолжался до 18 часов 22.11.06, затем стал постепенно стихать, не изменяя направления до 7,5 - 5 м/с к 18 часам 23.11.06. И только к 0 часов 24.11.06 направление ветра изменилось на северное. Таким образом, развитию нагона в районе Холмска способствовали сильные и продолжительные ветра западного направления.

Для оценки параметров нагонной волны была рассчитана СВАН - диаграмма колебаний уровня для времени существования нагона в диапазоне периодов от 2 до 102 часов (рис. 3.27). Видно, что в момент образования нагонной волны происходит возрастание энергии в широком диапазоне периодов от 14 до 68 часов с главным максимумом на периоде около 47 часов. При затухании сгонной волны происходит разделение максимума на два с периодами около 39 и 56 часов. Следует отметить, что несмотря на разные районы наблюдений сгонной и нагонной волны, их периоды и диапазоны существования близки.

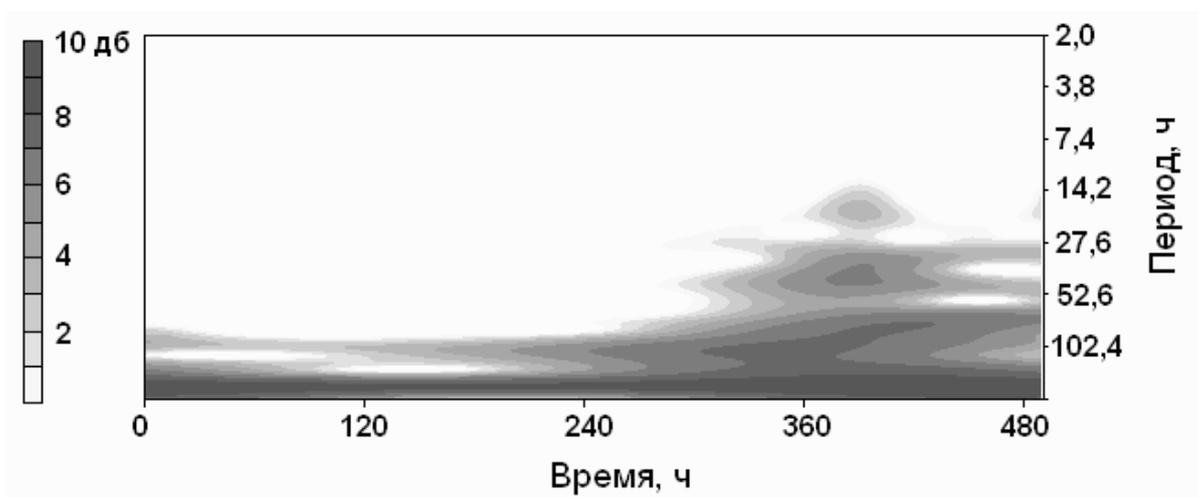


Рис. 3.27. СВАН - диаграмма колебаний уровня для времени существования нагона в районе Холмска.

Для уточнения периодов максимумов был рассчитан энергетический спектр колебаний уровня моря. С этой целью исходный ряд предварительно был подвергнут фильтрации с частотой среза фильтра 1 час и по полученному ряду

рассчитан спектр, приведенный на рис. 3.28. Видно наличие двух хорошо выраженных максимумов на периодах 56,8 и 39,4 час.

Как уже отмечалось выше, экспериментальные измерения волновых процессов в Холмской бухте сопровождались регистрацией приземного атмосферного давления и скорости ветра. При помощи автономной метеостанции WS-2300, установленной нами в порту Холмск, была проведена оценка связи атмосферных возмущений с волнением на море и построен график скорости и направления ветра за ноябрь 2006 г., приведенный на рис. 3.3. Он подтвердил данные СахУГМС и показал, что развитию нагона, предшествует продолжительный – от 6 до 10 часов, ветер. И, как показали наши наблюдения в порту Холмск, менее продолжительные и слабые ветра не вызывали нагона.

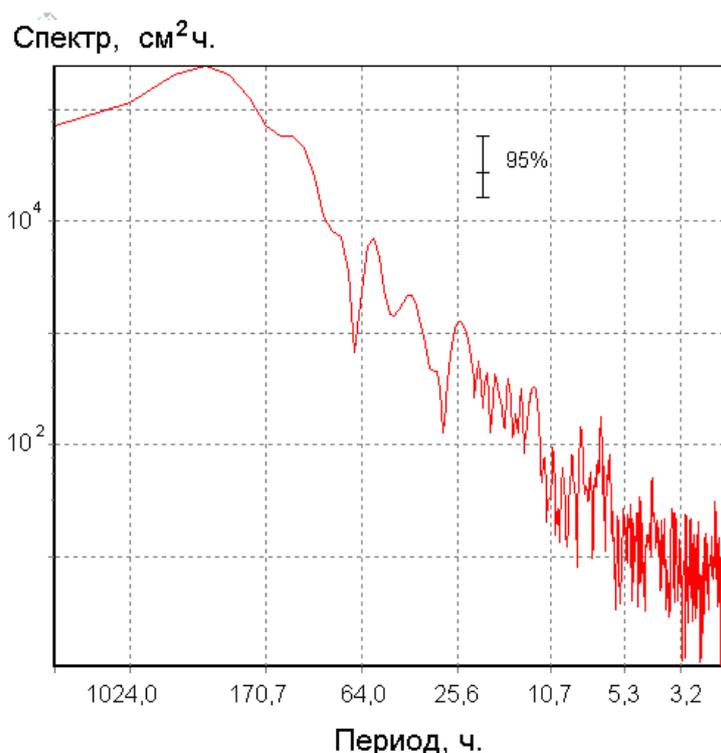


Рис. 3.28. Энергетический спектр колебаний уровня моря

Основные выводы главы 3:

1. Выполненные экспериментальные исследования в основных портах Сахалинской области – Холмске, Корсакове, Углегорске и Южно-Курильске позволили проанализировать особенности волнового режима на их акваториях. Показано, что ковши и портовые бухты, за исключением Южно-Курильска, хорошо

защищены от ветрового волнения. При этом значимая высота волн внутри порта на порядок меньше по сравнению с внешней акваторией.

2. Результаты анализа данных наблюдений за колебаниями уровня для спокойной погоды и сильного волнения в портовых бухтах показали существенное увеличение энергии колебаний уровня – более чем на порядок в диапазоне существования явления тягуна и, в частности на периодах 3 и 1,5 мин для Холмской бухты, 1,5 -3 мин для порта Корсаков, около 1 минуты для Южно-Курильской бухты и 1,9, 1, 0,5 и 0,25 минуты для Углегорска. Интенсивность колебаний с указанными периодами значимо возрастает в штормовую погоду, что указывает на их инфрагравитационную природу вследствие наличия явной связи с волнением на море. Очевидно, эти пики отвечают собственным колебаниями бухт и указывают на существование явления тягуна в данных портах.

3. Сравнение результатов рассчитанных параметров тягуна для Холмского, Углегорского и Корсаковского портов с натурными данными показало хорошее совпадение вычисленных и обнаруженных из наблюдений периодов явления тягуна на акваториях бухт. Анализ результатов натуральных экспериментов позволяет сделать вывод о том, что наибольшую опасность для находящихся в портах судов может представлять явление тягуна, связанное с одно- и двухузловыми продольными и поперечными сейшми гаваней, которые проявляются, как правило, при увеличении интенсивности волнения на внешней акватории.

4. Анализ наблюдений скорости ветра в Холмской бухте показал, что развитию штормовых волн высотой 2,5-3,5 м, а значит и явлению тягуна, предшествует продолжительный – от 6 до 10 часов, ветер вдольберегового направления со скоростью 3-7 м/с и более. При более слабых ветрах амплитуда сейши с периодом 3 мин невелика, и тягун не представляет опасности для находящихся в порту судов.

5. Полученные при изучении явления тягуна результаты могут быть использованы при проектировании новых сооружений вблизи восточного побережья Сахалина, в частности, при изучении волновых нагрузок и литодинамических процессов в местах выхода на берег трубопроводов, предназначенных для транспортировки нефти и газа от морских месторождений до перерабатывающих предприятий.

6. Обнаружено, что прохождение циклона над северной частью о. Сахалин и снижение его скорости движения при выходе в Охотское море способствует развитию длительных ветров западного направления, а это, в свою очередь, может быть причиной сильного сгона на юго-восточном побережье острова и нагона на юго-западном побережье.

7. Впервые по точной цифровой записи колебаний уровня моря удалось определить параметры длинных волн при сгоне. Зарегистрированные в районе пос. Взморье длинные волны имеют достаточно широкий спектр в диапазоне периодов от 14 до 80 часов с максимумом около 55 часов. При затухании сгонной волны происходит раздвоение максимума и образуются пики с периодами около 64 и 45 часов, что подтвердил и расчет энергетических спектров колебаний уровня моря.

8. Установлено, что при сгоне наблюдается существенное уменьшение амплитуд волнения вплоть до окончания сгона, после чего заметен даже некоторый подъем. Это связано по-видимому с тем обстоятельством, что встречный ветер гасит ветровые волны и зыбь, распространяющиеся ему навстречу. Это обстоятельство способствует резкому уменьшению интенсивности генерации инфрагравитационных волн при сгоне.

9. Приведенные в литературе данные по штормовым нагонам 22 октября 1976, 9 апреля 1990 и 9-10 ноября 1990 года, а также обнаруженному нами 22-23 ноября 2006 г. по записям колебаний уровня моря, показывают, что в районе городов Хомск и Невельск нагоны могут достигать значительной величины. Как показал анализ скорости ветра в районе наблюдений, развитию опасного нагона предшествует продолжительный – от 6 до 10 часов, ветер со скоростью 3-7 м/с и более.

В момент существования нагонной волны происходит возрастание энергии в широком диапазоне периодов от 14 до 68 часов с главным максимумом на периоде около 47 часов. При затухании сгонной волны происходит разделение максимума на два с периодами около 39 и 56 часов.

Несмотря на разные районы наблюдений сгонной и нагонной волны, их периоды и диапазоны существования близки, что указывает на их одинаковую природу и малую зависимость от рельефа побережья.

10. Анализ продолжительности и силы ветра позволяет определять дальнейшее развитие волнения на море, а значит предопределять действия по безопасности мореходства.

11. Определены пути циклонов, могущих сформировать нагонно-сгонный режим в южной части о. Сахалин и показано, что этот режим наблюдается при прохождении циклонов и формируется ветром и воздействием приземного атмосферного давления преимущественно в осеннее - зимний период при повышенном циклогенезе.

ГЛАВА 4. СЕЙШЕВЫЕ КОЛЕБАНИЯ В ЗАЛИВАХ И БУХТВАХ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ РОССИИ

4.1. Сейши в заливах, бухтах и гаванях

Крупные неоднородности береговой линии, такие как заливы, бухты и прочее, приводят к образованию собственных систем стоячих колебаний, параметры которых определяются геометрией соответствующей акватории. Исследование таких резонансных колебаний (сейш) в водоемах с открытой внешней границей представляет интерес в первую очередь с угрозой цунами – необходимостью учета резонансных особенностей различных акваторий. Так, например, по данным работы [Рабинович, Левянт, 1992] во время цунами 23.02.1980 г. волны внутри Малокурильской бухты усилились почти в пять раз по сравнению с внешним шельфом и имели период около 17 минут, т.е. практически тот же, что и период основного спектрального максимума колебаний уровня для этой бухты.

Сейшами называют свободные стоячие колебания, охватывающие водоем в целом или обособленную его часть. Из всех видов колебаний уровня моря, за исключением приливов, сейши имеют наибольшую историю изучения и впервые упоминаются в 1549 г. (в озере Констанс, Швейцария). Первая запись сейш была сделана в 1730 г. [Лабзовский, 1971; Wilson, 1972]. Сейши наблюдаются практически во всех озерах и внутренних морях и их исследованию посвящена обширная литература [Рабинович, 1993]. Ниже рассмотрим только те аспекты этого явления, которые имеют отношение к колебаниям в заливах, бухтах и гаванях, т. е. к акваториям которые сообщаются с внешним бассейном.

Возбуждение сейшевых колебаний в таких водоемах происходит преимущественно через открытую границу, т. е. они являются индуцированными. И потери волновой энергии в открытых водоемах связаны в основном с излучением через открытую границу. Следует также отметить, что в полузамкнутых акваториях существует особый вид колебаний - мода Гельмгольца (нулевая или фундаментальная мода), аналогичная основному тону акустического резонатора [Мурти, 1981], отсутствующая в замкнутых водоемах.

Учитывая, что сейши являются длинноволновыми колебаниями, будем использовать для их описания уравнения движения в длинноволновом приближении, которые имеют вид [Рабинович, 1993]

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y}, \quad (4.2)$$

и уравнение неразрывности

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\frac{\partial(hu)}{\partial x} - \frac{\partial(hv)}{\partial y}, \quad (4.3)$$

где ζ — возвышение свободной поверхности, u , v — компоненты скорости частиц. Определяя u и v из уравнений (4.1), (4.2) и подставляя в (4.3), получаем уравнение для ζ

$$\partial^2 \zeta / \partial t^2 - \nabla(g h \nabla \zeta) = 0, \quad (4.4)$$

где $\nabla = \{\partial/\partial x, \partial/\partial y\}$ – оператор Гамильтона.

Расчет сейш в заливах, бухтах, гаванях сводится к интегрированию уравнения (4.4) с граничным условием непротекания ($u = 0$) на твердой границе (при $x = 0$), из которого следует

$$\zeta'_1(x) = 0 \text{ при } x = 0. \quad (4.5)$$

Задание условия на жидкой границе и даже сам выбор ее является самым сложным элементом моделирования сейш. В первом приближении можно использовать условие [Рабинович, 1993]

$$\zeta(x, y) = 0|_{\Gamma}, \quad (4.6)$$

где Γ - жидкая граница. Фактически это условие основано на пренебрежении излучением через открытую границу. Корректность этого условия определяется относительной шириной входа в акваторию и глубиной на входе.

Периоды колебаний в прямоугольном невращающемся бассейне с постоянной глубиной H , закрытом с одного и открытым с другого конца (с учетом условия (4.6) можно оценить по формуле [Рабинович, 1993]

$$T_n = \frac{4L}{(2n+1)\sqrt{gH}} \quad , \quad (4.7)$$

где L — длина бассейна, $n = 0, 1, 2, \dots$ - номер моды. Низшая мода, соответствующая $n = 0$, имеет длину, равную учетверенной длине залива, и период, в два раза больший максимального периода в закрытом бассейне.

В работе [Рабинович, 1993] дана таблица 2.1, в которой приведены периоды сейш для различных аналитических форм водоемов с открытой границей. Периоды получены в предположении, что на открытой границе выполняется условие (4.6), т. е. что на входе в залив располагается узловая линия. Показано также, что для простейшего случая прямоугольного залива с постоянной глубиной, согласно формуле (4.7), нормированные периоды колебаний $T_n^* = T_n\sqrt{gH}$ для различных мод имеют следующие значения:

$$T_n^* = 2, 2/3, 2/5, 2/7, \dots$$

Особый интерес представляет низшая мода колебаний - мода Гельмгольца. Эта мода связана с периодическим наполнением (накачкой) водой внутренней акватории через внешнюю границу и последующим оттоком воды из него. Поэтому Ли называет ее «модой накачки» (pumping mode) [Lee, 1971], а Платцман - «соколебательной модой» (cooscillating mode) [Platzman, 1972]. При постепенном закрытии входа период этой моды растет и в пределе стремится к бесконечности.

В акустике для оценки основного тона колебаний резонатора Гельмгольца используют формулу

$$\omega_0 = \sqrt{\frac{c_s^2 \varepsilon}{lV}} \quad , \quad (4.8)$$

где V - объем полости, l - длина подводящего канала, ε - его поперечное сечение, а c_s - скорость звука. Аналогичная формула справедлива и для морских акваторий:

$$\omega_0 = \sqrt{\frac{c^2 \varepsilon}{l_k S h_0}} = \sqrt{\frac{g \varepsilon}{l_k S}} \quad , \quad (4.9)$$

где l_k — длина канала (горловины бухты), S — площадь внутренней акватории, а h_0 - ее средняя глубина. Эта формула применима, когда

$$\frac{g\varepsilon}{l_k S} \ll \frac{c^2}{L^2} ,$$

где L — характерная длина внутренней акватории.

Если канал, соединяющий внешнюю и внутреннюю акватории, отсутствует, то эффективная длина L_e определяется по формуле

$$L_e = 16r/(3\pi) , \quad (4.10)$$

где r - радиус входного отверстия (входа во внутреннюю акваторию).

Используя формулы (4.9), (4.10), можно, не проводя сложных расчетов, оценить периоды моды Гельмгольца в бухтах и гаванях [Рабинович, 1993]. Данные натуральных наблюдений показывают, что в бухтах и гаванях с узким входом мода Гельмгольца обычно доминирует над всеми остальными видами собственных колебаний и определяет общий характер движений во внутренней акватории.

Авторы работы [Miles, Munk, 1961] обратили внимание на то, что основным источником сейш в бухтах и гаванях является внешнее волновое воздействие через открытую границу. Широкий спектр на входе во внутренний водоем вызывает внутри него колебания на резонансных частотах. Уменьшение с помощью специальных волнозащитных сооружений ширины входа в гавань не ослабляет, а наоборот, усиливает сейшевые колебания гавани. Этот эффект Майлс и Манк назвали парадоксом гавани и использовали аналогию с осциллятором с одной степенью свободы. Нормированное значение импеданса для такого осциллятора может быть представлено в виде

$$I(\omega) = 1 - (\omega/\omega_0)^2 + iQ^{-1}(\omega/\omega_0) , \quad (4.11)$$

где ω_0 - резонансная частота осциллятора, а Q — его добротность. Частотная характеристика такой системы может быть записана в виде

$$Z(\omega) = |I(\omega)|^{-2} = \{ [1 - (\omega/\omega_0)^2]^2 + Q^{-2}(\omega/\omega_0)^2 \}^{-1} . \quad (4.12)$$

Из (4.12) следует, что

$$Z_0(\omega) = Q^2 \text{ при } \omega = \omega_0 , \quad (4.13)$$

т. е. добротность системы определяет относительную величину резонансного максимума в энергетическом спектре колебаний (рис. 4.1). Если $Q \gg 1$ (т. е. если система обладает высокой добротностью), то частоты, на которых спектр имеет величину, равную половине резонансного значения, определяются выражением

$$\omega_{1/2} = \omega_0 (1 \pm 1/2Q) , \quad (4.14)$$

а относительная ширина максимума равна

$$\Delta\omega/\omega_0 = Q^{-1} \quad (4.15)$$

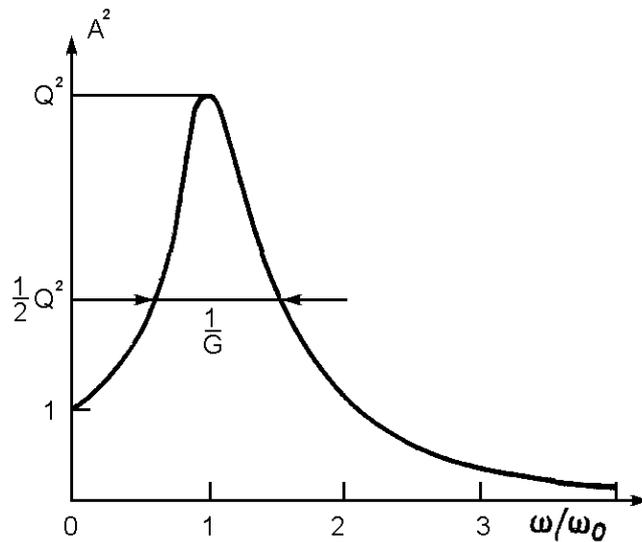


Рис. 4.1. Частотная характеристика для осциллятора с одной степенью свободы для системы, обладающей высокой добротностью [Рабинович, 1993].

В районе максимума частотная характеристика имеет вид

$$Z_0^2/Z^2 = 1+4 Q^2 [1 - (\omega/\omega_0)]^2. \quad (4.16)$$

Радиационное излучение через вход в гавань или бухту приводит к тому, что за один цикл колебаний теряется относительная доля энергии, равная $2\pi/Q$. Добротность гавани Q возрастает с уменьшением ширины входа и существенным образом зависит от конфигурации гавани. Согласно проведенным расчетам, в большинстве случаев для реальных объектов $Q = 2 \dots 10$.

Имеются два ограничения [Miles , Munk, 1961], которые необходимо учитывать при применении данного подхода для исследования собственных колебаний в частично замкнутых водоемах. Первое связано с тем обстоятельством, что для возбуждения сейш во внутренних акваториях требуется время порядка Q/π циклов, поэтому сильные, но краткосрочные источники могут не вызвать сейш. Другое определяется шириной входа и при очень узких входах внутренняя диссипация становится важнее, чем радиационное излучение.

Но поскольку типичные периоды сейш во внутренних акваториях - от нескольких минут до нескольких десятков минут, что много меньше характерного времени внешнего воздействия (например, штормового волнения или даже цунами), а параметры входов в реальные бухты и гавани таковы, что диссипация играет относительно малую роль по сравнению с излучением, то эти ограничения не являются существенными.

В качестве примера в работе [Рабинович, 1993] был рассмотрен прямоугольный залив с постоянной глубиной H . Добротность для такого бассейна описывается очень простым выражением:

$$Q = L/b, \quad (4.17)$$

где L — длина, а b — ширина залива. Если частично перекрыть вход в залив (оставить вход шириной a), то выражение для расчета Q значительно усложняется:

$$Q + \pi^{-1} = \frac{2L}{b} \left[1 + \frac{\sin(2k_n L)}{2k_n L} \right] [1 - \cos 2k_n L], \quad (4.18)$$

где резонансные волновые числа k_n являются корнями уравнения

$$\operatorname{ctg}(k_n L) = k_n b \{ 0,478 - \pi^{-1} \ln[(k_n b)(a/b) \sin(a\pi/2b)] \}, \quad (4.19)$$

а соответствующие частоты $\omega_n = k_n \sqrt{gH}$.

Обосновывая идею о «парадоксе гавани», Майлс и Манк предполагали, что модель осциллятора с одной степенью свободы можно использовать и для анализа многомодовой структуры колебаний во внутренних водоемах, если резонансные спектральные пики, соответствующие каждой моде, являются достаточно острыми и отчетливо выраженными. Однако, работы [Mehaute, Wilson, 1962; Wilson, 1972] показали, что парадокс существует только для моды Гельмгольца. Было показано, что для более высоких мод трение и неучтенные

нелинейные факторы приводят к тому, что уменьшение входа уменьшает добротность и, следовательно, ослабляет сейшевые колебания [Mehaute, Wilson, 1962].

Результаты исследований [Miles, Munk, 1961; Mehaute, Wilson, 1962; Wilson, 1972] продемонстрировали важность учета излучения через открытую границу. Различные варианты более точных по сравнению с (4.6) граничных условий рассматривались в работах [Lee, 1971; Miles, Lee, 1975; Olsen, Hwang, 1971] и др.

Представляет интерес в дальнейшем сравнить результаты определения периодов сейш для бухт и заливов Южных Курильских островов полученным по данным спектрального анализа проведенного с использованием экспериментального материала с результатами численного расчета сейш в природных водоемах. Для этого необходимо рассмотреть аналитическую задачу о колебаниях уровня в бухте с открытой границей и метод ее численного решения.

Сформулируем задачу о колебаниях жидкости в бухте S переменной глубины $h = h(x, y)$, имеющей твердую границу Γ и границу Γ_0 , соединяющую ее с внешней областью D (рис. 4.2) как она изложена в [Рабинович, 1993]. Считем, что внешняя область ограничена прямолинейным берегом, совпадающим с осью x , и имеет постоянную глубину H , причем на границе Γ может быть скачок глубины, так что $h(x, 0) \neq H$. Для периодических процессов уравнение (4.4) можно представить в виде

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial \zeta_1}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(h \frac{\partial \zeta_1}{\partial y} \right) + \frac{\omega^2}{g} \zeta_1 = 0 \Big|_S, \quad (4.20a)$$

$$\frac{\partial^2 \zeta_2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \zeta_2}{\partial y^2} + \frac{\omega^2}{gH} \zeta_2 = 0 \Big|_D, \quad (4.20b)$$

где индекс 1 соответствует бухте, а 2- внешней области. На твердой границе должны выполняться условия не протекания жидкости:

$$h \frac{\partial \zeta_1}{\partial n} = 0 \Big|_{\Gamma}, \quad (4.21a)$$

$$\frac{\partial \zeta_2}{\partial y} = 0 \quad \text{при } y=0, \text{ кроме участка } \Gamma_0, \quad (4.216)$$

на жидкой границе – условия непрерывности уровня и потока

$$\zeta_1 = \zeta_2 \Big|_{\Gamma_0}, \quad (4.22)$$

$$h \frac{\partial \zeta_1}{\partial y} = H \frac{\partial \zeta_2}{\partial y} \Big|_{\Gamma_0},$$

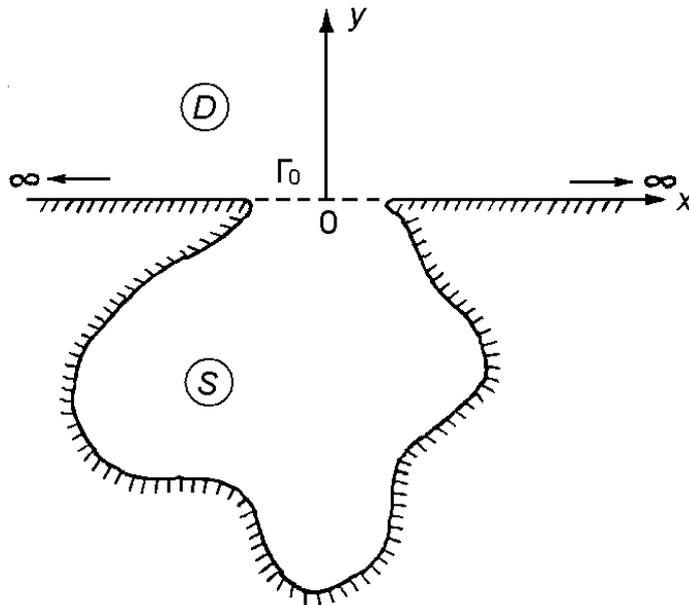


Рис. 4.2. Схема расчетной области для бухты с узким входом [Рабинович, 1993].

а на бесконечности - радиационное условие Зоммерфельда, согласно которому влияние бухты на волновое поле в открытом океане должно стремиться к нулю при $r = \sqrt{x^2 + y^2} \rightarrow \infty$ а волны, приходящие из бесконечности, отсутствуют.

В работе [Lee, 1971] предложено возвышение уровня во внешней области, представлять в виде

$$\zeta_2 = \zeta_i + \zeta_r + \zeta_s, \quad (4.23)$$

где ζ_i - волна, приходящая из открытого океана, ζ_r - волна, отраженная от берега $\zeta_r(x, y) = \zeta_i(x, -y)$, ζ_s - волна, излученная из бухты. Если функция ζ_i задана, то, следовательно, известна и функция ζ_r , и задача построения решения во внешней области сводится к отысканию функции ζ_s удовлетворяющей уравнению (4.20б) и условиям:

$$\frac{\partial \zeta_s}{\partial y} = 0 \quad \text{при } y=0, \text{ кроме участка } \Gamma_0 \quad (4.24a)$$

$$H \frac{\partial \zeta_s}{\partial y} = h \frac{\partial \zeta_1}{\partial y} \Big|_{\Gamma_0}, \quad (4.24б)$$

$$\zeta_s \rightarrow 0 \text{ при } r = (x^2 + y^2)^{1/2} \rightarrow \infty, \text{ кроме участка } \Gamma_0. \quad (4.24в)$$

Решение этой задачи может быть представлено в виде

$$\zeta_s(x, y) = -\frac{1}{4} i \int_{\Gamma_0} \left\{ \zeta_s(x_0) \frac{\partial}{\partial y} [H_0^{(1)}(kr)] - H_0^{(1)}(kr) \frac{\partial}{\partial y} [\zeta_s(x_0)] \right\} dl(x_0), \quad (4.25)$$

где $H_0^{(1)}$ - функция Ганкеля первого рода нулевого порядка, которая необходима для выполнения условия Зоммерфельда (4.24в), x_0 - точка на открытой границе Γ_0 областей S и D , $r = [(x-x_0)^2 + y^2]^{1/2}$.

На границе Γ_0 решение (4.25) с учетом (4.24б) может быть записано в виде

$$\zeta_s(x_i, 0) = -\frac{1}{2} i \int_{\Gamma_0} d(x_0) H_0^{(1)}(kr) \frac{\partial}{\partial y} [\zeta_1(x_0, 0)] dx_0, \quad (4.26)$$

где $d(x_0) = h(x_0, 0)/H$, $r = |x_i - x_0|$.

Таким образом, задача о вычислении во внешней области волны, излученной из бухты, сводится к определению волнового поля в самой бухте, в том числе на его внешней границе. Для бассейна постоянной глубины эта задача достаточно подробно расписана в работе [Lee, 1971]. В общем случае построение такого решения не является тривиальным. Проблема заключается в том, чтобы во внутренней области S построить численно (для реальной акватории это можно сделать только численно) решение, которое удовлетворяло бы граничному условию (4.21а) на твердой границе и стыковалось бы с аналитическим решением на открытой границе. Один из вариантов построения такого решения - использование итерационной процедуры. Однако если целью расчета является только определение собственных частот и форм (а не добротности водоема,

условий генерации сейш и пр.), а вход в бухту не слишком велик, то допустимо использование упрощенных условий на жидкой границе вида (4.6).

Численные методы расчета сейш можно разделить на две группы: решение задачи на собственные значения и решение задачи Коши. При решении задачи на собственные значения с помощью одного из численных методов (конечно-разностного, конечных элементов и т.п.) интегрируется уравнение типа (4.4) с соответствующими граничными условиями, включая условие на жидкой границе (см., например, работы [Марамзин, 1985; Рабинович, Левянт, 1990; Gaillard, 1982; Nauguel, Labadie, Latteux, 1982]). При решении задачи Коши задается некоторое начальное возмущение и численно рассчитывается распространение длинных волн с учетом отражения от берегов и ухода через открытые границы. Частоты спектральных максимумов полученные при обработке мареограмм, рассчитанных для различных точек акватории, интерпретируются как собственные частоты водоема ([Джумагалиев и др., 1994; Ярошня, 1977] и др.).

Каждый из этих подходов имеет свои преимущества и свои недостатки [Рабинович, 1993]. Так, решение задачи на собственные значения позволяет получить полный набор частот и соответствующих форм колебаний. Однако, при таком подходе задание условий на открытой (жидкой) границе является проблемой. К тому же, в этом варианте достаточно сложно учитывать дополнительные факторы, такие как вращение Земли, трение, нелинейные эффекты.

При втором подходе учет этих факторов не представляет особых сложностей, задание условия на жидкой границе не требуется, неоднородность рельефа легко учесть и во внутренней и во внешней области. Но возникают проблемы с выбором начального возмущения, которое существенно влияет на результаты дальнейших расчетов. Спектры мареограмм отдельных расчетных точек могут сильно различаться. Практически невозможно разделить формы колебаний с близкими частотами и вообще определение форм колебаний для различных мод является очень сложной задачей. По-видимому, оптимальным вариантом является сочетание этих двух подходов.

Следует отметить, что при изучении собственных колебаний резонансных акваторий представляется необходимым оценка характеристик колебательных

систем, а именно добротности, которая является мерой относительной диссипации энергии и пропорциональна числу колебаний в системе (бухте) за время, при котором амплитуда волн уменьшится в e раз, т.е. определяет частотную избирательность резонансной системы и число периодов колебаний, в течение которых происходит установление стационарной амплитуды, а значит длительность «звучания цунами», что в конечном итоге является критерием для отмены тревоги цунами и этой характеристике акваторий необходимо уделять особое внимание.

В настоящей работе расчет добротности резонансной системы проводился из спектров, основываясь на том, что она определяет относительную величину резонансного максимума в энергетическом спектре колебаний [Зернов, Карпов, 1972] и если система обладает достаточно высокой добротностью, то она определяется выражением

$$Q = \omega_0 / \Delta\omega \quad , \quad (4.27)$$

где ω_0 – резонансная частота системы (резонансного максимума), $\Delta\omega$ ширина максимума а Q — его добротность. При этом, ширина максимума определяется как полоса частот, в пределах которой энергия колебаний спадает в 2 раза [Зернов, Карпов, 1972].

Максимальное (резонансное) значение амплитуды вынужденных колебаний можно определить из выражения

$$A_{\text{рез}} = A_{\text{вн}} \omega_0^2 / 2 \delta \sqrt{(\omega_0^2 - \delta^2)} \quad , \quad (4.28)$$

где δ - коэффициент затухания ($\delta = \omega_0 / 2 Q$), ω_0 – резонансная частота системы, $A_{\text{вн}}$ – амплитуда приходящей волны.

Число резонансных периодов колебаний T в бухте, в течение которых происходит установление стационарной амплитуды, пропорционально добротности Q . В теории резонансных систем это число колебаний $N_\tau = \tau/T$, совершаемых системой, определяется за время релаксации τ , в течение которого амплитуда уменьшается в e раз [Зернов, Карпов, 1972]. Учитывая, что

$$Q = 2 \pi / \{1 - \exp(-2/ N_\tau)\} \quad , \quad (4.29)$$

можно определить число колебаний за время которых амплитуда уменьшится до спокойного состояния. Расчет показал, что для добротности равной 10, это число периодов составит 11,7.

Так из рис. 5.3 хорошо видно, что при достаточно высокой добротности резонансной акватории Холмской бухты, длительность колебаний (звучания цунами) после прихода возбуждения на вход бухты составляет около 5 периодов. Затем амплитуда на несколько периодов стабилизировалась, что связано по-видимому с дополнительной подкачкой энергии за счет подхода волн цунами из внешней акватории.

4.2. Сейши в бухтах южных Курильских островов

4.2.1. Организация эксперимента и характеристика полученных материалов

ИМГиГ ДВО РАН в течении ряда лет проводит исследовательские измерения длинноволновых процессов в диапазоне волн цунами [Ковалев и др., 2001; Ковалев и др., 2001; Ковалев и др., 2005] с использованием специально разработанных для этих целей и постоянно совершенствуемых кабельных комплексов и автономных мареографов. На основе этих, а также новых и модернизированных приборных комплексов начато развертывание исследовательской сети мониторинга, которую планируется объединить с помощью средств электронной почты с центром сбора данных на сервере в ИМГиГ ДВО РАН [Ковалев, 2002]. На рисунке 4.3 представлена схема расположения установленных измерительных комплексов. Из-за удаленности не показан еще один действующий измерительный комплекс, установленный в порту города Корсакова.

Постоянно действующий с 1995 года кабельный комплекс установлен на Гидрофизической обсерватории о. Шикотан. Выбор места постановки определялся необходимостью измерения цунами непосредственно в зоне возможных цунамигенных землетрясений. Второй комплекс установлен на о. Шикотан в п. Крабовое (разработчик Богданов Г.С.).

В 1997 г. проводились пробные постановки измерителей колебаний уровня, а в 2001 году с участием автора подготовлен регистрирующий комплекс и осуществлена его установка в более открытом для волн цунами заливе Касатка (в районе пос. Буревестник).

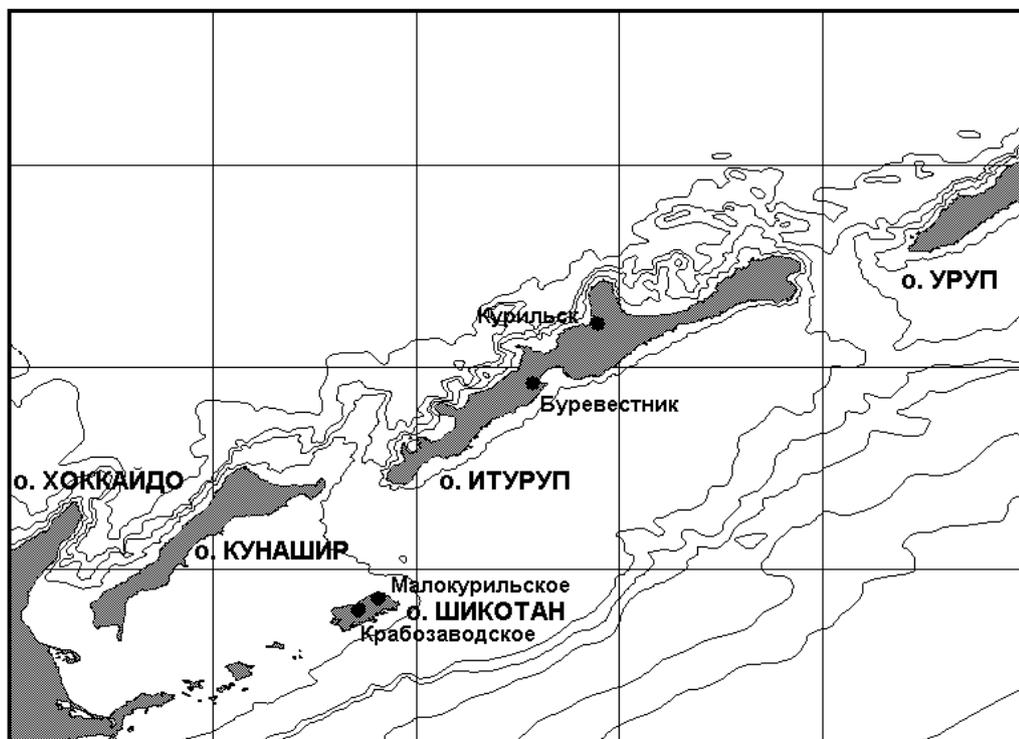


Рис. 4.3. Схема постановки измерительных комплексов в населенных пунктах южных Курильских островов в 90 – е годы.

На рис. 4.4 представлены образцы записей колебаний уровня моря в бухтах Малокурильская и Крабовая на острове Шикотан, а также в заливе Касатка на острове Итуруп. Для изучения особенностей длинноволновых колебаний в диапазоне волн цунами ряды наблюдений подвергались предварительной обработке.

Первоначально данные корректировались от перескоков, возникающих из-за конечной емкости счетчика регистрирующего частотомера, и затем были приведены к физическим величинам. После этого по методу наименьших квадратов (МНК) из рядов наблюдений был вычтен прилив по 9 гармоническим составляющим. Для МНК использовалась программа, составленная А.Б. Рабиновичем.

На рис. 4.5 приведены остаточные ряды данных для трех пунктов, полученные после вычитания приливов и среднего уровня и содержащие длинноволновые фоновые колебания. На них хорошо заметны моменты повышения уровня длинноволнового шума, а при большем временном разрешении - пакетная структура и низкочастотные колебания.

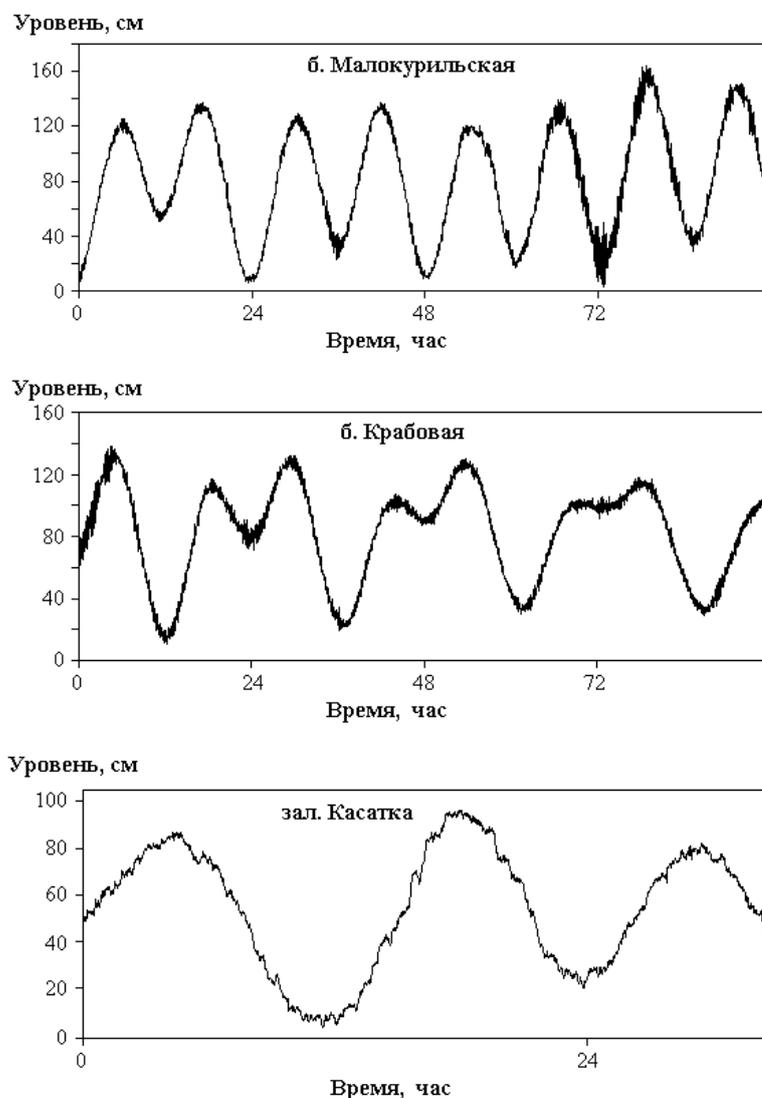


Рис. 4.4. Образцы записей колебаний уровня моря в бухтах Малокурильская, Крабовая и заливе Касатка

Полученные в результате наблюдений данные позволяют провести подробный анализ особенностей длинноволновых процессов – оценить возможность усиления волн цунами и влияние сейш на формирование спектра длинных волн в районе Южных Курил.

Длинноволновые колебания для каждого из пунктов наблюдения, как показывают результаты записей, существенно различаются. Это связано с тем, что особенности длинноволновых движений здесь определяются собственными колебаниями уровня в соответствующих районах, а не внешними факторами. Поэтому, рассмотрим колебания на каждой станции по отдельности.

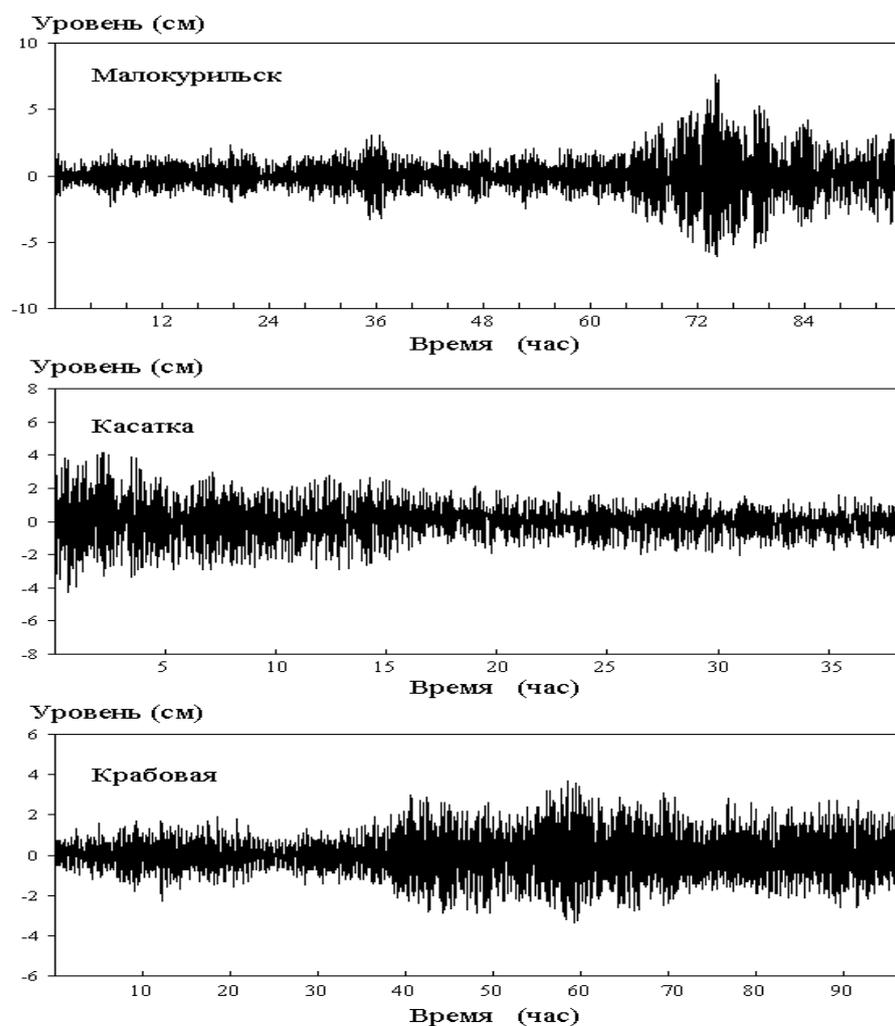


Рис. 4.5. Ряды колебаний уровня моря после вычитания приливов и среднего уровня для бухт Малокурильская, Крабовая и залива Касатка.

Остаточный ряд уровня для Малокурильской бухты, пример которого в более детализированном виде представлен на рис. 4.6 а, содержит сейшевые колебания, имеющие групповую структуру. Для изучения этого явления выделялась огибающая волновых пакетов и проводился ее спектральный анализ.

4.2.2. Анализ данных мониторинга в южной части Курильской гряды

Выделение огибающей волновых пакетов осуществлялось с использованием преобразования Гильберта [Гоноровский, 1967; Морс, Фешбах, 1958]. Подробно это преобразование рассмотрено в параграфе 2.2.3. Поскольку оно в достаточной степени чувствительно к низкочастотным процессам, которые не всегда хорошо устранялись при вычитании приливных гармоник, подавление приливных низкочастотных составляющих после использования МНК осуществлялось вычетом среднего значения, а высокочастотные колебания сглаживались фильтром с окном треугольной формы (скользящее среднее). При этом использовалась программа ViewSeaData разработанная автором [Ковалев, 2002], и ряд других вспомогательных программ автора, а также табличный процессор MSExcel.

С использованием описанной выше методики была получена огибающая волнения и рассчитан ее энергетический спектр, которые приведены на рис. 4.6 б, в.

Проведем анализ полученных результатов. В энергетическом спектре колебаний уровня, показанном на рис. 4.6в выделяются два максимума на частотах 0,0553 цикл/мин (период 18,09 мин) и 0,0586 цикл/мин (17,07 мин). В спектре огибающей, приведенной на том же рисунке, значимый максимум, соответствующий частоте волновых пакетов, располагается на частоте около 0,00332 цикл/мин (период 301,2 мин), которая равна разности частот колебаний 0,0553 цикл/мин и 0,0586 цикл/мин.

Анализ временной изменчивости колебаний огибающей, в том числе и при прохождении цунами, показал, что колебания огибающей имеют устойчивый характер. На основе изучения частотного диапазона существующих в районе Южных Курил сейш, было сделано предположение, что одной из вероятных причин модуляции является влияние прилива.

Расчет корреляции между приливным рядом и полученным с помощью преобразования Гильберта позволил установить, что связь между рядами является статистически значимой при временном сдвиге около 6 часов. Это значит, что причиной модуляции является влияние приливного течения в горловине бухты, где

по данным работы [Рабинович, 1993] как раз находится узловая линия нулевой моды собственных колебаний.

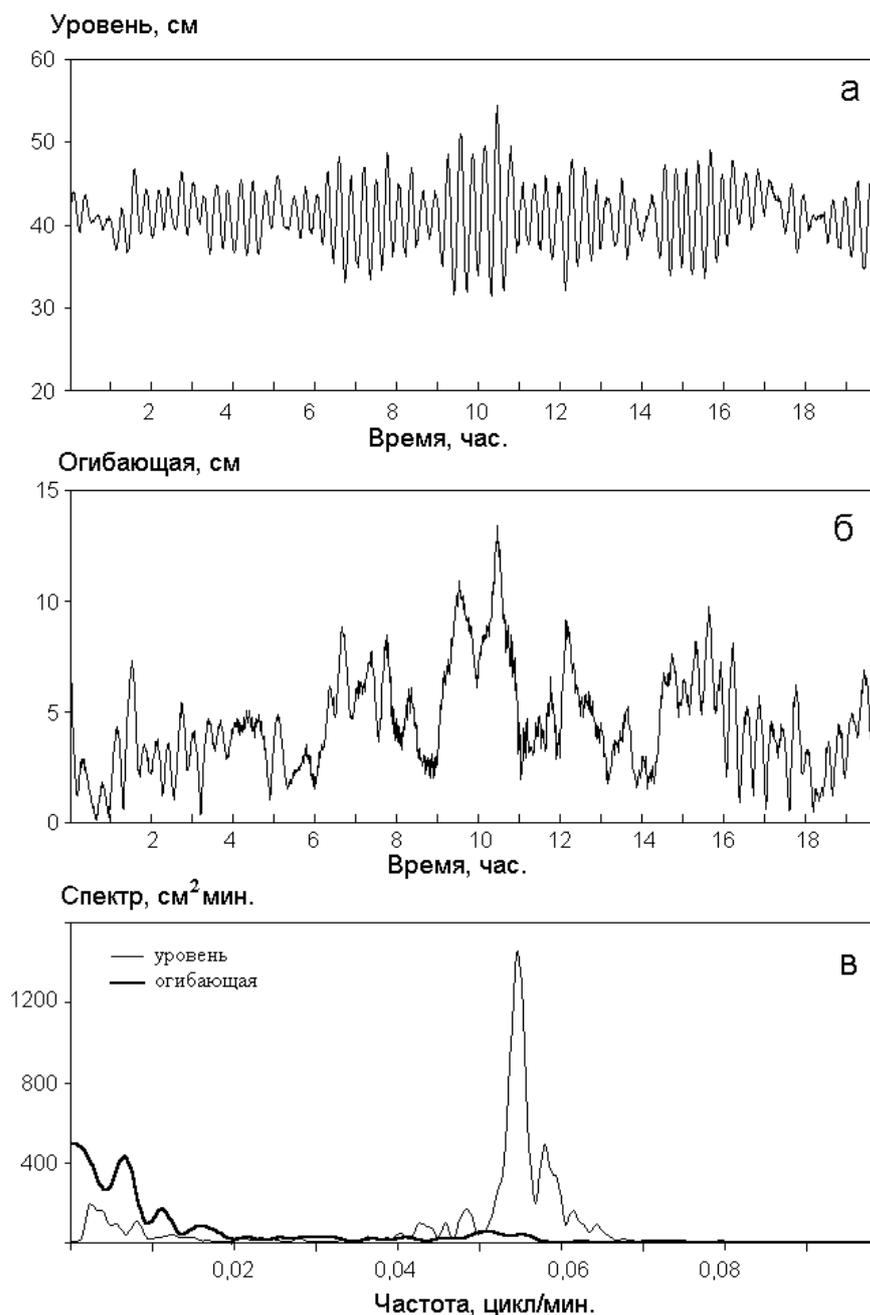


Рис. 4.6. Остаточный ряд колебаний уровня моря после вычитания прилива (а), его огибающая (преобразование Гильберта) (б) и их энергетические спектры (в) для Малокурильской бухты.

Однако, экспериментальных данных для точной интерпретации эффекта модуляции еще недостаточно. Для ответа на этот вопрос необходимы прямые измерения течений в горле бухты, которыми автор к сожалению не располагал.

Следует отметить, что приведенный в работе [Рабинович, 1993] энергетический спектр колебаний уровня также содержит основной максимум на периодах 18,6 – 18,8 мин. Показано, что он связан с собственными колебаниями бухты. Однако в связи с невысокой разрешающей способностью на этих периодах стандартного мареографа, данные которого использованы для вычисления энергетического спектра, максимум на периодах 17-21 мин не разделяется в отличие от результатов настоящей работы.

При анализе материалов наблюдений, выполненных в бухте Малокурильская, был обнаружен момент значительного – более чем в два раза повышения энергии длинноволнового фона (рис. 4.5 бухта Малокурильская). Такие случаи, по-видимому, не редки, но обработана лишь небольшая часть записей колебаний уровня для о. Шикотан и других похожих моментов не выявлено.

Аналогичные явления наблюдались также и при обработке данных колебаний уровня вблизи п-ова Камчатка [Kovalev et al., 1991], в КНДР [Ковалев, 1997] и, как показал последующий анализ, поскольку повышение энергии не связано со временем прохождения циклона или заметного землетрясения в районе измерений, обнаруженные эффекты во всех случаях вероятнее всего связаны с метеорологическими процессами типа грозы или шквала и могут быть отнесены к разряду “метеоцунами”.

На рис. 4.7. приведены СВАН диаграммы колебаний уровня для обнаруженного «метеоцунами» и цунами 5 октября 1994 г. Видно, что диаграммы имеют различия. Так, спектр цунами 5 октября 1994 г. более широкий и с большей энергией. Однако волна цунами имеет максимум на том же периоде, около 20 мин., что и «метеоцунами». Таким образом, периоды этих явлений, выделяющиеся по данным наблюдений хорошо согласуются.

Остаточный ряд колебаний уровня в бухте Крабовой, приведенный на рис. 4.8а, также, как и в бухте Малокурильской содержит сейшевые колебания с пакетной структурой. Энергетический спектр этих колебаний (рис. 4.8в) показывает наличие сложной структуры сейшевых колебаний в бухте. Выделяются максимумы на трех частотах 0,0332 цикл/мин (период 30,1 мин), 0,0355цикл/мин (период 28,2 мин) и 0,0385 цикл/мин (период 26,0 мин).

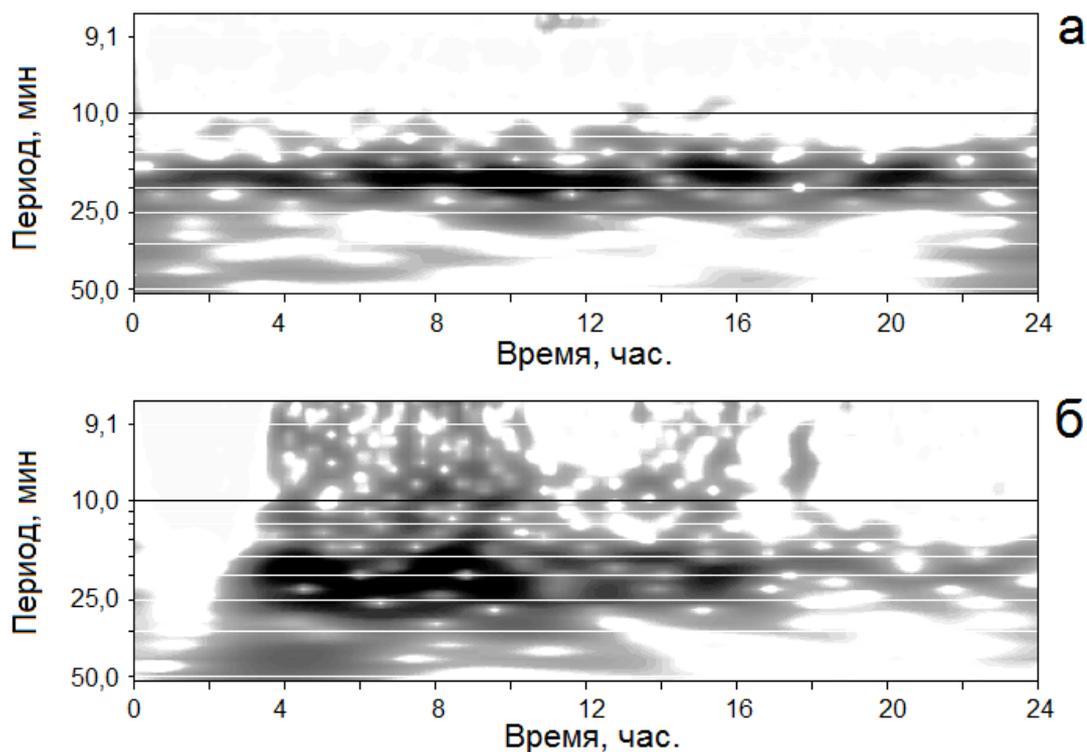


Рис. 4.7. СВАН диаграммы колебаний уровня при метеоцунами (а) и для цунами октября 1994 г. (б)

Анализ спектра огибающей, вычисленной с использованием выше описанной методики и приведенной на рис. 4.8б, показывает наличие значимого пика на частоте 0,00234 цикл/мин, которая представляет разность частот колебаний 0,0332 цикл/мин и 0,0355 цикл/мин (рис.4.8в). Очевидно, что пакетная структура сейшевых колебаний в бухте Крабовая имеет схожий характер с колебаниями в бухте Малокурильская и определяется, скорее всего, теми же причинами.

Характер длинноволновых колебаний в заливе Касатка отличается от наблюдаемого в бухтах Малокурильская и Крабовая. Остаточный ряд колебаний уровня, приведенный на рис. 4.9, не имеет явно выраженной групповой структуры волнения. Попытка вычисления огибающей для этого ряда по методикам, примененным для двух бухт, также показала отсутствие здесь данного явления.

В энергетическом спектре колебаний уровня в заливе Касатка, приведенного на рис. 4.9, значимые максимумы расположены на частотах 0,0225 цикл/мин (период 44,4 мин), 0,0519 цикл/мин (период 19,2 мин) и 0,089 цикл/мин (период 11,2 мин). Эти результаты согласуются с опубликованными в [Рабинович,

1993] Автор работы полагает, что экстремум с периодом 45 мин отвечает максимуму коэффициента усиления в передаточной функции для океанского шельфа, а экстремумы на более коротких периодах связаны с одно- и двухузловыми сейшами, формирующимися между противоположными берегами залива. Эти же периоды проявлялись в данном районе и в записях пяти цунами, согласно данным анализа приведенного в [Ярошня, 1977].

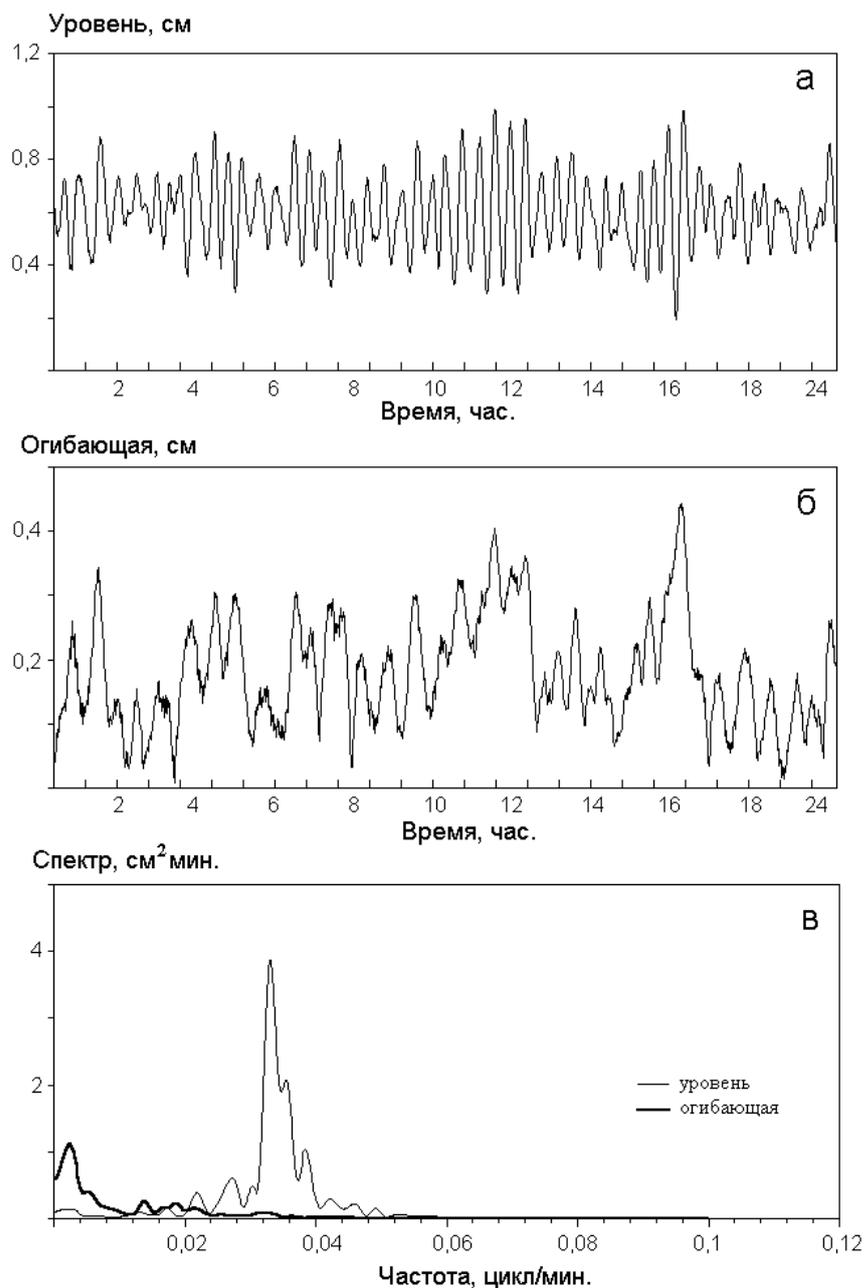


Рис. 4.8. Остаточный ряд колебаний уровня моря после вычитания прилива (а), его огибающая (преобразование Гильберта) (б) и их энергетические спектры (в) для Крабовой бухты

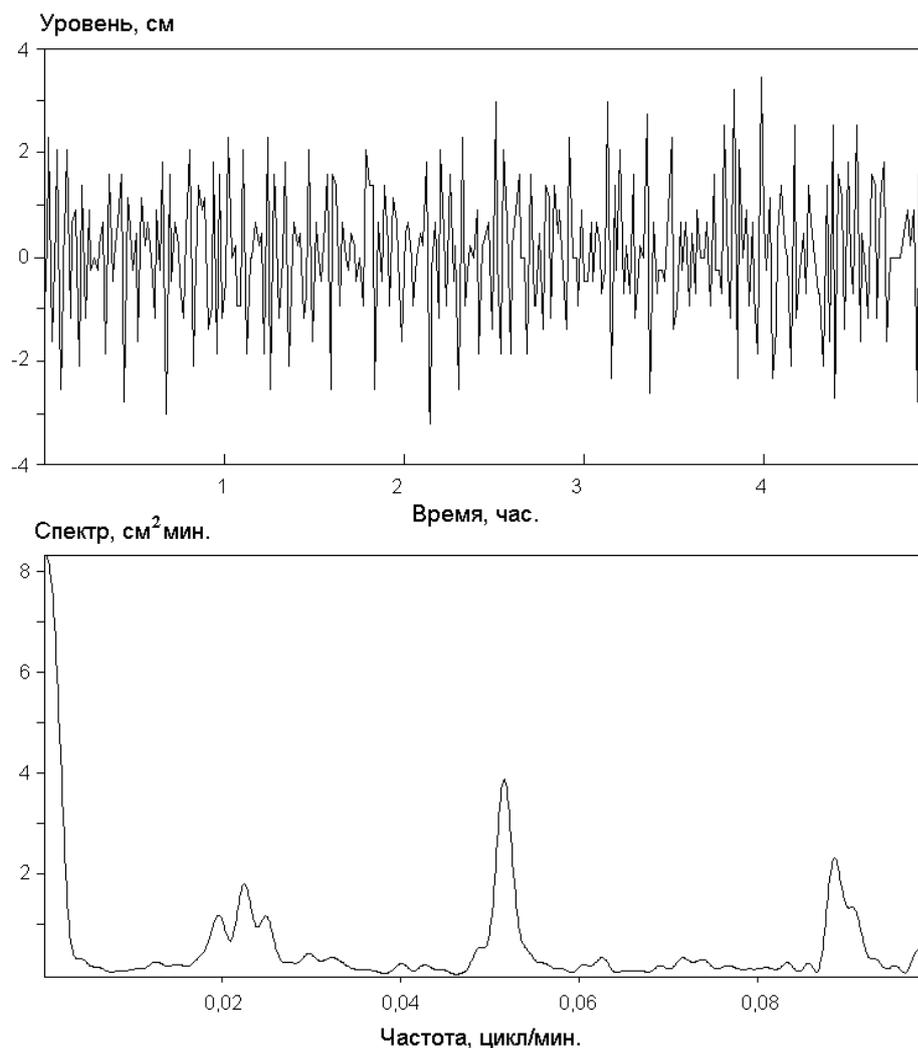


Рис. 4.9. Остаточный ряд колебаний уровня моря после вычитания прилива и его энергетический спектр для залива Касатка.

Сравнительный анализ спектров для трех станций показал, что характер колебаний в зал. Касатка существенно отличается от бухт Малокурильская и Крабовая, что связано по-видимому с существенно различающейся топографией этих районов. В результате пакетная структура в зал. Касатка не проявляется.

Анализ данных наблюдений для трех пунктов показывает, что сейши играют определяющую роль в формировании спектра длинных волн у побережья Южных Курил. Собственные частоты сейшевых колебаний, их интенсивность и характер определяются физико-географическими условиями. Периоды фоновых вариаций уровня, выделяющиеся по данным наблюдений хорошо согласуются с периодами волн цунами, зарегистрированными в этих пунктах [Рабинович, Левянт,

1992]. Все это должно учитываться при определении цунамиопасности конкретного побережья, поскольку проходящая волна цунами может усиливаться на резонансных частотах.

Из известных методов численного моделирования воспользуемся методом конечных элементов (МКЭ) [Коннор, Бреббиа, 1979; Норри, де Фриз, 1981; Стренг, Фикс, 1977], который благодаря гибкости конечноэлементной сетки позволяет гораздо точнее, чем метод конечных разностей, аппроксимировать локальные особенности побережья, оказывающие большое влияние на характер сейшевых колебаний.

Применение данного метода для численного моделирования стационарных колебаний замкнутых и полужамкнутых бассейнов рассмотрено в работе [Марамзин, 1985]. Показано, что применение МКЭ к уравнению для свободных колебаний вида (4.20) с граничными условиями (4.21) приводит к обобщенной матричной задаче на собственные значения и предложен алгоритм ее решения, основанный на теореме теории матриц [Марамзин, 1985].

Данный алгоритм использовался в лаборатории цунами ИМГиГ для расчета сейш Южно-Курильского пролива. Результаты численного расчета и натурных наблюдений хорошо согласовывались, что свидетельствует о надежности принятого алгоритма. С его использованием рассчитаны сейшевые колебания для Малокурильской бухты и залива Касатка [Рабинович, 1993]. Результаты этих расчетов приведены в таблице 4.1. Видно, что полученные результаты хорошо согласуются.

Следует заметить, что существует другой метод оценки собственных колебаний по результатам численного моделирования. Такая работа проводилась в лаборатории цунами ИМГиГ для бухты Касатка. Для численного моделирования выбирается источник цунами и рассчитывается волновое поле для различных моментов времени распространения цунами. При этом используются оцифрованные морские батиметрические карты (численная модель детально описана в разделе работы [Поплавский и др., 1997]).

Таблица 4.1

Наблюденные и рассчитанные периоды сейшевых колебаний в районе Курильской гряды и добротность акваторий.

Пункт	Периоды сейш (мин.)					
б. Малокурильская	Рассчитанные*			18,9	7,3**	5,04**
	Наблюденные*			17-21		
	Наблюденные			19		5,0
	Добротность			8,0(10,3)**	2,8**	4,9**
б. Крабовая	Наблюденные		29		5	3
	Добротность		2,11			
зал. Касагта	Рассчитанные*		45,5	19,3	13,5	11,0
	Наблюденные*	97,8	45	19,1	13,5	11,0
	Наблюденные		46,5	19,2		11,2
	Добротность		2,0			

Примечания:

- жирным шрифтом выделены сейши большой интенсивности, энергия которых превышает энергию других колебаний более чем на порядок;

* - данные работы [Рабинович, 1993];

** - данные работы [Джумагалиев, Куликов, Соловьев, 1994].

Из результатов численного моделирования были отобраны записи – теоретические волнограммы – в трех точках; две из них расположены внутри залива, в его юго-западной и северо-восточной частях (в районе населенных пунктов Буревестник и Сентябрьское), а третья – во внешней части акватории, на незначительном удалении от него в юго-западном направлении (эти точки

обозначены - 17, 17-3 и 14 соответственно). Графики развития волнового процесса во времени, представленные в работе (Отчет о научно-исследовательской работе «Детальное сейсмическое и цунами районирование отдельных территорий и участков побережья островов Кунашир и Итуруп» ИМГиГ, 2001) показывают, что в записях проявляются заметные низкочастотные колебания, на внешней точке большую роль играют также высокочастотные флуктуации, в меньшей степени выраженные внутри залива. Характерно, что начальный импульс имеет заметное усиление внутри залива.

Для более детального анализа структуры сигнала применялась методика спектрально-временного анализа, позволяющая оценивать изменения во времени спектральных амплитуд в заданном частотном диапазоне. В данном случае выбирался диапазон частот от 0,01 до 0,25 цикл/мин (периоды от 4 до 100 минут). На СВАН-диаграммах всех записей отчетливо выделяется полоса больших амплитуд на периоде около 45 - 50 минут. Одинаковая структура сигнала на этих периодах внутри и вне залива говорит о «внешней» природе этого максимума, то есть позволяют интерпретировать данный эффект как проявление шельфового резонанса.

На спектрах записей во внутренних точках есть также максимумы на периоде около 20 мин, причем на внешней станции они отсутствуют. Это обстоятельство, а также синхронность их проявления в точках 17 и 17-3 говорит о структуре собственных колебаний с узловой линией по середине залива Касатка и пучностями в районе Буревестника и Сентябрьского.

На внешней станции имеется несколько всплесков интенсивности в диапазоне периодов 7-10 минут. Максимумы на периоде около 10 минут, но меньшей интенсивности, наблюдаются также в районе Буревестника, но отсутствуют вблизи Сентябрьского. Вероятно, указанные колебания связаны с влиянием топографии вблизи южной оконечности залива.

Таким образом, результаты численного эксперимента, приведенные в отчете ИМГиГ, также хорошо согласуются с данными натурального эксперимента настоящей работы, приведенными в таблице 4.1. Эти результаты позволяют дать более глубокую физическую интерпретацию особенностей длинноволновых

движений в изучаемом районе, что затруднительно сделать на основе наблюдений в одной точке.

4.3. Изучение особенностей длинноволновых движений в Южно-Курильской бухте

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН в течение ряда лет работает над развитием системы предупреждения населения об опасных морских явлениях и, в первую очередь, цунами. Для этого последовательно развертывается система исследовательского мониторинга - устанавливаются измерители придонного гидростатического давления в районах защищаемых населенных пунктов с целью выделения волны и оперативной оценке ее высоты на берегу [Ковалев, Ковалев, 1999]. Это позволяет решать некоторые аспекты проблемы цунами связанные с определением характеристик естественного длинноволнового шума в потенциально цунамиопасных районах, выполнять расчет передаточных коэффициентов от больших глубин к малым и т. д.

Указанные обстоятельства привели к необходимости проведения натуральных экспериментов с постановкой приборов на островах Шикотане, Итурупе и Кунашире, прежде всего в надежде получить новые записи цунами, которые достигают берегов России даже от достаточно удаленных источников, таких как Мексика и Индонезия.

Первый постоянно действующий кабельный комплекс системы мониторинга установлен на Гидрофизической обсерватории о. Шикотан с 1995 года. В 1997 г. проводились пробные постановки измерителей колебаний уровня, а в 2001 году осуществлена установка регистрирующего комплекса в более открытом для волн цунами заливе Касатка (в районе пос. Буревестник). Выбор мест постановки определялся необходимостью измерения цунами непосредственно в зоне возможных цунамигенных землетрясений.

В августе 2002 г. в районе м. Горячий на о. Кунашир были установлены два измерительных комплекса и три датчика гидростатического давления, один из которых, к сожалению, быстро вышел из строя. Оставшейся аппаратурой удалось провести наблюдения за колебаниями уровня в диапазоне периодов от 1 с до

нескольких часов, а также организовать непрерывное наблюдение за колебаниями уровня с дискретностью 1 мин.

Проведение эксперимента преследовало две цели. Во-первых, дальнейшее изучение длинноволнового фона в диапазоне периодов цунами и развертывание системы мониторинга. Другой задачей было изучение трансформации ветровых волн и зыби в узкой прибрежной полосе, возникновение инфрагравитационных волн – прибойных биений и разрывных течений, с которыми связаны перемещения донных осадков, изменения донного рельефа и другие литодинамические процессы (подробное описание подобных эффектов содержится в монографии [Рабинович, 1993]), имеющие особенное значение для мест выходов трубопроводов на берег.

Ранее эксперимент по изучению трансформации ветровых волн и зыби проводился в августе-сентябре 2000 года на побережье Охотского моря, несколько к северо-востоку от города Южно-Сахалинск [Ковалев, Шевченко, Ковалев, 2000] у мыса Острый. Но обработка данных наблюдений показала необходимость продолжения исследований в этом направлении.

На рис. 4.10 представлена схема постановки донных датчиков. С1 был установлен на расстоянии 150 м от берега, а С2 на 230 м. При этом на низкочастотный регистратор записывались данные с С2 с дискретностью 1 мин. На второй регистратор синхронно записывались данные с обеих донных станций с дискретностью 1 с.

Для описываемого натурального эксперимента были использованы пьезорезонансные преобразователи, имеющие коэффициенты преобразования более 1000 Гц/кг/см^2 , что соответствует единице младшего разряда регистратора менее одного сантиметра водяного столба при дискретности измерения 1 с.

Для анализа низкочастотных колебаний уровня в Южно-Курильской бухте были выбраны записи с дискретностью 1 мин. Образец представлен на рис. 4.11 Видно, что в колебаниях уровня доминируют приливные волны. Для изучения особенностей длинноволновых колебаний в диапазоне волн цунами ряды наблюдений подвергались предварительной обработке. Первоначально данные корректировались от перескоков, возникающих из-за конечной емкости счетчика регистрирующего частотомера, и затем были приведены к физическим величинам. После этого по методу наименьших квадратов (МНК) из рядов наблюдений был

вычтен прилив по 9 гармоническим составляющим. Для МНК использовалась программа, разработанная А.Б. Рабиновичем.

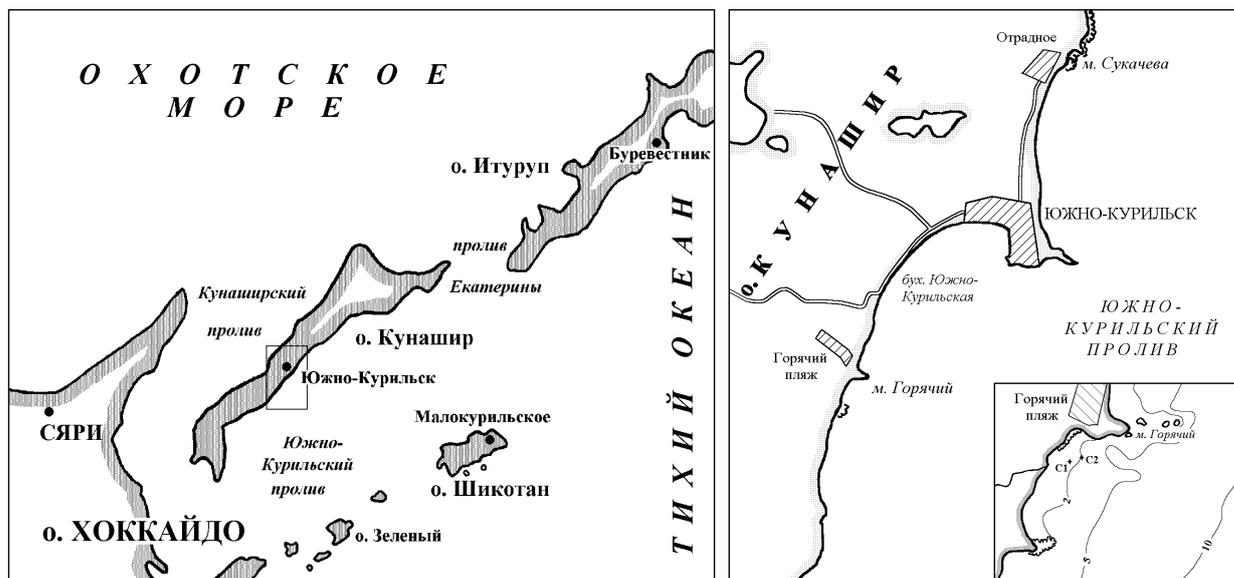


Рис. 4.10. Карта района проведения измерений и схема постановки датчиков придонного гидростатического давления.

Полученные в результате наблюдений данные позволяют провести подробный анализ особенностей длинноволновых процессов – оценить возможность усиления волн цунами и влияние сейш на формирование спектра длинных волн в районе Южных Курил.

Анализ энергетических спектров длинноволновых колебаний уровня показал, что характер колебаний в Южно-Курильском проливе существенно отличается от колебаний в бухтах южных Курил, в которых ранее проводился мониторинг - бухт Малокурильская и Крабовая [Ковалев Д., 2002]. Это связано, по-видимому, с существенно различающейся топографией этих районов. Особенности же длинноволновых движений определяются собственными колебаниями уровня в соответствующих районах, а не внешними факторами.

Длинноволновые колебания в Южно-Курильском проливе по характеру близки к заливу Касатка [Ковалев Д., 2002]. Остаточные ряды колебаний уровня в обоих случаях не имеют явно выраженной групповой структуры волнения, которая наблюдается в бухтах Малокурильская и Крабовая. Попытка вычисления волновой огибающей для этого ряда наблюдений по методикам, описанным в выше приведенной работе, также показала отсутствие здесь данного явления.

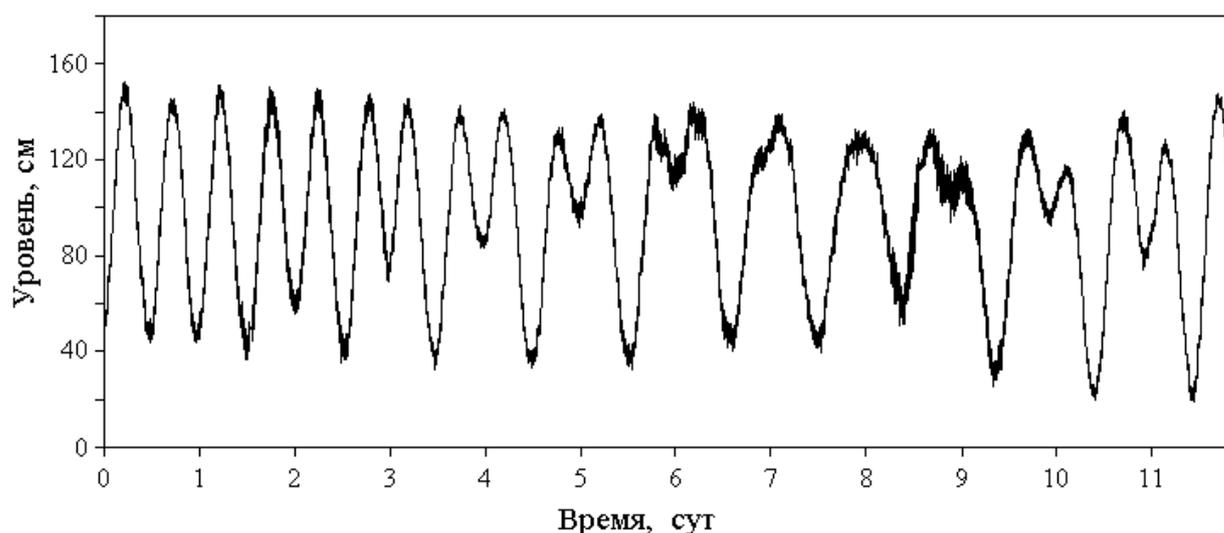


Рис. 4.11. Образец записи колебаний уровня моря Южно-Курильской бухте с дискретностью 1 мин.

В энергетическом спектре колебаний уровня в Южно-Курильском проливе (рис.4.12) значимые максимумы, которые присутствуют на всех спектрах для разного времени наблюдений, расположены на периодах 4,85 ч и 2,99 ч. Эти результаты близки к приведенным в [Рабинович, 1993]. Автор этой работы полагает, что первый максимум связан с модой Гельмгольца для Южно-Курильского пролива в целом, а второй максимум относит к неустраненной приливной гармонике S_8 .

На некоторых спектрах в этом диапазоне наблюдается также максимум с периодом 44,8 мин. Для рассматриваемого района В.Я. Марамзиным [Марамзин, 1985] была построена численная модель сейшевых колебаний и произведен расчет с использованием метода конечных элементов. Колебания с периодом более двух часов в работе [Марамзин, 1985] не рассчитывались, но один из полученных периодов – 43,8, соответствующий периоду собственных колебаний Южно-Курильского пролива, близок к наблюдаемому нами. Небольшое различие связано, по-видимому, с приближениями, принятыми при построении численной модели. Отметим, что по данным спектрального анализа, приведенным в [Рабинович, 1993], максимум имеет период 47 мин.

В то же время, результаты спектрального анализа показывают, что сейши в районе Южно-Курильска имеют малую энергию и проявляются сравнительно слабо, имеют малую добротность и, значит, здесь нет условий для резонансного усиления проходящих волн. Накано и Уноки [Nakano, Unoki, 1962] также относят Южно-Курильский пролив к акваториям, для которых редко наблюдаются сильные сейши.

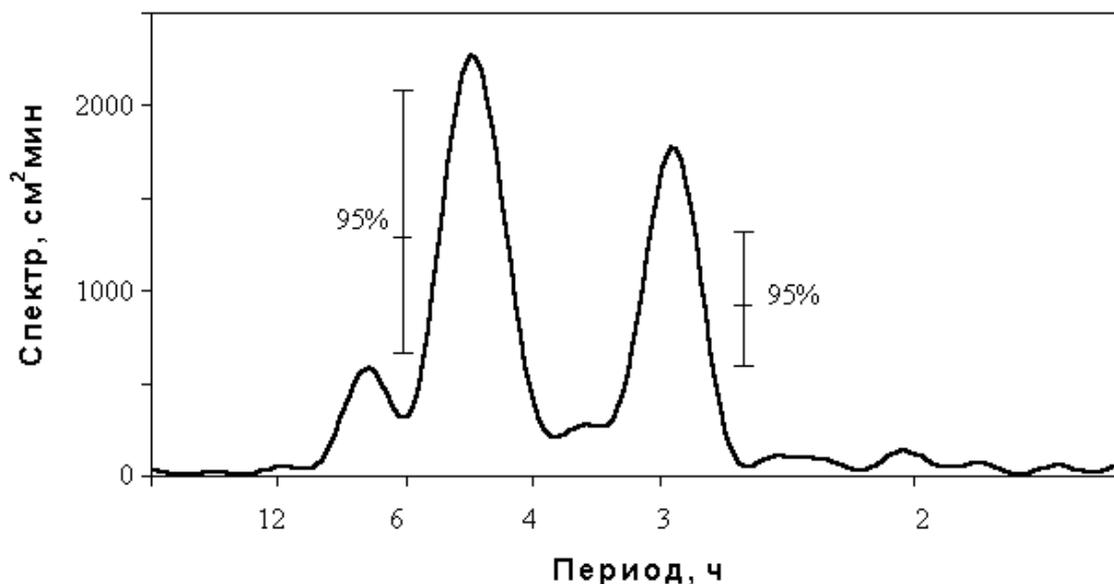


Рис. 4.12. Энергетический спектр в диапазоне собственных колебаний Южно-Курильского пролива. Доверительные интервалы приведены для периодов максимумов.

4.4. Изучение резонансных колебаний в бухте порта Холмск

Поворотным моментом в развитии перевозок между о. Сахалин и материком стало открытие в 1973 году железнодорожной морской паромной переправы Ванино — Холмск. Перевозки осуществляются паромными судами, спроектированными и построенными специально для работы на данной линии. По грузовым мостам, которыми оснащены паромные терминалы портов Ванино и Холмск, на борт паромов накатываются непосредственно железнодорожные вагоны, в которых груз следовал по сети Российских железных дорог. Эта технология, позволяющая избавиться от физической перевалки грузов в портах, дала возможность сократить время и объем грузовых операций портов, уменьшив сроки перевозок и увеличив сохранность грузов.

За годы эксплуатации число паромов достигало 10 единиц в 1991-1992 годах, объемы перевозки грузов — 5,74 млн. т (1988 год). С конца 90-х годов с открытием автомобильного сообщения из Ванино с городами Хабаровск и Комсомольск-на-Амуре, начались перевозки на данной линии не только железнодорожных вагонов, но и автотранспорта, в первую очередь — большегрузных автомобилей со скоропортящимися и другими потребительскими грузами.

Таблица 4.2

Наблюденные и рассчитанные периоды сейшевых колебаний в Южно-Курильской бухте и добротность акваторий.

Пункт	Периоды сейш (мин.)					
б. Южно-Курильская (пролив)	Рассчитанные*	4,7 час	3,0 час	1,9 час	1,7 час	1,3 час
	Наблюденные*	4,7 час	3,0 час	2,1 час	1,7 час	1,3 час
	Наблюденные	4,7 час	3 час			
	Добротность	1,7	3,0			

Примечания:

- жирным шрифтом выделены сейши большой интенсивности, энергия которых превышает энергию других колебаний более чем на порядок;

* - данные работы [Рабинович, 1993];

Несмотря на сокращение объема перевозок в период экономического спада, линия Ванино-Холмск продолжает оставаться важнейшей транспортной артерией между Сахалином и материковой частью России, ее пропускная способность составляет 3,3 млн т грузов в год. В 2006 году на ней перевезено 1,9 млн тонн грузов, в том числе 35 тыс. вагонов, 12 тыс. автомобилей, из которых 7,4 тыс. грузовых.

Для обеспечения безопасной разгрузки железнодорожных составов необходима точная стыковка рельс на судне и на берегу. Холмская бухта хорошо

защищена от волнения, однако портовые сейши, являющиеся причиной явления тягуна, даже при умеренной интенсивности, могут нарушать эту стыковку, затруднять погрузо-разгрузочные работы и быть причиной простоев парома в порту (для автомобильного транспорта ситуация менее сложная).

Эта проблема возникла с момента запуска паромной переправы, в 1980-е годы ежегодный ущерб от простоев паромов из-за тягуна превышал 10 млн. рублей. Она обострилась после проведения дноуглубительных работ в бухте и наращивания волнозащитных молов, которые привели к увеличению добротности собственных колебаний.

Для изучения условий формирования тягуна и особенностей проявления других типов морских опасных явлений, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН в течение ряда лет (с 2006 по 2009) осуществлял инструментальные измерения колебаний уровня моря в портовой бухте г. Холмска. Для их измерения использовались автономные и кабельные регистраторы придонного гидростатического давления, отражающие вариации морской поверхности. Регистрация проводилась практически непрерывно одним прибором, установленным в кутовой части бассейна (датчик 1 на рис. 4.13), и только зимой 2008 г была осуществлена постановка автономной станции 2, что позволило проанализировать свойства собственных колебаний более тщательно. Данный раздел, целью которого является описание исследований условий формирования резонансных колебаний в Холмской бухте, основан главным образом на материалах измерений, осуществлявшихся двумя датчиками [Ковалев и др., 2012].

Описание Холмской бухты уже приводилось в настоящей работе в разделе 3.1, поэтому здесь кратко рассмотрим подробности, относящиеся к эксперименту с двумя датчиками. На снимке бухты (рис. 4.13) виден сравнительно узкий проход, что является важным условием формирования в ней резонансных колебаний и, в частности, нулевой моды (моды Гельмгольца), имеющей узловую линию в горловине [Rabinovich, 2009].

Первый датчик измерительного комплекса, как уже упоминалось, был установлен в июле 2006 в районе гидрометеорологического поста порта Холмск у паромного причала I (рис. 4.13). С его помощью были получены многолетние ряды наблюдений и зарегистрированы несколько опасных морских явлений - волны

цунами, вызванные подводными землетрясениями, произошедшими 16.11.06 вблизи о.Симушир (средняя часть Курильской гряды) и 2.08.07 вблизи г. Невельск [Ковалев и др., 2009], а также сильный штормовой нагон 22.11.2006, высота подъема уровня при котором достигала 80 см [Ковалев и др., 2007].



Рис.4.13. Google-карта Холмского морского порта. Кружками показано положение постоянного (1) и временного (2) регистраторов волнения и уровня. Отмечены причалы паромной переправы первой (I) и второй очереди (II).

Второй прибор был установлен в центральной части южного берега бухты вблизи причала №9 (рис.4.13) 23 октября 2007 г, он проработал по 13 апреля 2008 г. Образцы синхронных записей двух приборов приведены на рис 4.14. За период наблюдений в порту г. Холмск было отмечено несколько случаев усиления резонансных колебаний, одна из таких ситуаций в середине февраля подробно анализируется ниже.

Для анализа длинноволновых процессов производилось усреднение исходных рядов с временным окном 1 мин, для более эффективного подавления ветрового волнения использовались весовые коэффициенты фильтра Кайзера-Бесселя [Дженкинс, Ватс, 1972]. Из полученных рядов вычитался предвычисленный прилив, в дальнейшем анализировались непериодические вариации уровня моря, обусловленные воздействием на морскую поверхность приземного атмосферного давления и скорости ветра. Характеристики метеорологических элементов вблизи точки регистрации измерялись при помощи автономной цифровой метеостанции.

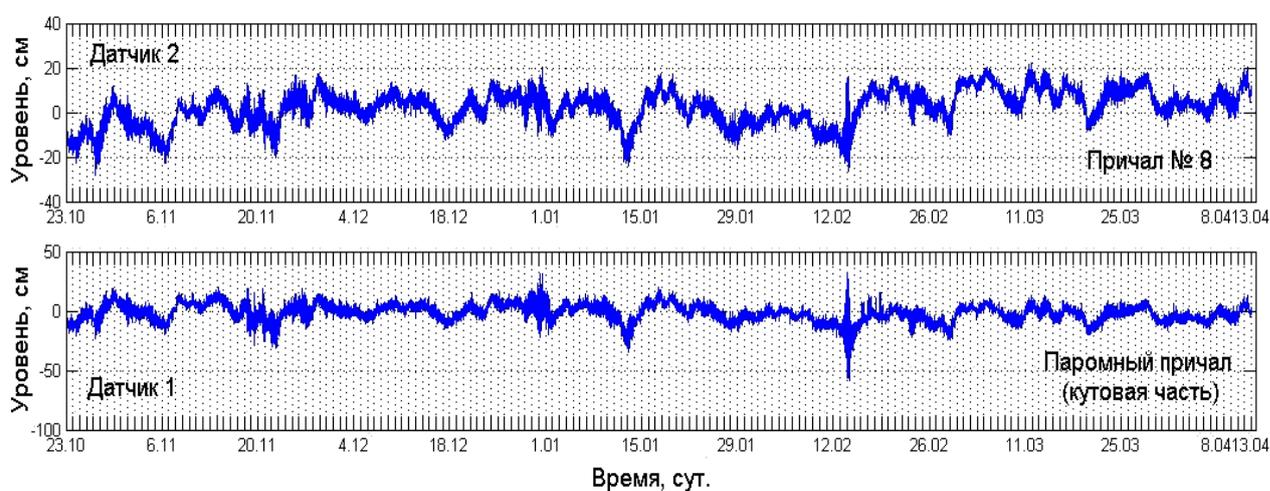


Рис. 4.14. Образцы синхронных записей колебаний уровня моря в порту г. Холмска. Вычтен предвычисленный прилив.

На рис. 4.15 представлены отрезки записи колебаний уровня моря, включавшие сильный шторм 13-14 февраля 2008 г. Из рисунка виден совершенно необычный характер колебаний в бухте, причем более интенсивные наблюдались в удаленной части бухты, в районе основного причала паромной переправы. Здесь максимальный размах колебаний достигал полуметра, в то время как в районе причала №8 – примерно в два раза меньше. При этом значимого подъема среднего уровня в бухте (штормового нагона) не наблюдалось, отмечено резкое усиление сравнительно короткопериодных вариаций, которые обусловлены интенсификацией сейш в бухте.

Для анализа этого необычно сильного шторма рассмотрим графики изменения значимой высоты ветровых волн и спектрально-временной диаграммы

(рис.4.16), которые строились на основе расчета спектра волнения по последовательным отрезкам длительностью 15 минут за период с 9 по 22 февраля. Значимая высота ветровых волн достигала на обеих станциях 2,4 м, что очень много для такой закрытой акватории как Холмская бухта. Вероятно, такому проникновению волнения в гавань способствовали необычно большие для данного района периоды волн – главный максимум приходился на периоды 12-14 с. Это нехарактерно для Татарского пролива, в котором из-за сравнительно малой длины разгона преобладают короткопериодные ветровые волны, а зыбь наблюдается в редких случаях.

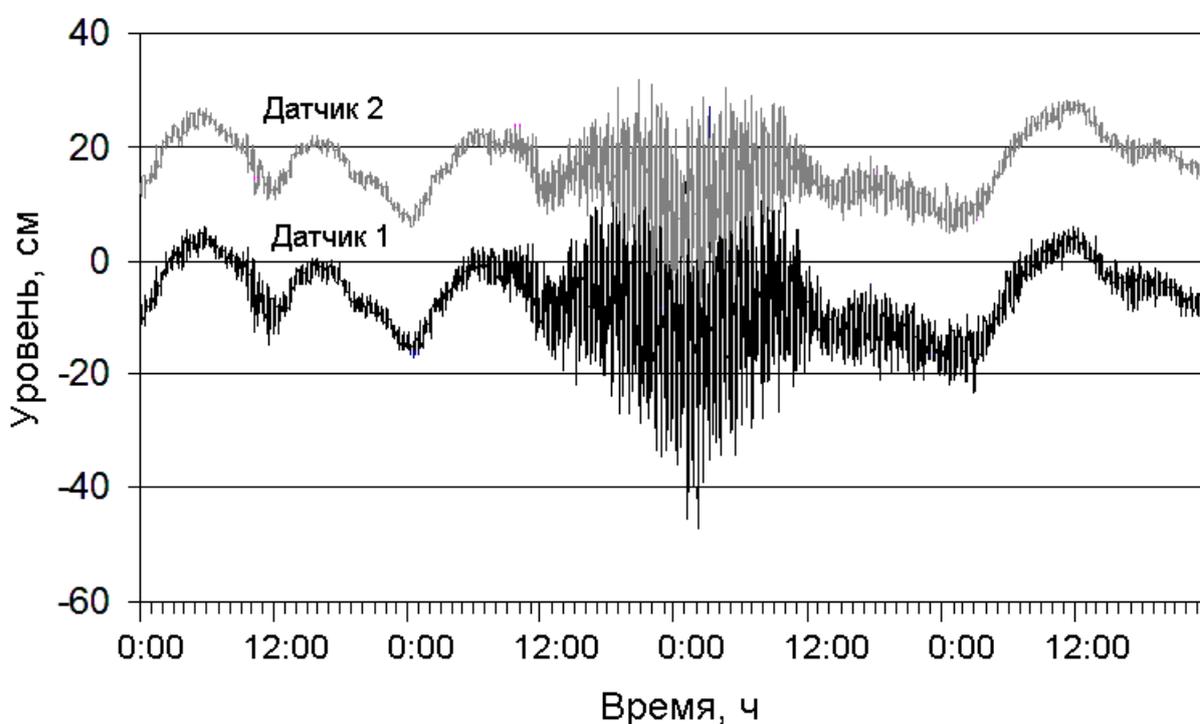


Рис. 4.15. Графики колебаний уровня моря на датчиках 1 и 2 за период 12-15 февраля 2008 г.

Если в высокочастотной части спектрально-временной диаграммы вариации во времени энергии колебаний выглядят идентично, то в диапазоне длинных волн наблюдаются существенные различия. Так, на датчике 1 в кутовой части бухты наблюдаются мощные максимумы, присутствующие на диаграмме постоянно в виде горизонтальных полос и особенно усиливающиеся во время шторма, на периодах около 3 и 8 мин. На датчике 2 максимум на периоде 8 мин имеется, но выражен слабее, на периоде 3 мин отсутствует.

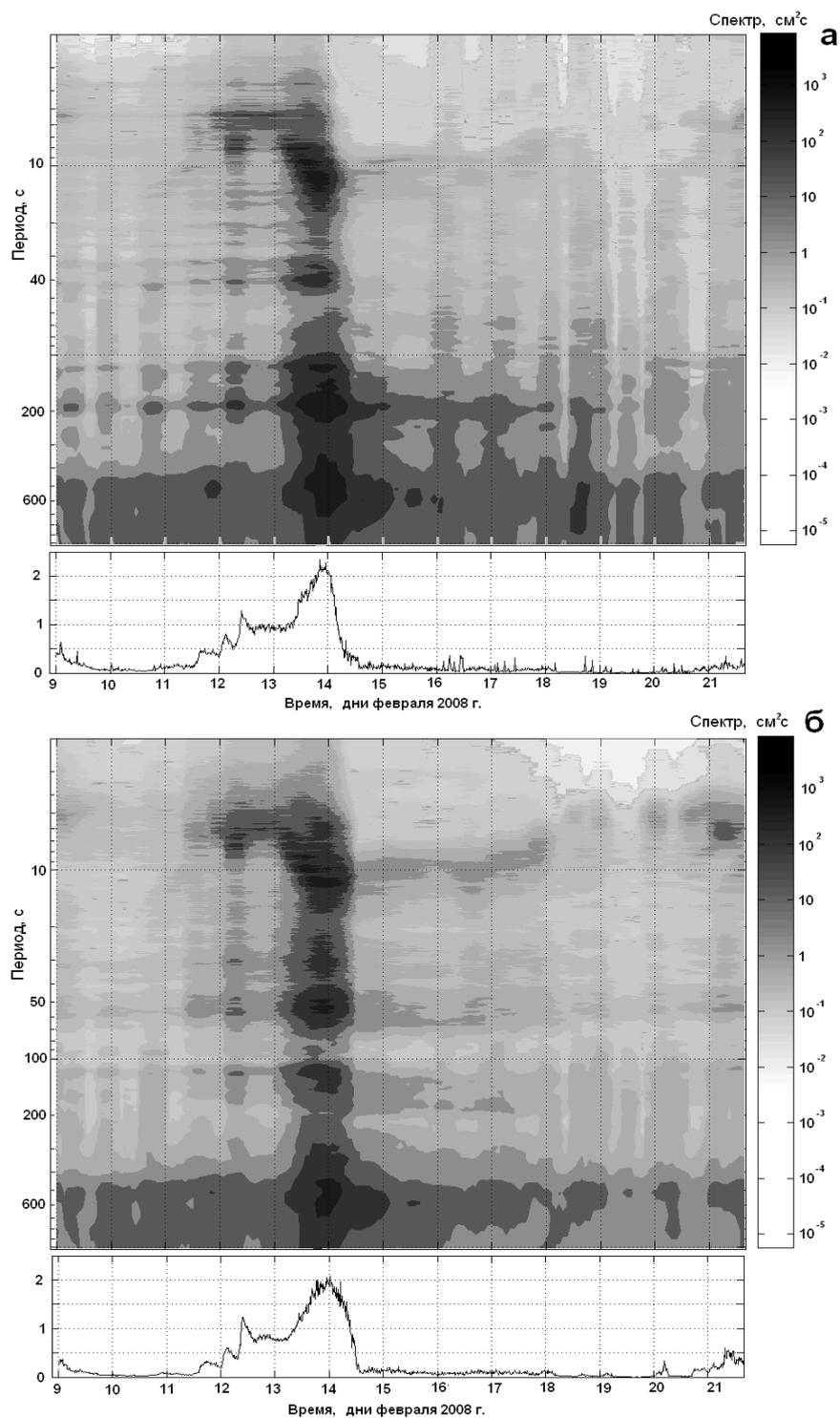


Рис. 4.16. Спектрально-временная диаграмма волнения и график вариаций значимой высоты волны (в м) на датчике 1 (а) и датчике 2 (б) за период с 9 по 22 февраля 2008 г.

В то же время, появляется максимум на периоде около 55 с, которого нет на датчике 1, но который был получен как резонансный период бухты по результатам численного эксперимента в работе [Ивельская и др., 2001]. Полученный в

указанной работе еще один максимум с периодом около 90 с выделяется (слабее по сравнению с максимумом 3 мин) на датчике 1 и отсутствует на датчике 2.

Более сильные колебания с периодом 8 мин на удаленной станции 1 по сравнению с расположенным в центральной части датчиком 2, согласуются с представлением о плавном возрастании амплитуды нулевой моды по мере удаления от горловины бухты, где находится узловая линия. Отсутствие максимум на период около 3 мин на датчике 2 указывает на близость его расположения к узловой линии продольной сейши.

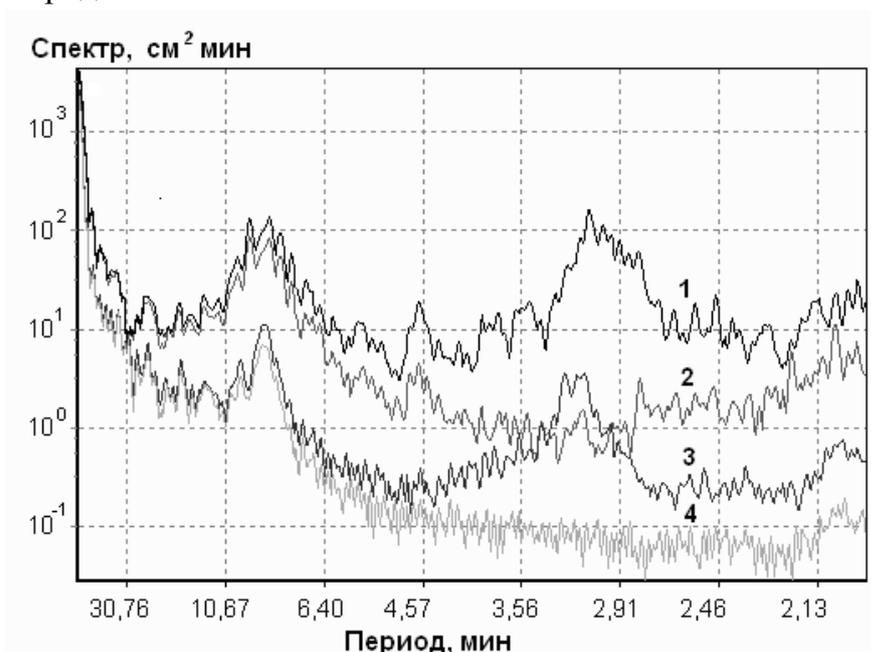


Рис. 4.17. Спектры колебаний уровня моря для бухты порта Холмск. Для тихой погоды (3) и шторма (1) и расположения датчика 1 в кутовой части. Для тихой погоды (4) и шторма 15-16 февраля 2008 г. (2) и расположения датчика 2 в районе причала №8. Число степеней свободы равно 20.

Для проверки высказанных выше предположений были рассчитаны энергетические спектры колебаний уровня для обоих датчиков. Результаты расчета приведены на рис. 4.17. Видно, что максимумы с периодом около 8 мин. присутствуют на спектрах обоих датчиков, а с периодом около 3 мин. только для датчика 1, что согласуется с предыдущими выводами.

Кроме того, было выполнено численное моделирование длинноволновых колебаний в Холмской бухте [Чернов, 2009]. Для этого вне ее задавалось начальное

возмущение – типа источника цунами. Начальные отрезки записи из анализа исключались для уменьшения влияния начального возмущения, так как, спустя несколько часов после действия источника, в бухте сохраняются только резонансные колебания. На рис. 4.18 представлено распределение средней амплитуды колебаний на периоде 3 мин., который показывает, что действительно датчик 2 находился в районе узловой линии. Именно в районе узловой линии в центральной части бухты могут наблюдаться максимальные скорости течения.

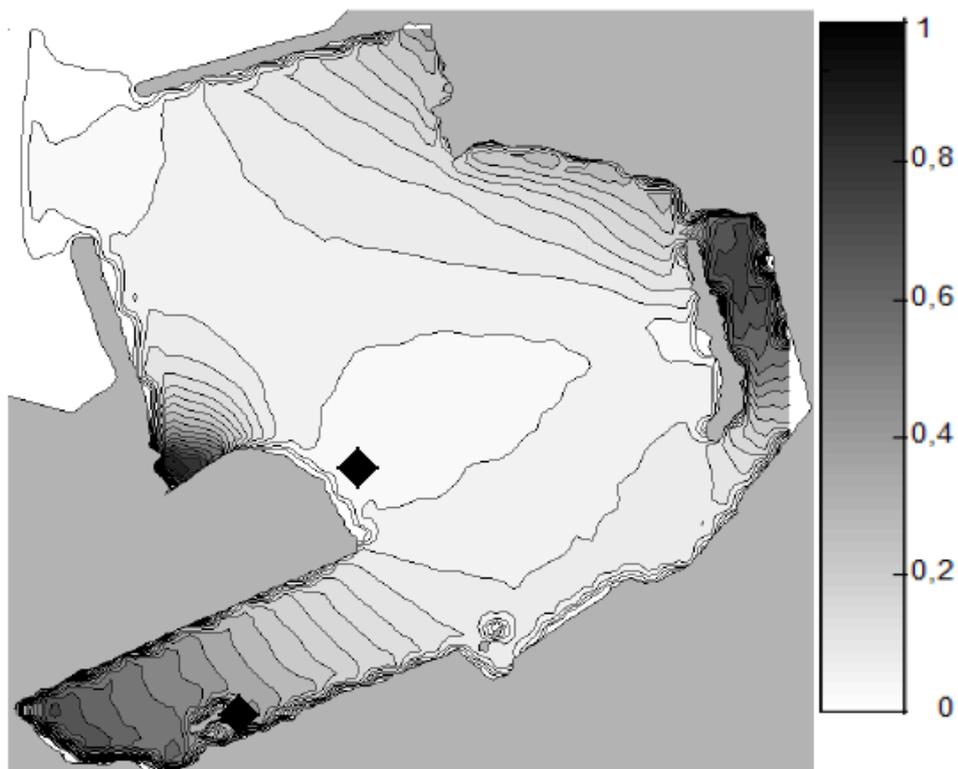


Рис. 4.18. Распределение спектральной амплитуды сейши с периодом 3 мин. в Холмском порту по результатам численного моделирования. Показаны места установки автономных регистраторов волнения.

Таким образом, окончательно подтверждено, что максимум с периодом около 3 – х минут соответствует одноузловой продольной сейше портовой бухты. Ранее по этому поводу высказывались сомнения.

Грубо оценить максимальные значения скорости течения можно по формуле для бухты с постоянной глубиной [Rabinovich, 2009]:

$$V = A (g/h)^{1/2} , \quad (4.30)$$

где A – амплитуда сейши, g – ускорение свободного падения, h – средняя глубина бухты, которая вдоль фарватера составляет 7 м.

Для наблюдавшейся во время рассматриваемого шторма 14 февраля значения амплитуды 30 см максимальная скорость течения составляет 35 см/с, причем следует учитывать, что каждые полторы минуты оно изменяет свое направление на противоположное. При рядовых усилениях ветра и волнения на море амплитуда этой сейши составляет около 10 см, соответственно скорости течения достигают 10-12 см/с. Этого достаточно, чтобы затруднить погрузо-разгрузочные работы в порту, особенно на паромном причале второй очереди, который расположен вблизи узловой линии. На причале первой очереди явления тягуна выражено слабее, здесь влияния резонансных колебаний проявляется главным образом в колебаниях уровня, причем здесь нарастает амплитуда как первой, так и второй моды.

4.5. Экспериментальные исследования сейшевых колебаний вблизи портовых пунктов западного побережья о. Сахалин

Интересные результаты относительно характера проявления волн цунами, выявленное усиление волн на отдельных периодах, полученные при проведении измерений в порту г. Холмск [Ковалев, Шевченко, Ковалев, 2007], стимулировали проведение масштабных измерений волновых процессов в различных пунктах западного побережья о. Сахалин, для которых планировалось получить оценки цунамиопасности. С этой целью двенадцать автономных регистраторов волнения и уровня (АРВ производства СКТБ «ЭлМА» г. Углич) были установлены в населенных пунктах от Гонозаводска на юге о. Сахалин до Бошняково на севере исследуемой области (рис.4.19) [Ковалев, Ковалев, 2013]. Кроме того, в Горнозаводске и Шахтерске были установлены цифровые метеостанции WS 2300, данные с которых позволили оценить воздействие атмосферных возмущений на формирование длинноволновых колебаний [Кузнецов и др., 2010]. Севернее Бошняково постановка датчиков не производилась по причине сложности их организации из-за проблем с доставкой аппаратуры, поскольку сам прибор весит более 50 кг.

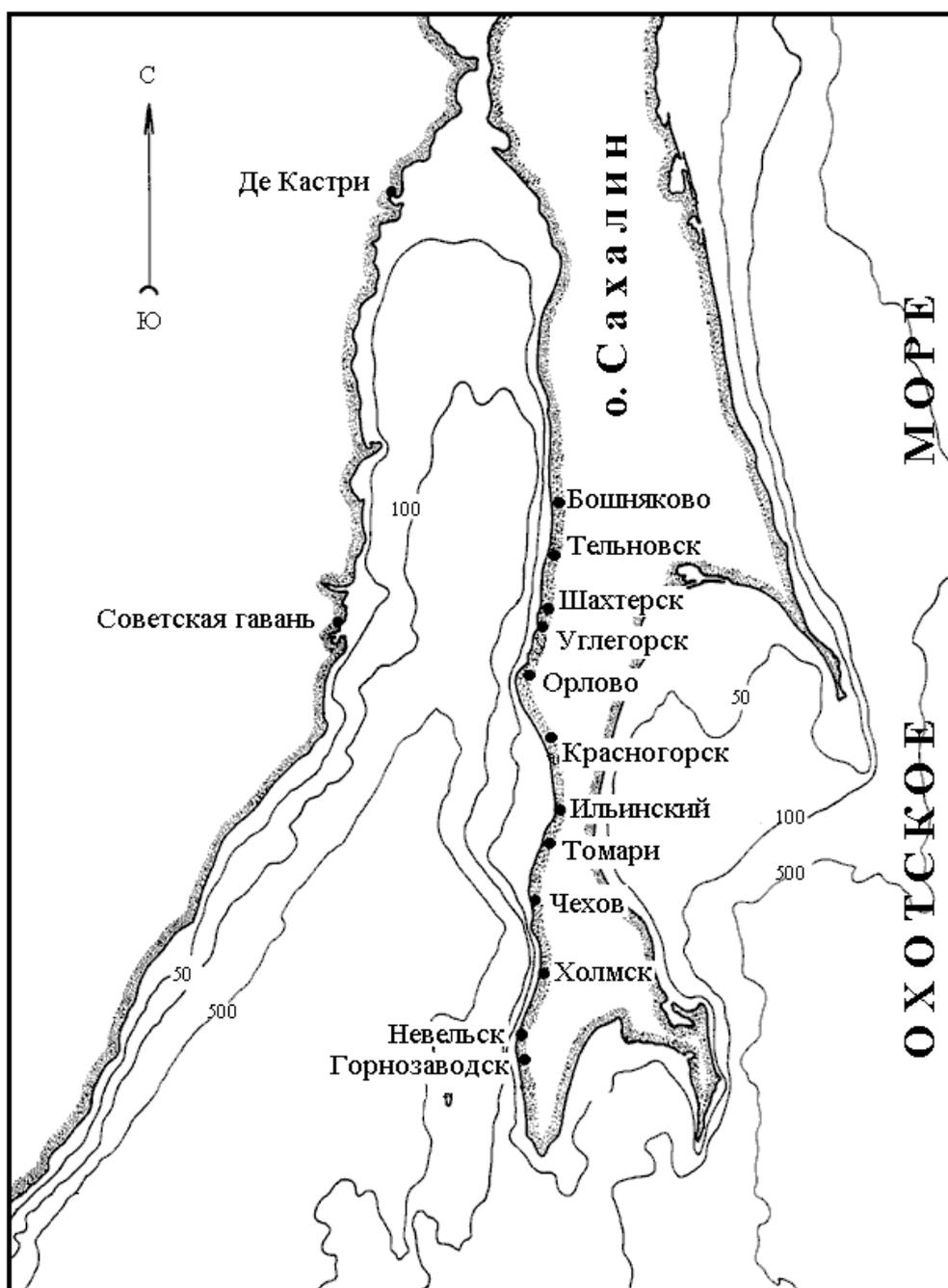


Рис. 4.19. Батиметрическая карта Татарского пролива и схема расположения регистраторов волнения и уровня у западного побережья о. Сахалин.

4.5.1. Организация измерений

Автономные цифровые регистраторы волнения и уровня крепятся к раме, устанавливаются на дно и регистрируют придонное гидростатическое давление, вариации которого обусловлены колебаниями морской поверхности. Регистрация

производилась с дискретностью 1 с, что позволяет, помимо длинноволновых процессов исследовать режимные характеристики ветрового волнения.

Цифровые метеостанции устанавливались на крышах портовых зданий в районах постановки регистраторов волнения. Производилась запись скорости и направления ветра, атмосферного давления и температуры с дискретностью 1 час.

Из-за отказов в аппаратуре по разным причинам, не все приборы отработали весь срок до подъема станций. Так, на приборе, установленном в Красногорске, из-за отказа аппаратуры регистрация была прекращена 18 июля, а в Чехове датчик проработал и вовсе только около 3 недель. Станция, установленная в Томари, была утеряна. Приборы в большинстве случаев устанавливались на акватории ковшей местных портпунктов, на сравнительно небольшой глубине и фиксировались при помощи грузов.

Тем не менее, несмотря на потери, в результате проведенных масштабных экспериментальных исследований был получен представительный натурный материал [Кайстренко и др., 2009], который позволил изучить частотно-избирательные свойства акватории [Рабинович, 1993] вдоль западного побережья Сахалина. Приборы были установлены в конце мая (в Горнозаводске в начале июня 2008 года) и сняты в конце сентября. Таким образом, длительность натурального эксперимента составила около 4 месяцев.

Для анализа сейшевых колебаний полученные в экспериментах записи были приведены к дискретности 1 минута. При осреднении использовался фильтр с весовыми коэффициентами Кайзера-Бесселя, характеристики которого позволяют эффективно препятствовать проникновению энергии ветрового волнения и зыби в более низкочастотный диапазон периодов цунами.

Из полученных рядов с дискретностью 1 минута продолжительностью около 4 месяцев был вычтен предвычисленный прилив, амплитуды и фазы 8 главных приливных волн - четыре суточного диапазона (Q1, O1, P1, K1) и четыре полусуточного (N2, M2, S2, K2) рассчитывались для каждого пункта на основе полученных данных.

4.5.2. Анализ полученных данных

Очищенные от прилива записи колебаний уровня моря для Горнозаводска, где также проводилась регистрация метеоданных, представлены на рис. 4.20. К сожалению, за анализируемый промежуток времени не было отмечено не только ни одного цунами, но даже не было сколько-нибудь значимых сгонно-нагонных явлений, с которыми связано обычно усиление резонансных колебаний в широком диапазоне периодов. Необычно спокойные погодные условия над Татарским проливом Японского моря были отмечены в летний период и в сентябре 2008 года, что в известной мере осложнило анализ материалов экспериментальных измерений.

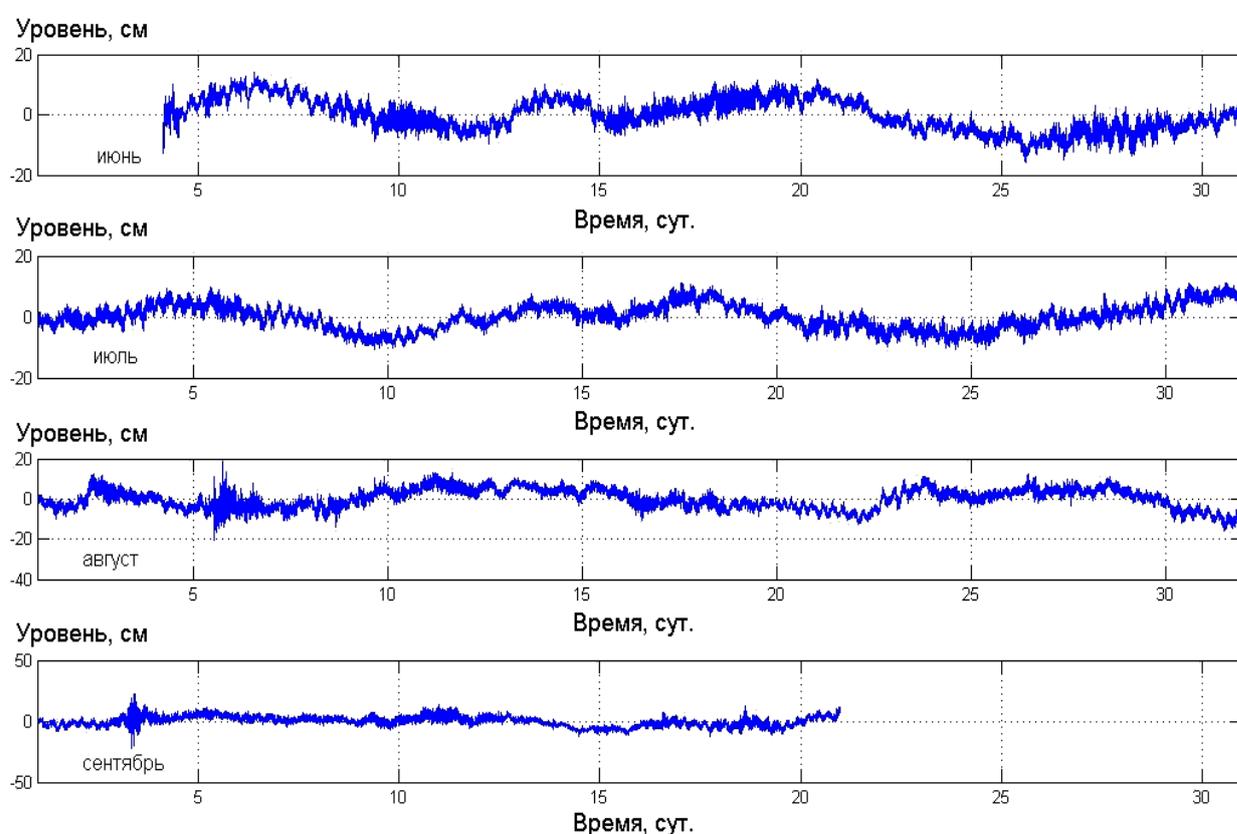


Рис. 4.20. Запись неперiodических колебаний уровня моря (вычтен предвычисленный прилив) по результатам измерений вблизи пос. Горнозаводск. Дискретность 1 минута.

Практически идентичная картина со слабыми неперiodическими вариациями уровня отмечена на всем протяженном участке побережья от Горнозаводска до Бошняково. Можно отметить лишь несколько случаев интенсификации длинноволновых процессов, наиболее выраженных 18-19 июня, 6-

7 августа и 3-4 сентября. Причем интенсивность колебаний несколько различалась на различных участках побережья. Так, 18-10 июня наибольшие амплитуды волн отмечены на севере (Бошняково, Шахтерск), в южном направлении их величина плавно уменьшалась. Для ситуации 6-7 августа характерна была обратная картина, в начале сентября максимум интенсивности наблюдался в центральной части района, в пос. Ильинский.

Для указанных ситуаций, а также для отрезка записи, отвечавшего сравнительно спокойным погодным условиям в 3-4 июля, рассчитывались спектры колебаний уровня моря. Рассмотрим детально полученные спектральные характеристики.

Несмотря на отсутствие в течение периода измерений хорошо выраженных длинноволновых колебаний, в диапазоне периодов цунами (по традиции он оценивается как 2 мин – 2 часа, хотя наиболее часто цунами имеют периоды от 5 до 40 мин), практически на всех станциях можно выделить изменение характера спадающей спектральной плотности с частотой и наличие заметных максимумов в спектрах. Это указывает на влияние частотно-избирательных свойств прибрежных участков акваторий.

Проведенный анализ энергетических спектров колебаний уровня показал, что несмотря на относительно спокойные погодные условия в июне-сентябре 2008 года, удалось достаточно детально изучить частотно-избирательные свойства прибрежных участков акваторий у западного берега о.Сахалин. Наиболее выражены они в пунктах Чехов, Орлово, а также Горнозавдоск и Бошняково, потому рассмотрим особенности длинноволновых движений именно в районах этих пунктов.

Так, в районе пос. Горнозаводск в спектре колебаний уровня выделяются два диапазона, в котором содержание волновой энергии более высокое (рис. 4.21). Это прежде всего диапазон от 6 до 9 мин (диапазон частот 0,11 – 0,16 цикл/мин), в котором особенно выделяется максимум с периодом около 7 мин. Для ситуаций в июне и июле этот максимум доминирует в данном диапазоне, в августе и сентябре примерно такую же величину имеет и максимум с периодом около 8 мин.

Известно, что лишь в немногих акваториях с хорошо выраженными резонансными свойствами и высокой добротностью наблюдаются значимые узкие

пики в спектрах. Гораздо чаще при различных синоптических условиях происходит некоторое смещение максимумов в зависимости от направления действия ветра или направления подхода волн зыби, которые также могут быть причиной усиления длинноволновых колебаний и появления максимумов в высокочастотной части спектра.

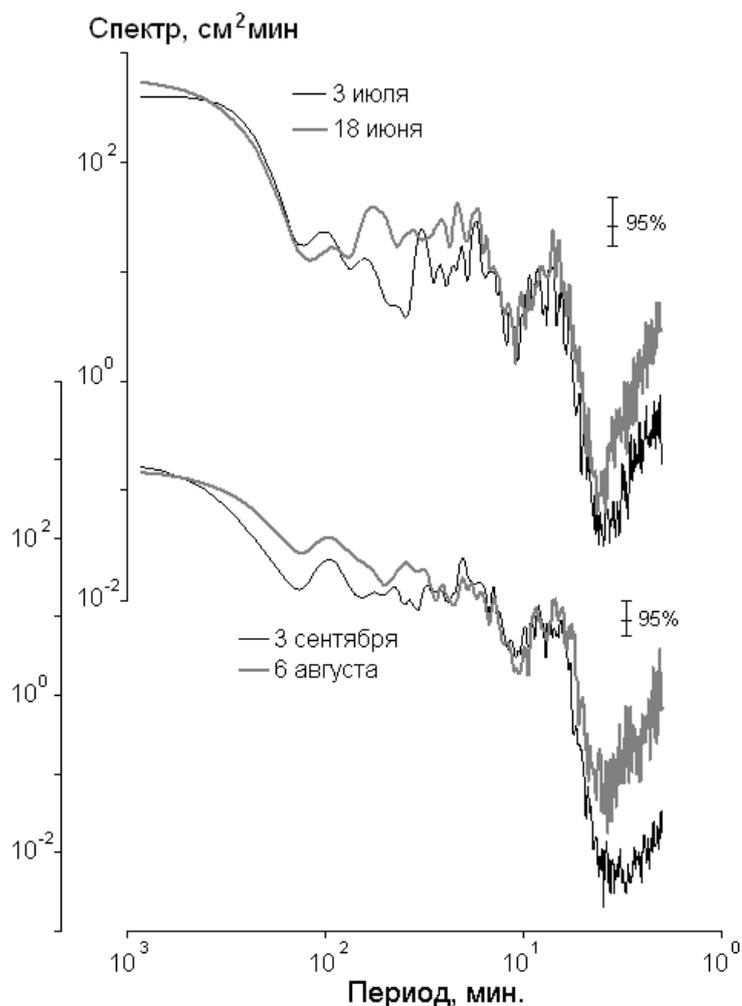


Рис. 4.21. Спектры колебаний уровня моря в Горнозаводске, рассчитанные по отрезкам записи продолжительностью двое суток для различных синоптических условий.

Второй диапазон охватывает периоды от 15 до 35 мин, в нем не очень сильно выделяются максимумы на периодах около 16, 20 и 33 мин. Первый и последний выделялись очень четко по записи 3-4 июля, которая отвечала сравнительно спокойной погоде. В остальных случаях они выделялись слабее, за счет общего возрастания спектральной плотности во всем диапазоне.

На всех спектрах выделяется также максимум с периодом около 100 мин. Наиболее вероятно, что он отвечает поперечной сейше всего Татарского пролива и это неплохо согласуется с результатами выполненного нами численного моделирования, когда для Невельского цунами рассматривалось время прихода волны, отраженной от берега Приморья.

В ситуации 18 июня также выделяется пик с периодом чуть более 50 мин, слабо выраженный в остальных случаях. Его сложно интерпретировать, скорее всего, он связан с двухузловой поперечной сейшей пролива.

Слабая выраженность частотно-избирательные свойства акватории севернее Горнозаводска обусловлена характером топографии в данном районе – шельф в районе Холмска и Невельска самый узкий и приглубый у западного берега Сахалина, он расширяется и в южном, особенно в северном направлении (рис. 4.19). Наличие обширного Чехово-Ильинского мелководья является важным фактором, который определяет характер длинноволновой динамики и способен привести к значительным локальным усилениям цунами.

На это указывает и характер спектра колебаний в г. Чехов (рис.4.22), в котором как в спокойную, так и особенно в штормовую погоду выделяется мощный пик с периодом около 40 мин, обусловленный, скорее всего, влиянием шельфового резонанса. Практически сливается с ним пик с периодом около 50 мин, который в данном пункте, в отличие от рассмотренных выше пунктов, выражен сильнее, чем пик с периодом около 100 мин. Можно отметить также наличие пиков с периодами около 23, 16, 10, 7 и 5 мин. На периодах менее 5 мин энергия колебаний резко уменьшается.

Характер спектра колебаний уровня моря в следующем к северу пос. Ильинский резко отличается от рассмотренных выше. Он характеризуется равномерным, практически линейным спаданием спектральной плотности с частотой (очень близким к закону ω^{-2}). Наиболее вероятно, важную роль своеобразного экранирования станции в Ильинском мог играть резкий изгиб изобат в районе Чехова.

Севернее м. Ламанон характер рельефа дна резко изменяется как в целом в проливе (он становится гораздо более мелководным и более узким по сравнению с его южной частью). Также и шельф гораздо более короткий чем в районе

пос.Ильинский, и от пос.Орлово в сторону Углегорска и Бошняково он продолжает сужаться (рис. 4.19).

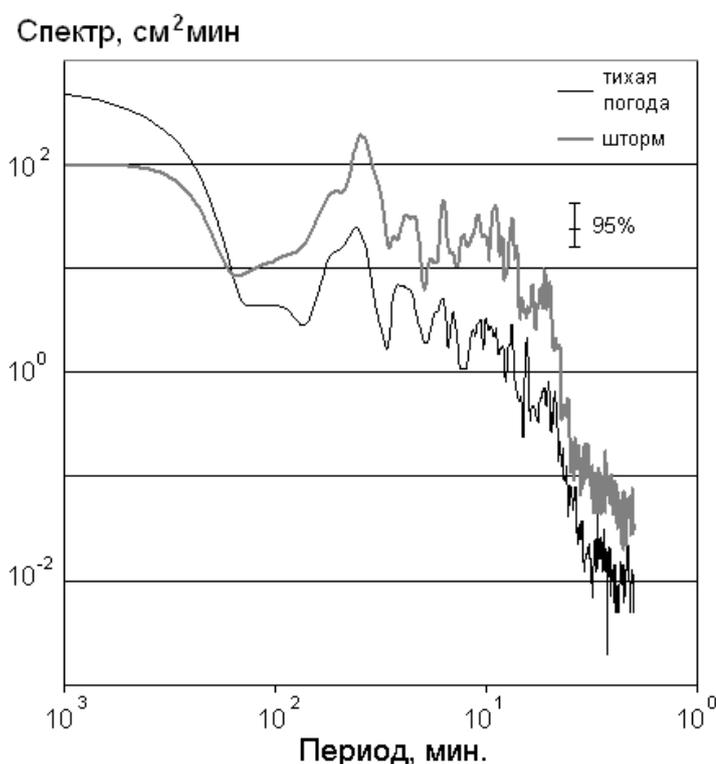


Рис. 4.22. Спектр колебаний уровня моря в Чехове, рассчитанный по отрезкам записи продолжительностью двое суток для спокойной и штормовой ситуации.

Спектр колебаний в районе пос. Орлово (рис. 4.23) характеризуется наличием нескольких хорошо выраженных максимумов на периодах около 55, 33, 25, 15, 10 и 7 мин, которые присутствовали в спектрах во всех рассмотренных случаях. В некоторых ситуациях периоды пиков незначительно смещались, причины этого явления уже обсуждались выше. Скорее всего, период 55 мин отвечает одноузловой поперечной сейше Татарского пролива в северной его, узкой части.

В Углегорске характер спектров достаточно близкий к рассмотренному выше, хотя в целом частотно-избирательные свойства выражены заметно слабее. Сходство периодов основных пиков в двух расположенных на небольшом удалении пунктов указывают на общие причины их формирования.

В расположенном в сходных условиях географических Шахтерске спектры колебаний также идентичны рассмотренным выше в Орлово и Углегорске на периодах более 12 мин, но существенно отличаются в высокочастотной части спектра. В данном пункте энергия высокочастотных колебаний гораздо ниже, и пиков на периодах 7-8 мин не наблюдается.

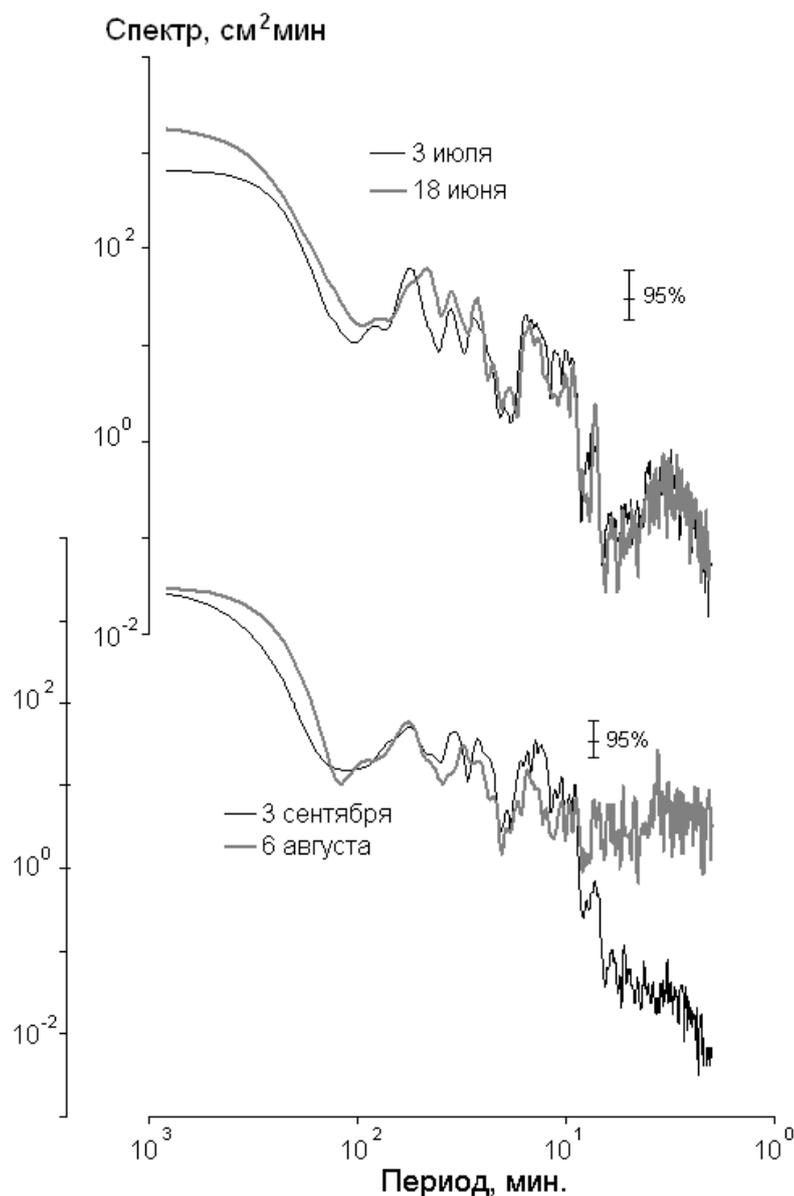


Рис. 4.23. Спектры колебаний уровня моря в Орлово, рассчитанные по двухсуточным отрезкам записи для различных синоптических условий.

Пик на периоде около 55 мин при тихой погоде (3 июля) выражен очень отчетливо, а при штормовой ситуации 18 июня смещается вправо. Аналогичный

эффект отмечен также в Орлово, но не наблюдался в Углегорске. 3 сентября и 6 августа этот пик был выражен существенно слабее. Пик с периодом около 33 мин, как и в упомянутых пунктах, выражен сравнительно слабо, но зато пик с периодом около 23 мин является самым мощным на рассматриваемой станции. Наличие соответствующего пика в соседних пунктах говорит о том, что он может быть связан как с шельфовым резонансом, так и с влиянием краевых волн. Однако расчет фазового спектра для станций Углегорском и Шахтерск (сдвиг фаз в диапазоне 20 - 33 мин либо 0, либо $\pi/2$), однозначно указывает на то, что пик с периодом 23 мин обусловлен шельфовым резонансом.

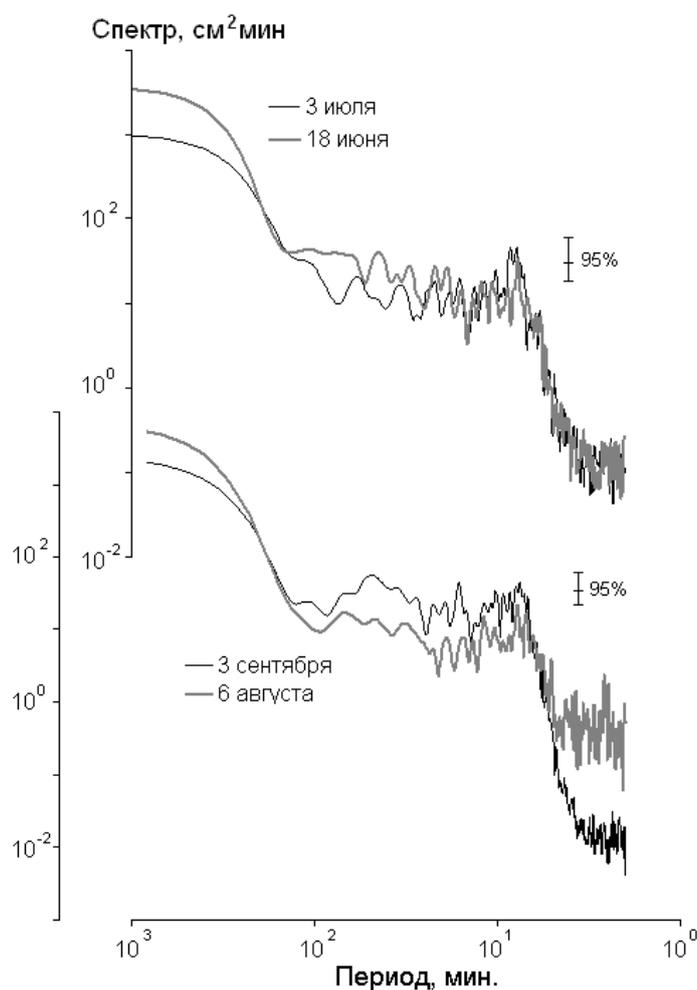


Рис. 4.24. Спектры колебаний уровня моря в Бошняково, рассчитанные по двухсуточным отрезкам записи для различных синоптических условий.

Главной особенностью спектров на станции Бошняково (рис. 4.24) является наличие хорошо выраженного пика с периодом около 8 мин, на котором

происходит излом графиков спектральной плотности с быстрым ее спаданием на более высоких частотах и пологим в низкочастотной части спектра. Максимумы с периодами около 55 и 33 мин хорошо выделяются при спокойной погоде (3 июля), но слабо выражены в других ситуациях. Среди других сравнительно слабых пиков несколько выделяется пик с периодом около 15 мин.

Используя определенные из энергетических спектров значения периодов пиков, соответствующих собственным колебаниям акваторий прилежащих к населенным пунктам, составлена таблица периодов сейш (таблица 4.3) западного побережья о. Сахалин. Короткопериодные колебания от 5 до 35 мин обусловлены, скорее всего, локальными особенностями рельефа дна и топографии береговой черты. Более длинные колебания с периодом около 50 минут соответствуют двухузловой поперечной сейше Татарского пролива, 55 минутная одноузловая поперечная сейша Татарского пролива в северной узкой части и 100 минутная соответствует сейше Татарского пролива. Поскольку, как уже отмечалось, приходящие волны цунами наиболее часто имеют периоды от 5 до 40 мин, можно ожидать их резонансного усиления на приведенных в таблице периодах.

4.6. Изучение резонансных колебаний в порту г. Корсаков

Порт города Корсакова один из главных на Сахалине и от его устойчивой работы зависят товароборот и состояние ряда важнейших отраслей экономики Сахалинской области. В настоящее время планируется реконструкция порта и строительство терминала паромной переправы с портом Вакканай, Япония. При проектировании соответствующих объектов, в особенности связанных с работой парома, необходимы возможно точные характеристики опасных морских явлений.

Известно, что порт Корсакова подвержен воздействию опасных морских явлений – его гидротехнические сооружения и складские территории неоднократно затапливались морской водой при цунами (в 1952 и 1960 гг) и, более часто, при сильных нагонах [Шевченко и др., 1994, Шевченко, 1997, Като и др., 2001], возникающих при прохождении вблизи данного пункта тайфунов и глубоких циклонов. Особенно большой ущерб от этого явления, приведший к гибели судов, порче берегового оборудования, разрушению пирсового хозяйства, порче хранящихся на территории порта грузов произошел при нагонах 10-11 ноября 1990

и 8-9 ноября 1995 года. При этом надо учитывать еще и экологический ущерб из-за смыва с причалов в море большого количества угля, целлюлозы, металлического лома и других подобных материалов, или разрушения берегозащитных сооружений приемной емкости хранилища нефтепродуктов.

Таблица 4.3

Наблюденные и рассчитанные периоды сейшевых колебаний юго-западного и южного побережий Сахалина и добротность акваторий.

Пункт	Периоды сейш (мин)						
	Наблюденные [Ковалев и др., 2007]						
Холмск	Наблюденные [Ковалев и др., 2007]				8		3
	Рассчитанные				8		3
	Добротность				4,9		
Горнозаводск	Наблюденные	100	50	33	20	15	7
	Добротность	1,85	2,02		4,1	6,4	7,5
Чехов	Наблюденные	100	50	40	23	16	10
	Добротность			4,3			
Орлово	Наблюденные	55	33	25	15	10	7
	Добротность	3,9			4,5		
Бошняково	Наблюденные	55	33		15		8
	Добротность						4,7

Примечание: жирным шрифтом выделены сейши большой интенсивности.

*- по данным работ [Ковалев и др., 2009; Шевченко и др., 2010]

В порту Корсакова наблюдается также явление тягуна, существенно осложняющее проведение погрузо-разгрузочных работ. Интересные экспериментальные исследования условий формирования сейшевых колебаний в гавани были проведены силами Корсаковского гидрометеобюро под руководством Г.Н.Боброва в конце 60-х – начале 70-х годов, а также группой специалистов Института морской геологии и геофизики ДВО РАН (ИМГиГ) в 1999 году [Ковалев

и др., 2001]. Однако ряд вопросов, связанных с проявлением тягуна, остается пока нерешенным.

Хотя на побережье Сахалина волны цунами не представляют столь грозной опасности, как на тихоокеанском побережье Курильских островов, тем не менее, порт Корсакова и прилегающую часть города, включая железнодорожный вокзал, затапливало несколько раз, особенно сильно при Камчатском цунами в ноябре 1952 года и Чилийском в мае 1960 года.

В 2008 году, после шестнадцати лет отсутствия наблюдений, Сахалинским Центром цунами Росгидромета в порту Корсакова был установлен телеметрический регистратор цунами разработки НПО «Тайфун» (г.Обнинск). Прибор располагался в том же самом месте, что и датчик ИМГиГ в 1999 г [Ковалев и др., 2001], а именно с северной стороны северного пирса порта (рис. 4.25). Но из-за осреднения в 1 минуту этих измерений недостаточно для исследования явления тягуна.

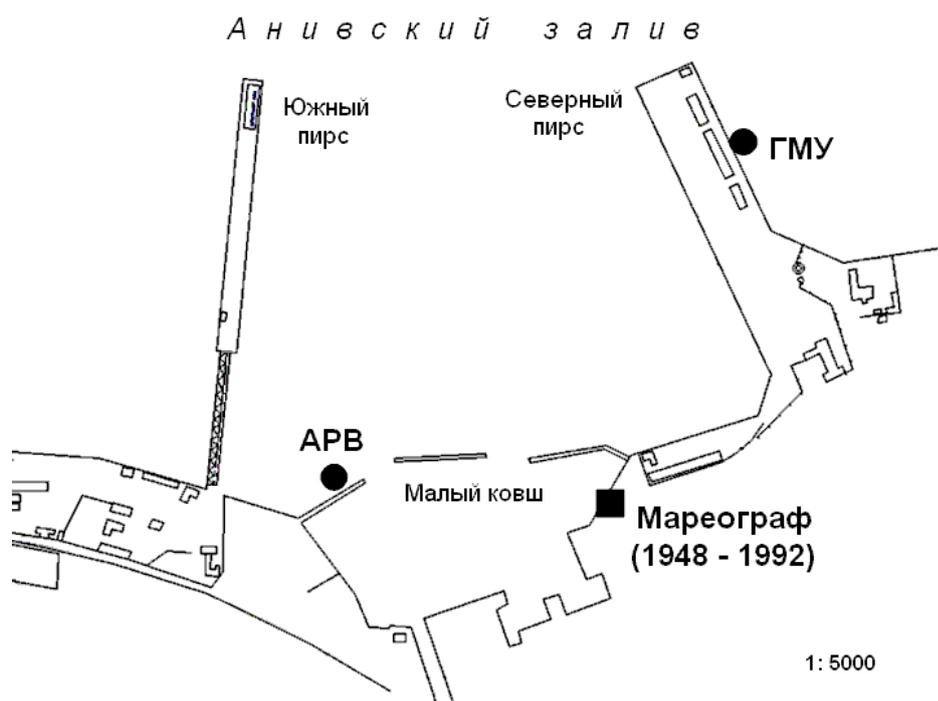


Рис. 4.25. Схема порта г. Корсаков. Показано положение приборов ГМУ Центра цунами СахУГМС и АРВ ИМГиГ ДВО РАН, а также положение берегового мареографа.

В этой связи ИМГиГ ДВО РАН на внутренней акватории порта в июне 2008 года установил автономный регистратор волнения [Лухнов и др., 2006]. Анализ материалов синхронных измерений на двух станциях и является целью данного раздела.

Прибор, с дискретностью измерений в одну секунду, был установлен в юго-восточной части порта, вблизи стенки, отделяющей внутренний ковш от основного порта (рис. 4.25) и поднят 12 октября. Была получена продолжительная запись – около четырех месяцев, к тому же включающая начало периода осенних штормов.

Наиболее значимо собственные колебания порта г. Корсаков проявляются при цунами, что особенно наглядно подтвердилось при самом сильном событии в данном районе – несмотря на то, что источник находился на огромном расстоянии, у берегов Чили (май 1960 г.).

Фрагмент записи берегового мареографа (оцифровка с дискретностью две минуты) представлен на рис. 4.26. Амплитуда колебаний достигала полутора метров.

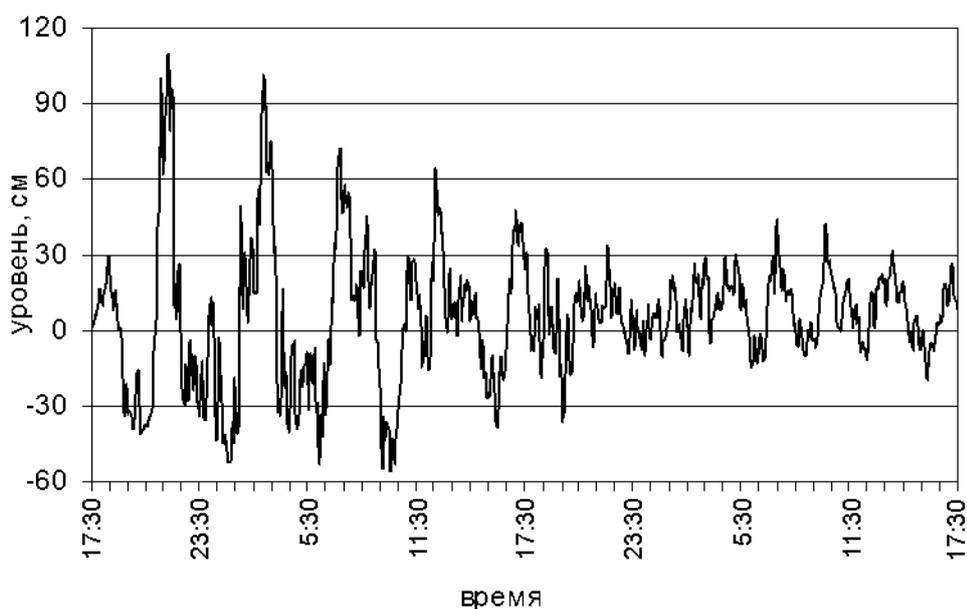


Рис. 4.26. Отрезок записи мареографа 23-25 мая 1960 г (вычтен предвычисленный прилив), содержащий Чилийское цунами. Дискретность 2 минуты. Время GMT.

Далее проведем анализ данных наблюдений, полученных в порту Корсакова на двух приборах - АРВ и ГМУ за 21-22 сентября 2008 года (рис. 4.27).

Погодные условия в период измерений были спокойными, однако существуют различия в записи низкочастотных неперiodических вариаций уровня моря, которые могут быть связаны с температурной коррекцией приборов.

Кроме того, у северного причала с внутренней стороны был установлен кабельный датчик гидростатического давления ИМГиГ, регистрация с которого осуществлялась на персональный компьютер, установленный в помещении гидрометеослужбы порта. Образец записи приведен на рис. 4.28.

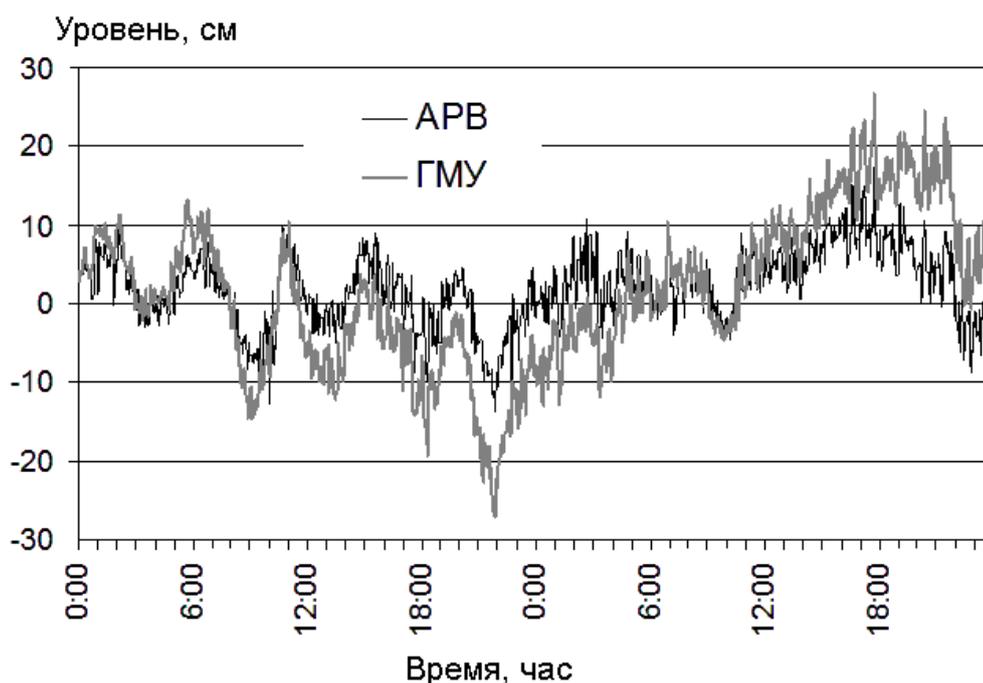


Рис.4.27. Отрезки записи неперiodических колебаний уровня моря (вычтен предвычисленный прилив), полученные на двух станциях в порту Корсакова при некотором усилении колебаний 21-22 сентября.

Для учета воздействия метеоусловий на состояние моря были отобраны записи волнения 2008 г. с дискретностью 1 с для различной интенсивности ветрового волнения (рис. 4.29).

В результате проведенных натурных наблюдений с 2000 по 2011 г. в порту Корсаков с использованием регистрирующей аппаратуры с пьезокварцевыми датчиками гидростатического давления были получены длинные ряды наблюдений с дискретностью 1 с для различных метеоусловий. Этот материал и был

использован для анализа с целью изучения волнового фона и опасных морских явлений в районе порта Корсаков.

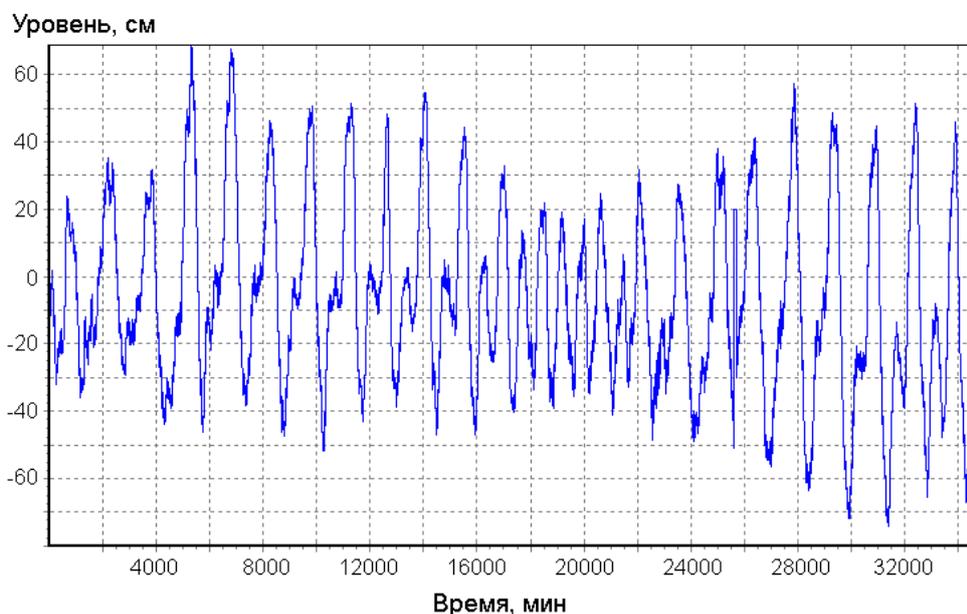


Рис.4.28. Запись колебаний уровня моря с минутной дискретностью в порту Корсаков. Начало записи 7.08.2000.

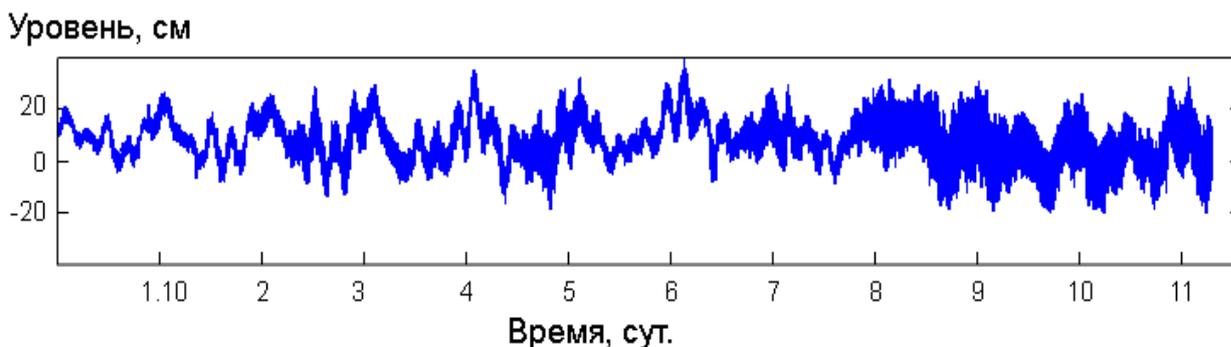


Рис. 4.29. Запись 2008 г. с дискретностью одна секунда, показывающая различную интенсивность ветрового волнения на акватории порта г. Корсаков для разных погодных условий.

В рассчитанном спектре колебаний уровня моря при цунами (рис. 4.30) хорошо выделяются пики с периодами 12, 19 и 33 мин и 2 часа, а также существенный пик с периодом около 4,7 часа, который проявляется на всем побережье залива Анива, за исключением мыса Крильон. Это указывает на то, что

пучность резонансных колебаний распределена вдоль северного побережья залива, а узловая линия проходит по его открытой границе (линия мыс Анива – мыс Крильон).

Для прояснения этой особенности формирования длинноволновых колебаний были использованы результаты численного моделирования распространения длинных волн в заливе Анива с применением цифровой карты глубин [Храмушин, Шевченко, 1994] и программа В.Н. Храмушина. Расчет производился от начального возмущения типа источника цунами, расположенного в Тихом океане, подход волны цунами к побережью залива определяется особенностями локальной топографии (рис. 4.31).

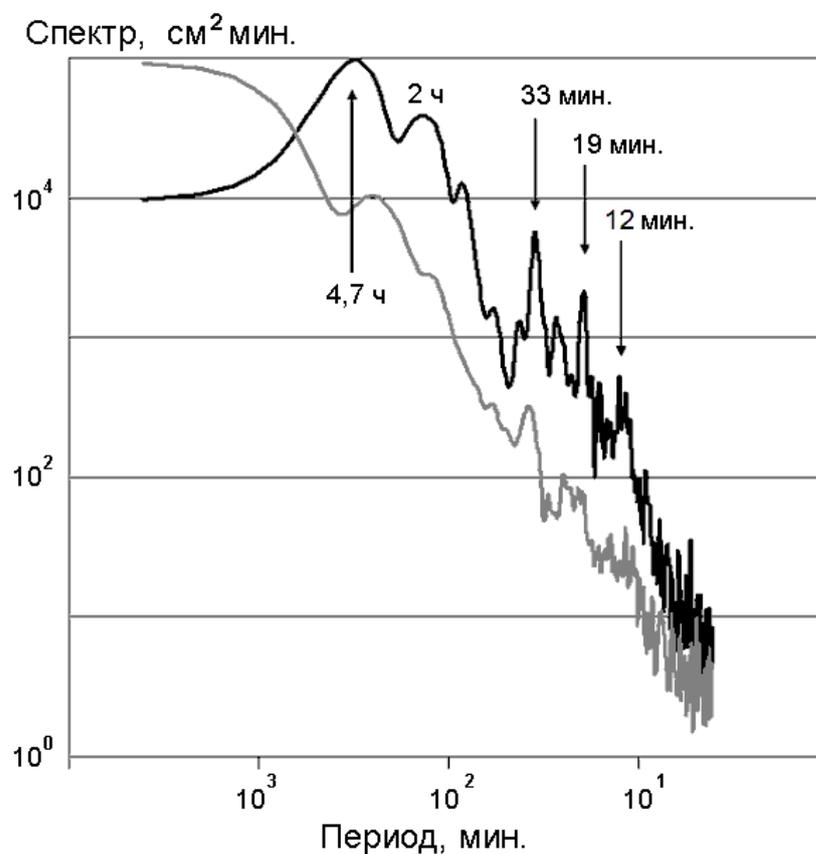


Рис. 4.30. Спектры колебаний уровня моря в порту г. Корсаков при Чилийском цунами и рассчитанный по предшествующему отрезку, отвечающему обычным условиям.

На рис. 4.32 представлены спектры расчетных волнограмм в точках Корсаков и мыс Крильон. Несмотря на попытку исключить влияние источника, видно, что спектр расчетных колебаний мало похож на реальный. В частности, нет

закономерного спадания спектральной плотности с частотой, максимальная энергия приходится на периоды 20-40 мин. В то же время резонансные колебания отражены в результатах моделирования достаточно хорошо, в том числе и низкочастотные пики, что в определенной мере удивительно учитывая большое различие с начальными условиями (вклад низкочастотных компонент в источнике мал).

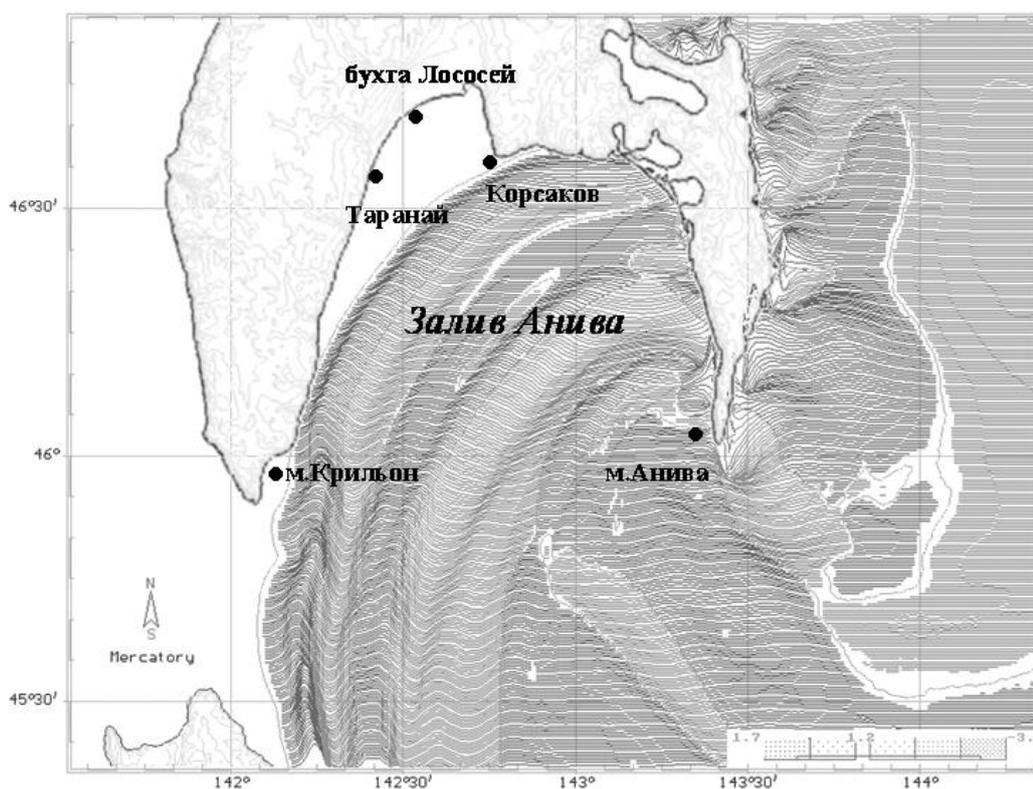


Рис. 4.31. Моделирование распространения цунами в заливе Анива. Показано положение точек, в которых формировались расчетные волнограммы (расчеты Храмушина В.Н.).

Пик с периодом 4,7 часа выделяется весьма четко, причем на станции м. Крильон на данном периоде отмечен выраженный минимум, что согласуется с представлением о том, что вблизи него проходит узловая линия данной резонансной моды. В спектре также выделяются максимумы с периодами около 3, 2 и 1 часа, проявлявшиеся по записям в порту Корсакова при Чилийском и некоторых других цунами. Четко выделяются отмеченные выше максимумы с периодами 33 и 19 мин, несколько слабее, но также вполне отчетливо выражены пики с периодами 12 и 9 мин.

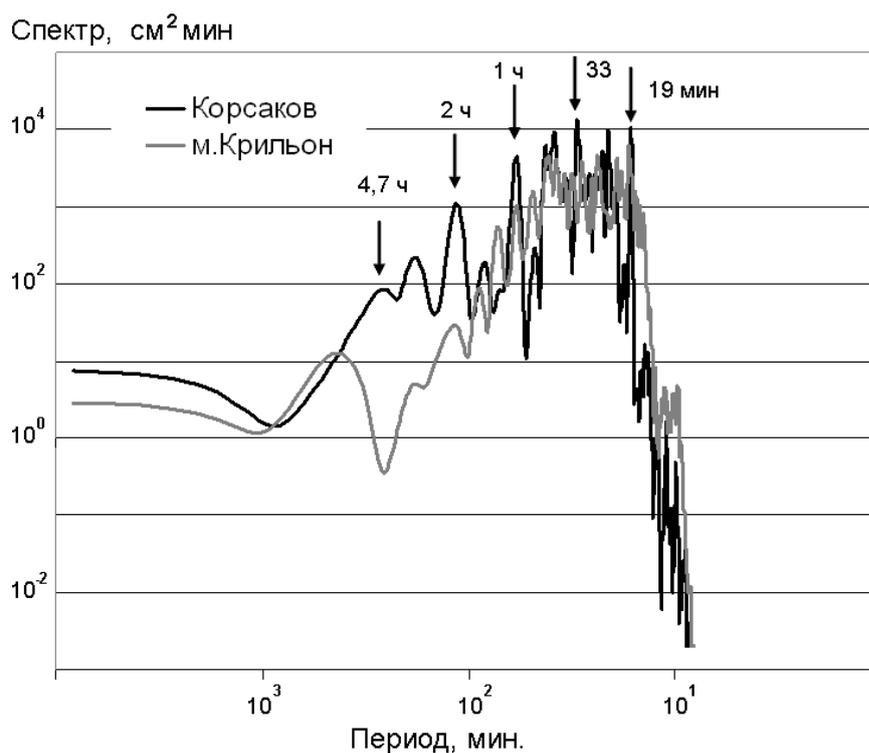


Рис. 4.32. Спектры расчетных волнограмм по результатам моделирования распространения длинных волн в заливе Анива.

Таблица 4.4.

Наблюдаемые и рассчитанные периоды сейшевых колебаний в порту Корсаков.

Корсаков	Рассчитанные (В.Н. Храмушин)	4,7 час	2 час	1 час	33	19	
	Наблюдаемые	4,7 час	2 час		33	19	12
	Добротность	1,4	2,1		4,5	5,1	

Примечание: жирным шрифтом выделены сейши большой интенсивности.

Поскольку узловые линии некоторых резонансных мод (в частности, с периодами 19 и 33 мин) проходят сравнительно недалеко от Корсакова, и поэтому при обычных условиях интенсивные колебания на этих периодах выражены слабо. Усиление их происходит при сильных возмущениях волнового поля, прежде всего при цунами.

На периодах менее 5 минут увеличение энергии колебаний при цунами было незначительным. Это обычно для цунами от удаленных источников, так как высокочастотные волны затухают быстрее при прохождении больших расстояний.

4.7. Изучение аномальных колебаний уровня и температуры в бухте Витязь

Динамика волновых движений в прибрежной зоне, обусловленная сезонной изменчивостью, представляет большой научный и практический интерес. В районе м. Щульца бухты Витязь существует база ТОИ ДВО РАН. На протяжении многих лет там проводились исследования моря, одним из результатов которых было выявление эффектов обусловленным влиянием обрушающихся внутренних волн. Это природное явление не часто наблюдается на шельфе Сахалина и Курильских островов.

В рамках совместного эксперимента с ТОИ ДВО РАН, в целях наблюдений за волновыми параметрами, была проведена постановка автономных регистраторов волнения в бухте Витязь Приморского края в 2009 году (рис. 4.33). Было установлено два АРВ (прибор 27 и 38) в бухте Витязь около мыса Шульца примерно на одинаковой глубине около 25 м [Ковалев, Чернов, 2011]. С помощью АРВ были получены синхронные ряды наблюдения за гидростатическим давлением и температурой моря длительностью более 4-х месяцев. Регистраторы волнения измеряли флуктуации гидростатического давления (уровня моря) с дискретностью 1 с и разрешением 0,2 мм - точностью 0,06% от верхнего предела измерений.

Строго говоря, АРВ не предназначаются для измерения внутренних волн, и в районах измерений на побережье Сахалина с использованием АРВ исследуемые эффекты не наблюдались. Представляло интерес, зафиксируют ли АРВ в данном районе измерений внутренние волны.

Из полученных данных для дальнейшего анализа были отобраны данные за 13 августа – 19 сентября 2009 года гидростатического давления (рис. 4.34) и температуры (рис. 4.35). Выбор данного отрезка времени обусловлен рядом интересных особенностей. На записях (рис. 4.34) хорошо видно резкое изменение уровня, произошедшее 31 августа. До этого времени хорошо прослеживается

чистый баротропный прилив, суточная и полусуточная гармоника, по обоим АРВ, затем, на более мелководном АРВ происходит смена приливного режима. Так же для датчика № 27 по данным давления на графике виден резкий скачек, очевидно, что датчик был перемещен либо волнением, либо, что более вероятно, под влиянием человеческого фактора.



Рис. 4.33. Карта района расположения бухты Витязь (а) и схема постановки АРВ (б).

На синхронных записях температуры (рис.4.35) также наблюдается резкое изменение амплитуды колебаний, что по-видимому связано с выходом термоклина на уровень постановки АРВ. Такие изменения температуры ранее наблюдались в экспериментах других авторов выполненных в данном районе и хорошо согласуются с изменениями сезонного термоклина в данный период времени.

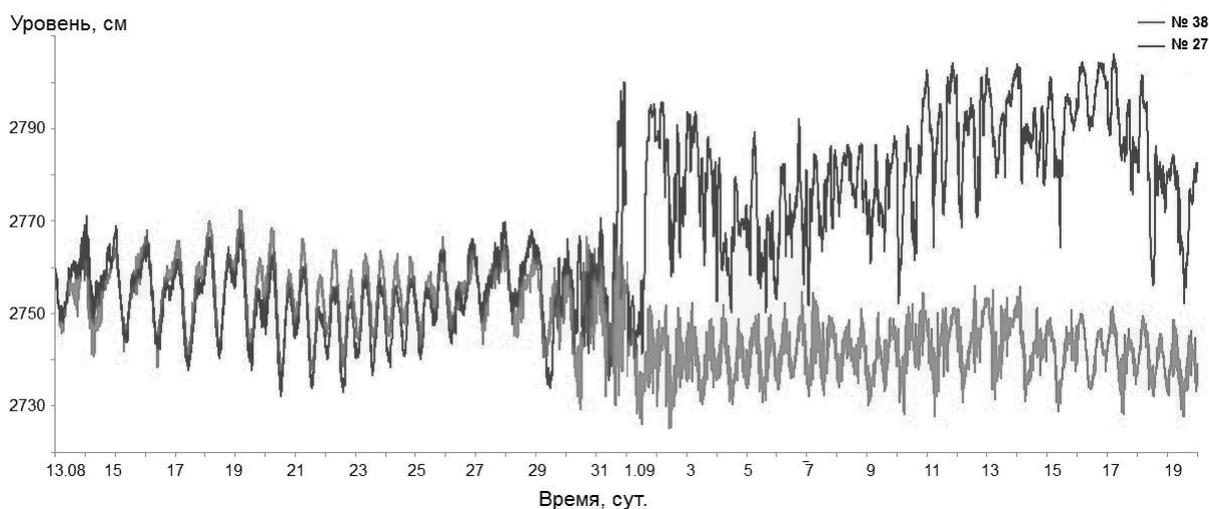


Рис. 4.34. Записи гидростатического давления по двум датчикам №27 и №38

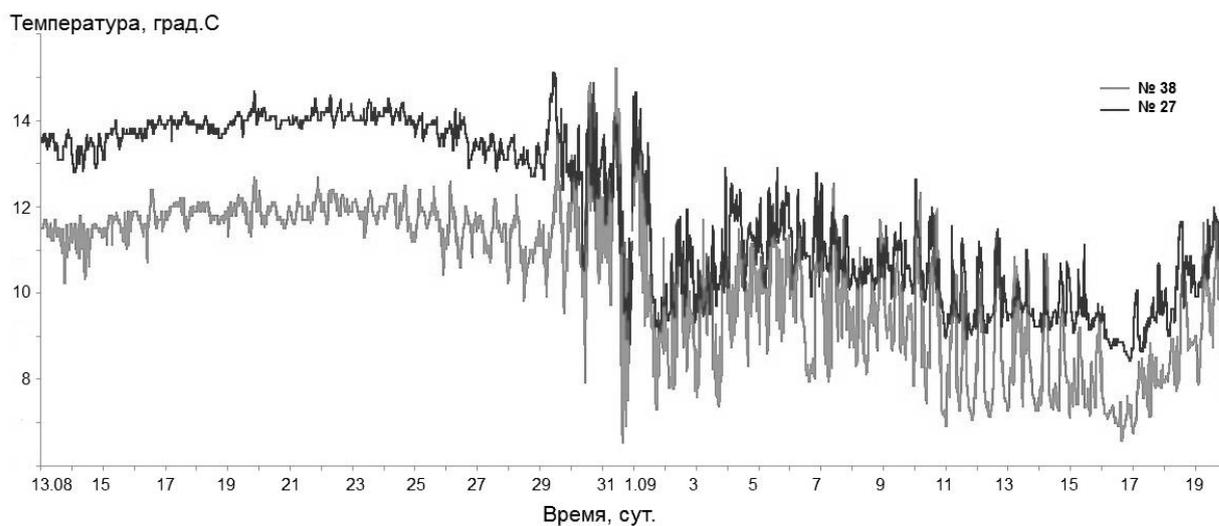


Рис. 4.35. Записи температуры по двум датчикам №27 и №38.

При обработке данных применялись методы спектрального и спектрально-временного анализа (СВАН) для изучения существенно нестационарных явлений. Спектрально-временной анализ применяется для исследования сигналов, характерной чертой которых является дисперсия.

По полученным данным давления были вычислены спектры и построены СВАН диаграммы колебаний уровня моря и температуры для указанных отрезков

времени (рис. 4.36, рис. 4.37). На СВАН диаграммах уровня хорошо различаются гармоники прилива - суточная и полусуточная, которые разрушаются, для мористого датчика, в период 31 августа по 10 сентября. Видно, что происходит активная передача энергии прилива к более высокочастотным волнам. В последствие приливные гармоники нормализуются. Данная картина обрушения внутренних приливных волн хорошо согласуется с ранее полученными результатами для данных мест наблюдения.

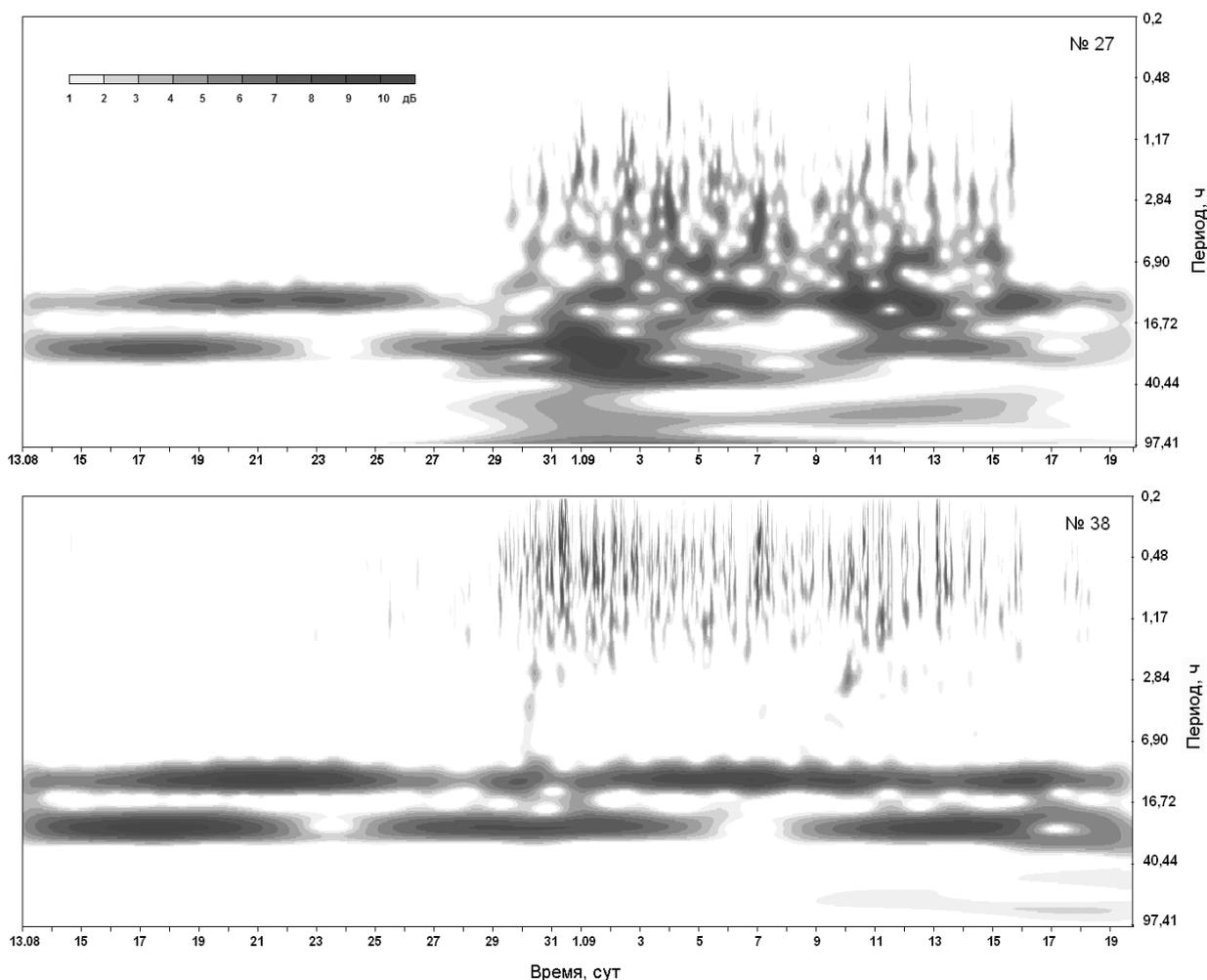


Рис.4.36. СВАН диаграммы для отрезков записей колебаний уровня 13 августа – 19 сентября 2009.

СВАН диаграммы для температуры, приведенные на рис. 4.37, также как и диаграммы уровня показывают, что происходит активная передача энергии прилива к более высокочастотным волнам с выходом термоклина на уровень постановки АРВ.

По полученным данным колебаний уровня моря были вычислены энергетические спектры для обеих станций для времени с 13 по 27 августа, т.е. непосредственно перед подходом холодной массы воды, и после. Данные расчетов приведены на рис. 4.38. Спектры подтверждают, что с выходом термоклина на уровень постановки АРВ суточная и полусуточная приливные гармоники разрушаются в период 31 августа по 10 сентября для мористого датчика № 27 и более значимо разрушается суточная гармоника.

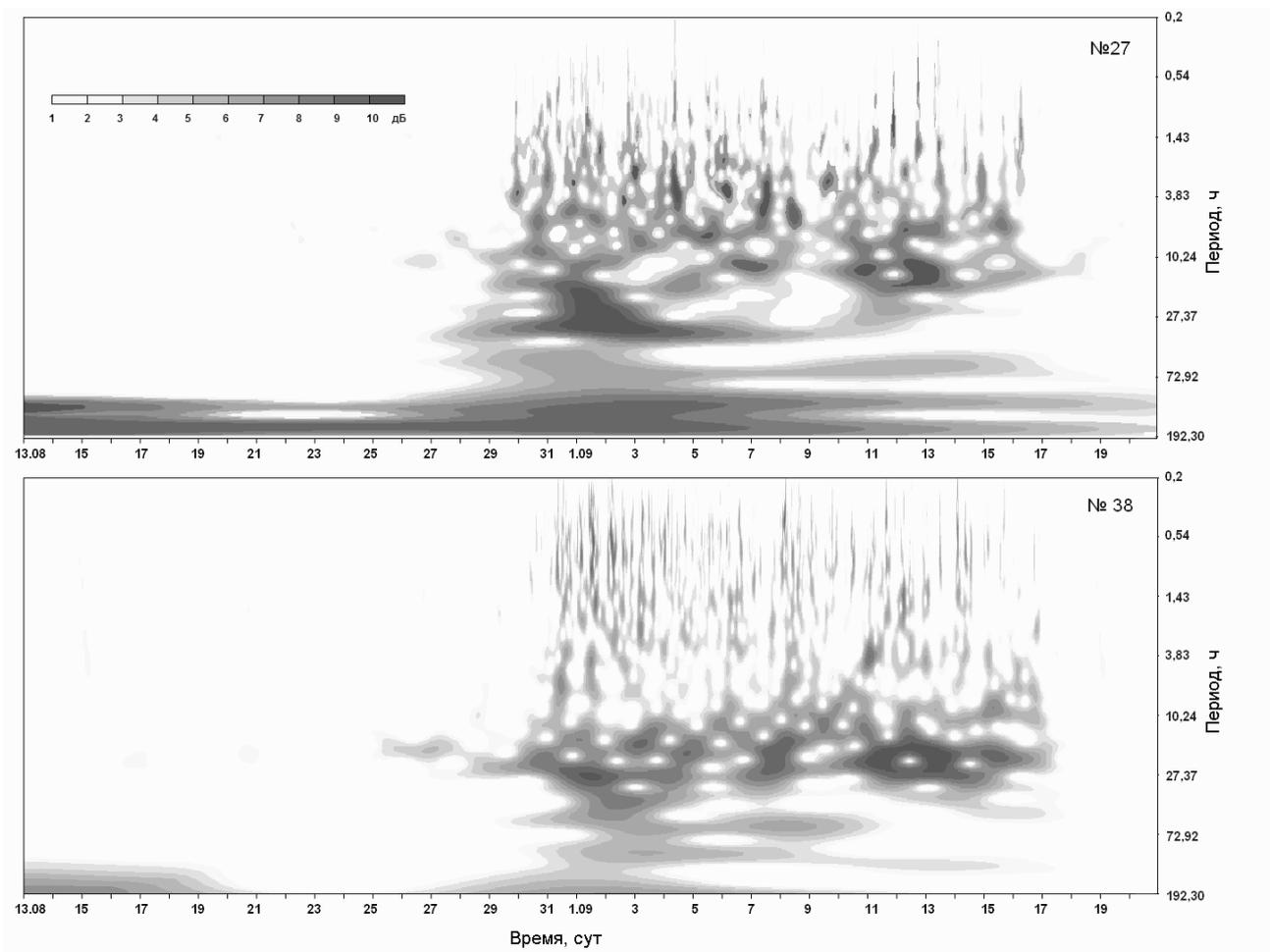


Рис.4.37. СВАН диаграммы для отрезков записей колебаний температуры 13 августа – 19 сентября 2009.

На мелководном датчике №38 такого разрушения, не происходит, по-видимому потому, что он находился выше термоклина, однако, как видно из СВАН диаграмм, передача энергии в диапазон более коротких волн для места его установки также происходит.

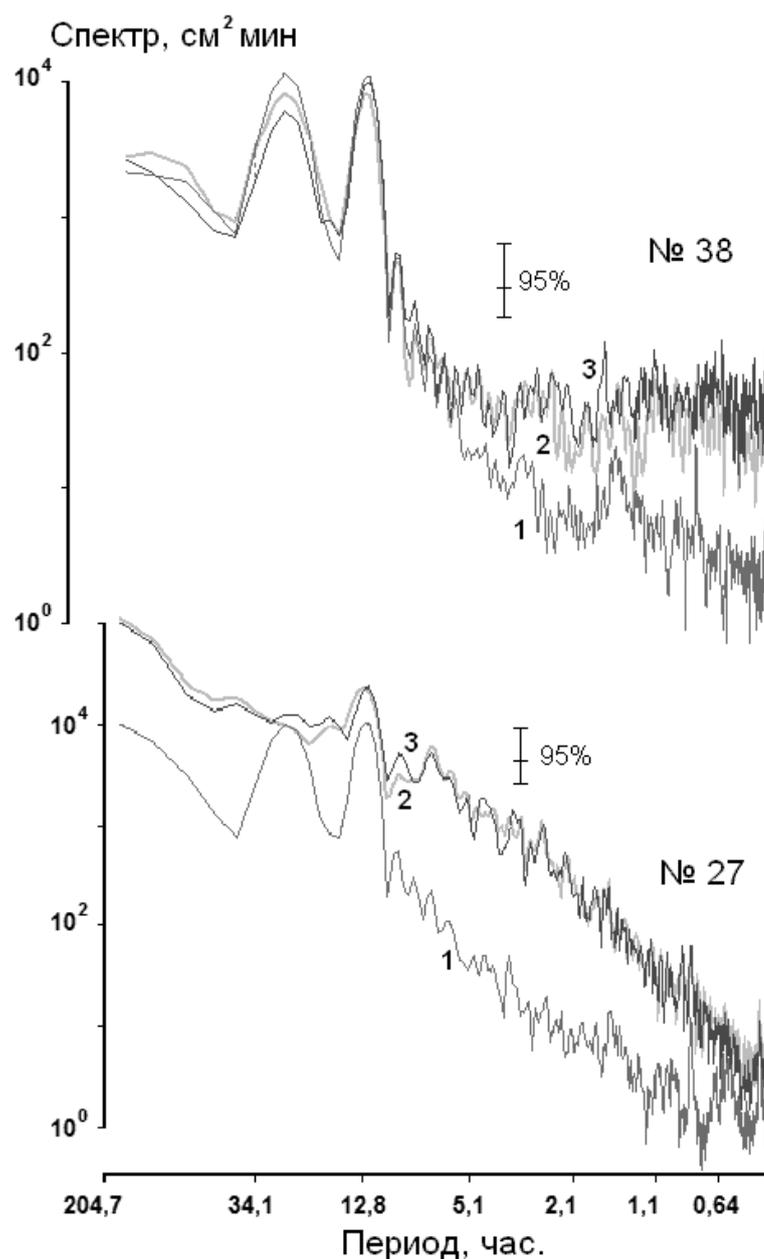


Рис.4.38. Энергетические спектры колебаний уровня моря для станций № 38 и № 27. 1 – до подхода холодной воды, 2,3 после прихода.

Основные выводы главы 4:

1. Анализ данных наблюдений исследовательского мониторинга для трех пунктов - бухт Малокурильская, Крабовая и залива Касатка показал, что сейши играют определяющую роль в формировании спектра длинных волн у побережья Южных Курил. Собственные частоты сейшевых колебаний, их интенсивность и характер определяются физико-географическими условиями. Периоды фоновых вариаций уровня, выделяющиеся по данным наблюдений, хорошо согласуются с

периодами волн цунами, зарегистрированными в этих пунктах. Все это должно учитываться при определении цунамиопасности конкретного побережья, поскольку приходящая волна цунами может усиливаться на резонансных частотах.

Обнаружен эффект модуляции колебаний уровня в бухтах Малокурильская, Крабовая. Проведено его исследование и оценены периоды огибающей. Расчет корреляции между приливным рядом и полученным с помощью преобразования Гильберта позволил установить, что связь между рядами является статистически значимой при временном сдвиге около 6 часов. Это значит, что причиной модуляции является влияние приливного течения в горловине бухты, где находится узловая линия нулевой моды собственных колебаний.

2. В энергетическом спектре колебаний уровня в Южно-Курильском проливе значимые максимумы, которые присутствуют на всех спектрах для разного времени наблюдений, расположены на периодах 4,85 ч и 2,99 ч. Эти результаты близки к приведенным другими авторами. Первый максимум связан с модой Гельмгольца для Южно-Курильского пролива в целом, а второй максимум относит к неустранимой приливной гармонике S_8 .

Колебания с периодом около 43,8 минут, соответствующие периоду собственных колебаний Южно-Курильского пролива, близки к наблюдаемому нами. Небольшое различие связано, по-видимому, с приближениями, принятыми при построении численной модели. Отметим, что по данным спектрального анализа, приведенным в [Рабинович, 1993], максимум имеет период 47 мин.

Результаты спектрального анализа показывают, что сейши в районе Южно-Курильска имеют малую энергию и проявляются сравнительно слабо, имеют малую добротность и, значит, здесь нет условий для резонансного усиления приходящих волн. Накано и Уноки также относят Южно-Курильский пролив к акваториям, для которых редко наблюдаются сильные сейши.

3. В результате проведенных исследований с постановкой двух измерителей волнения на входе и в кутовой части Холмской бухте изучены характеристики резонансных колебаний бухты, которые оказывают негативное влияние на работу паромной переправы Ванино – Холмск, являющейся важнейшим элементом в обеспечении грузооборота между островом и материком.

Показано, что при таком опаснейшем стихийном явлении как цунами, в портовой бухте резко усиливается нулевая мода резонансных колебаний с периодом 8 мин. Эта мода имеет узловую линию в горловине бухты (именно здесь можно ожидать сильных течений), ее амплитуда возрастает в удаленной части бухты. При штормовых ситуациях, помимо нулевой моды, резко усиливается одноузловая продольная сейша бухты, имеющая узловую линию в центральной и пучность в кутовой части бухты.

При наблюдавшихся во время шторма 13-14 февраля амплитудах этой сейши около 30 см можно ожидать в центральной части бухты течений со скоростями до 35 см/с, меняющих свое направление на противоположное каждые полторы минуты. При рядовых усилениях ветра и волнения эти течения достигают 10-12 см/с, что может затруднить погрузо-разгрузочные работы на паромном причале второй очереди и на других причалах в центральной части бухты.

Основной паромный причал первой очереди находится в районе, где тягун проявляется незначительно, зато здесь отмечены максимальные амплитуды как нулевой, так и первой мод резонансных колебаний. Именно здесь возможны наиболее интенсивные вариации уровня моря, размах которых 14 февраля достигал полуметра.

Проведенный анализ показал сложность ситуации и необходимость тщательного изучения резонансных колебаний в гаванях для обеспечения безопасности погрузо-разгрузочных работ, в особенности таких сложных, как разгрузка железнодорожных составов паромной переправы.

4. Проведенные масштабные экспериментальные исследования волнения в прибрежной зоне западного побережья о. Сахалин, несмотря на относительно спокойные погодные условия в июне-сентябре 2008 года, позволили достаточно детально изучить частотно-избирательные свойства прибрежных участков акваторий и сделать заключение о возможном резонансном усилении проходящих волн цунами. Наиболее выражены они в пунктах Чехов (наибольшего усиления можно ожидать на периоде около 40 мин.), Орлово (выделяется ряд резонансных периодов, но в наибольшей степени 15-16 мин.), а также Горнозавдоске и Бошняково, где значительное усиление можно ожидать на периоде около 8 мин.

В других пунктах выявленные максимумы не так сильно выражены, но во всех случаях выделяется диапазон периодов 10-35 мин., в котором весьма вероятно значительное усиление волн цунами. В низкочастотной части спектра для южной части изучаемого района выделяются максимумы с периодом около 100 минут, а в северной – около 55 минут. Наиболее вероятно, они обусловлены поперечной сейшей Татарского пролива.

5. В акваториях района порта г. Корсаков наблюдаются системы хорошо выраженных резонансных колебаний, которые резко усиливаются при морских опасных явлениях – цунами и штормовых нагонах. Можно выделить низкочастотные моды с периодами 4,7, 2 и 1 час, а также более типичные для заливов и бухт сейши с периодами 33, 19 и 12 минут. Соответствующие пики отмечены в спектрах колебаний как по результатам натурного, так и вычислительного экспериментов. Указанные периоды отвечают резонансным колебаниям залива Анива, последний - бухты Лососей в северной его части.

Наибольшие различия спектральных характеристик записей на внутренней акватории порта и с внешней стороны северного пирса выявлены на периодах 6-14 минут, причем на станции АРВ выделялся пик с периодом 9 мин., а на ГМУ – 7,5 мин. Природа этих различий пока не выяснена.

6. С выходом термоклина на уровень постановки АРВ в бухте Витязь, Приморского края наблюдается разрушение приливных гармоник – суточной и полусуточной и происходит активная передача энергии прилива к более высокочастотным волнам. В последствие приливные гармоники нормализуются. Такая картина обрушения внутренних приливных волн хорошо согласуется с ранее полученными результатами для данных мест наблюдения. Подобные изменения температуры ранее наблюдались в экспериментах других авторов выполненных в данном районе и хорошо согласуются с изменениями сезонного термоклина в данный период времени.

ГЛАВА 5. ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ МОНИТОРИНГ ВОЛН ЦУНАМИ НА О.САХАЛИН И КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВАХ

Экспериментальное исследование волн цунами необходимо в первую очередь для выработки практических рекомендаций при разработке системы предупреждения, обеспечивающей безопасность населения Дальневосточного региона и прибрежных сооружений. Тем не менее, материал экспериментальных наблюдений очень малочислен. В настоящее время положение улучшается в связи с установкой сети из восьми береговых регистраторов Службы предупреждения о цунами (СПЦ) Росгидромета в Сахалинской и Камчатской областях, трех в Приморском крае и одного автономного прибора DART.

Одной из важнейших задач, связанных с развитием системы предупреждения населения, является развертывание системы мониторинга - установка донных регистраторов цунами (измерителей придонного гидростатического давления) в районе защищаемых населенных пунктов с целью выделения волны и оперативной оценки ее высоты на берегу [Поплавский и др., 1997]. Решение данной задачи, а также некоторых других аспектов проблемы цунами, связано в свою очередь с определением характеристик естественного длинноволнового шума в потенциально цунамиопасных районах, расчете передаточных коэффициентов от больших глубин к малым и т. д.

5.1. Проявление цунами на юго-западном побережье о. Сахалин

Развитие экономики Сахалинской области требует максимально точного учета риска, связанного с возможным воздействием морских опасных явлений на существующие и планируемые гидротехнические сооружения. И в большей степени это относится к основным портам Сахалинской области, через которые осуществляется доставка грузов, рыбопромысловая деятельность.

На побережье Сахалина самыми грозными являются волны цунами, которые, впрочем, имеют здесь высоты на порядок меньшие, чем на Курильских островах. В районе крупнейшего порта острова - Холмска и менее значимого Невельска, как и на других участках япономорского побережья России,

большинство опасных цунами связано с сильными подводными землетрясениями у берегов Японии (август 1940, май 1983, август 1993, март 2011).

Однако особую опасность обычно представляют цунами, связанные с землетрясениями, очаги которых находились на небольшом удалении от исследуемого участка побережья, даже в том случае, когда сейсмическое событие имело умеренную интенсивность, и цунами проявилось только локально, как это было в августе 2007 года. Примером такого цунами являются волны, вызванные Монеронским землетрясением 4 сентября 1971 года [Невельское землетрясение и цунами, 2009]. На юго-западном побережье Сахалина оно было самым опасным по крайней мере за последние 100 лет, в то время как на побережье Приморья и тем более Японии волны имели незначительную величину. Марегорафные ленты, содержащие записи этого цунами на береговых самописцах уровня в портах Невельск и Холмск, были оцифрованы с дискретностью 1 мин. Из полученных рядов был вычтен предвычисленный прилив, затрудняющий определение статистических характеристик цунами. Отрезки продолжительностью 1 сутки представлены на рис. 5.1.

Размах колебаний в Хомске и Невельске оставил около 70 и 50 см соответственно. Такие волны могут представлять опасность только для кораблей, находящихся в портах, но вряд ли способны нанести существенный ущерб гидротехническим сооружениям. Впрочем, это нельзя утверждать однозначно, так как, во-первых, мареограф вследствие особенностей своей конструкции может существенно занижать амплитуду цунами, а во-вторых, для данного явления характерна очень сильная пространственная изменчивость интенсивности. Даже на акватории порта могут быть участки локального усиления и ослабления волн, связанные с особенностями пространственной структуры резонансных колебаний в гавани, еще большие вариации высот волн могут наблюдаться на прилегающих к пункту измерений участках побережья.

При оценке риска морских опасных явлений, на которых основываются проектные решения, обеспечивающие безопасность промышленных объектов, размещаемых в прибрежной зоне, необходимо в первую очередь учитывать периоды и пространственную структуру резонансных колебаний, определяемых особенностями прибрежной топографии. Для прямоугольного бассейна размерами

$L \times M$ и постоянной глубиной h , периоды собственных колебаний определяются по формулам Мериана – для продольной сейши (то есть колебаниям вдоль продольной оси бассейна)

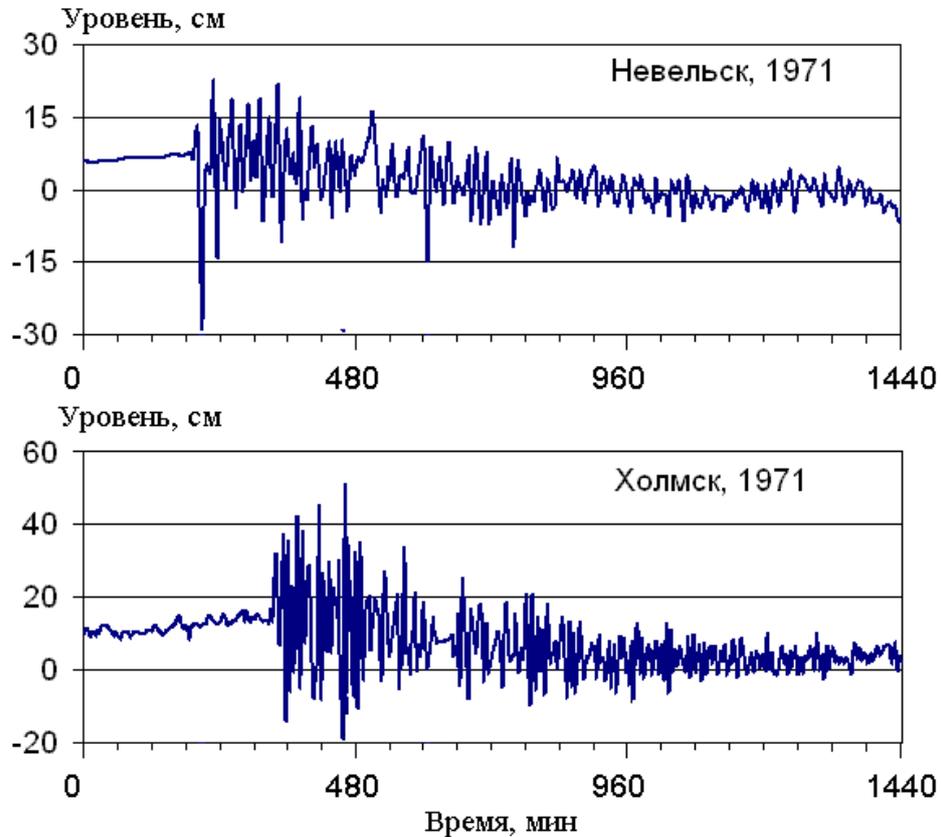


Рис. 5.1. Суточные отрезки записи, содержащие Монеронское цунами 4 сентября 1971 года, полученные путем оцифровки мареограмм в портах Невельск и Холмск [Невельское землетрясение, 2009].

$$T_n = \frac{2L}{n\sqrt{gh}} \quad , \quad (5.1)$$

где L - большая сторона водоема, $n = 1, 2, 3$ – номер моды, то есть число поперечных узловых (нодальных) линий, которые при данной конфигурации бассейна имеют вид прямых линий, параллельных его короткой стороне. Для стоячих колебаний характерно уменьшение амплитуды и смена фазы на 180° при пересечении узловой линии, у береговых границ и посередине между узловыми интенсивность колебаний достигает максимальной величины (пучности).

Скорость длинных волн в этом бассейне $c=(gh)^{1/2}$, соответственно время пробега волны вдоль большей стороны бассейна L равно $T=L/c$. Обычно наиболее важную роль играют первые моды собственных колебаний – физически они отвечают волне, которая пробегает бассейн и, отразившись от противоположного берега, возвращается назад, ее период равен $2T$. Различают продольные и поперечные сейши в зависимости от того, в каком направлении движется волна. При этом у берегов колебания наиболее интенсивны (пучности), а посередине имеется линия, на которой они отсутствуют и где происходит смена фазы колебаний – узловая линия. В бухтах с узкими входами могут существовать сейши нулевой моды – колебания во всех точках бассейна происходят в этом случае синфазно, а узловая линия находится в районе горловины бухты, Теоретически период нулевой моды равен $4T$, на практике он обычно бывает несколько больше. Это связано с тем, что отражение на открытой границе происходит не так, как от берега.

Особенно опасными могут быть ситуации, когда периоды подходящих к берегу волн цунами близки к собственным периодам залива или бухты – в этом случае можно ожидать наибольшего усиления колебаний в порту. В частности, как показано в работе [Ивельская и др., 2001], при всех зарегистрированных в Холмске цунами (включая Монеронское) выделялись резонансные колебания с периодом около 8 мин. Ниже этот вопрос обсуждается более детально.

Наиболее эффективным способом изучения морских опасных явлений и оценки их режимно-статистических характеристик, которые необходимы для безопасного проектирования промышленных объектов на побережье и портовых гидротехнических сооружений, является проведение экспериментальных измерений волновых процессов непосредственно в районе планируемого строительства.

5.1.1. Организация наблюдений в порту г. Холмск

На рис. 5.2 представлена схема акватории порта г. Холмска и подходов к нему, показано расположение основных портовых сооружений. Описание бухты уже приводилось выше, здесь лишь отметим положение регистраторов волнения.

Самописец уровня моря (мареограф) в порту города Холмска ранее (до 1973 г) располагался в конце паромного причала №1 (колодец мареографа был вмонтирован в причал), в настоящее время он находится в самой удаленной части бухты (рис.5.2).

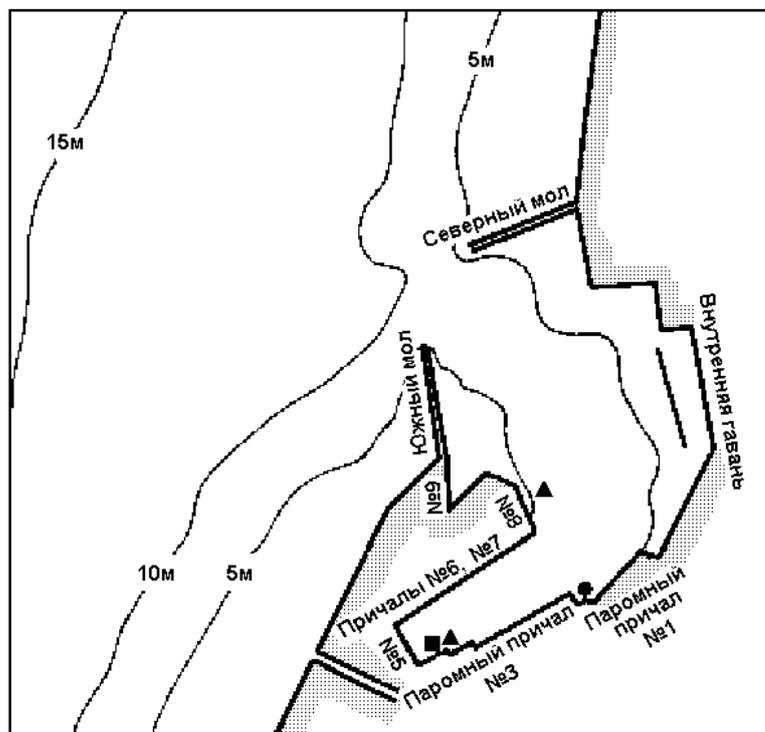


Рис. 5.2. Батиметрическая карта акватории порта города Холмск и расположение основных портовых сооружений. Кружком указано положение мареографа до 1973 года, а квадратом - в настоящее время, треугольники - АРВ.

Соединение колодца мареографа с морем посредством труб, предназначенное для подавления влияния ветрового волнения, приводит обычно к определенным искажениям и собственным колебаниям (тем более существенным, чем меньше их период и больше амплитуда). К тому же положение измерителя в удаленной части бухты позволяет фиксировать проявление только продольных собственных колебаний – поперечные сейши, которые формируются на основной части акватории бухты, вряд ли могут быть им записаны. Эти обстоятельства будем учитывать при анализе полученных материалов.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН начал эксперименты в Холмском порту в 2006 году. В мареографном посту порта Холмск у паромного

причала № 3 (рис. 5.2) был установлен измерительный комплекс, с высокоточным пьезорезонансным (кварцевым) донного датчика гидростатического давления. Позднее (с 2006 по 2009 годы) в бухте для наблюдения за колебаниями уровня устанавливались автономные регистраторы волнения (АРВ), которые разработаны в 2004 г. с учетом имеющегося опыта в ИМГиГ ДВО РАН создания приборов аналогичного назначения [Лухнов и др., 2006]. Установка АРВ на длительный срок позволяет регистрировать непериодические гидрофизические процессы, изучать волновые явления характерные для конкретного района. Запись проводится с разрешением 0,3 мм вод. ст. и дискретностью 1 с, что дает возможность регистрировать даже слабые волны в широком диапазоне периодов – от ветровых до приливных.

5.1.2. Регистрация цунами

В результате проведенных экспериментальных измерений [Ковалев и др., 2007], в Холмской бухте дважды были зарегистрированы волны цунами, вызванные Симуширским и Невельским землетрясениями (рис. 5.3). Получение записи реального цунами в ходе натурного эксперимента происходит очень редко и при этом имеется возможность сравнения характеристик волн, вызванных разноудаленными источниками.

Данные были предварительно сглажены и приведены к дискретности 1 минута. Для этой цели использовался фильтр высоких частот с 15-точечным окном Кайзера-Бесселя (интервал 30 секунд) в первом и 30-точечным во втором случае. После этого из полученных значений вычитался предвычисленный прилив – использовались четыре основные гармоники – две суточного (O1 и K1) и две полусуточного диапазона (M2 и S2). Впрочем, в Холмске приливы относительно невелики и, в отличие от других станций Сахалина, не затрудняют существенно определение статистических характеристик цунами.

Для Симуширского цунами сравнительно легко идентифицировать вступление – гребень первой волны зафиксирован в 2 часа 26 минут сахалинского зимнего времени (16 часов 26 минут 15 ноября по Гринвичу). Высота волны от подошвы до гребня составила около 6 см. Начальный импульс был сравнительно низкочастотным, после чего в течение примерно двух часов колебания имели

выраженный циклический характер с периодом около 8 минут, который обычно выделяется в записях цунами в данном пункте [Ивельская и др., 2001].

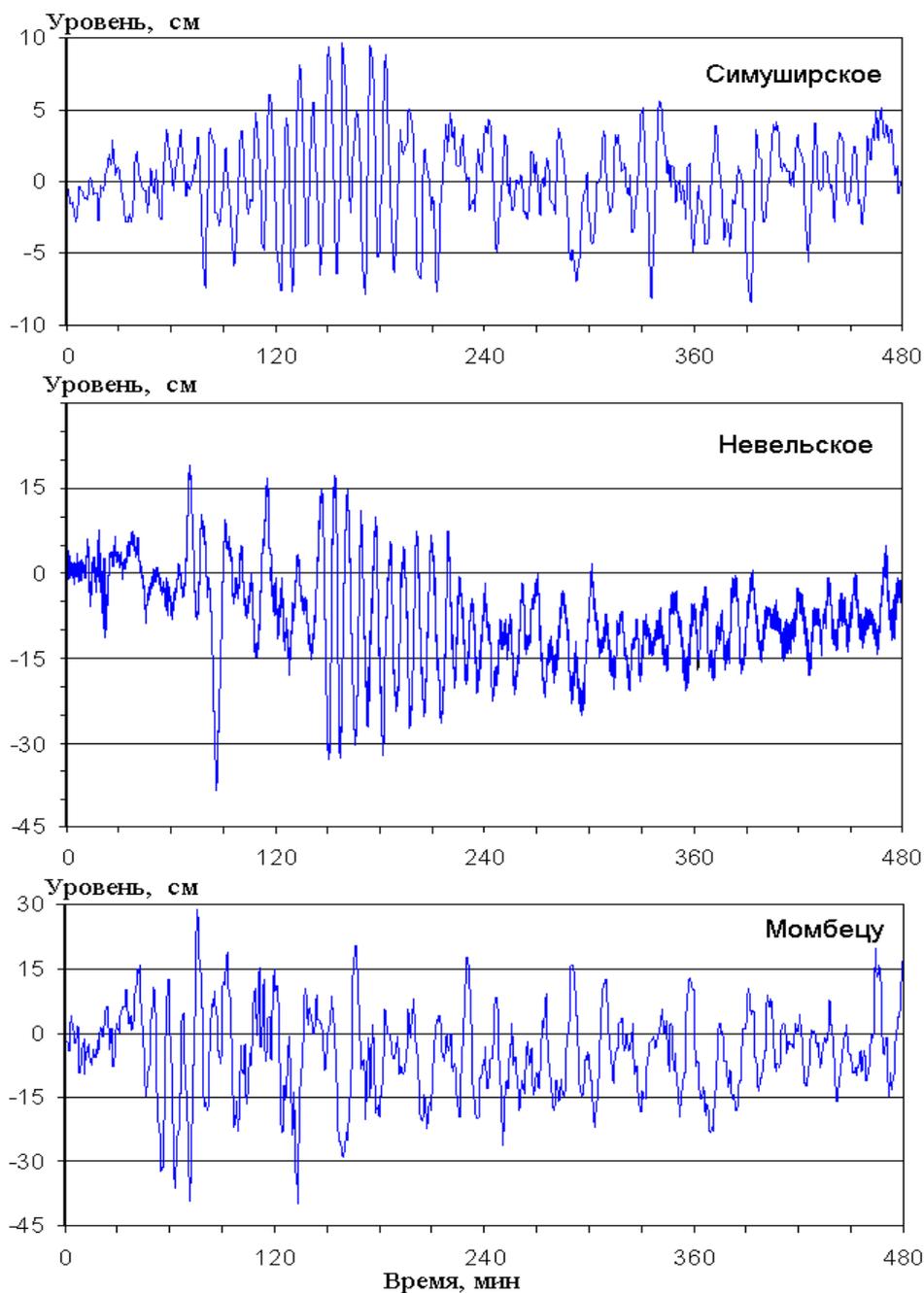


Рис. 5.3. Отрезки записи продолжительностью 8 часов, содержащие Симуширское (15.11.2006 GMT) и Невельское цунами (02.08.2007 GMT), зарегистрированные в порту Холмск, и фрагмент записи колебаний уровня моря, зарегистрированных 16 ноября 2006 года на станции Момбецу (северное побережье о.Хоккайдо).

Высота максимальной волны составила 17,5 см, причем она пришла значительно позже первой волны, в 3 часа 54 минуты. Интенсивное волнение характеризовалось медленным затуханием и продолжалось до конца суток, но при этом не носило характер регулярных осцилляций. С течением времени в записи преобладали более низкочастотные вариации, 8-минутные колебания проявлялись время от времени, причем их интенсивность была наиболее высокой.

Для сравнения в качестве входного сигнала была рассмотрена запись колебаний уровня моря на станции Момбецу, расположенной на северном побережье о. Хоккайдо. Фрагмент записи представлен на рис. 5.3. Значения фиксировались с дискретностью 0,5 минуты. Эти данные были любезно предоставлены нам начальником Центра цунами СахУГМС Т.Н. Ивельской, которая получила их, в свою очередь, от Японского гидрометеорологического агентства.

Здесь также легко идентифицируется вступление – высота первой волны составляла 30 см, ее гребень отмечен 15 ноября в 22 часа 46 минут по времени Японии (13 часов 46 минут GMT). Максимальная волна имела высоту 68 см, и наблюдалась спустя 33 минуты после прихода цунами в данный пункт. Интересно отметить, что начальный отрезок записи представлял собой четко выраженный цуг из четырех колебаний с периодом около 8 минут. Наиболее вероятно, именно совпадение периода этого начального пакета с резонансным периодом нулевой моды собственных колебаний Холмской бухты и явилось причиной увеличения длительности и сравнительно большой интенсивности колебаний на этой частоте (учитывая значительное расстояние между пунктами и наблюдающееся обычно при прохождении проливов уменьшение амплитуд волн цунами). На данной станции также наблюдались продолжительные слабо затухающие колебания, более низкочастотные по сравнению с отмеченным выше начальным отрезком.

Несколько иная картина наблюдалась при цунами, вызванным Невельским землетрясением, очаг которого находился на незначительном удалении к юго-западу от места регистрации колебаний уровня моря. Вступление волны также характеризовалось положительным импульсом, но затем было отмечено длительное понижение уровня моря более чем на 40 см, после чего наблюдались нерегулярные вариации. Спустя примерно 80 мин. после прихода первой волны,

наблюдается хорошо выраженный цуг колебаний с периодом около 8 мин., длительностью около 90 минут.

Причинами такого характера изменения волнового процесса может быть обусловлено либо сильным афтершоком, либо отражением волны от берега Приморья. Отметим, что повторный толчок почти такой же интенсивности произошел более двух часов после основного, то есть интервал между землетрясениями был значительно больше, чем между моментами вступления морских волн. Поскольку такую разницу во времени трудно объяснить различием положения очагов цунами, более вероятным представляется влияние отраженной волны.

Для того, чтобы уточнить данный вопрос, Д.Е. Золотухиным (ИМГиГ ДВО РАН) было выполнено численное моделирование цунами, вызванного Невельским землетрясением 2 августа 2007 года. В качестве начальных условий задавался меридионально вытянутый очаг, пространственные размеры которого соответствовали магнитуде и глубине землетрясения, с центром в координатах 46.83° с.ш. и 141.75° в.д. На расчетных волнограммах в районе Невельска и Холмска четко идентифицируются максимумы интенсивности, связанные с приходом отраженных от берега материка волн. Для обоих пунктов интервал между первой волной и отраженной составлял около полутора часов, что хорошо согласуется с данными наблюдений.

5.1.3. Влияние собственных колебаний на формирование цунами

При визуальном анализе записей цунами от разноудаленных источников была выявлено доминирование колебаний с периодом около 8 мин. Это подтверждается также результатами спектрального анализа – на рис. 5.4 выделяется хорошо выраженный пик на данном периоде. Как уже отмечалось выше, резонансные колебания на данном периоде проявились при всех зарегистрированных в Холмске цунами, включая представленное выше Монеронское 1971 года [Ивельская и др., 2001]. Исключение составило только Чилийское цунами (май 1960), которое было существенно более низкочастотным по сравнению с другими событиями.

Как показано в отмеченной работе, на основе численного моделирования получено, что время распространения длинной волны от входа в бухту до ее кутовой части составляет чуть более полутора минут. Соответственно, период первой продольной моды собственных колебаний составляет около 3 мин – соответствующий пик также выделяется в спектрах как Симуширского, так и Невельского цунами. Однако этот пик не был обнаружен по результатам анализа оцифрованных мареограмм, причиной чего является по-видимому фильтрация высокочастотных колебаний подводным устройством мареографа.

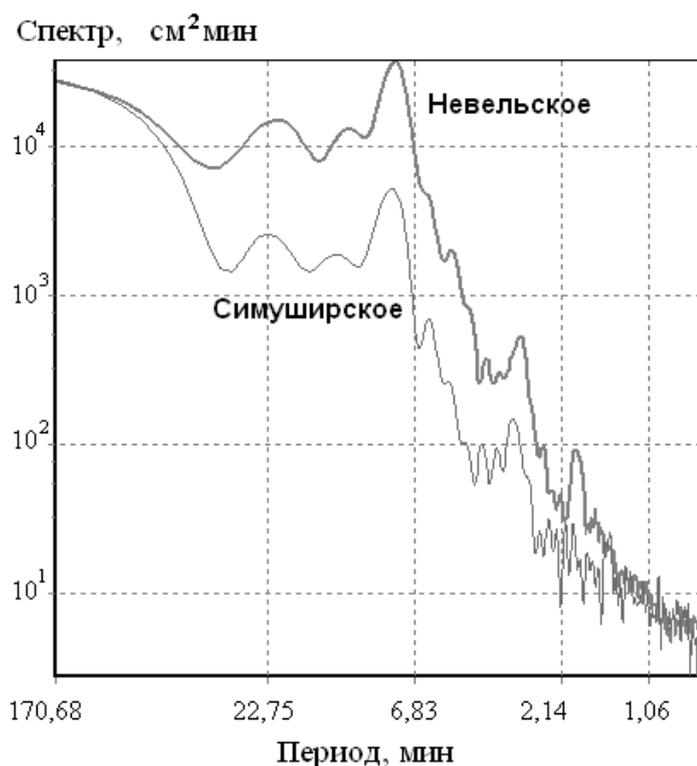


Рис. 5.4. Спектры цунами в бухте г. Холмск от Симуширского 15.11.06 и Невельского 2.08.07 землетрясений.

Как уже отмечалось выше, период нулевой моды собственных колебаний по теоретическим оценкам должен составлять учетверенное время распространения волны по бухте, то есть около 6,5 мин. На практике ее период всегда несколько ниже – в данном случае он составляет около 8 мин. Нулевая мода, имеющая узловую линию в горловине бухты, обычно весьма эффективно возбуждается волнами цунами – наиболее характерный в этом отношении пример представляет Малокурильская бухта, где все цунами проявлялись прежде всего как

усиление резонансных колебаний с периодом около 18 мин [Рабинович, 1993]. Возможно, именно влияние данной моды явилось причиной того, что Монеронское цунами проявилось в Холмске сильнее, чем в Невельске (рис.5.1).

Соответственно, пики на периодах более 8 мин. не могут быть связаны с резонансными колебаниями в бухте – они могут быть следствием особенностей источника цунами (что в меньшей степени характерно для удаленного землетрясения), либо связаны с влиянием участка шельфа, прилегающего к району проведения исследований. Например, пики на периодах около 11 и 16 минут, проявившиеся в обоих цунами, скорее всего обусловлены влиянием местного рельефа, так как предположить, что они явились результатом сходства процессов в очагах столь различных землетрясений было бы затруднительно. Исследование резонансного усиления на шельфе приходящих из открытого океана длинных волн типа цунами (явление так называемого шельфового резонанса) также представляет значительный интерес при оценке возможного воздействия морских опасных явлений на объекты, расположенные в береговой зоне. Данный эффект имеет явную аналогию с собственными колебаниями в заливах и бухтах – усиление волн на отдельных частотах связано с отражениями волн от берега и от кромки шельфа, и поэтому иногда его именуют «шельфовыми сейшми».

Таким образом, в результате анализа записей цунами выявлены основные периоды, на которых возможно усиления приходящих из открытого моря длинных волн. Внутри бухты особенно выделяются колебания на периоде около 8 мин, отвечающие нулевой моде собственных колебаний бухты. В этом случае во всех точках внутренней акватории вариации уровня происходят синфазно, амплитуда плавно увеличивается от горловины бухты к ее удаленной части.

В спектрах записей как удаленного, так и близкого цунами выделялся также четкий максимум на периоде около 3 мин., отвечающий одноузловой продольной сейше бухты, пучности которой находятся у входа в бухту и в ее кутовой части.

В результате выполненного анализа выявлено также усиление колебаний на периодах около 11 и 16 мин., обусловленные вероятно явлением шельфового резонанса.

Следует отметить, что ранее, в 1998-1999 гг. в данной акватории проводился эксперимент по измерению длинных волн типа цунами и организации передачи данных на компьютер оперативного дежурного Службы предупреждения о цунами в Южно-Сахалинске [Ивельская и др., 2001]. Было выявлено, что в спектрах записей колебаний уровня моря постоянно присутствуют два хорошо выраженных пика на периодах около 8 и 3 мин. Первый из них отвечает нулевой моде резонансных колебаний бухты, для которых колебания на всей ее акватории происходят синфазно, амплитуда плавно возрастает от входа к ее удаленной части, а узловая линия находится в горловине.

Большинство зарегистрированных в порту Холмска цунами проявилось как усиление именно этих колебаний, в то время как при штормовых ситуациях, связанных с прохождением циклонов, в большей степени возрастала амплитуда моды с периодом 3 мин. Этот период отвечает одноузловой продольной сейше бухты, и именно с ней в указанной работе связывалось явление тягуна, так как нулевая мода не вызывает резко выраженных течений в бухте (за исключением горловины). Рассмотрим эти вопросы более детально.

5.2. Невельское цунами 2 августа 2007 года

2 августа 2007 года в 2 часа 37 минут (GMT) у юго-западного побережья о. Сахалин произошло сильнейшее в данном районе землетрясение с магнитудой $M_w=6.2$, вызвавшее значительные разрушения в г. Невельск, расположенном в 40 км к югу от изучаемого района [Невельское землетрясение и цунами, 2009]. Это землетрясение вызвало волны цунами, которые вблизи источника имели высоты до 2 – 3 м, которое было зарегистрировано прибором, установленным в кутовой части Холмской бухты. Восьмичасовой отрезок записи, содержащий цунами, представлен на рис. 5.3.

Для определения диапазон периодов, в котором наблюдалось обусловленное цунами увеличение интенсивности колебаний, по отрезкам суточной продолжительности рассчитывались спектральные характеристики записей (рис.5.5). Расчет производился по отрезкам продолжительностью 6 часов с половинными сдвигами и последующим усреднением по частотам. Число степеней

свободы равнялось 14. Один отрезок содержал цунами, второй, предшествовавший ему, рассматривался как характеризующий естественный длинноволновый фон.

Возрастание спектральной плотности отмечено на периодах от 5 до 100 мин, причем в спектре колебаний при цунами выделяются хорошо выраженные пики на периодах около 8, 20 и 40 мин, присутствующие также и в спектре фона. Усиление колебаний на периодах 20 и 40 мин обусловлено топографическими условиями внешней акватории и выходит за пределы данной работы. Наиболее важным в данном случае является тот факт, что пик с периодом 8 мин является основным в спектре цунами, что отвечает наблюдаемой картине с хорошо выраженными колебаниями, отвечающими нулевой моде бассейна.

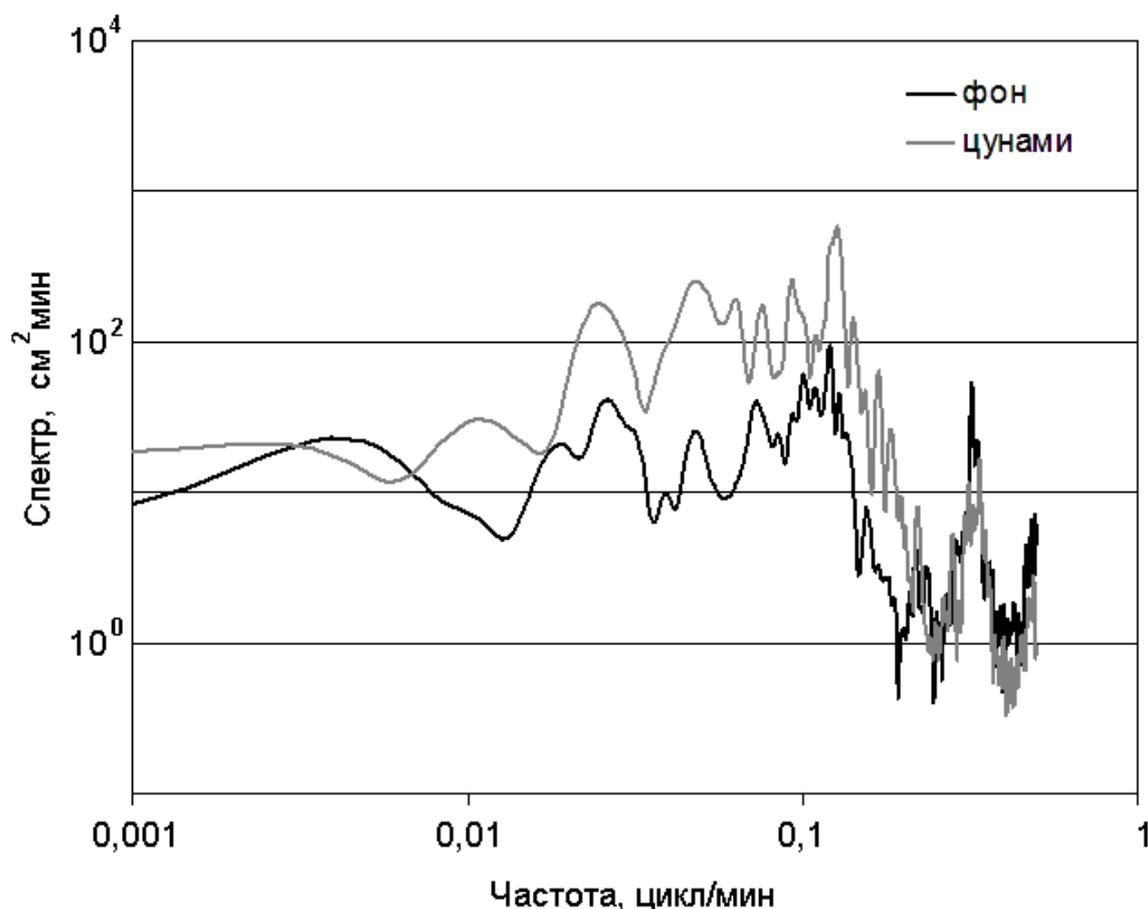


Рис.5.5. Спектры колебаний уровня моря, рассчитанные по отрезкам суточной продолжительности, включавшего цунами и предшествовавшего ему. Число степеней свободы 14.

Не менее важно и то, что на периоде 3 мин, на котором в спектре фоновых вариаций выделяется значительный максимум, произошло уменьшение энергии волнения. Подобное подавление высокочастотных волновых процессов нередко отмечается при цунами и подтверждает высказанное в работе [Ивельская и др., 2001] мнение, что одноузловая продольная сейша бухты слабо возбуждается при цунами. Соответственно, при цунами в Холмской бухте вряд ли наблюдается явление тягуна, выраженное в быстрых, резко меняющихся по направлению течениях, так как нулевая мода не имеет узловых линий внутри нее. Мощные течения, меняющие свое направление каждые 4 минуты, будут наблюдаться в горловине бухты, затрудняя прохождение судов через нее.

Поскольку запись Невельского цунами 2 августа 2007 г. получена с использованием высокоточного пьезорезонансного (кварцевого) датчика коллективом, с участием автора настоящей работы, была предпринята попытка моделирования данного явления [Зайцев и др., 2008], которое основано на классических уравнениях мелкой воды, записанных в декартовых координатах

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0, \quad (5.2)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0, \quad (5.3)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0, \quad (5.4)$$

где η – смещение уровня моря; M и N – компоненты расхода воды вдоль осей x и y ; D – полная глубина бассейна; g – ускорение силы тяжести и n – коэффициент шероховатости дна. В расчетах используется значение $n = 0.0025 \text{ м}^{-1/3}\text{с}$ характерное для естественного дна (песок, мелкая галька).

Численная модель реализована в виде комплекса NAMI-DANCE, являющегося модификацией известного японского кода TUNAMI, он описан в [Куркин и др., 2004; Yalciner et al., 2007; Сайт разработчиков программы AVI-NAMI]. Этот комплекс рекомендован, в частности, ЮНЕСКО для расчетов распространения цунами [Сайт ЮНЕСКО]), и его первый вариант уже использовался для моделирования цунами 2004 г. в Индийском океане [Зайцев и

др., 2005] и оценки цунами риска Япономорского побережья России [Куркин и др., 2004].

Источник цунами выбран в соответствие с результатами работы [Okada, 1985], использующим параметры землетрясения, которые приведены на сайте Геофизической службы РАН [Сайт Геофизической службы РАН]. Эпицентр землетрясения локализован в точке с координатами 141.72° в.д., 46.75° с.ш. на глубине 10 км. Длина разрыва, определяемая по афтершокам 35 км, его ширина 15 км и смещение по разрыву 3 м. Угол разлома с меридианом (strike) 6° , угол смещения плиты вглубь от разлома (dip) 67° и вдоль разлома (slip) 91° . Такое землетрясение вызывает начальное знакопеременное смещение уровня моря с максимальным поднятием на 72,5 см и опусканием на 20,9 см, так что максимальная высота волны в очаге равна 93,4 см.

В расчетах батиметрия Охотского моря с шагом 500 м была получена интерполяцией из 1 минутной батиметрии GEBCO1. При этом в расчетах используется приближение вертикальной стенки на глубине 3 м. Результаты расчетов показали, что цунами в районе Невельска – Холмска появляется практически сразу после землетрясения и через 20 мин. волна подходит к Приморью.

Диаграмма направленности распределения высот цунами показала, подтверждая, что основной удар пришелся на юго-западную часть о. Сахалин. На рис. 5.6 приведено рассчитанное распределение высот цунами вдоль побережья о. Сахалин, сопоставленные с данными береговых наблюдений [Кайстренко и др., 2007]. Как и следовало ожидать, измеренные высоты заплесков оказываются выше, чем рассчитанные высоты волн далеко от берега.

Сопоставление инструментальной записи с результатами численного моделирования показано на рис. 5.7. При этом средний уровень воды в 5,1 м вычтен из данных измерений. Отметим также, что рассчитанная мареограмма относится не к порту, а достаточно далеко от него, в последней мористой точке, удаленной от берега на расстояние 2,5 км на глубине 19 м. Тем не менее, рассчитанные высоты волн находятся в хорошем согласии с наблюдениями, хотя частотный характер кривых различен (расчетная мареограмма не включает в себя сейшевые колебания в порту, представленные на инструментальной записи).

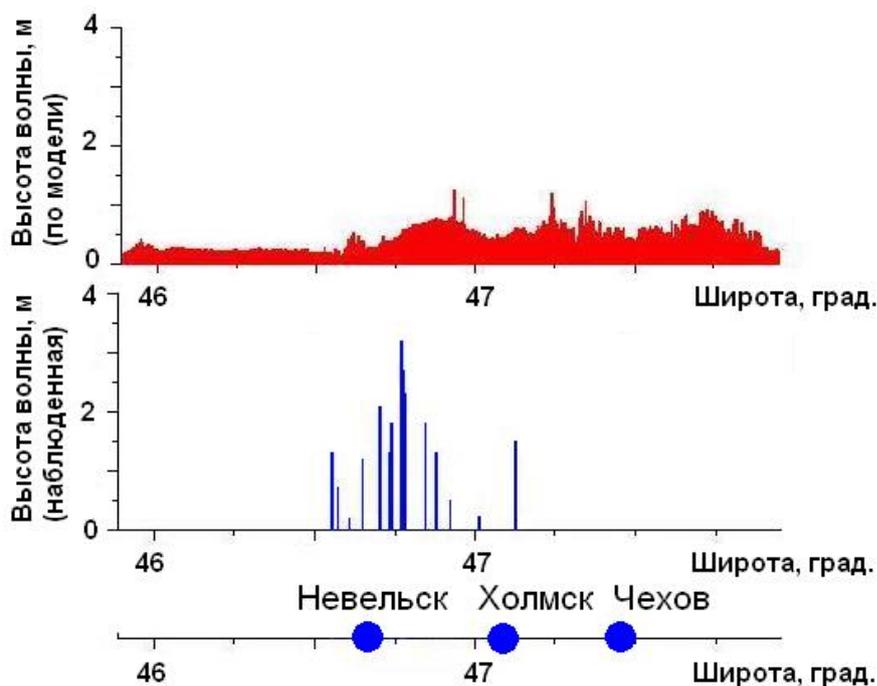


Рис. 5.6. Рассчитанное и измеренное распределения высот волн цунами вдоль о. Сахалин

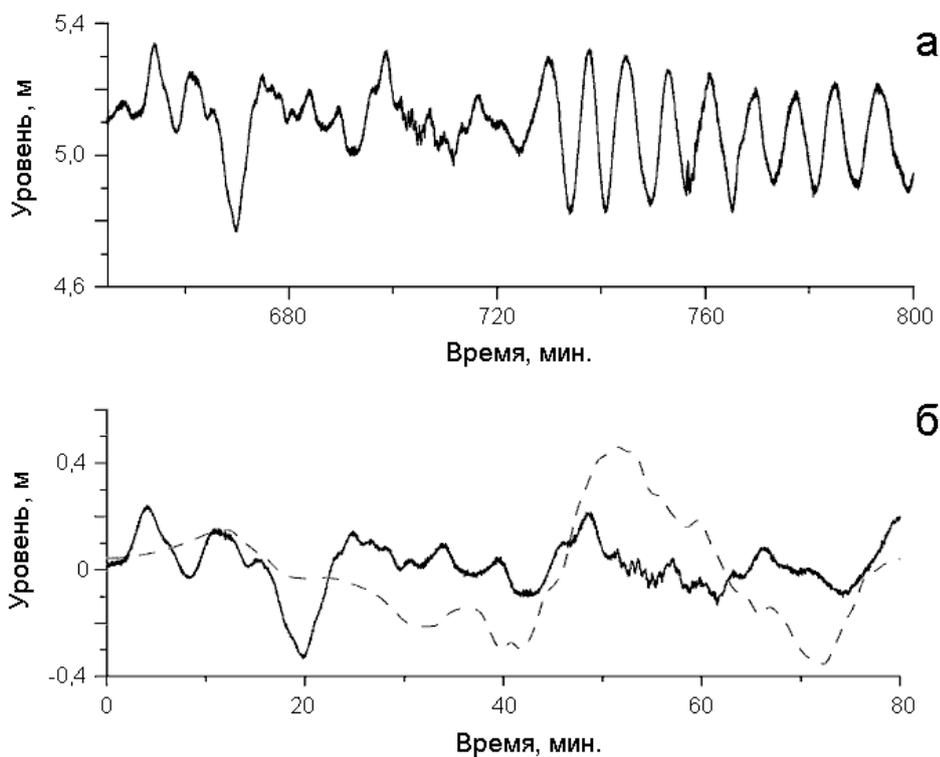


Рис. 5.7. Цифровая запись Невельского цунами в порту г. Холмск (а) и сопоставление расчетного колебания уровня моря (штриховая линия) с измеренным (сплошная линия) (б).

Представленные выше расчеты волн цунами, возникших во время сильного землетрясения на юге о. Сахалин 2 августа 2007 г., подтвердили локальный характер цунами на о. Сахалин. Высота волн в порту г. Холмск согласуется с наблюдаемой. Важно отметить, что за прошедшие 130 лет в юго-западной части о. Сахалин произошло уже 9 случаев цунами [Куркин и др., 2004; Соловьев и др., 1961; Го и др., 1988; Щетников, 1990; Заякин, 1996], поэтому проблема цунамирайонирования о. Сахалин является достаточно актуальной и здесь необходимы специальные исследования.

5.3. Анализ волн цунами в порту Корсаков

Поскольку порт Корсакова находится в районе с очень сложным рельефом дна и береговой черты, на формирование спектра длинных волн в области низких частот здесь оказывают влияние собственные колебания бухты Лососей и Анивского залива. Причем, поскольку порт расположен на краю бухты, а также достаточно близко к узловой линии поперечных сейш залива, можно ожидать, что соответствующие резонансные эффекты проявляются здесь в меньшей степени (раздел 4.6). Здесь рассмотрен ранее не затронутый вопрос отличия спектра длинных волн при прохождении циклона от спектра при цунами. Для этого использовались записи кабельного регистратора волнения установленного с внутренней стороны северного причала в августе 2000 года.

Спектральные характеристики измеренных рядов для спокойной погоды и циклона были сопоставлены со спектром одного из самых грозных цунами – Чилийского, май 1960 года (рис. 5.9). Как показано в работе [Шевченко, 1997], в этом случае в районе Корсакова преобладали длиннопериодные колебания, не очень характерные для данного явления. В низкочастотной части спектра как при любой погоде, так и при цунами присутствует значимый пик с периодом около 4,7 часа (рис. 5.8). Численные расчеты колебаний в исследуемом районе [Храмушин, Шевченко, 1994] показали, что этот пик связан с собственными колебаниями в системе южное побережье Сахалина – северное побережье Хоккайдо. Есть еще несколько совпадающих, более слабых пиков в диапазоне периодов 1,5 – 3 часа. Однако пики на периодах около 35 и 19 минут, четко выделявшиеся в спектрах

записей цунами, в колебаниях, записанным датчиком придонного гидростатического давления, практически не обнаруживаются.

Наиболее вероятно, что это связано с природой этих колебаний – поперечной сейшей, обусловленной отражениями длинных волн от восточного и западного побережий Анивского залива. Вероятно, при цунами, когда волны приходят с востока от проливов Курильской гряды, и сначала отражаются от западного побережья залива [Храмушин, Шевченко, 1994], эти колебания возбуждаются достаточно эффективно, чего не происходит в обычной ситуации или при прохождении циклона.

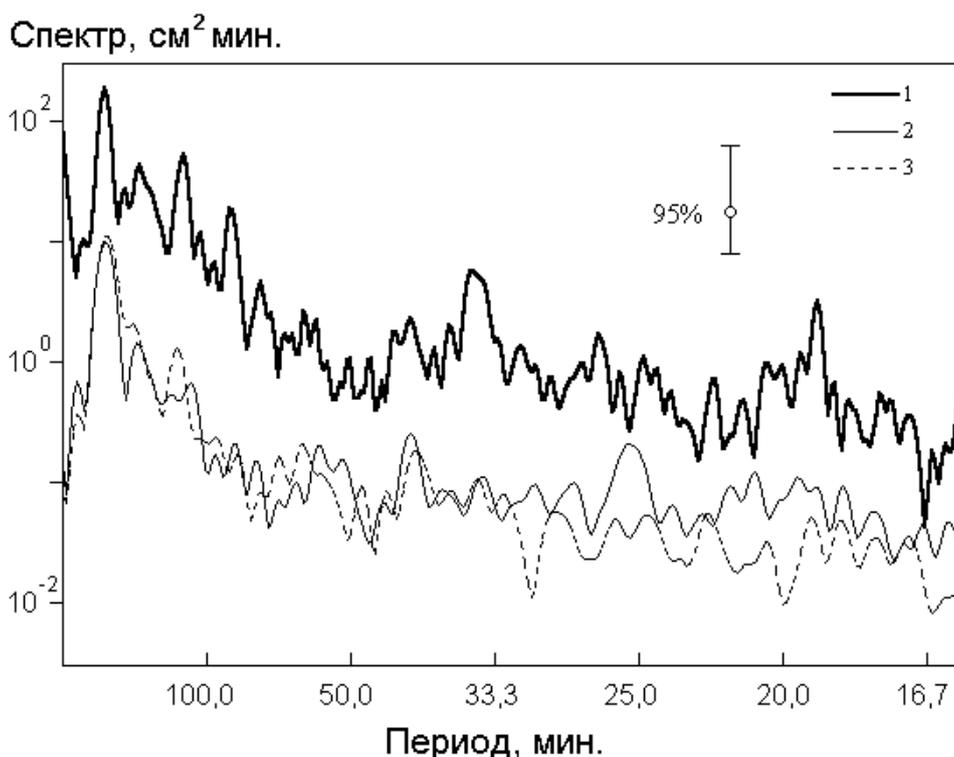


Рис. 5.8. Энергетические спектры флуктуаций уровня в спокойную погоду (3), при прохождении циклона (2) и после чилийского цунами (1) в порту Корсаков.

5.4. Регистрация длинных волн в диапазоне периодов цунами в районе Курильской гряды на разнесенной сети станций

Для повышения эффективности действия службы предупреждения о цунами необходимо знать характер фоновых длинноволновых колебаний в районе размещения регистраторов службы предупреждения о цунами (СПЦ) и масштаб их

изменчивости при различных синоптических ситуациях [Поплавский и др., 1988]. Такая информация необходима для разработки алгоритмов выделения сигнала (цунами) на фоне естественного длинноволнового шума и выработки критериев автоматического определения тревожного режима. Учитывая еще и то обстоятельство, что Правительством РФ принята Федеральная целевая программа, в рамках которой должна быть создана гидрофизическая подсистема СПЦ, предназначенная для измерения длинных волн и передачи информации о развитии волнового процесса в реальном времени, становится очевидным актуальность проведения регистрации длинноволнового фона в цунамиопасных районах на сети станций.

Институт морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН в течение многих лет, начиная с конца 1960-х годов, был пионером в разработке специальной аппаратуры (автономных и кабельных датчиков придонного гидростатического давления) для измерений длинных волн в диапазоне периодов цунами [Жак и др., 1971]. Эти работы, инициатором которых был академик С.Л.Соловьев, проводились главным образом на о.Шикотан, где в 1980 году была получена первая запись цунами в открытом океане [Дыхан и др., 1981]. Однако инструментальные измерения длинноволновых процессов были практически свернуты в 1990-е годы из-за технических и финансовых проблем.

В 2001 году измерения фоновых длинноволновых колебаний уровня были возобновлены в нескольких бухтах островов Сахалин [Ковалев и др., 2007], Кунашир [Ковалев и др., 2005] и Шикотан [Шевченко и др., 2008] с целью исследования характеристик естественного длинноволнового шума в прибрежных областях и возможной регистрации цунами.

Затем, работы этого направления были продолжены совместно с Нижегородским государственным техническим университетом [Чернов и др., 2006]. И в начале июля 2008 г. с помощью судна гидрографической службы были установлены автономные регистраторы волнения и уровня АРВ-К12 [Лухнов и др., 2006] в труднодоступных точках в районе мысов Кастрикум и Ван-дер-Линд (о. Уруп) и м. Ловцова (о. Кунашир), а также в порту г. Курильск (о. Итуруп) (рис. 5.9). Глубина постановки станций составляла: м. Ловцова – примерно 25 м, мыс

Ван-дер-Линд – 21 м, м. Кастрикум – 15 м, дискретность измерений придонного гидростатического давления составляла 1 с, температуры воды 10 с.

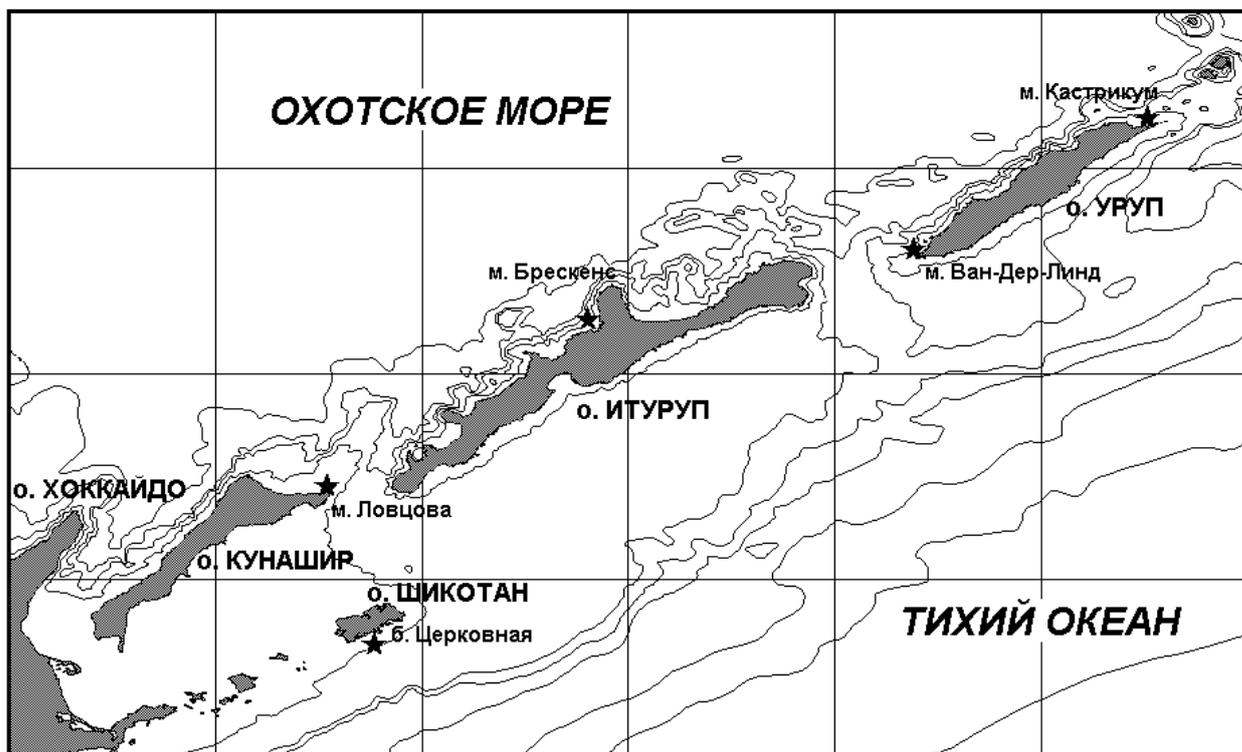


Рис. 5.9. Схема постановки регистраторов придонного гидростатического давления в районе южных Курильских островов.

Хотя эти станции находились на небольшом расстоянии от берега, однако в отличие от измерений в бухтах островов Кунашир и Шикотан, можно считать, что они регистрировали колебания на открытых участках побережья, что весьма важно для решаемой задачи. Таким образом, впервые на Южных Курильских островах удалось организовать синхронные измерения на группе разнесенных станций [Левин и др., 2009; Shevchenko et al., 2011]. Автор настоящей работы участвовал в подготовке приборов для этого эксперимента, считке и форматировании информации, а также в обработке данных наблюдений.

Установленные приборы работали до середины октября 2008 г., затем, поскольку объем памяти приборов АРВ-К12 ограничен и при секундной дискретности не превышает согласно инструкции 120 суток [Автономный регистратор волнения АРВ-К10, 2008], измерители были сняты и заменены на новые для продолжения регистрации. Таким образом, были получены продолжительные, более чем трехмесячные ряды наблюдений, что дало

возможность проанализировать изменчивость спектра длинных волн в диапазоне периодов цунами при различных условиях, в том числе при прохождении циклона и при слабом цунами.

Полученные записи для подавления влияния ветрового волнения усреднялись по 1-минутным интервалам с использованием весовых коэффициентов фильтра Кайзера-Бесселя. Кроме того, для сравнения были привлечены материалы, полученные в бухте Малая Церковная на океанском побережье о. Шикотан за аналогичный промежуток времени [Шевченко и др., 2008]. Для каждой станции по всему ряду наблюдений рассчитывались обобщенные спектральные характеристики, которые дальше рассматривались как нормальные (средние) условия. Наибольшие отклонения от нормальных условий отмечены в третьей декаде сентября, что было обусловлено прохождением над южными Курильскими островами циклона с давлением в центре 995 мБар. Для расчета спектральных характеристик при штормовой погоде были отобраны двухсуточные отрезки записей, содержащие отмеченное усиление интенсивности длинноволновых колебаний.

В период работы регистраторов, у берегов Японии произошло землетрясение с магнитудой 6,8, вызвавшее слабое цунами. Оно случилось 11 сентября 2008 г. в 11 час 21 мин сахалинского летнего времени (0 ч 21 мин GMT). По данным Сахалинского филиала Геофизической службы РАН, эпицентр находился в точке с координатами 41.87 с.ш. и 143.76 в.д. на глубине 25 км. Максимальная высота цунами по данным Метеорологического агентства Японии отмечена в пункте Ханасаки (около 10 см).

На рис. 5.10 представлены двухсуточные отрезки записи уровня за интервал 11-12 сентября 2008 г, в течение которого произошло данное цунами. Событие было слабым, поэтому визуально четко выделить момент прихода волны не удастся ни на одной из станций. Наиболее выраженные колебания, также как и в случае штормовой погоды, отмечены в районе м. Ван-дер-Линда, что связано с локальными условиями постановки.

5.4.1. Спектральный анализ полученных записей

На рис. 5.11 представлены графики спектральной плотности, рассчитанные для различных станций, отвечающие нормальным (средним) и штормовым погодным условиям, а также для времени прохождения цунами. Расчеты производились по приведенным выше записям продолжительностью 2 суток, с длиной отрезка 8 часов (с половинными сдвигами), число степеней свободы равнялось 22.

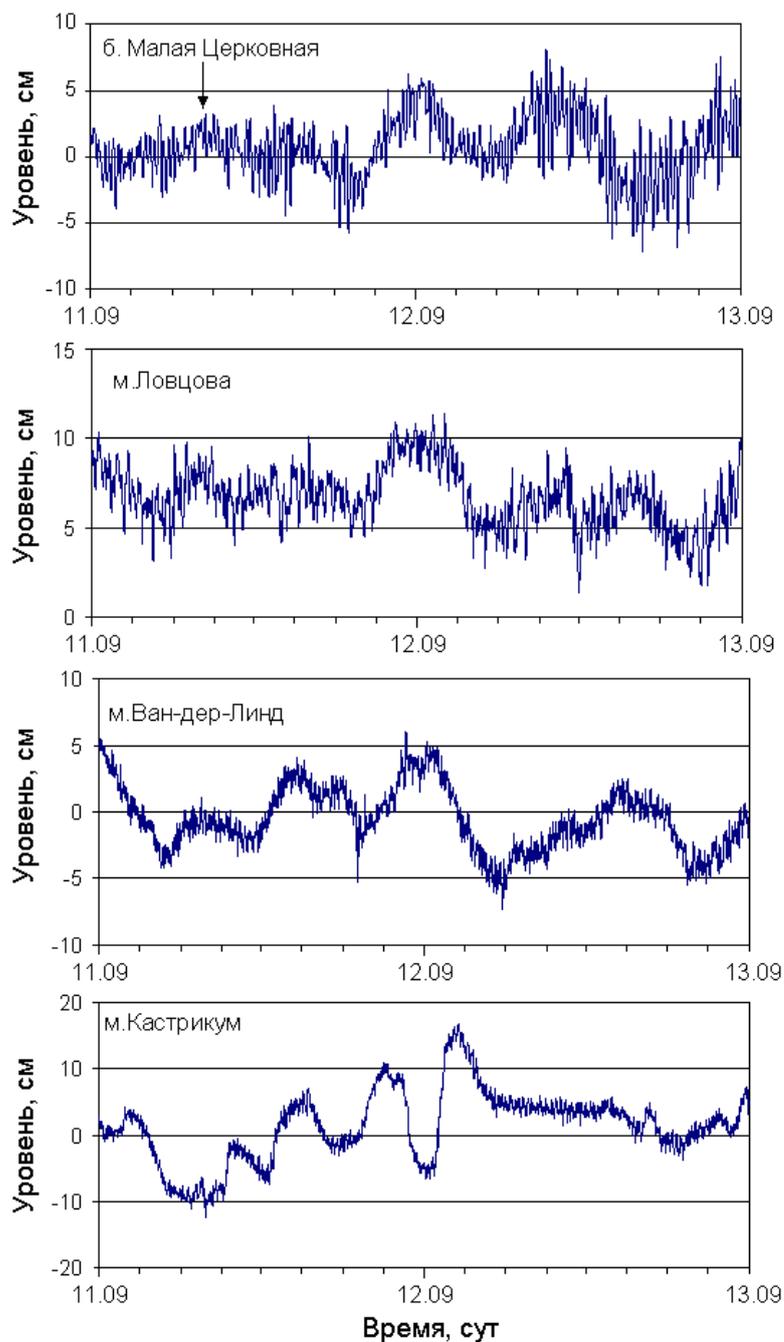


Рис. 5.10. Отрезки записи неперiodических колебаний уровня моря на различных станциях за 11-12 сентября 2008 года, содержащие запись слабого цунами. Стрелкой отмечен момент землетрясения

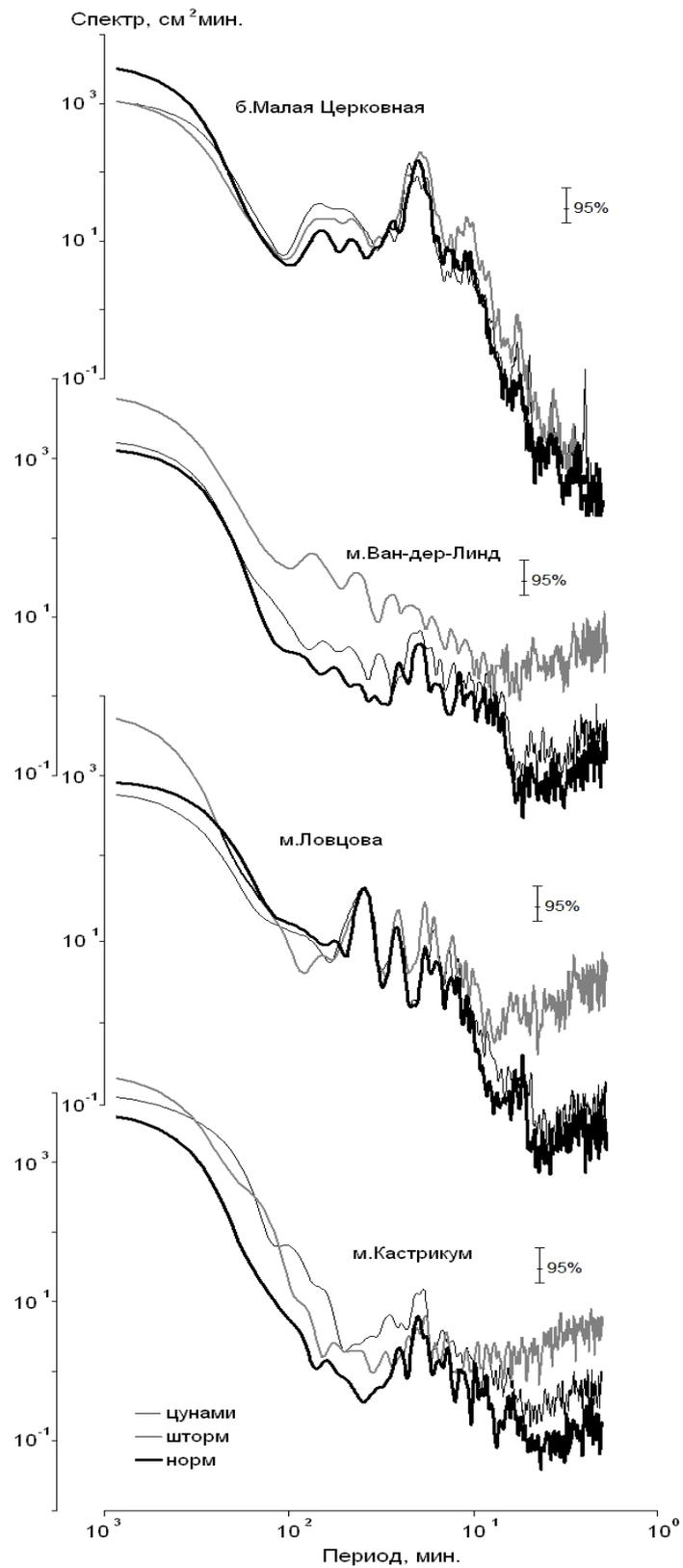


Рис. 5.11. Графики спектральной плотности для нормальных условий, а также рассчитанные по двухсуточным отрезкам записи, отвечавшим штормовым условиям и приходу волн цунами в б. Малая Церковная, у м. Ловцова, м. Ван-дер-Линд и м. Кастрикум.

В бухте Малая Церковная выделяется мощный, хорошо выраженный пик с периодом около 20 мин., отвечающий нулевой моде собственных колебаний. Он почти не зависит от погодных условий и не изменяется при цунами. При шторме заметно возрастание энергии в низкочастотной части спектра на периодах 40-80 мин., которое при цунами еще более значимое. При этом выделявшиеся на спектре для нормальной погоды пики с периодами около 45 и 60 мин. сглаживаются, и выделенные частоты отсутствуют.

Во время прохождения цунами, в высокочастотной части спектра можно отметить усиление пика с периодом около 6 мин., а также появление новых, отсутствовавших как при обычной, так и при штормовой погоде, пиков с периодами около 5 и 2,5 мин. Последний максимум выделяется на спектрах записи особенно ярко, возрастание энергии по сравнению с обычными условиями превысило полтора порядка.

На станции, расположенной в районе м. Ловцова, выделяются несколько четких, хорошо выраженных пиков, что указывает на важную роль частотно-избирательных свойств прилегающей акватории. Главный из них имеет период около 40 мин., что соответствует периоду шельфового резонанса для данного района [Волны в..., 1985]. Он практически не изменяется ни при шторме, ни при цунами. Второй по значимости пик, с периодом около 26 мин., увеличивается при шторме и при цунами по сравнению с обычными условиями примерно в 1,8 раза. Третий по значимости максимум спектральной плотности с периодом около 18 мин. резко увеличивается при прохождении шторма, но совершенно не изменяется при цунами.

У юго-западной оконечности о. Уруп - мыса Ван-дер-Линд, при обычных условиях график спектральной плотности имеет очень пологий наклон в диапазоне периодов от 10 до 100 мин., с резким понижением уровня энергии на периоде около 7 мин. В высокочастотной части спектра наблюдается рост спектральной плотности с частотой. В спектре выделяется мощный, хорошо выраженный максимум на периоде около 20 мин., и два более слабых, на периодах около 10 и 26 мин. При цунами происходит заметное повышение энергии длинноволновых

колебаний во всем частотном диапазоне, включая основной максимум. Но наиболее заметно оно в низкочастотной части спектра, где появляется хорошо выраженный максимум с периодом около 32 мин.

Следует отметить значительное увеличение энергии флуктуаций уровня при штормовых по сравнению с цунами. В диапазоне периодов от 2 до 6 мин. оно выше примерно на полтора порядка, а в диапазоне 30 - 100 мин. – на порядок. Заметное возрастание энергии при шторме отмечено и в промежуточном диапазоне 6 - 30 мин., при этом основной максимум с периодом 20 мин. практически не выделяется. В целом имеет место определенная стохастизация волнового поля, что проявляется в приблизительно равномерном повышении энергии колебаний при отсутствии выраженных пиков. Только в низкочастотной области спектра выделяются максимумы на периодах около 45 и 70 мин. Резкое уменьшение уровня энергии на периоде около 7 мин при шторме отсутствует, но излом графика спектральной плотности сохраняется.

Характер изменений спектра уровня моря у северо-восточной оконечности о. Уруп (м. Кастрикум) существенно отличается от рассмотренного выше, хотя общий вид спектра - пологий наклон и наличие мощного, хорошо выраженного, сравнительно широкого максимума на периодах 19-20 мин. - сохраняется. Очевидно, эти свойства определяются характером рельефа дна, прежде всего - параметрами шельфа, который в данном районе существенно более короткий и приглубый по сравнению с островами Кунашир и Шикотан.

При нормальных условиях выделяются, но менее четко, пики на периодах от 25 до 6 мин., однако они слабо проявляются как при цунами, так и при штормовой погоде. В обоих случаях происходит заметное повышение энергии колебаний во всем рассматриваемом частотном диапазоне, однако при прохождении шторма оно в большей мере проявляется на периодах менее 10 мин., а при цунами - более 10 мин. Особенно значимо, примерно в три раза, увеличивается спектральная плотность при цунами на частоте основного максимума. Кроме того, появляется пик с периодом около 28 мин., отсутствующий при обычной погоде, но отмеченный при штормовой ситуации. При цунами в высокочастотной части спектра заметно увеличение максимумов с периодами 6 и 8

мин., при шторме, помимо основного максимума, можно отметить только пик с периодом около 14 мин., остальные не выражены.

По сравнению с юго-западной оконечностью о. Уруп, у м. Кастрикум цунами проявилось сильнее, а влияние шторма оказалось более слабым, хотя при обычных условиях спектры естественного длинноволнового шума на обеих станциях имеют весьма близкий характер.

5.5. Проявление цунами на Тихоокеанском побережье России по инструментальным измерениям 2009-2010 годов

2009 год и первая половина 2010 года оказались более богатыми на опасные морские явления, чем предыдущий год – были получены записи одного близкого (Симушир, 15 января 2009 г.) и нескольких удаленных землетрясений (Индонезия, 3 января; Самоа, 29 сентября и Вануату 7 октября 2009 г., а также Чилийское 27 февраля 2010 г.) [Sitvchenko et al., 2011]. Помимо цунами, были зафиксированы несколько сильных штормов, причем 23-24 января 2009 г. и 3-4 августа 2010 г. в записях выделены аномальные колебания, сходные по своим характеристикам с цунами [Shevchenko et al., 2011]. Поскольку в Тихом океане в этот период не было отмечено сильных землетрясений, данные события отнесены нами к разряду метеоцунами, так как наиболее вероятно, они были обусловлены прохождением резко выраженных атмосферных фронтов.

Объем полученных записей цунами получился достаточно большим, поэтому рассмотрим наиболее опасное для побережья России цунами, пришедшее от близкого источника в сейсмоактивной зоне – цунами от землетрясения вблизи о. Симушир. Автор работы участвовал в подготовке приборов для этого эксперимента, считывании форматирования и обработке данных наблюдений.

Близкое Симуширское землетрясение с величиной магнитуды ($M=7,4$, USGS) вызвало слабое локальное цунами. Землетрясение произошло 15 января 2009 в 17:49 UTC и было расположено в 270 милях к юг от Северо-Курильска, Курильские острова, Россия (рис. 5.12). Координаты эпицентра - $\varphi = 46.9^\circ S$ и $\lambda = 155.2^\circ E$, глубина 36,0 км (USGS), что близко к эпицентру Симуширского землетрясения 13 января 2007.

Согласно результатам числового моделирования [Сайт NOAA], главный поток энергии был направлен к глубоководной области Тихого океана (рис. 5.13). Существенная часть волновой энергии была направлена в Охотском море. Подобная картина распределения волновой энергии наблюдалась в ноябре 2006 и январе 2007 при Симуширских цунами.

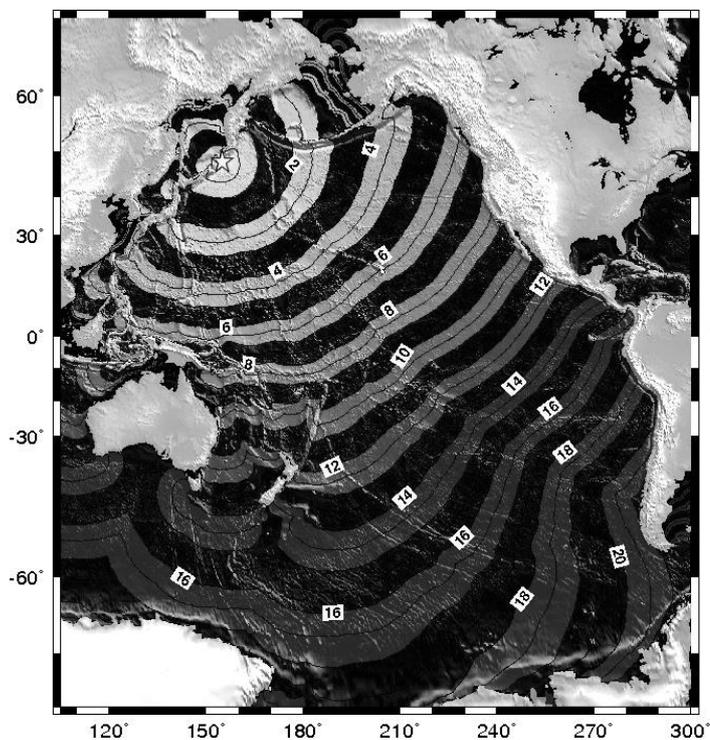


Рис. 5.12. Расчетная карта времени добегания Симуширского цунами (15 января 2009) [Сайт NOAA].

Волны цунами были записаны регистраторами придонного давления в бухте Малокурильская, заливе Китовый и около мыса Ван-дер-Линда (рис. 5.14). Было невозможно определить время добегания волн цунами и ее высоты для последних двух станций из-за очень высоких уровней шума. Этот шум был вызван серьезными штормами, обусловленными прохождением глубокого циклона.

Спектральные оценки ветрового волнения для 12-часовых интервалов показали увеличение на два порядка энергии на периодах 8-10 секунд по сравнению со спокойной погодой (рис. 5.15). Максимальная интенсивность волн ветра была в первой половине дня 16 января. Тогда центр шторма располагался около острова Симушир (рис. 5.16), удаленного от о. Шикотан, поэтому влияние шторма в Малокурильской бухте не было достаточно сильныс. И цунами здесь

было четко зарегистрировано как группа волн с периодом приблизительно 19 минут и амплитудой 10-11 см. Первая волна этой группы наблюдалась в 23:56 UTC, продолжительность интенсивных колебаний была около 4 часов.

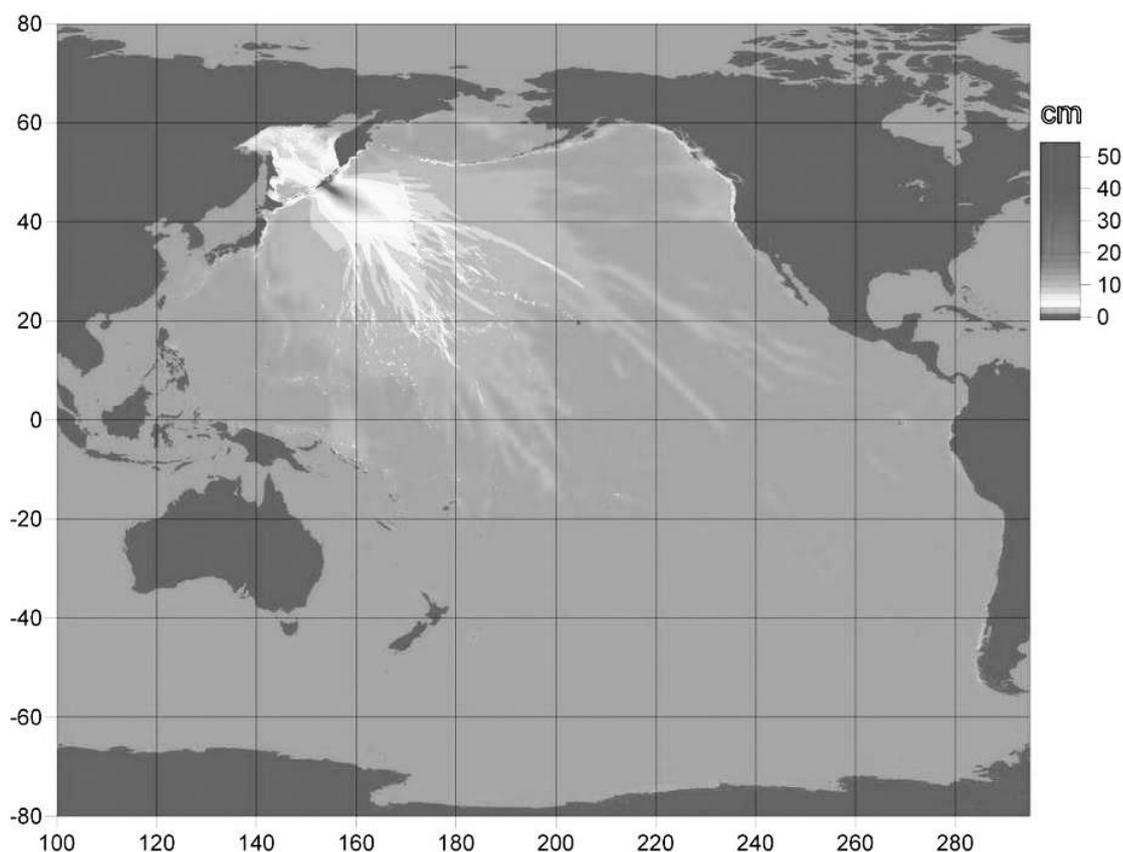


Рис. 5.13. Расчетная максимальная амплитуда Симуширского цунами [Сайт NOAA].

Тем не менее, были трудности с определением времени прихода Симуширского цунами в б Малокурильскую, наиболее вероятно это произошло в 20:11 UTC, поскольку время распространения цунами из источника к прибору в этой бухте составляло приблизительно 2 часа и 20 минут. Этот результат согласуется со временем распространения Симуширского цунами 13 января 2007 [Rabinovich и другие, 2008; Lobkovsky и другие, 2009].

В случае цунами 15 ноября 2006 время прихода максимальной волны было 3 часа 50 минут после прихода первой волны. Эта задержка объяснялась авторами работы [Rabinovich et al., 2008] захватом энергии цунами шельфовой зоной. Подобная задержка группы волн в 2009 также может присутствовать.

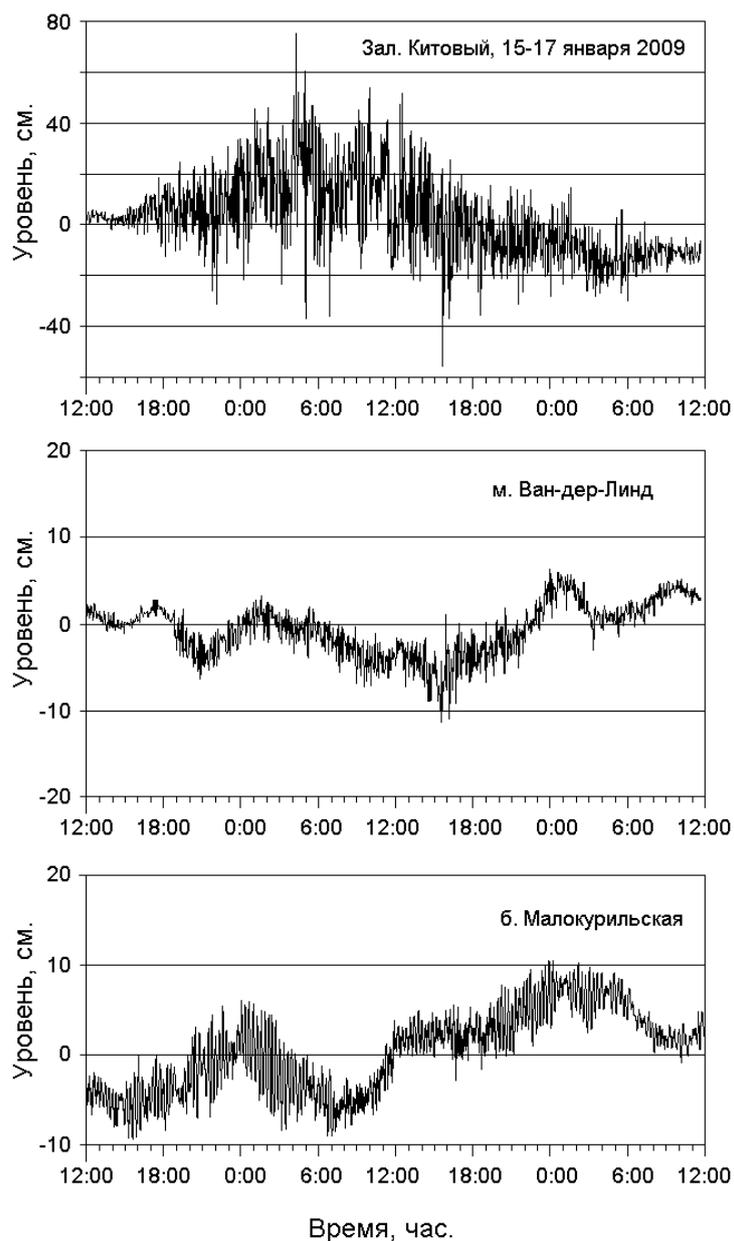


Рис. 5.14 Остаточный уровень моря (вычтен предвычисленный прилив) в зал. Китовый, м. Ван-дер-Линд и в бухте Малокурильская. Начало 12:00 15 января (UTC).

Чтобы оценить время прихода цунами и высоты волны, использовалось усреднение данных наблюдений 3-минутным временным окном. Этого было достаточно, чтобы подавить высокочастотный шум и точно определить характеристики цунами на станции м. Ван-дер-Линд. Время прихода первой волны 18:49 UTC, т.е. спустя один час после землетрясения. Максимальные высоты волн (8-10 см), наблюдались намного позже - 16 января от 15:43 до 16:49.

Продолжительность колебаний была приблизительно 32 часа, что является достаточно долгим для слабого цунами. Приход волн с максимальной высотой спустя день после землетрясения также очень необычен. В бухте Малокурильская также обнаружено увеличение нулевой моды резонансных колебаний с 19:20. Могут быть две причины таких продолжительных колебаний – приход отраженных волн или генерация нового цунами сильными афтершоками.

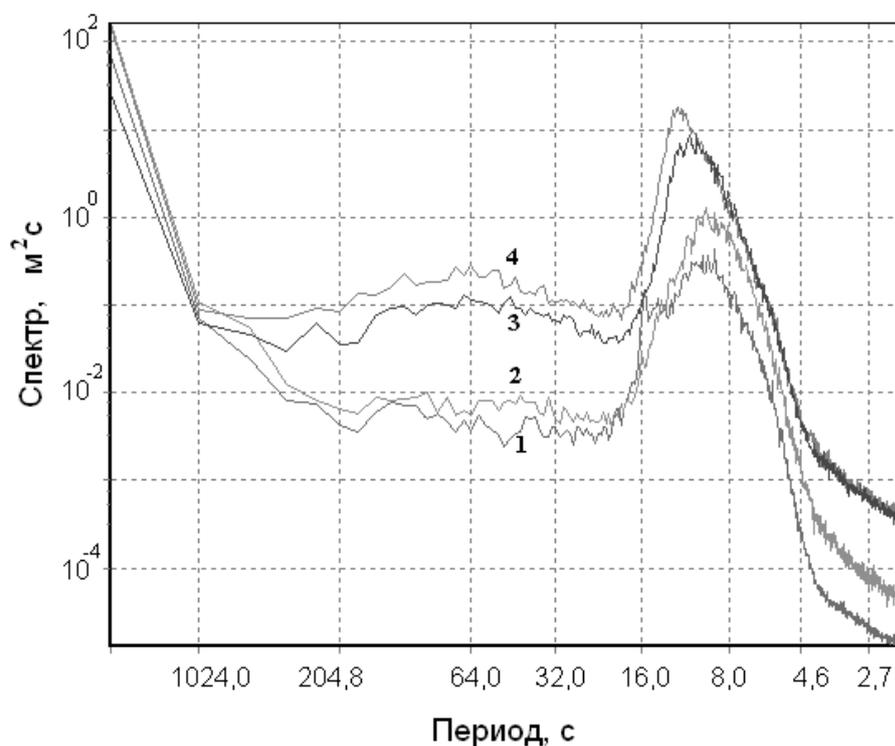


Рис. 5.15. Спектры ветрового волнения, вычисленные для различных отрезков времени: 1- с 0:00 до 12:00 15 января; 2- с 12:00 до 24:00 15 января; 3 - с 0:00 до 12:00 16 января; 4 - с 12:00 до 24:00 16 января. Мыс Ван-дер-Линд.

Два сильных афтершока были зарегистрированы 16 января Сахалинским отделом Геофизической службы РАН. Первый афтершок произошел в 15:14 UTS и имел магнитуду $M=5,8$ (предварительная оценка). Его эпицентр располагался в южном направлении от главного землетрясения ($\varphi = 46,1$ N и $\lambda = 155,9$ E). Второй произошел в 16:48 ($M=5,9$), его эпицентр был расположен восточней главного землетрясения ($\varphi = 46,9$ N и $\lambda = 155,8$ E). Трудно оценить вероятность генерации

цунами этими афтершоками, так как сейсмическая информация недостаточно точна.

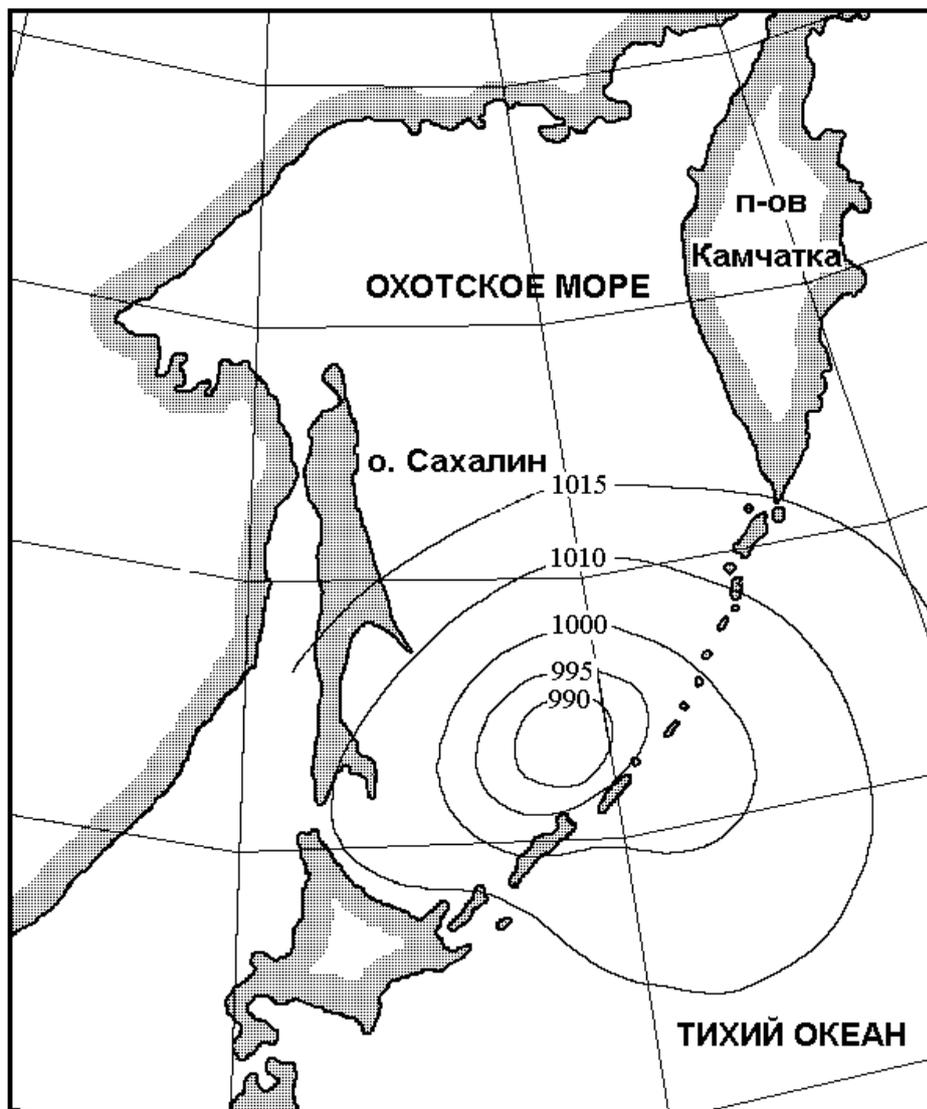


Рис. 5.16. Карта региона и положение циклона 16 января 2009, 00:00 UTC по данным Гидрометеослужбы Сахалина.

С другой стороны, вероятность влияния отраженных волн также низка, так как цунами было слабым и максимальный поток волновой энергии был направлен в открытый океан. Таким образом, наблюдается сложная структура вызванных цунами колебаний уровня моря, которые не возможно объяснить.

Более сложная волновая структура, которая наблюдалась в зал. Китовый, может быть связана с определенной суперпозицией низко - и высокочастотных колебаний. К сожалению, невозможно было определить время прихода цунами к

этой станции, поскольку амплитуда длинных волн резко увеличилась в 15:27 UTC, приблизительно за два часа до землетрясения. Причиной усиления колебаний уровня был глубокий циклон с давлением в центре 985 миллибар (рис. 5.16). Во второй половине 15 января он находился в Охотском море около о. Итуруп. Ориентация изобар показывает направление ветра в зал. Китовый. Поэтому циклон принес в порт Курильска шторм, в результате спектральная энергия ветровых волн усилилась приблизительно в 200 раз. Вероятность такого совпадения цунами с сильным штормом очень мала, так как каждое из них является редким событием.

Интенсивность колебаний уровня увеличилась к 5:00 16 января, когда была зарегистрирована максимальная высота волн - приблизительно 97 см, уровень моря значительно понизился, поскольку наблюдался отлив (рис. 5.14). Колебания уровня моря большой амплитуды продолжались достаточно долго, до 12:40. Другое усиление колебаний было зарегистрировано в 15:50, в то же самое время, когда максимальные волны достигли станции на м. Ван-дер-Линд. Уменьшение интенсивности длинноволновых колебаний до уровня фона произошло 17 января в 9:00.

Для исследования спектральных характеристик длинноволновых колебаний, зарегистрированных приборами, энергетические спектры рассчитывались для двух различных отрезков данных (оба длиной по 1 сут.): сначала – сутки перед записью волны цунами, для идентификации фонового уровня; второе – «период цунами», включал колебания вызванные цунами. Результаты вычисления представлены на рис. 5.17.

В б. Малокурильская значительные различия в уровне энергии между цунами и фоновыми спектрами наблюдаются на периоде основной резонансной моды (18-19 минут) и для низких частот на периодах 45-60 мин. В противоположность этой станции, существенное увеличение в спектрах цунами наблюдалось в высокочастотной части (периоды менее 6 минут) для записи на м. Ван-дер-Линд (рис. 5.17). Наиболее вероятно, это увеличение было вызвано штормом, а не цунами.

Цунами вызвало увеличение главных спектральных пиков с периодами 12 и 20 минут. Эти пики в фоновых спектрах наблюдались здесь и при первом

эксперименте, они связаны с влиянием шельфового резонанса в этой области [Левин и др., 2009].

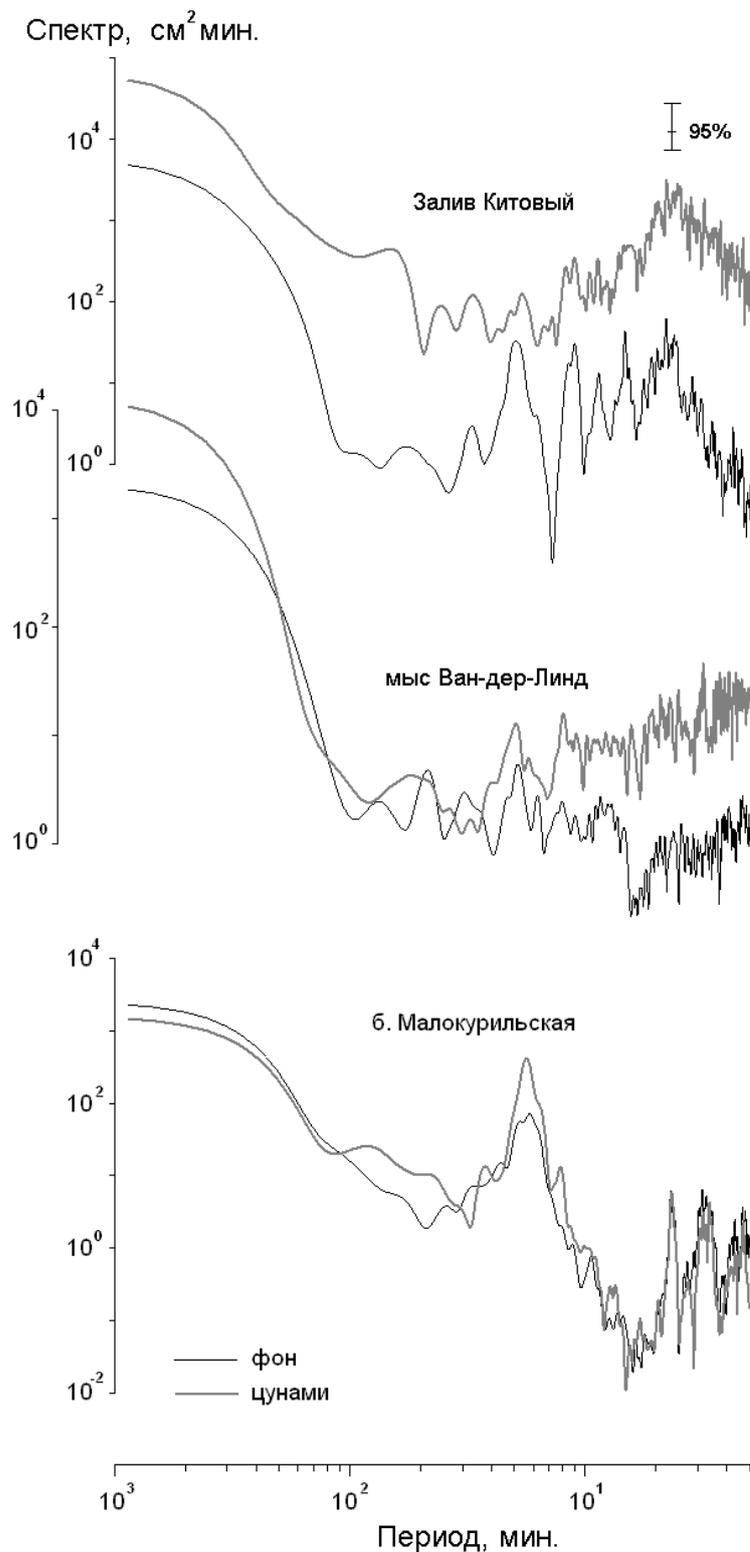


Рис. 5.17. Спектры фоновых и Симуширского цунами колебаний уровня моря: залив Китовый, о. Итуруп; м. Ван-дер-Линд, о. Уруп; б. Малокурльская, о. Шикотан.

В заливе Китовый обнаружены самые значительные различия в уровне энергии между цунами и фоновыми спектрами почти для всего рассматриваемого диапазона периодов (рис. 5.17). Самое значительное увеличение энергии было обнаружено и в высокочастотной и низкочастотной полосах спектра (от периодов меньше 5 минут и 30-60 минут). Увеличение энергии в высокочастотной области была вызвано сильным штормом. В низкочастотной (хотя более слабо) возрастание наблюдалось и на других станциях.

В фоновых спектрах для зал. Китовый было обнаружено несколько хорошо-выраженных пиков, которые соответствуют резонансным модам, однако в спектрах цунами они выражены более слабо. Самый значимый пик наблюдается на периоде 20 мин. В отличие от приборов в б. Малокурильская и м. Ван-дер-Линд, увеличения энергии на этом периоде в зал. Китовый было слабее. Причина этих различий пока не установлена.

Основные выводы главы 5:

1. В результате анализа записей цунами выявлены основные периоды, на которых в бухте порта Холмск возможно усиление приходящих из открытого моря длинных волн. Внутри бухты особенно выделяются колебания на периоде около 8 мин, отвечающие нулевой моде собственных колебаний бухты. В этом случае во всех точках внутренней акватории вариации уровня происходят синфазно, амплитуда плавно увеличивается от горловины бухты к ее удаленной части.

В спектрах записей как удаленного, так и близкого цунами выделялся четкий максимум на периоде около 3 мин, отвечающий одноузловой продольной сейше бухты, пучности которой находятся у входа в бухту и в ее кутовой части. Выявлено также усиление колебаний на периодах около 11 и 16 мин, обусловленные, вероятно, явлением шельфового резонанса.

2. Сопоставление инструментальной записи Невельского цунами в августе 2007 г. с результатами численного моделирования показало, что рассчитанные высоты волн в порту г. Холмск находятся в хорошем согласии с наблюдениями, хотя частотный характер кривых различен (расчетная мареограмма не включает в себя сейшевые колебания в порту, представленные на инструментальной записи).

Расчеты волн цунами, возникших во время этого землетрясения, подтвердили локальный характер цунами на о. Сахалин.

3. Сравнение спектров полученных записей в порту Корсакова со спектром Чилийского (май 1960 г) цунами показало совпадение пиков в низкочастотной части спектра на периодах более 1,5 часа. Наблюдавшиеся при цунами пики на периодах около 19 и 35 мин, связанные с резонансными колебаниями Анивского залива, при прохождении циклона не выделяются, в чем заключается отличие от других портов и связано это по-видимому с тем обстоятельством, что когда волны цунами приходят с востока от проливов Курильской гряды, то сначала отражаются от западного побережья залива Анива.

4. Впервые получены данные натуральных измерений длинных волн типа цунами в южной части Курильской гряды на разнесенной группе станций, что позволило выявить ряд важных особенностей формирования волнового поля в диапазоне периодов цунами как при обычных, так и экстремальных условиях.

Существующие различия обобщенных спектральных характеристик естественного длинноволнового фона на различных станциях отражают влияние частотно-избирательных свойств акваторий. Наиболее выражены они в бухте Малая Церковная, о. Шикотан, где хорошо выделяется пик, отвечающий нулевой моде собственных колебаний бухты. У побережья о. Кунашир, в районе м. Ловцова в спектре вариаций уровня моря на периодах около 40 и 26 мин. наблюдаются устойчивые пики, обусловленные, вероятно, влиянием протяженного мелководного шельфа. Частотно-избирательные свойства у берегов о. Уруп выражены существенно слабее, поскольку шельф более короткий и приглубый.

Выявлены существенные различия спектральных характеристик естественного длинноволнового поля на различных станциях при прохождении циклона и при слабом цунами 11 сентября 2008 г., что отражает, по-видимому, влияние частотно-избирательных свойств акваторий.

5. Симуширское цунами 15 января 2009 года отчетливо выделялось в записях придонного давления в б. Малокурильская. Обнаружена хорошо выраженная группа волн с периодом основной резонансной моды, которая проявляется спустя приблизительно 4 часа после первой волны. Та же самая задержка наблюдалась в случае Симуширского цунами 15 ноября 2006 года.

Авторы работы [Rabinovich et al., 2008] объясняют эту задержку шельфовым захватом энергии цунами. Вероятно, этот же эффект был причиной задержки Симуширского цунами 15 января 2009 года.

Время прихода первой волны к м. Ван-дер-Линд было 18:49 UTC, т.е. спустя один час после землетрясения. Максимальные высоты волн, достигающие 8-10 см, наблюдались намного позже, 16 января с 15:43 до 16:49. Общая продолжительность колебаний составила приблизительно 32 часа, что является очень большим для относительно слабого цунами. Трудно объяснить эти характеристики длинных волн приходом отраженных волн или проявлением нового цунами от афтершоков, которые были недостаточно сильны.

В заливе Китовый обнаружены самые значительные различия в уровне энергии между цунами и фоновыми спектрами почти для всего рассматриваемого диапазона периодов. Наиболее значительное увеличение энергии было обнаружено в высоко- и низкочастотных полосах спектра (с периодами меньше 5 минут и 30-60 минут). Увеличение энергии в высокочастотной полосе было вызвано сильным штормом. Увеличение энергии колебаний в низких частотах (хотя более слабое) наблюдалось также и на других станциях.

ГЛАВА 6. ИССЛЕДОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ДЛИННОВОЛНОВЫХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ В ДИАПАЗОНЕ ПЕРИОДОВ ЦУНАМИ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ О. САХАЛИН И ЮЖНЫХ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

Прибрежная зона о. Сахалин и южных Курильских островов все еще остаются чрезвычайно интересным и малоисследованным объектом. Сравнительно однородный протяженный шельф создает здесь благоприятные условия для формирования пограничных волн, топографических вихрей, развития апвеллинга [Kovalev et al., 1991]. Данное побережье представляет интерес для изучения различных волновых процессов и их связи с атмосферными возмущениями, которые являются основным источником длинноволновых колебаний уровня в диапазоне периодов цунами [Ефимов и др., 1985].

Поэтому здесь регулярно с начала двухтысячных годов проводились и проводятся экспедиции ИМГиГ с наблюдениями колебаний уровня моря. Одной из научных целей этих экспериментов является исследование фоновых спектров длинноволновых колебаний в диапазоне периодов цунами и изучение приливов и штормовых нагонов. Это связано с тем, что, как показали результаты ранее проведенных исследований по данным наблюдений на шельфе Камчатки [Ковалев и др., 1989; Kovalev et al., 1991] с использованием численных расчетов по теоретической с линейным уклоном модели для стоячих излученных волн [Kovalev et al., 1991], структура спектра определяется доминирующими на шельфе стоячими колебаниями и зависит от топографии береговой зоны и соответствующей системы возбуждения.

В то же время, цунами представляет обычно прогрессивную волну, поэтому имеющиеся обобщенные оценки коэффициентов усиления от больших глубин к малым дают ошибку при расчете высоты волны на берегу. Оказалось, что наблюдающиеся пакеты прогрессивных волн вызывают, как правило, повышение уровня энергии в спектре колебаний уровня. Именно выборка моментов нарушения стационарности волнового поля, а также последующий их тщательный анализ были основной целью исследования, изложенного в этой главе.

6.1. Аналитическая модель длинных волн в краевой области океана

Поскольку в настоящей работе в основном рассматриваются поверхностные волны в диапазоне периодов цунами - с характерными периодами от нескольких минут до нескольких часов и длинами волн от нескольких десятков метров до нескольких сотен километров, представляется целесообразным остановиться на уравнениях движения, описывающих эти длинноволновые процессы.

Выбор модели для описания исследуемых физических явлений в океане - штормовых нагонов, приливов, цунами, ветровых волн и т. п., определяется прежде всего пространственными и временными масштабами соответствующих волновых движений.

Оценка безразмерных параметров позволяет в каждом конкретном случае пренебречь отдельными членами в уравнениях движения и построить более простую и удобную модель. Для изучаемых движений можно использовать линеаризованную модель длинных незатухающих волн в однородном невращающемся океане [Ефимов и др., 1985; Рабинович, 1993]. Рассмотрим сделанные приближения.

Первое приближение об использовании линейной модели равносильно предположению о том, что амплитуда волны мала по сравнению с ее длиной и глубиной жидкости $\zeta \ll h$. Из этих предположений следует, что горизонтальные скорости частиц $u, v \ll c$, где c - фазовая скорость волны.

Приближение длинных волн предполагает, что глубина жидкости h существенно меньше длины волны λ . Это позволяет пренебречь в уравнениях движения вертикальными ускорениями и находить давление с помощью уравнения гидростатики (гидростатическое приближение) [Ле Блон, Майсек, 1981].

Пренебрежение силами трения, использование модели незатухающих движений применимо для волн, период которых много меньше времени затухания. Для большинства океанских волн это приближение хорошо выполняется.

Предположение об однородности океана исключает из рассмотрения все классы внутренних волн, которые в настоящей работе не рассматриваются, а также учет влияния стратификации на поверхностные волны.

Исключение из уравнений членов, связанных с вращением Земли, применимо в том случае, когда частота процесса много больше инерционной частоты $f = 2\Omega \sin \varphi$, где Ω - частота вращения Земли, а φ - географическая широта. Характерное для средних широт значение $f = 10^{-4}$ рад/с соответствует периоду около 17 ч. Для волн с периодами от нескольких десятков секунд до нескольких десятков минут предположение $\omega \gg f$ вполне справедливо, однако на волны с периодами несколько часов вращение оказывает определенное влияние.

Сделанные допущения значительно сужают круг явлений, которые могут быть описаны с помощью уравнений, учитывающих их. Однако в настоящей работе рассматриваются процессы, к которым данные допущения применимы, и, поэтому, использование достаточно идеализированной модели к анализу изучаемых явлений вполне допустимо. К тому же это дает возможность сконцентрировать внимание на некоторых главных аспектах проблемы, таких, как разнообразные явления в прибрежной зоне, связанные с длинноволновыми процессами.

С учетом вышеизложенного проводился анализ различных видов гравитационных волн и связанных с ними эффектов, представленный в настоящей работе. Для расчета краевых волн в районе юго-восточного побережья о. Сахалин (раздел 6.2) рассмотрим аналитическую модель с аппроксимацией реального профиля экспоненциальной зависимостью (выпуклый экспоненциальный шельф).

Рассмотрим модель полубесконечного океана, береговая линия которого совпадает с осью y , а ось x направлена в сторону открытого моря. Зададим экспоненциальный шельф в форме [Ефимов и др., 1985; Рабинович, 1993]

$$h(x) = \begin{cases} h_0 e^{ax} & \text{при } 0 < x \leq L \\ h_0 e^{aL} & \text{при } x > L \end{cases} . \quad (6.1)$$

Это профиль с небольшой стенкой у берега $h(0)=h_0$ и постоянной глубиной за пределами шельфа. В зоне шельфа (при $0 < x \leq L$) уравнение колебаний свободной поверхности в длинноволновом приближении имеет вид [Рабинович, 1993]

$$\zeta''(x) + a\zeta'(x) + (\omega^2 e^{-ax} / gh_0 - k^2)\zeta(x) = 0 . \quad (6.2)$$

С помощью преобразования $\zeta(x) = u\psi(u)$, $u = \exp(-ax/2)$ выражение (6.2) сводится к уравнению Бесселя [Рабинович, 1993]

$$u^2 \psi'' + u\psi' + [\sigma^2 u^2 - \nu^2] \psi = 0 \quad , \quad (6.3)$$

где

$$\sigma^2 = 4\omega^2/(gh_0a^2) \quad , \quad \nu^2 = 1 + 4k^2/a^2 \quad . \quad (6.4)$$

Решение уравнения (6.2) можно представить в виде

$$\zeta(u) = A_1 u J_\nu(\sigma u) + B_1 u N_\nu(\sigma u) \quad , \quad (6.5)$$

где J_ν и N_ν – функции Бесселя и Неймана ν – го порядка, σ и ν описываются выражениями (6.4), а $u = \exp(-ax/2)$. Индекс 1 соответствует шельфу, 2- открытому океану.

В открытом океане (при $x > L$) решение для краевых волн имеет вид $\zeta_2(x) = C_{12} e^{-\lambda_2 x}$ [Рабинович, 1993]. Граничное условие на берегу $\zeta_1'(x) = 0$ при $x = 0$ и на границе шельфа - условия непрерывности уровня и потока $\zeta_1(x) = \zeta_2(x)$, $h_1 \zeta_1'(x) = h_2 \zeta_2'(x)$ при $x = L$ позволяют получить дисперсионное уравнение [Ефимов и др., 1985]

$$A = Z_1^\delta(\xi) Z_2^\vartheta(\sigma) - Z_1^\vartheta(\sigma) Z_2^\delta(\xi) = 0 \quad , \quad (6.6)$$

где

$$Z_1^q(y) = qJ_\nu(y) + yJ_{\nu-1}(y) \quad ,$$

а Z_2^q - то же с заменой функции Бесселя J_ν , $J_{\nu-1}$ на функции Неймана N_ν , $N_{\nu-1}$;

$$\delta = 1 - 2\kappa/a - \nu, \quad \kappa = [k^2 - \omega^2/(gH)], \quad \vartheta = 1 - \nu, \quad \xi = \sigma e^{-aL/2}$$

С использованием дисперсионного уравнения были вычислены дисперсионные кривые, представленные на рис. 6.1. Эти результаты применительно к данным натурных наблюдений и реальному профилю побережья использованы в параграфе 6.3.

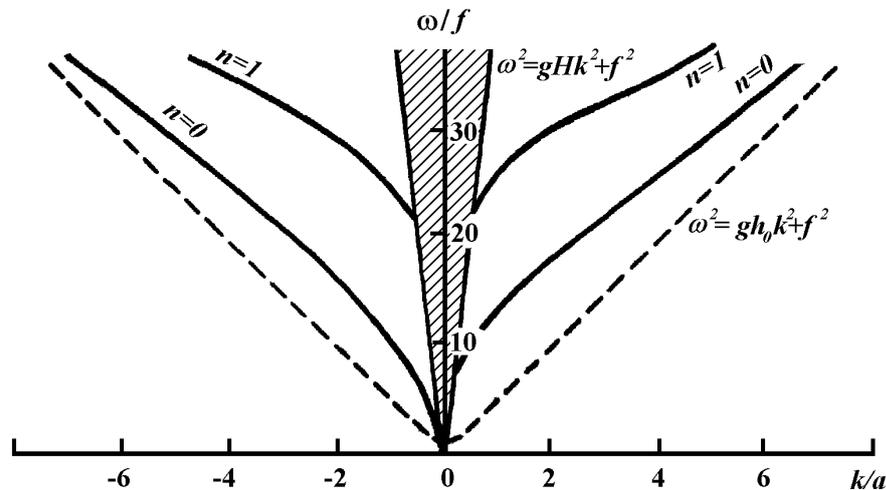


Рис. 6.1. Дисперсионная диаграмма захваченных волн для модели экспоненциального рельефа дна (6.15), рассчитанная по (6.21). Область существования краевых волн ограничена двумя гиперболами $\omega^2 = gHk^2 + f^2$ и $\omega^2 = gh_0k^2 + f^2$.

6.2. Возбуждение краевых волн атмосферными возмущениями на юго-восточном шельфе о. Сахалин

6.2.1. Описание эксперимента и полученного материала

На участке автомобильной дороги между селом Охотское и мысом Свободный на юго-восточном побережье о. Сахалин, проходящей вблизи уреза воды, в последние несколько лет отмечены участвовавшие случаи размыва берега и повреждения дорожного полотна (главным образом, на 9-ом километре). В этой связи Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН в 2011 году начал комплексные исследования причин этого явления, включавшие инструментальные измерения волнения и колебаний уровня моря.

На этом участке 18 июня 2011 г были установлены 4 автономных измерителя волнения и уровня АРВ (номера приборов 57, 59, 68 и 69). Пятый прибор (номер 32) был установлен непосредственно в ковше бывшего рыбозавода с. Охотское (рис.6.2). Три из них были подняты 28 сентября, датчик №57 сразу поднять не удалось (он находился ближе всего к берегу и был замыв песком). Он был поднят после штормового периода (30 сентября и 2 октября в изучаемом районе было отмечено два достаточно сильных шторма) 4 октября. Датчик №32

был снят 28 октября, а прибор № 37, который был выставлен в районе устья протоки Красноармейская, соединяющей озеро Тунайча с морем, найти не удалось.



Рис. 6.2. Схема изучаемого участка юго-восточного побережья о.Сахалин. Показано положение автономных регистраторов волнения - донных станций.

На рис.6.2. также показана батиметрическая карта, которая была рассчитана по данным батиметрической съемки, проведенной с помощью эхолота-картплоттера Lowrance. Эта карта в дальнейшем была использована для численного моделирования длинноволновых процессов в прилегающей к с. Охотское акватории.

В результате проведенных наблюдений были получены продолжительные записи волновых процессов с дискретностью 1 с. Визуальный анализ записей показал наличие в них пакетов низкочастотных колебаний уровня с периодом около 10 минут (рис.6.3), причем подобные структуры наблюдались достаточно часто. Вариации уровня с близкими периодами наблюдалась на юго-восточном побережье о. Сахалин и ранее – в районе протоки оз. Изменчивое, а также вблизи м. Острый, несколько севернее с. Охотское. Там волновые пакеты были менее устойчивы - отмечены реже, были короче, и состояли из 3-5 колебаний.

Сравнительно устойчивый характер выявленных колебаний указывает на их связь с характером локальной топографии в изучаемом районе. На открытом участке побережья они могут быть связаны либо с захваченными краевыми волнами, либо с шельфовым резонансом – в любом случае на данном периоде можно ожидать усиления колебаний при опасных морских явлениях, таких как волны цунами или штормовые нагоны. Именно это обстоятельство, а также их возможное влияние на формирование прибрежного рельефа, определяет интерес к подобным особенностям волнового режима в прибрежных акваториях.

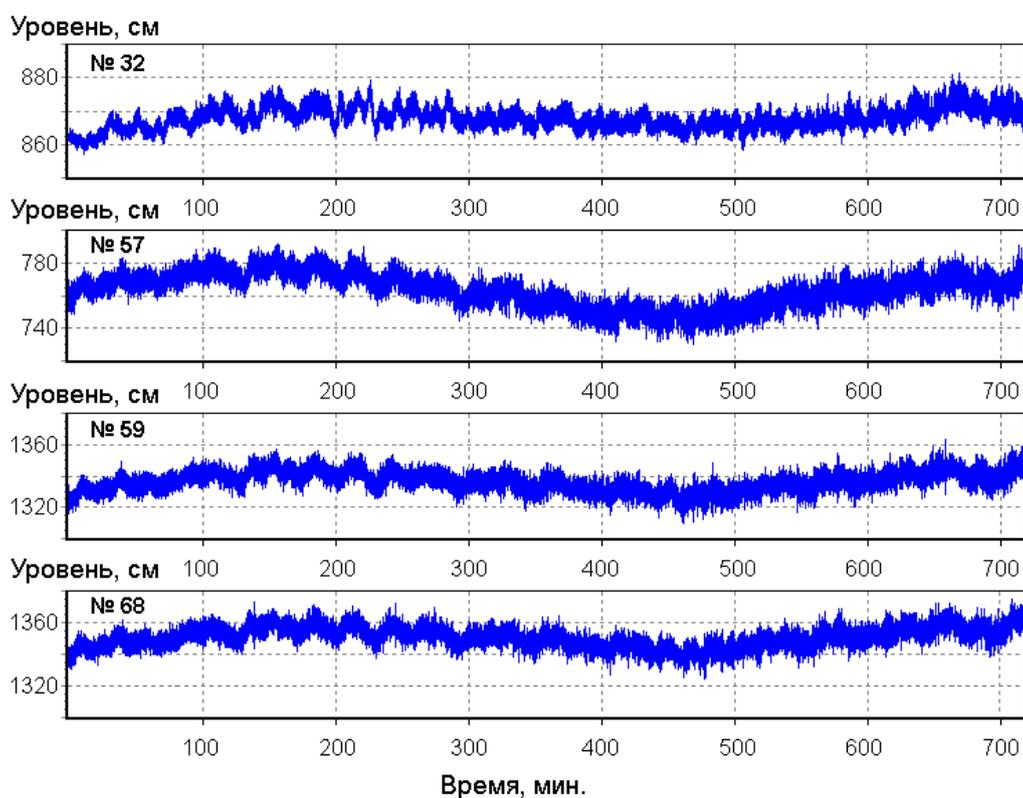


Рис.6.3. Образцы синхронных записей колебаний уровня 20.06.11 для четырех станций содержащие хорошо выраженные пакеты низкочастотных колебаний.

Определить структуру колебаний на таких периодах можно только по достаточно разнесенным станциям, для этой цели не годились 4 станции, выставленные на небольшом расстоянии друг от друга с целью сравнительного анализа характеристик ветрового волнения и длинных инфрагравитационных волн с гораздо меньшими пространственными масштабами. Однако датчик № 32

располагался на достаточном удалении - 7,2 км от станции №59 и 7,5 км от станции №68, т.е. имелась возможность провести изучение обнаруженных волн.

6.2.2. Анализ данных наблюдений

С использованием полученных рядов наблюдений был проведен спектральный и взаимно спектральный анализ с акцентом на волновые процессы с периодами около 10,7 минут. Рассмотрим результаты расчета для пары станций №32-№68 (рис.6.4) [Ковалев, Шевченко, Ковалев, 2015].

В текущем спектре станции №68 (рис.6.4) для величин значимой когерентности хорошо выделяется подъем энергии на периодах около 10,7 минут. Процессам с этими периодами могут соответствовать сейши, краевые волны или колебания, связанные с шельфовым резонансом.

На графиках текущей когерентности и фазы (рис.6.4) также видно наличие устойчивой связи длинноволновых процессов с периодами около 10,7 минут. Причем когерентность между рассматриваемыми достаточно высокая – от 0,4 до 0,6, что отвечает высокому уровню значимости с учетом длины анализируемых интервалов. Отметим также интересную особенность текущей фазы, а именно изменение разности фаз в течение времени наблюдений. Отметим, что на участках с более выраженными группами волн фаза устойчива и ее значения близки к $\pi/2$. Наличие такого сдвига исключает сейши, а также влияние шельфового резонанса, по крайней мере оно не может быть определяющим.

Был выполнен расчет дисперсионной диаграммы длинноволновых процессов в изучаемом районе в предположении цилиндрического рельефа с характерным профилем изменения глубины в зависимости от расстояния от берега в соответствии с теорией, приведенной в разделе 6.1. Для первой моды краевых волн для периода 10,7 мин получено значение длины волны около 10 км, что хорошо согласуется с полученным значением фазового сдвига.

Численное моделирование распространения длинных волн в изучаемой акватории также обнаруживает устойчивые колебания с периодом около 10,7 мин в изучаемом районе. Пространственная структура этих колебаний с двумя параллельными берегу полосами более значимых амплитуд узловой линией между ними (рис.6.5) типична для проявления краевых захваченных волн или шельфового

резонанса (в таких ситуациях их различить очень сложно). Как уже отмечалось выше, фазовый сдвиг более характерен для захваченных волн, хотя его изменения во времени могут быть обусловлены, в частности, изменением соотношения вклада различных волновых составляющих.

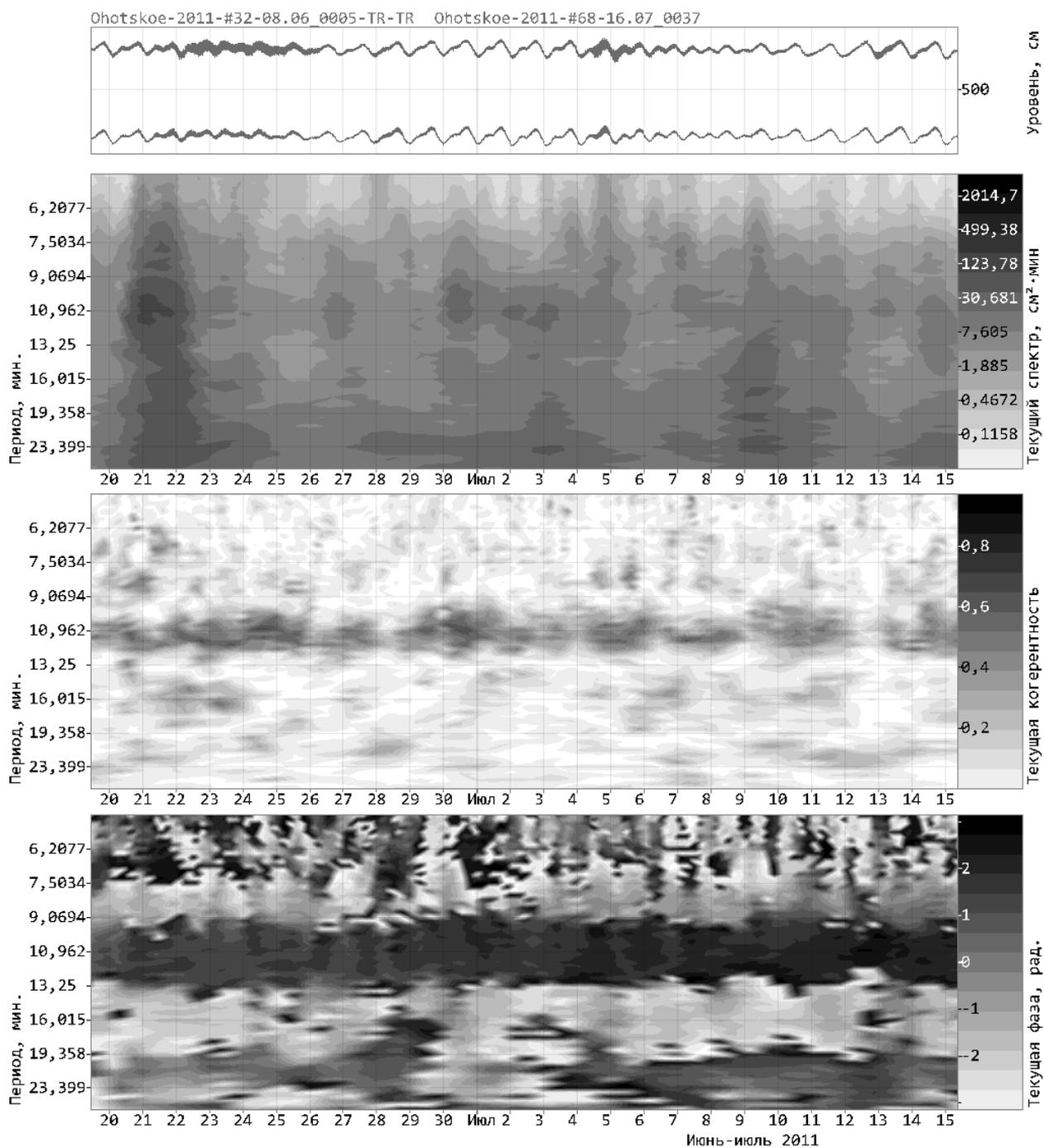


Рис.6.4. Текущий спектр колебаний уровня моря для станции № 68 и текущие когерентность и фаза колебаний уровня моря для станций № 32-№68

Представляет интерес условия возбуждения обнаруженных краевых волн. Поскольку вблизи с. Охотское измерения скорости и направления ветра не проводились, привлекались материалы измерений, полученные при помощи автономной цифровой метеостанции WR200 на стационаре ИМГиГ в районе м.Острый. Измерения метеопараметров осуществлялись с дискретностью 1 мин, что позволило проанализировать вариации ветра с периодами, близкими к 10 минутам.

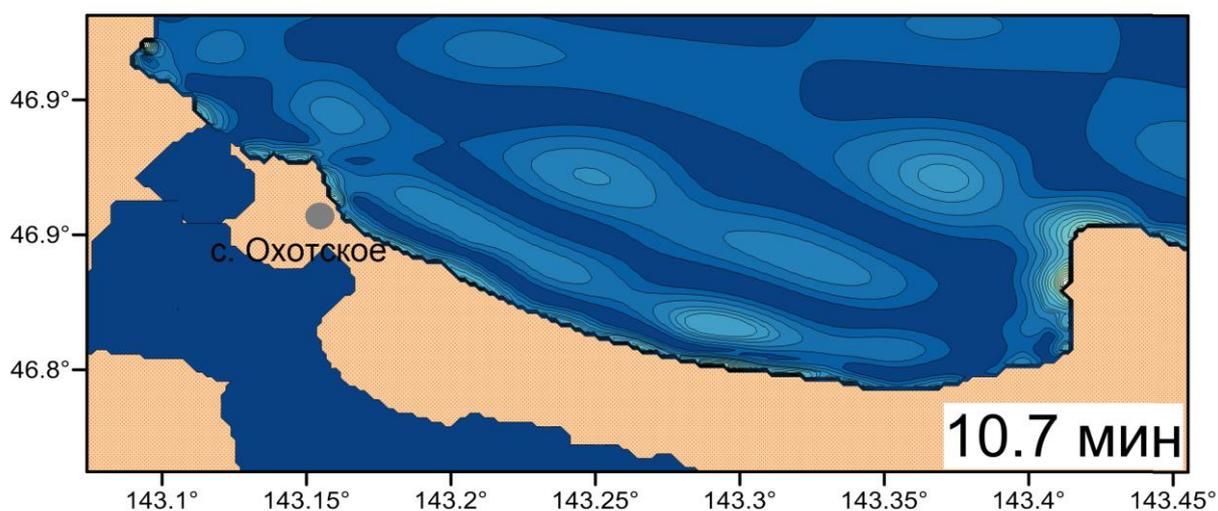


Рис.6.5. Мода с периодом 10,7 мин для района с. Охотское. Расчет А. Лоскутова.

Следует отметить, что исследование особенностей волновых процессов вблизи берега на стационаре «Остромысовка» ИМГиГ ДВО РАН проводилось с 2000 по 2009 годы [Ковалев, Шевченко, Ковалев, 2006]. Были организованы специальные эксперименты с постановкой двух и четырех измерителей придонного гидростатического давления на различных расстояниях от берега. Метеостанция располагалась на самом стационаре примерно в 50 метрах от моря. Главной целью измерений было изучение условий формирования инфрагравитационных волн в зависимости от параметров ветрового волнения и метеоусловий.

Анализ метеоданных показал, что в моменты генерации пакетов краевых волн такие вариации (и по величине скорости, и по направлению) действительно наблюдались. Для полученных синхронных записей колебаний уровня моря и скорости ветра (рис.6.6) отмечено хорошее согласование между направлением

(SSW соответствует подъему уровня) векторов скорости ветра и флуктуациями уровня моря. Такое согласование наблюдается для 3-5 колебаний уровня, затем синхронизация ветра и уровня нарушается, хотя скорее удивительным выглядит факт наличия тесной связи, так как для формирования длинных волн под воздействием ветра рассматриваемые периоды являются слишком короткими.

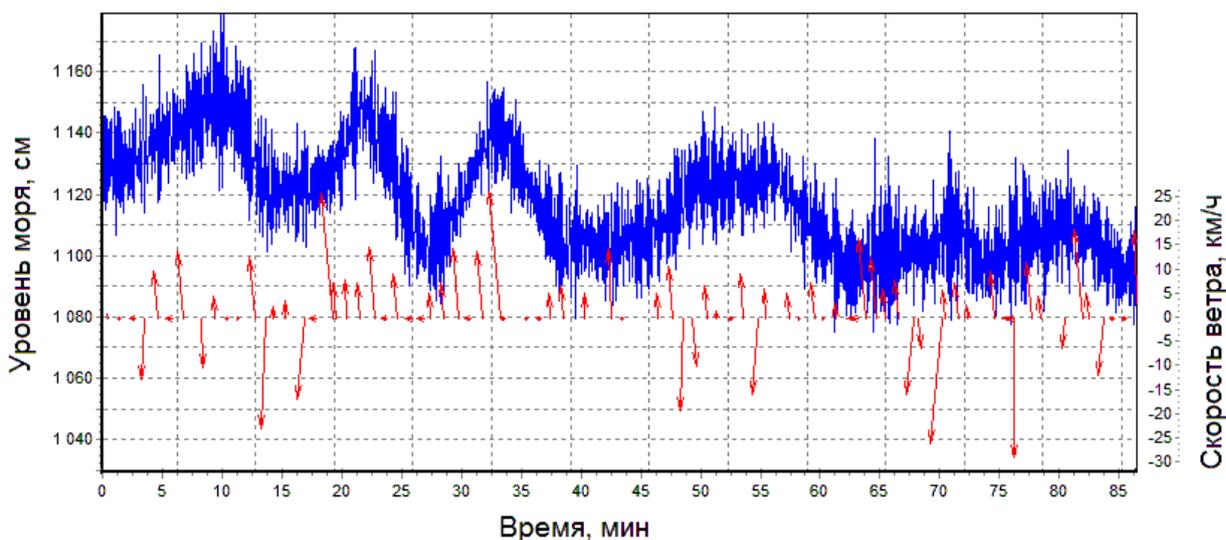


Рис.6.6. Синхронные записи скорости ветра и колебаний уровня моря.

Анализ функции когерентности между уровнем и ветром показал наличие хорошо выделяющегося пика на периодах около 10,7 минут, однако его величина была ниже 95-процентного доверительного уровня, хотя пик на периодах около 10 минут отчетливо выделяется (рис.6.7).

Вариации ветра с такими периодами, носящие квазивихревой характер, скорее всего обусловлены влиянием орографии – а именно наличием сопки вблизи стационара «Остромысовка», при обтекании которых воздушным потоком и могут образовываться подобные мелкомасштабные вариации поля ветра. В районе с. Охотское сопки расположены к северу от населенного пункта, южнее находится низменная равнина. Вероятно, местом генерации краевых волн является акватория, прилегающая к каменистому мысу и его продолжению в море, находящаяся вблизи сопки – здесь вполне могут наблюдаться вихревые воздушные потоки, аналогичные зарегистрированным на стационаре «Остромысовка». Захваченные краевые волны распространяются на юг от каменистого выступа без существенной

потери энергии и четко регистрируются на станциях, установленных на 9 км автомобильной дороги.

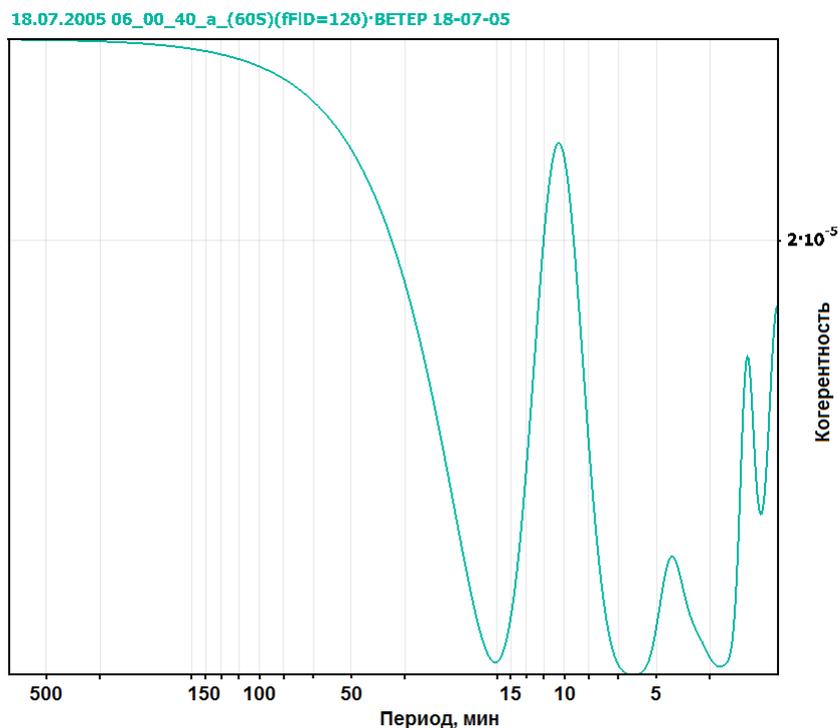


Рис.6.7. Когерентность ветер – уровень моря для Остромысовки, 18.07.2005 с 6:00 до 10:00 (число степеней свободы 22)

6.3. Распространение метеоцунами у побережья о. Сахалин

ИМГиГ ДВО РАН ДВО РАН регулярно проводит экспериментальные исследования волновых процессов в портах Сахалинской области с использованием регистраторов волнения и уровня АРВ с высокоточными пьезорезонансными преобразователями придонного давления, изготовленные в ООО «СКТБ ЭлПА» при технической поддержке ИМГиГ [Лухнов и др., 2006]. Регистраторы позволяют производить запись морского волнения с дискретностью 1 с в течение года с накоплением данных в твердотельной памяти. Основным объектом исследования являются морские опасные явления – цунами, штормовые ситуации, резонасные колебания в бухтах и портовых гаванях.

В настоящей работе использовались материалы инструментальных измерений волнения моря в прибрежной зоне о. Сахалин, которые были получены в рамках масштабного натурного эксперимента, который проводился в июне -

сентябре 2008 г. и охватывал большинство портов южной части о. Сахалин [Западный Сахалин; Корсаков]. Основное внимание было сосредоточено на ситуациях, при которых на ряде станций юго-западного и юго-восточного побережья о. Сахалин (рис.6.8) наблюдались аномальные усиления длинноволновых колебаний.

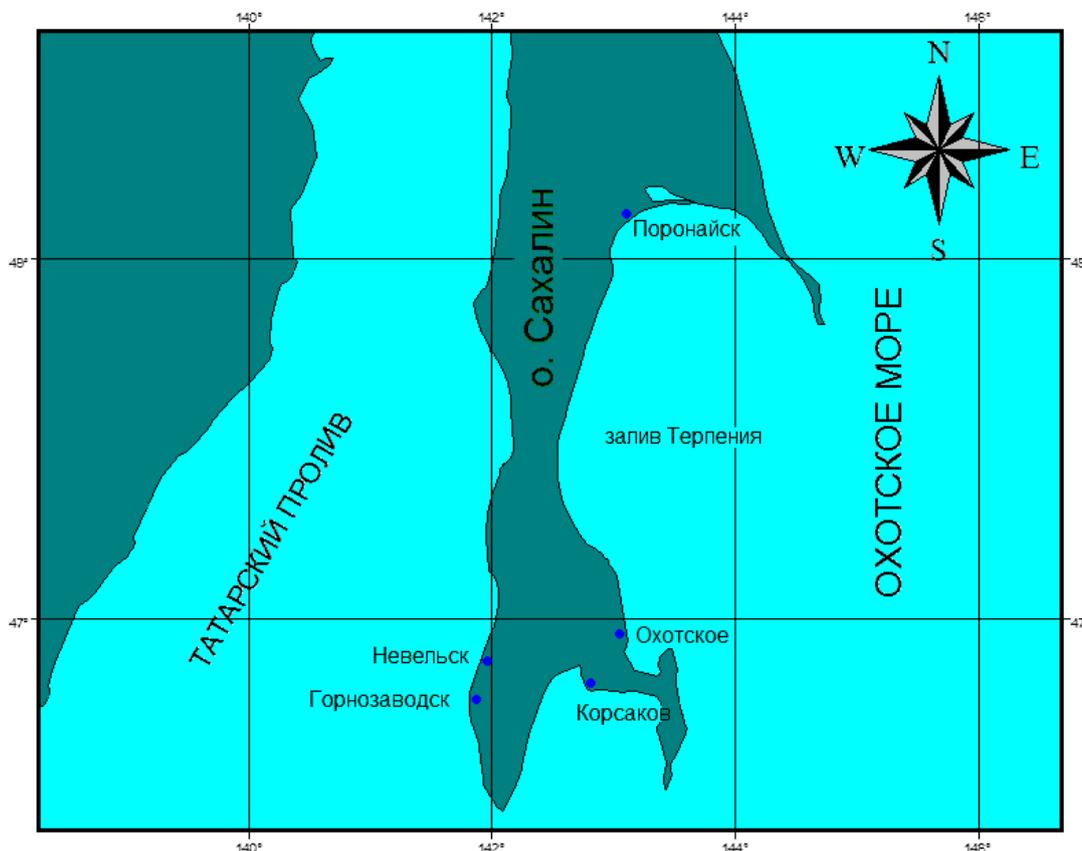


Рис. 6.8. Места постановки измерителей волнения в 2008 году.

Кроме данных по волнению использовались погодные карты, любезно предоставленные авторам Сахалинским управлением Росгидромета.

В течение рассматриваемого периода над южной частью Сахалина проходили 3 слабых и 3 глубоких циклона. Сильные шторма наблюдались в течение периодов 10 - 14 августа, 9 - 12 сентября, 15 – 19 сентября.

Полученные ряды наблюдений за волнением подвергались спектральному и взаимноспектральному анализу. Предварительно из рядов был вычтен предвычисленный прилив. При анализе материалов наблюдений были обнаружены моменты повышения энергии длинноволнового фона, не связанные со временем формирования сильных штормов в районе проведения измерения. Поскольку

заметных землетрясений в рассматриваемые периоды не отмечалось, обнаруженные эффекты, вероятнее всего, связаны с метеорологическими процессами и, следовательно, могут быть отнесены к разряду «метеоцунами». Их изучение представляет интерес, т.к. позволяет лучше исследовать проблему формирования этого сравнительно малоизученного типа морских опасных явлений, а также изменчивость длинноволнового фона в диапазоне периодов цунами.

Среди случаев, когда наблюдалось повышение энергии длинноволновых колебаний, наиболее примечательны два, имевшие место 4 августа и 3 сентября 2008 года (рис.6.9). Текущие спектры записей колебаний уровня, для случаев аномальных колебаний имеют большое сходство структуры волнового пакета. Повышение энергии при этом происходило в диапазоне периодов от 5 мин до 2,8 часа, который соответствует диапазону волн цунами. Особенно интересна ситуация 3 сентября, когда ветровое волнение и зыбь были незначительны, о чем можно судить по записи волнения, что позволяло избежать искажения спектральных характеристик, вызванных алиасингом [Ковалев, Шевченко, Ковалев, 2015].

Нарушение стационарности волнового поля 3 сентября 2008 связано с хорошо визуально выделяющимися на записях четырех донных датчиков гидростатического давления усилениях колебаний уровня моря – их амплитуда возросла примерно на порядок по сравнению с обычным уровнем длинноволнового шума (рис. 6.10).

Для записи в Невельске характерен более высокий уровень высокочастотного шума, связанного, по-видимому, с тем обстоятельством, что регистратор волнения располагался в ковше порта небольшого размера, в котором присутствуют короткопериодные резонансные колебания (с периодом около 20 сек), возбуждаемые ветровым волнением. Поэтому из анализируемых рядов было отфильтрованы высокочастотные компоненты, включая ветровые волны, зыбь и указанные сейши. Для остальных пунктов наблюдения высота волны не сильно изменялась и составляла около 40 см. Следует отметить существенное удлинение периода волновых процессов в Поронайске и продолжительность их колебаний там, что может определяться и резонансными свойствами близлежащей к Поронайску акватории залива Терпения.

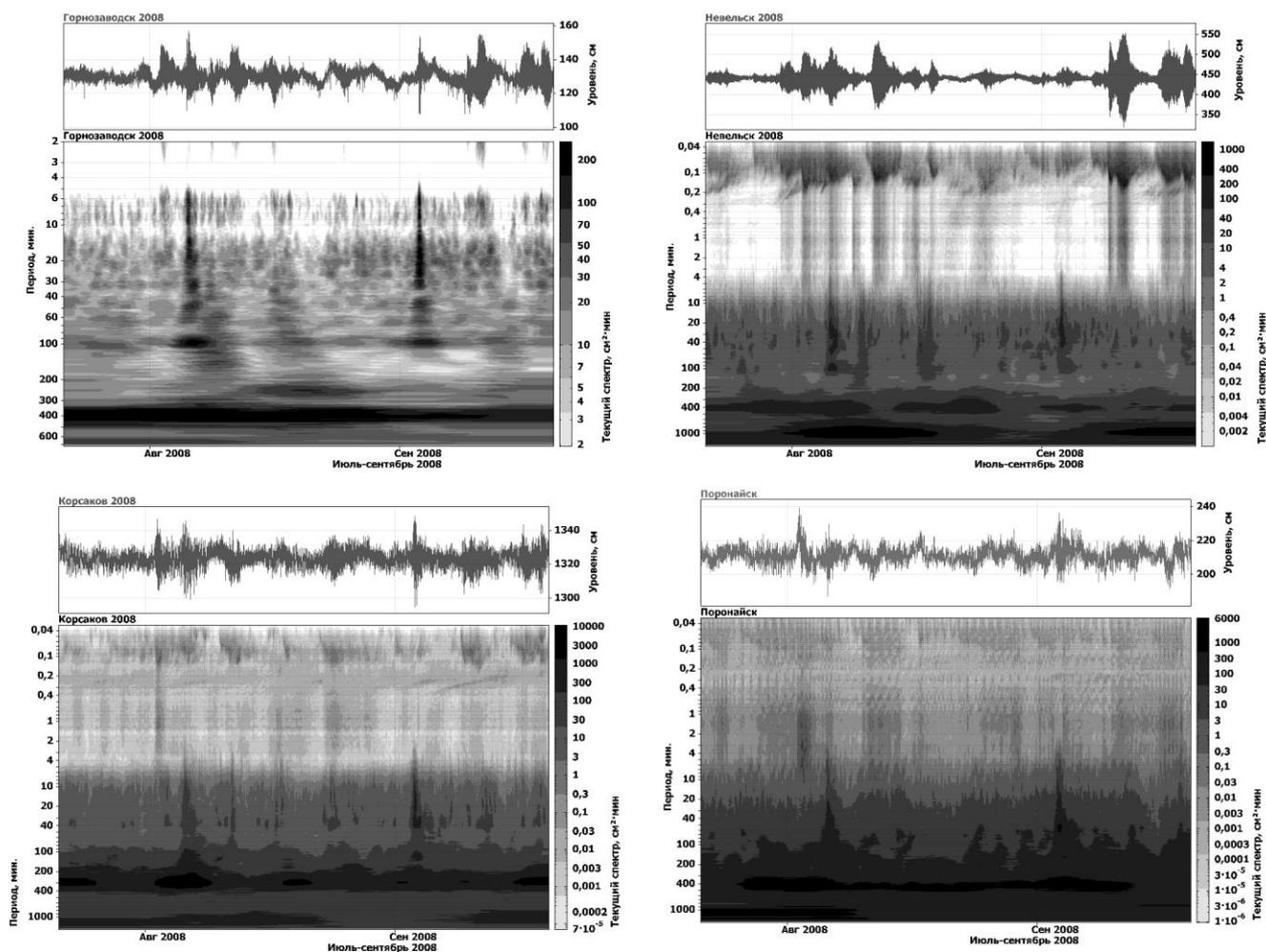


Рис. 6.9. Колебания уровня моря и текущие спектры вблизи населенных пунктов Горнозаводск, Корсаков, Невельск и Поронайск.

Согласно [Rabinovich, Monserrat, 1998], такие аномальные колебания, не связанные с сейсмическими процессами и обусловленные метеорологическими причинами, получили название «метеоцунами». Как и при обычном цунами, исследуемый процесс характеризовался четким вступлением, выраженной головной волной и постепенно стихающими в течение нескольких часов колебаниями.

Как это обычно наблюдается при метеоцунами, аномальные колебания в заливах и бухтах возбуждаются преимущественно на резонансных частотах по мере продвижения атмосферного возмущения. Вначале усиление колебаний было зафиксировано на юго-западном побережье Сахалина (Невельск, Горнозаводск), спустя примерно час – в порту Корсакова, и почти через три часа – в Поронайске.

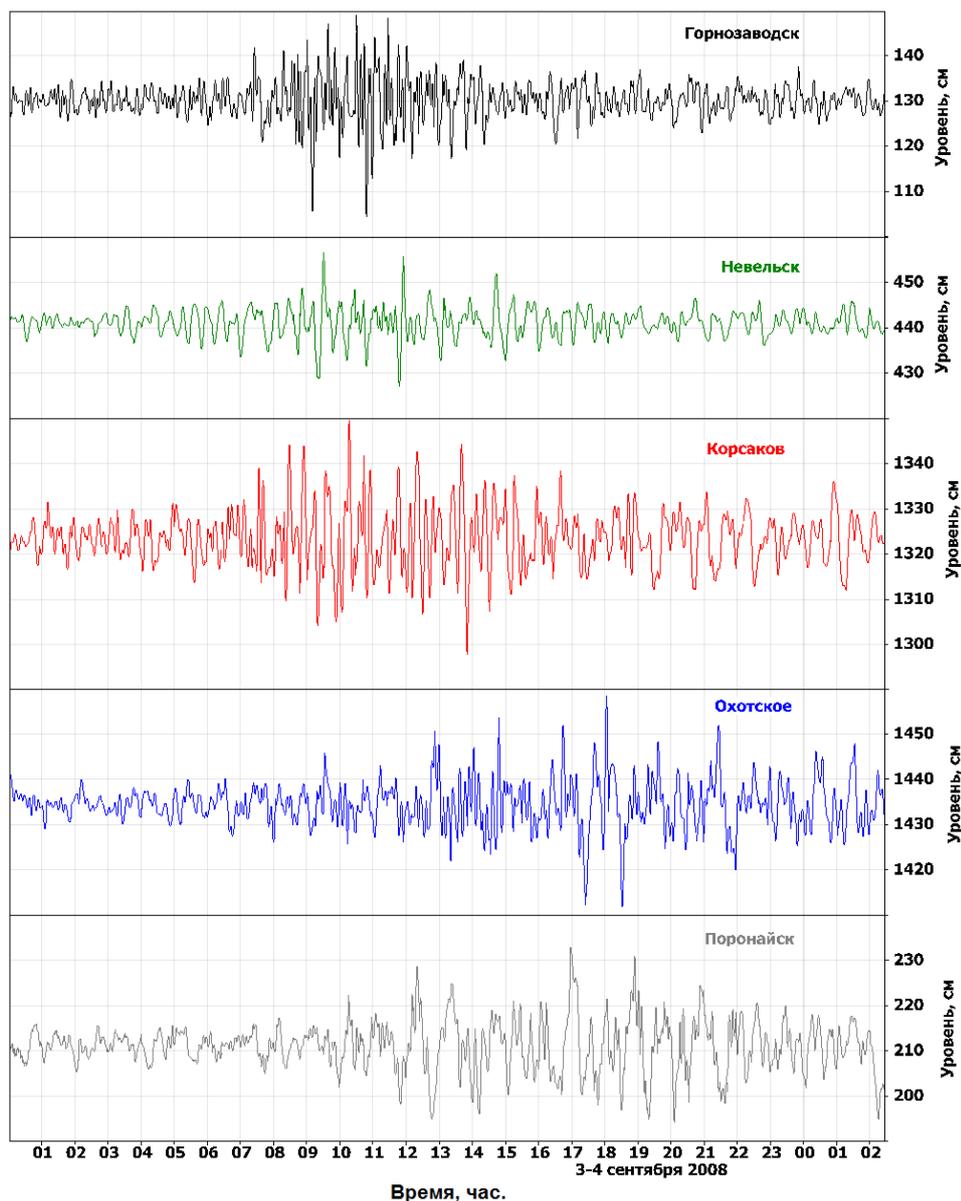


Рис.6.10. Отрезки записей волнения, содержащие аномальные колебания уровня моря на различных станциях.

Анализ карты погоды для периода 2-3 сентября 2008 г. (рис.6.11) показал, разность времени регистрации волны в пунктах наблюдения хорошо согласуется со временем прохождения над исследуемым районом переднего фронта циклона. Циклоны, вследствие активизации атмосферных процессов (в частности, внутренних гравитационных волн в атмосфере), нередко являются причиной метеоцунами. Интересно отметить, что амплитуда волн в различных пунктах была примерно одинаковой (хот преобладающие периоды колебаний различались). Вероятно, это связано с тем обстоятельством, что интенсивность колебаний

приземного атмосферного давления при перемещении циклона над южной частью острова Сахалин сохранялась на приблизительно одинаковом уровне.

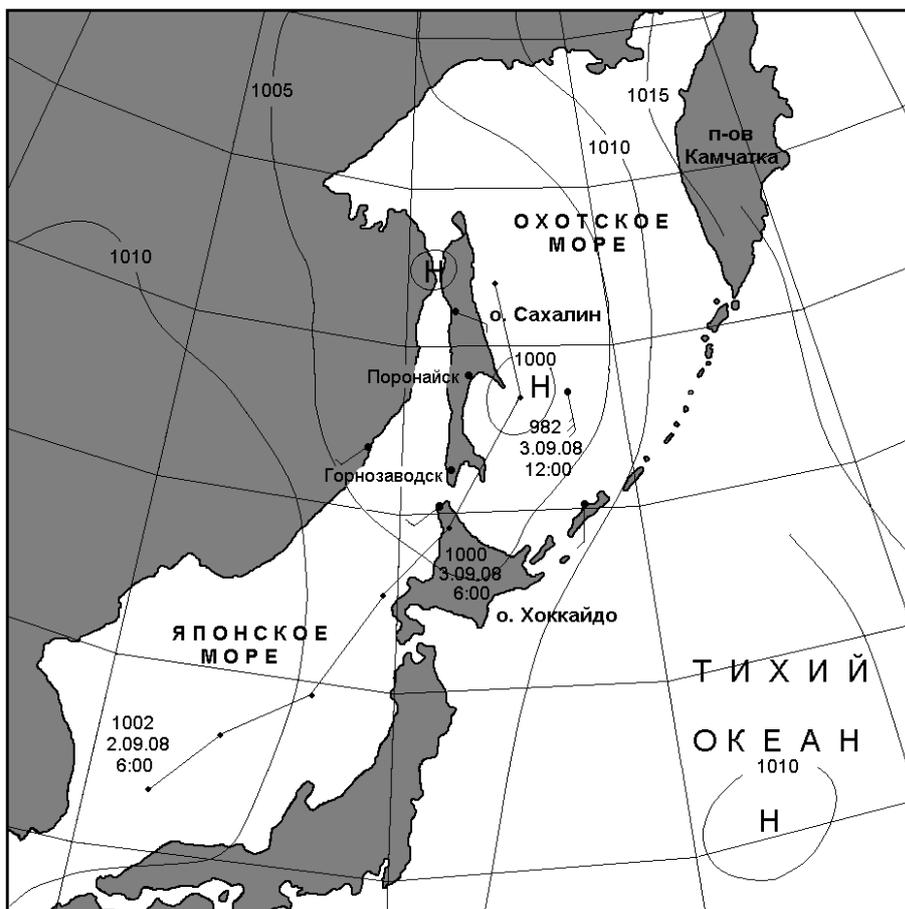


Рис. 6.11. Карта погоды для периода 2-3 сентября 2008 года

Спектрально-временной анализ записей морского волнения показал значимую когерентность на отрезке за 3 сентября только для близко расположенных пунктов – Горнозаводск и Невельск (рис.6.12) – до 0,9 на периодах от 36 мин до 2,5 часов, и от 0,5 до 0,7 на периодах от 16 до 30 минут. Колебания на этих, достаточно больших периодах, обусловлены частотно-избирательными свойствами внешней акватории - наиболее длиннопериодные могут быть связаны с резонансными свойствами южной части Татарского пролива, более короткопериодные – прилегающего участка шельфа. Оба типа волновых процессов для данных станций, очевидно, тесно связаны.

Другие пункты располагались достаточно далеко, резонансные свойства заливов и прилегающих участков шельфа сильно различались, и когерентность, соответственно, была низкой.

По текущему фазовому спектру сложно сделать какие-либо выводы, за исключением периодов от 16 мин до 25 минут, с фазовым сдвигом около 2π . Это согласуется с высказанным выше предположением, что метеоцунами на указанных периодах обусловлено шельфовым резонансом.

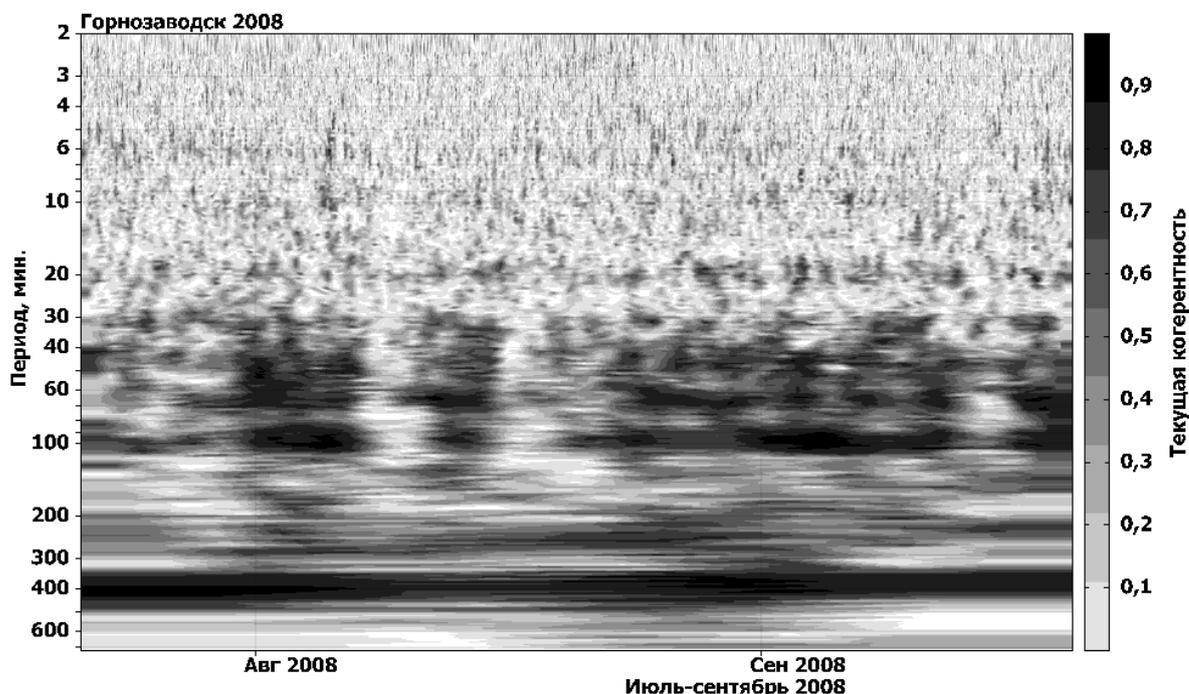


Рис. 6.12. Текущая когерентность колебаний уровня моря Горнозаводск-Невельск.

Спектры и когерентность для отрезков записей с 1 по 5 сентября приведены на рис. 6.13. Видно, что для близко расположенных пунктов подъем энергии колебаний наблюдается в широком диапазоне периодов от получаса до 2,5 часов. Для других пунктов наблюдаются более узкие области периодов с подъемом энергии в исследуемом диапазоне, что связано, по-видимому, с резонансными особенностями прилегающих акваторий по пути движения атмосферного возмущения.

6.4. Метеоцунами 2009 г. в районе Курильских островов

При проведении регистраций колебаний уровня моря на сети разнесенных станций [Левин и др., 2009; Shevchenko et al., 2011] были обнаружены длинноволновые колебания, нарушающие стационарность волнового поля. Эти аномальные колебания были зарегистрированы всеми автономными

регистраторами волнения ИМГиГ ДВО РАН, установленными в район южных Курильских островов (рис.5.10) 23-24 января 2009 г. [Shevchenko et al., 2011].

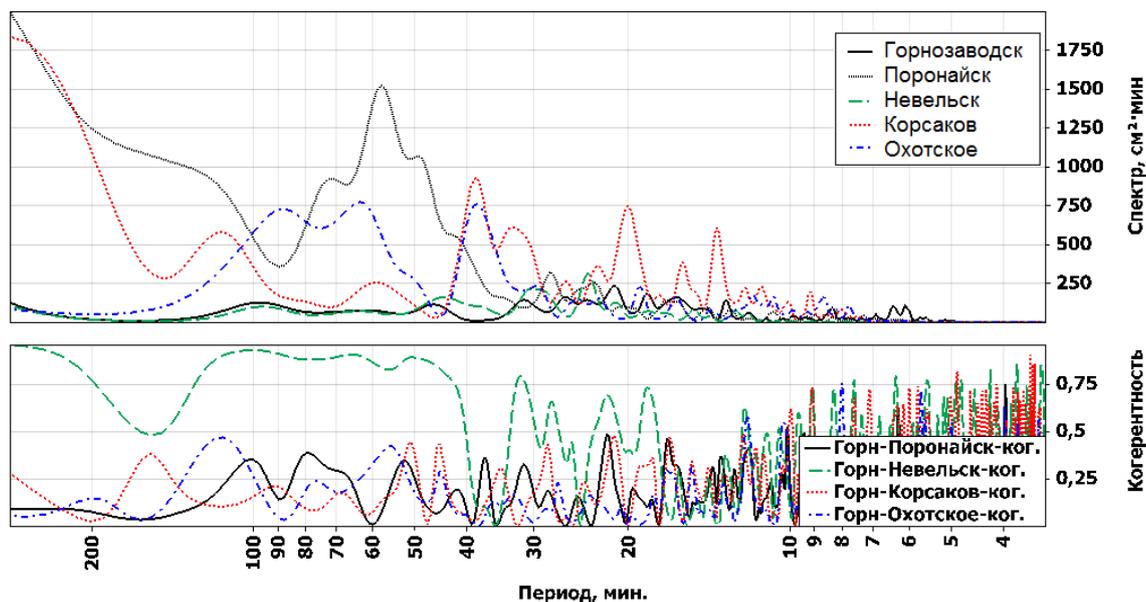


Рис.6.13. Спектры и когерентность для суточных отрезков 3 сентября.

На рис. 6.14 приведены образцы записей на станциях в районе м. Ван-дер-Линд, зал. Китовый и б. Малокурильская с 0 часов 22 января до 24 часов 24 января 2009 года. Из записей был предварительно вычтен предвычисленный прилив. Обнаруженные колебания были похожи на цунами, в особенности вышеупомянутому в главе 5 Симуширскому цунами. Однако, проверка по сейсмологическому каталогу NEIC показала отсутствие в это время сильных землетрясений в области Тихого океана. Наиболее вероятно, этот случай был вызван метеорологическими возмущениями (так называемое «метеорологическое цунами»). С другой стороны, в рассматриваемый период в области юга Курильских островов также не было обнаружено глубоких циклонов, присутствовали только атмосферные фронты.

Самые сильные колебания были зарегистрированы в заливе Китовый. Усиление амплитуды началось с 1:20 23 января (UTC) 2009 г., самые интенсивные колебания наблюдались с 1:10 до 13:20 24 января. Как и в записях Симуширского цунами, увеличение энергии колебаний происходило и в высокочастотной части, и в низкочастотной, в течение всего периода проявления аномального волнения 23-24 января. В течение этого периода, амплитуда достигла 10-12 см. Значительные

различия в уровне энергии между метеоцунами и фоновыми спектрами наблюдались почти для всей полосы частот (рис. 6.15).

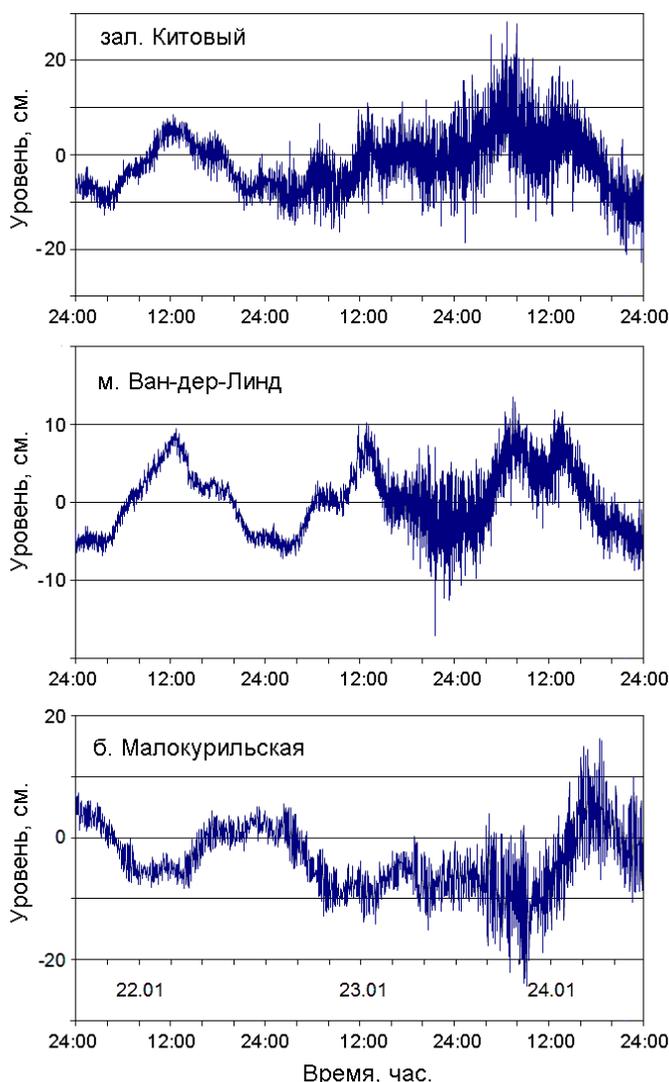


Рис. 6.14. Остаточные ряды (вычтен предвычисленный прилив) колебаний уровня моря с 0:00 22 января до 24:00 24 января (UTC) для трех пунктов регистрации – зал. Китовый, м. Ван-дер-Линд, б. Малокурильская.

В противоположность вышеупомянутому Симуширскому цунами, все резонансные пики были хорошо-выражены в спектрах метеорологического цунами. Наибольшее увеличение (более чем порядок) наблюдается на главном пике с периодом около 20 минут.

Для станции на м. Ван-дер-Линд увеличение амплитуды началось значительно позже чем в зал. Китовый, что произошло с 11:40 23 января (UTC).

Самые интенсивные колебания уровня моря наблюдались с 19:30 23 января до 2:40 24 января. В течение этого времени амплитуда волн достигла 7-8 см. Спектры метеоцунами были подобны спектрам Симуширского цунами, значительные различия в уровне энергии между метеоцунами и спектрами фоновых колебаний наблюдаются почти для всей полосы частот, особенно в высокочастотной части (рис. 6.15).

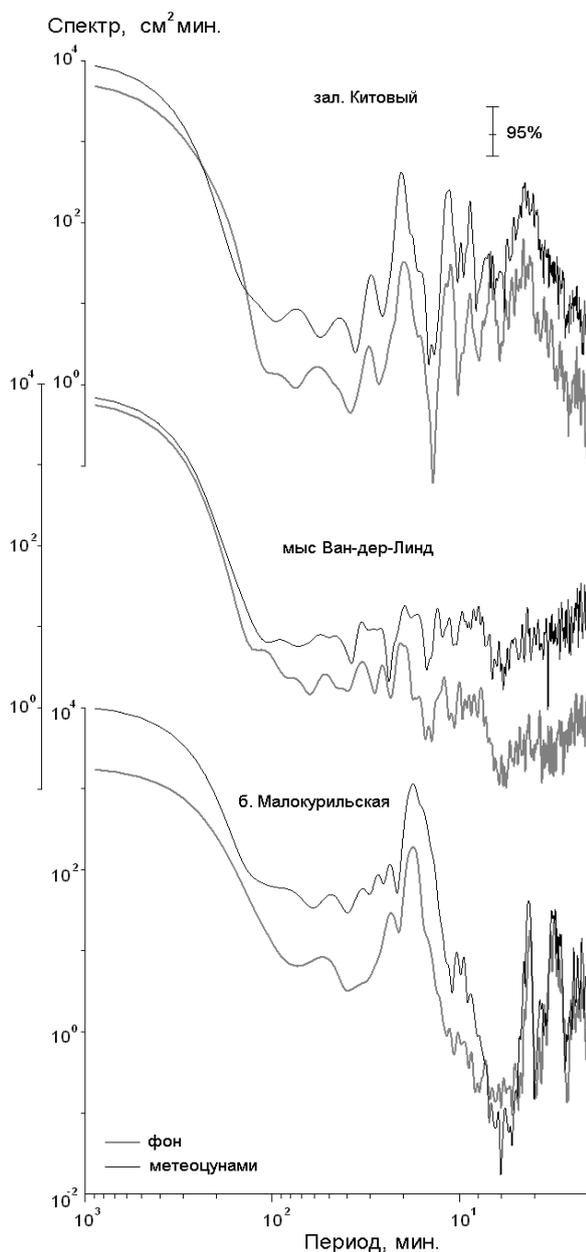


Рис. 6.15. Спектры фоновых колебаний уровня моря и метеоцунами: зал. Китовый, о. Итуруп; в районе м. Ван-дер-Линд, о. Уруп; б. Малокурильская, о. Шикотан.

Увеличение амплитуды волн в б. Малокурильская началось позже, чем в районе м. Ван-дер-Линд, что произошло в 3:40 24 января (UTC). Интенсивные колебания наблюдались с амплитудой приблизительно 10 см и периодом 18-20 мин.

Из проделанного анализа можно заключить, что спектры метеоцунами подобны спектрам Симуширского цунами и также значительно различаются по уровню энергии со спектрами фоновых колебаний почти для всей полосы частот, особенно в низкой части (рис. 6.15).

Основные выводы главы 6:

1. Экспериментальные исследования, выполненные на юго-восточном побережье о. Сахалин, выявили наличие колебаний с периодами около 10 - 11 мин, которые проявляются в записях придонного гидростатического давления. Наиболее устойчивы эти длинноволновые процессы в районе с. Охотское, где они связаны с проявлением первой моды захваченных краевых волн. Наиболее вероятно, что эти волны формируются под влиянием вихревых вариаций скорости ветра (такая связь установлена для стационара ИМГиГ «Остромысовка», на котором производились измерения метеопараметров при помощи автономной цифровой метеостанции). Образование мелкомасштабных вихревых структур в поле ветра может быть обусловлена влиянием орографии – они могут формироваться при обтекании воздушным потоком расположенных на побережье сопек.

2. Выявленные устойчивые проявления захваченных краевых волн в районе с. Охотское указывают на возможность их резкого усиления при опасных морских явлениях – приходе волн цунами или при штормовых ситуациях. Эти волны также могут оказывать влияние на формирование прибрежного рельефа.

3. Пятью донными регистраторами волнения и уровня были зафиксированы аномальные морские колебания уровня в диапазоне периодов от 5 мин до 2,8 часа в южной части о. Сахалин. Эти явления имели место 4 августа и 3 сентября 2008 года, амплитуда вариаций уровня составляла 10-15 см, и они могли представлять определенную угрозу для находившихся в портах судов и препятствовать проведению погрузо-разгрузочных работ. Эти колебания были подобны обычно

наблюдаемым в пунктах проведения измерений при цунами и были отнесены нами к явлению метеоцунами, так как в указанные дни в сейсмологическом каталоге NEIC не было обнаружено сильных землетрясений в северо-западной части Тихого океана.

4. Формирование аномальных колебаний хорошо согласуется с прохождением атмосферных возмущений, которые «включали» их по мере своего продвижения над южной частью острова Сахалин. В каждом пункте в полученных записях преобладали колебания, обусловленные характером рельефа дна и топографией береговой черты в прилегающих акваториях – резонансными явлениями в заливах, бухтах и на прилегающих участках шельфа. Следствием этого является важное отличие метеоцунами от цунами сейсмического происхождения – они проявляются преимущественно локально, в виде волн стоячего типа, которые вызывают продолжительные колебания и слабо распространяются за пределы зоны, в которых они сформировались.

5. Приведенные примеры показывают, что метеоцунами не так редко наблюдаются в портах южной части острова Сахалин и могут оказывать негативное влияние на их работу. Это свидетельствует о необходимости детального исследования условий формирования этого сравнительно малоизученного явления.

6. Изучение особенностей динамики длинноволновых процессов в моменты повышения энергии колебаний в диапазоне периодов цунами, изменчивости спектральных и взаимно спектральных характеристик имеет важное значение при решении проблемы выделения сигнала (цунами) на фоне естественного длинноволнового шума и более точной оценки высоты волны на заданном участке побережья в случае регистрации цунами удаленной донной станцией.

7. Аномальные морские колебания уровня были зарегистрированы тремя станциями в южной части Курильской гряды 23-24 января 2009. Эти колебания были подобны вызванным Симуширским цунами, значительные различия в уровне энергии между метеоцунами и фоновыми спектрами наблюдаются почти во всей полосе частот. В этот день в сейсмологическом каталоге NEIC не было обнаружено никаких сильных землетрясений в исследуемой области Тихого океана, поэтому наиболее вероятно, это событие было вызвано метеорологическими процессами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе рассмотрены результаты экспериментальных исследований особенностей проявления волновых процессов в широком диапазоне периодов в прибрежной зоне моря их связи с барическими возмущениями. Основными результатами работы являются следующие:

1. На основе анализа регистрируемых параметров волнения и его спектральных характеристик, а также существующих отечественных и зарубежных регистраторов волнения разработаны оптимальные приборные комплексы со значительно расширенным диапазоном регистрируемых периодов волнения - до 2-х секунд, включающие кабельный комплекс, автономные измерители волнения с использованием двух типов первичных преобразователей - пьезорезонансного кварцевого и аналогового. Электронные схемы построены с применением микроконтроллеров. Приборы по точности не уступают зарубежным, но значительно лучше по экономическим показателям. Разработано программное обеспечение, обеспечивающее работоспособность измерителей волнения, позволяющее изменять параметры регистрации и обеспечивать передачу накопленных данных в персональный компьютер. Показана возможность его применения для цифровой регистрации ветровых волн и зыби без искажений и необходимость использования коррекции данных для глубины установки датчика более 5 м.

2. Проведен анализ колебаний уровня моря, атмосферного давления и скорости ветра в широком диапазоне периодов на разнесенной сети метео и гидрофизических станций при прохождении глубоких циклонов над местом установки приборов:

- установлено, что увеличение энергии волновых движений в прибрежной зоне, связанное с атмосферными возмущениями, приводит к образованию модового, дискретного спектра ИГ волн;

- с приходом шторма энергия колебаний в диапазоне инфрагравитационных волн резко возрастает на 1,5 -2 порядка, по сравнению с тихой погодой и при максимальном волнении увеличивается почти на 3 порядка. Происходит также расширение диапазона генерируемых ИГ волн в сторону более длинных периодов с хорошо выраженной низкочастотной границей около 260 с.

3. Исследование групповой структуры волнения по данным экспериментов, выполненных для различных районов побережья (юго-восточное о. Сахалин и восточное о. Кунашир) показало, что прохождение штормов способствует генерации в береговой зоне свободных краевых волн, распространяющихся вдоль берега и вынужденных инфрагравитационных волн с направлением распространения в сторону берега. В зависимости от топографии дна и размеров бухт, периоды этих волн для конкретных акваторий также различаются.

4. Экспериментальные исследования в основных портах Сахалинской области – Холмске, Корсакове, Углегорске и Южно-Курильске позволили проанализировать особенности волнового режима на их акваториях:

- показано, что ковши и портовые бухты, за исключением Южно-Курильска, хорошо защищены от ветрового волнения. При этом значимая высота волн внутри порта на порядок меньше по сравнению с внешней акваторией;

- результаты анализа данных наблюдений за колебаниями уровня для спокойной погоды и сильного волнения показали существенное увеличение энергии – более чем на порядок в диапазоне существования явления тягуна на периодах 0,25 – 3 мин. Интенсивность этих колебаний значимо возрастает в штормовую погоду, что указывает на их инфрагравитационную природу вследствие наличия явной связи с волнением на море, а периоды отвечают собственным колебаниями бухт;

- по данным наблюдений скорости ветра в районе Холмского порта показано, что образованию тягуна, предшествует продолжительный ветер, способствующий развитию сильного волнения. При наблюдавшихся во время шторма амплитудах продольной сейши около 30 см скорость течения в центральной части бухты может достигать 35 см/с и изменять свое направление на противоположное каждые полторы минуты, что может затруднить погрузо-разгрузочные работы на паромном причале и других причалах в центральной части бухты.

5. Впервые по точной и продолжительной цифровой записи колебаний уровня моря удалось определить параметры длинных волн при нагоне и сгоне. Обнаружено, что прохождение циклона над северной частью о. Сахалин и снижение его скорости движения при выходе в Охотское море способствует

развитию длительных ветров западного направления и это может быть причиной экстремального сгона на юго-восточном побережье острова с повторяемостью один раз в 100 лет.

В момент существования сгонной волны происходит возрастание энергии в широком диапазоне периодов от 14 до 80 часов с главным максимумом на периоде около 55 часов.

Определены пути циклонов, могущих сформировать нагонно-сгонный режим в южной части о. Сахалин и показано, что этот режим наблюдается при прохождении циклонов и формируется ветром и воздействием приземного атмосферного давления преимущественно в осеннее - зимний период при повышенном циклогенезе.

6. Анализ данных наблюдений в районах населенных пунктов южных Курильских островов, юго-западного и южного побережий о. Сахалин показал, что в прибрежной зоне наблюдаются системы хорошо выраженных резонансных колебаний, которые резко усиливаются при морских опасных явлениях – цунами и штормовых нагонах. Установлено, что собственные частоты сейшевых колебаний, их интенсивность и характер определяются физико-географическими условиями.

Резонансные акватории с высокой добротностью могут представлять значительную опасность если периоды сейш близки к периодам входящих на вход бухты волн цунами, на которых происходит существенное усиление длинных волн. К таким акваториям из рассмотренных можно отнести б. Малокурильскую (о. Шикотан), побережье вблизи населенных пунктов западного побережья о. Сахалин.

7. Изучение характеристик резонансных колебаний Холмской бухты показало, что штормовых ситуациях и при таком опаснейшем стихийном явлении как цунами, резко усиливается нулевая мода резонансных колебаний. Максимальные амплитуды как нулевой, так и первой мод зарегистрированы в районе основного паромного причала, где возможны наиболее интенсивные вариации уровня моря, размах которых при сильном шторме достигает полуметра и они оказывают негативное влияние на работу паромной переправы Ванино – Холмск.

8. Впервые получены данные натурных измерений длинных волн типа цунами в южной части Курильской гряды на разнесенной группе станций, что

позволило выявить ряд важных особенностей формирования волнового поля в диапазоне периодов цунами как при обычных, так и экстремальных условиях. Существующие различия обобщенных спектральных характеристик естественного длинноволнового фона на различных станциях отражают влияние частотно-избирательных свойств акваторий. Наиболее выражены они в бухте Малая Церковная, о. Шикотан, где хорошо выделяется пик, отвечающий нулевой моде собственных колебаний бухты. У побережья о. Кунашир, в районе м. Ловцова в спектре вариаций уровня моря на периодах около 40 и 26 мин. наблюдаются устойчивые пики, обусловленные, вероятно, влиянием протяженного мелководного шельфа. Частотно-избирательные свойства у берегов о. Уруп выражены существенно слабее, поскольку шельф более короткий и приглубый.

9. Тремя станциями в южной части Курильской гряды 23-24 января 2009 г. были зарегистрированы аномальные колебания уровня моря, которые были подобны вызванным Симуширским цунами 15.01.09. Значительные различия в уровне энергии между спектрами аномальных и фоновых колебаний наблюдаются почти во всей полосе частот. Поскольку в это время в сейсмологическом каталоге NEIC не было обнаружено никаких сильных землетрясений в области Тихого океана, можно полагать, что аномальные колебания вызваны метеорологическими процессами (так называемое «метеорологическое цунами»).

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Автономный регистратор волнения // Рекламный проспект ООО «СКТБ ЭлПА», 2008. – URL: www.sktbelpa.ru.
2. Абросимов С.А. Инструментальные наблюдения за полем волнения в центральной части Каспийского моря с притопленных буйковых станций: дис. канд. физ.-мат. наук. – М.: ИОРАН, 2008. – 150 с.
3. Афанасьев В.В., Игнатов Е.И., Сафьянов Г.А., Чистов С.В. Защита берегов залива Терпения методом компенсации дефицита наносов // Создание искусственных пляжей, островов и других сооружений в береговой зоне морей, озер и водохранилищ. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. – 215 с.
4. Баском В. Волны и пляжи / пер. с англ. – Л.: Гидрометеиздат, 1966. – 280 с.
5. Бобров Г.Н. По исследованию явления тягуна в порту Корсаков: отчет НИР / СахУГМС, Гидрометфонд СССР, 1966. – 31 с. – Инв. № 6809.
6. Боуден К. Физическая океанография прибрежных вод / пер. с англ. – М: Мир, 1988. – 324 с.
7. Бровка П.Ф. Типы лагунных проливов острова Сахалин // Вопросы географии Тихого океана и притихоокеанских регионов / под ред. Е.И. Арчикова. – Владивосток: ДВГУ, 1975. – С. 46-53.
8. Бровка П.Ф. О тенденциях развития малых лагун северного Сахалина // Рельеф и рыхлые отложения Приморья и Приамурья. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. – С. 76-81.
9. Бровка П.Ф. Динамика и морфология лагунных проливов // Прибрежная зона дальневосточных морей в плейстоцене. – Владивосток, 1988. – С. 140-146.
10. Бычков В.С., Лейбо А.Б., Скибко Н.Е. О связи длиннопериодных волн с ветровым волнением // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1970. – Т. 6, № 8. – С. 827-831.
11. Бычков В.С., Стрекалов С.С. Морские нерегулярные волны. – М.: Наука, 1971. – 132 с.
12. Ветер, волны и морские порты / под ред. Ю.М.Крылова. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 264 с.

13. Ветер и волны в океанах и морях. Справочные данные / ред.: И.Н. Давидан, Л.И. Лопатухин, В.А. Рожков. – М.: Транспорт, 1974. – 359 с.
14. Воеводин В.В., Воеводин Вл.В. Параллельные вычисления. – СПб.: БХВ–Петербург. – 2002.
15. Вольцингер Н.Е., Клеванный К.А., Пелиновский Е.Н. Длинноволновая динамика прибрежной зоны. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 266 с.
16. Гейст Э. Титов В., Синолакис К. Цунами: волна перемен // В мире науки. – 2006. – № 5. – С. 32-39.
17. Геофизическая служба РАН. – URL: http://www.ceme.gsras.ru/cgi-bin/info_quakee.pl?mode=1&id=96. (дата обращения: 20.01. 2014)
18. Го Ч.Н., Кайстренко В.М., Пелиновский Е.Н., Симонов К.В. Количественная оценка цунамиопасности и схема цунамирайонирования Тихоокеанского побережья СССР // Тихоокеанский ежегодник. – Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. – С. 9-17.
19. Гоноровский И.С. Радиотехнические цепи и сигналы. – М.: Советское Радио, 1967. – Т. 1. – 439 с.
20. Горбунов А.О., Шевченко Г.В., Ковалев П.Д., Чернов А.Г., Частиков В.Н. Природные условия замыкания протоки озера Изменчивое // Вестник ДВО РАН. – 2010. – № 3. – С. 93-102.
21. Горбунов А.О., Шевченко Г.В., Ковалев П.Д., Чернов А.Г. Изучение условий замыкания протоки озера Изменчивое (о. Сахалин) // Литодинамика донной контактной зоны океана: мат-лы Междунар. конф., посвященной 100-летию со дня рождения проф. В.В. Лонгинова, г. Москва / Институт океанологии РАН. – М.: ГЕОС, 2009. – С. 72-74.
22. Грачев А.И., Куличков С.Н., Отрезов А.И. Свойства спектра внутренних гравитационных волн во время гроз // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. – 1997. – Т. 33, № 5. – С. 631-639.
23. Давидан И.Н., Лопатухин Л.И., Рожков В.А. Ветровое волнение как вероятностный гидродинамический процесс. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 287 с.
24. Давидан И.Н., Лопатухин Л.И. Методы расчета экстремальных волн в океанах и морях // Труды ГОИН. – 1983. – Вып. 169. – С. 3-15.

25. Давидан И.Н., Лопатухин Л.И., Рожков В.А. Ветровое волнение в Мировом океане. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – 256 с.
26. Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения. – М.: Мир, 1972. – 287 с.
27. Джумагалиев В.А., Рабинович А.Б., Файн И.В. Теоретическая и экспериментальная оценка передаточных особенностей Малокурильской бухты, о. Шикотан // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1994. – Т. 30, № 5. – С. 611- 617.
28. Джумагалиев В.А., Куликов Е.А., Соловьев С.Л. Анализ флуктуаций уровня моря в Малокурильской бухте, вызванных цунами 16 февраля 1991 г. // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1994. – Т. 30, № 5. – С. 711-717.
29. Дуванин Ф.И. Волновые движения в море. – Л.: Гидрометеоиздат, 1968. – 223 с.
30. Дыхан Б.Д., Жак В.М., Куликов Е.А. а др. Первая регистрация цунами в открытом океане // ДАН СССР. – 1981. – Т. 257, № 5. – С. 1088-1092.
31. Ефимов В.В., Куликов Е.А., Рабинович А.Б., Файн И.В. Волны в пограничных областях океана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – 280 с.
32. Жак В.М., Соловьев С.Л. Дистанционная регистрация слабых волн типа цунами на шельфе Курильских островов // Доклады АН СССР. – 1971. – Т. 198, № 4. – С. 816-817.
33. Зайцев А.И., Куркин А.А., Левин Б.В., Пелиновский Е.Н., Ялчинер А., Троицкая Ю.И., Ермаков С.А. Моделирование распространения катастрофического цунами (26 декабря 2004 г.) в Индийском океане // Доклады РАН. – 2005. – Т. 402, № 3. – С. 388-392.
34. Зайцев А.И., Ковалев Д.П., Куркин А.А., Левин Б.В., Пелиновский Е.Н., Чернов А.Г., Ялчинер А. Цунами на Сахалине 2 августа 2007 года: мареографные данные и численное моделирование // Тихоокеанская геология. – 2009. – Т. 28, № 5. – С. 30-35.
35. Завадский И.Г. Отчет по изучению режима подземных вод на территории Сахалинской области в 1982-83 гг.: Заключение по гидрогеологической съемке с инженерно-геологической съемкой района оз. Изменчивое. – Южно-Сахалинск: Сахалинская ГГЭ, 1983. – 49 с.

36. Заславский М.М., Красницкий В.П. О пересчете данных волнографа с датчиком давления на спектр поверхностных волн // *Океанология*. – 2001. – Т. 41, № 2. – С. 195-200.
37. Заславский М.М., Захаров В.Е. К теории прогноза ветровых волн // *Доклады АН СССР*. – 1982. – Т. 265, № 3. – С. 567-571.
38. Заякин Ю.А. Цунами на Дальнем Востоке России. – Петропавловск-Камчатский: Камшат, 1996. – 88 с.
39. Зернов Н.В., Карпов В.Г. Теория радиотехнических цепей. – Л.: «Энергия», 1972. – 816 с.
40. Ивельская Т.Н., Храмушин В.Н., Шевченко Г.В. Мониторинг морских опасных явлений в порту города Холмск // *Динамические процессы на шельфе Сахалина и Курильских островов*. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2001. – С. 146-159.
41. Ивельская Т.Н., Шевченко Г.В., Храмушин В.Н. Проблемы анализа риска. – 2010. – Т. 7, № 2. – С. 34-47.
42. Иволгин В.И., Ковалев Д.П., Ковалев П.Д. Экономичный донный регистратор волнения моря // *Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики: тр. X Всерос. конф.* – СПб.: Наука, 2010. – С. 255-258.
43. Иволгин В.И., Ковалев Д.П., Ковалев П.Д. Экономичный регистратор волнения моря // *Вестн. Тамбовского ун-та. Сер.: Естеств. и техн. науки*. – 2011. – Т. 16, вып. 3. – С. 834-838.
44. Иволгин В.И., Ковалев Д.П., Ковалев П.Д., Кузнецов К.И. Регистрация ветрового волнения донным датчиком гидростатического давления // *Вестн. Тамбовского ун-та. Сер. Естеств. и техн. науки*. – 2011. – Т. 16, вып. 5. – С. 1272-1276.
45. Кабатченко И.М., Косьян Р.Д., Красницкий В.П., Серых В.Я., Шехватов Б.В. Опыт эксплуатации волнографа-мареографа ВМ-04 // *Океанология*. – 2007. – Т. 47, № 1. – С. 150-155.
46. Кабатченко И.М. Опыт разработки и эксплуатации волнографа-мареографа в ИОРАН // *Океанология*. – 2007. – Т. 47, № 1. – С. 1-6.
47. Кайстренко В.М., Ломтев В.Л., Урбан Н.А., Ивельская Т.Н., Фокина Т.А., Андреева М.Ю., Семенова Е.П., Карташова О.Л., Коваленко Н.С., Королев

Ю.П., Королев П.Ю. Невельское цунами 2 августа 2007 г. // Проблемы сейсмобезопасности Дальнего Востока и Восточной Сибири: междунар. науч. симпоз., Южно-Сахалинск, Россия, 27 – 30 сентября 2007 г.: тез. докл. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2007. – С. 133.

48. Кайстренко В.М., Левин Б.В., Шевченко Г.В., Поплавский А.А., Храмушин В.Н., Золотухин Д., Ковалев П.Д., Ковалев Д.П., Чернов А.Г., Кузнецов К.И., Богданов Г.С., Лоскутов А.В., Фарутина С.В., Шиманович Н.Н. Создание карты цунамиопасности Сахалинского побережья Татарского пролива в масштабе 1:200 000: отчет о НИР / ИМГиГ ДВО РАН; рук. В.М. Кайстренко; исп. Г.В. Шевченко, Б.В. Левин, А.А. Поплавский и др. – Южно-Сахалинск, 2009. – 168 с. – № ГР 01.2.00611029. – Инв. № 01200111718-19.

49. Като Э., Миськов О.А., Шевченко Г.В. Штормовые нагоны на побережье острова Сахалин в конце XX века // Динамические процессы на шельфе Сахалина и Курильских островов: сб. ст. – Южно-Сахалинск, 2001. – С. 160-176.

50. Като Л.Н., Любицкий Ю.В., Шевченко Г.В. Оценка экстремальных значений сгонно-нагонных колебаний уровня моря на юго-восточном побережье о. Сахалин // Колебания уровня в морях: сб. ст. / Российский государственный гидрометеорологический университет. – СПб., 2003. – С. 111-128.

51. Климат Южно-Сахалинска. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 257 с.

52. Кнорринг В.Г. Цифровые измерительные устройства. – СПб.: Изд-во СПбГУ, 2008. – 144 с.

53. Ковалев Д.П. Исследование особенностей длинноволновых процессов в прибрежной зоне океана: автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. – Владивосток, 2002. – 26 с.

54. Ковалев Д.П., Чернов А.Г. Инструментальные измерения колебаний уровня и температуры в бухте Витязь в 2009 году // Океанологические исследования V конференция молодых ученых, 25 – 29 апреля 2011 года, Владивосток. Владивосток. – ТОИ ДВО РАН. – 2011. – С. 54-56.

55. Ковалев Д.П. Изучение морского волнения при воздействии глубоких циклонов // Геофизические процессы и биосфера. – 2012. – Т. 11, №1 – С. 25-34.

56. Ковалев Д.П. Экспериментальные исследования явления тягуна в основных портах Сахалинской области // Мир транспорта. – 2012. – № 6. – С. 36-43.
57. Ковалев Д.П. Экстремальный сгон у юго-восточного побережья о. Сахалин // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2013. – Т. 6, № 1. – С. 52-56.
58. Ковалев П.Д., Рабинович А.Б., Ковбасюк В.В. Гидрофизический эксперимент на юго-западном шельфе Камчатки (КАМШЕЛ-87) // Океанология. – 1989. – Т. 29, № 5. – С. 738-744.
59. Ковалев П.Д., Ковалев Д.П. Проведение мониторинга цунами на Курильских островах // Физические проблемы экологии (физическая экология): тез. докл. Второй Всеросс. конф. – М., 1999. – С. 135-136.
60. Ковалев П.Д., Шевченко Г.В., Ковалев Д.П. Исследование трансформации волн у юго-восточного побережья острова Сахалин // Современные методы и средства океанологических измерений: мат-лы VI Междунар. науч.-техн. конф. – М., 2000. – С. 153-156.
61. Ковалев П.Д., Шевченко Г.В., Ковалев Д.П. Измерения длинноволновых процессов в порту Корсаков, остров Сахалин // Гидрометеорология Дальнего Востока и окраинных морей Тихого океана: тез. докл. науч. конф. – Владивосток: ДВНИИГМИ, 2000. – С. 40-42.
62. Ковалев П.Д., Ковалев Д.П. Поплавковый измеритель высоты волн // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией: сб. ст. – Южно-Сахалинск, 1997. – Том VI: Цунами и сопутствующие явления. – С. 145-148.
63. Ковалев П.Д., Шевченко Г.В., Ковалев Д.П. Изучение опасных морских явлений в порту города Корсаков // Динамические процессы на шельфе Сахалина и Курильских островов: сб. ст. – Южно - Сахалинск, 2001. – С. 138-145.
64. Ковалев П.Д., Шевченко Г.В., Ковалев Д.П. Исследование длинноволновых процессов в северо-восточной части Охотского моря в диапазоне периодов цунами // Вестник Международной академии наук экологии и безопасности жизнедеятельности. – СПб., 2001. – С. 64-68.
65. Ковалев П.Д., Шевченко Г.В., Ковалев Д.П. Исследование особенностей поля скорости течения в Южной части Курильской гряды //

Динамические процессы на шельфе Сахалина и Курильских островов: сб. ст. – Южно-Сахалинск, 2001. – С. 75-80.

66. Ковалев П.Д., Дущенко П.В. Приборное обеспечение мониторинга опасных морских явлений // Инфокоммуникационные и вычислительные технологии и системы: мат-лы Всерос. конф., г. Улан-Удэ, 5-9 августа 2003. – Улан-Удэ: Изд-во Бурятского госуниверситета, 2003. – Ч. 2. – С. 3-5.

67. Ковалев П.Д., Шевченко Г.В., Ковалев Д.П. Исследование длинноволновых движений в южной части Курильской гряды // Морские исследования и технологии изучения природы Мирового океана. – Владивосток: ДВО РАН, 2005. – Вып.1. – С. 69-81.

68. Ковалев П.Д., Шевченко Г.В., Ковалев Д.П. Исследование динамики прибойных биений у юго-восточного побережья о. Сахалин // Метеорология и гидрология. – 2006. – № 9. – С. 76-87.

69. Ковалев П.Д., Шевченко Г.В., Ковалев Д.П. Экспериментальные исследования цунами в порту г. Холмск // Известия АИН им. А.М. Прохорова. Прикладная математика и механика. – Н. Новгород: НГТУ, 2007. – Т. 20. – С. 68-79.

70. Ковалев П.Д., Шевченко Г.В., Ковалев Д.П. Экспериментальные исследования явления тягуна в порту г. Холмск // Известия АИН им. А.М. Прохорова. Прикладная математика и механика. – Н. Новгород: НГТУ, 2007. – Т. 20. – С. 106-112.

71. Ковалев П.Д., Шевченко Г.В., Ковалев Д.П., Чернов А.Г., Золотухин Д.Е. Регистрация Симуширского и Невельского цунами в порту г. Холмска // Тихоокеанская геология. – 2009. – Т. 28, № 5. – С. 36-40.

72. Ковалев П.Д., Иволгин В.И., Ковалев Д.П., Куркин А.А., Чернов А.Г. Приборное обеспечение исследований гидродинамики в прибрежной зоне моря // Литодинамика донной контактной зоны океана: мат-лы Междунар. конф., посвященной 100-летию со дня рождения проф. В.В. Лонгинова / Институт океанологии РАН. – М.: ГЕОС, 2009. – С. 149-150.

73. Ковалев П.Д., Шевченко Г.В., Ковалев Д.П., Чернов А.Г., Золотухин Д.Е. Регистрация Симуширского и Невельского цунами в порту города Холмск // Тихоокеанская геология. – 2009. – Т. 28, № 5. – С. 36-43.

74. Ковалев П.Д., Ковалев Д.П. Техника исследования опасных морских явлений в прибрежной зоне океана. – Владивосток: Дальнаука, 2010. – 152 с.
75. Ковалев П.Д., Шевченко Г.В., Зарочинцев В.С. Натурные эксперименты в зоне автомагистрали Сахалина // Мир транспорта. – 2011. – № 3. – С. 40-45.
76. Ковалев П.Д., Ковалев Д.П., Горбунов А.О., Кузнецов К.И., Плеханов Ф.А. Экспериментальное исследование опасных морских явлений метеорологической природы: отчет о НИР (заключительный) / ИМГиГ ДВО РАН; рук. Ковалев П.Д. – 2011. – 131 с. – № ГР 01200951749. – Инв. №02201250699.
77. Ковалев П.Д., Ковалев Д.П., Кузнецов К.И. Регистрация ветрового волнения донным датчиком гидростатического давления // Геодинамические процессы и природные катастрофы в Дальневосточном регионе: мат-лы науч. конф., г. Южно-Сахалинск, 26-30 сентября 2011 г. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2011. – С. 103-104.
78. Ковалев П.Д., Ковалев Д.П. Особенности сейшевых колебаний в заливах и бухтах Дальнего Востока: Приморья, Сахалина, южных Курильских островов // Вестник Тамбовского ун-та. Сер.: Естеств. и техн. науки. – 2013. – Т. 18, вып. 4. – С. 1377-1382.
79. Ковалев Д.П., Шевченко Г.В., Ковалев П.Д. Возбуждение краевых волн атмосферными возмущениями на юго-восточном шельфе о. Сахалин // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска: сб. мат-лов Всерос. науч. конф. с междунар. участием, г. Южно-Сахалинск, 26-30 мая 2015 г. – Владивосток: Дальнаука, 2015. – Т. 1. – С. 307- 311.
80. Ковалев Д.П., Шевченко Г.В., Ковалев П.Д. Распространение метеоцунами у побережья о. Сахалин // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска: сб. мат-лов Всерос. науч. конф. с междунар. участием, г. Южно-Сахалинск, 26-30 мая 2015 г. – Владивосток: Дальнаука, 2015. – Т. 1. – С. 312- 316.
81. Коннор Дж., Бреббиа К. Метод конечных элементов в механике жидкости. – Л.: Судостроение, 1979. – 264 с.

82. Корн Г.А., Корн Т.М. Справочник по математике для научных работников и инженеров. Определение, теория, формулы. – М.: Наука, 1984. – 524 с.
83. Котельников В.А. Теория потенциальной помехоустойчивости. – М.; Л.: Госэнергоиздат, 1956. – 276 с.
84. Кофф Г.Л., Ганзей К.С. Оценка риска цунами. – Владивосток: Дальнаука, 2007. – 207 с.
85. Крылов Ю.М., Стрекалов С.С., Цыплухин В.Ф. Ветровые волны и их воздействие на сооружения. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 256 с.
86. Кузнецов К.И., Чернов А.Г., Ковалев П.Д., Шевченко Г.В., Ивельская Т.Н. Изучение резонансных колебаний в порту Корсакова // Мореходство и морские науки. – Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2009. – С. 160-176.
87. Кузнецов К.И., Куркин А.А. Информационная система хранения и обработки океанологических данных // Вестник МГОУ. Серия: Естественные науки. – 2010. – №.2. – С. 101-105.
88. Кузнецов К.И., Куркин А.А., Ковалев Д.П., Шевченко Г.В. Характеристики ветрового волнения на западном побережье о. Сахалин // IV Сахалинская молодежная научная школа: сб. мат-лов, г. Южно-Сахалинск, 2-5 июня 2009 г. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2010. – С. 249-255.
89. Куликов Е.А., Шевченко Г.В. Генерация краевых волн метеоприливом движущимся вдоль пограничной области // Теоретические и экспериментальные исследования длинноволновых процессов / FESP, АН СССР. – Владивосток, 1985. – С. 20-27.
90. Куркин А.А., Зайцев А.И., Ялчинер А., Пелиновский Е.Н. Модифицированный вычислительный комплекс «ЦУНАМИ» для оценки рисков, связанных с цунами // Известия АИН им. А.М. Прохорова. Прикладная математика и механика. – 2004. – Т. 9. – С. 88-100.
91. Куркин А.А., Пелиновский Е.Н., Чой Б., Ли Дж. С. Сравнительная оценка цунами опасности япономорского побережья России на основе численного моделирования // Океанология. – 2004. – Т. 44, № 2. – С. 179-188.
92. Куркин А.А., Лухнов А.О., Чернов А.Г., Полухина О.Е. Проблемы создания аппаратно-программного комплекса для исследования гидродинамики

шельфовой зоны // Известия АИН им. А.М. Прохорова. Прикладная математика и механика. – 2006. – Т. 18. – С. 120-123.

93. Лабай В.С. Реакция макрозообентоса лагунного озера Изменчивое (остров Сахалин) на прекращение водообмена с морем // Биология моря. – 2009. – Т. 35, №3. – 167-174.

94. Лабзовский Н.А. Непереодические колебания уровня моря. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 237 с.

95. Лавренов И.В. Математическое моделирование ветрового волнения в пространственно – неоднородном океане. – СПб.: Гидрометеиздат, 1998. – 499 с.

96. Лагуны Сахалина / П.Ф. Бровко, Ю.А. Микишин, В.Ф. Рыбаков, А.Н. Володарский, Н.С. Терентьев, Т.Н. Токарчук / отв. ред. П.Ф. Бровко. – Владивосток: ДВГУ, 2002. – 80 с.

97. Ле Блон П., Майсек Л. Волны в океане. – М.: Мир, 1981. – Ч. 1. – 480 с.; 1982. – Ч.2. – 365 с.

98. Левин Б.В., Куркин А.А., Зайцев А.И., Пелиновский Е.Н., Ковалев Д.П., Чернов А.Г., Ялнчер А. Невельское цунами 2007 года: инструментальные данные и численное моделирование // Доклады РАН. – 2008. – Т. 421, №2. – С. 1-4

99. Левин Б.В., Чернов А.Г., Шевченко Г.В., Ковалев П.Д., Ковалев Д.П., Куркин А.А., Лихачева О.Н., Шишкин А.А. Первые результаты регистрации длинных волн в диапазоне периодов цунами в районе Курильской гряды на разнесенной сети станций // Доклады РАН. – 2009. – Т. 425, № 5. – С. 874-879.

100. Леонтьев И.О. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. – М.: ГЕОС, 2001. – 272 с.

101. Литвин Е.Н., Показеев К.В., Шевченко Г.В. Исследование длинноволновых процессов в диапазоне периодов цунами на шельфе острова Шикотан // Физическая экология. – 1998. – № 1. – С. 54-63.

102. Лихт Ф.Р. Условия образования песчаного барьера применительно к решению проблемы «вскрытия» лагуны Ла-Пас (Калифорнийский залив) // Условия образования донных осадков и связанных с ними полезных ископаемых в окраинных морях. – Владивосток: Дальнаука, 2002. – С. 39-46.

103. Лобковский Л.И., Рабинович А.Б., Куликов Е.А., Иващенко А.И., Файн И.В., Томсон Р.Е., Ивельская Т.Н., Богданов Г.С. Курильские землетрясения

и цунами 15 декабря 2006 и 13 января 2007: Наблюдения, анализ и числовое моделирование // Океанология. – 2009. – Т. 49, № 2. – С. 166-181.

104. Лопатухин Л.И. Анализ распределений элементов волн // Труды ВНИИГМИ. – 1974. – Вып. 1. – С. 116-142.

105. Лопатухин Л.И., Рожков В.А., Трапезников Ю.А. Спектральная структура волнения // Результаты океанологических исследований в восточной части тропической зоны Тихого океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – С. 128-135.

106. Лоция Охотского моря. Книга 1406. – 2011. – Вып. 1. – URL: <http://parusa.narod.ru/bib/books/fareast/1406-1.htm>.

107. Лоция северо-западного берега Японского моря. Книга 1401. – СПб, 1996. – URL: <http://parusa.narod.ru/bib/books/fareast/1401.htm>.

108. Лухнов А.О., Чернов А.Г., Куркин А.А., Полухина О.Е. Проблемы создания аппаратно-программного комплекса для исследования гидродинамики шельфовой зоны // Известия АИН им. А.М. Прохорова. Прикладная математика и механика. – Н. Новгород НГТУ, 2006. – Т. 18. – С. 120-123.

109. Любичский Ю.В. Закономерности формирования и расчет уровня моря на шельфе о. Сахалин: дис. ... канд. геогр. наук. – Хабаровск, 1985. – 245 с.

110. Марамзин В. Я. Расчет сейшевых колебаний методом конечных элементов в бассейнах произвольной формы // Теоретические и экспериментальные исследования длинноволновых процессов: сб. ст. – Владивосток: ДВНЦАН СССР, 1985. – С. 104-114.

111. Марчук А. Г., Чубаров Л.Б., Шокин Ю.И. Численное моделирование волн цунами. – Новосибирск: Наука, 1983. – 175 с.

112. Методические указания по определению ветровых и волновых условий при проектировании морских портов РД 31.33.02-81 / Государственный проектно-изыскательский и научно-исследовательский институт морского транспорта "Союзморниипроект", 1981.

113. Монин А.С., Озмидов Р.В. Океанская турбулентность. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 320 с.

114. Морс Ф.М., Фешбах Г. Методы теоретической физики / пер. с англ.; ред.: С.П. Алилуева, Н.С. Кошлякова, А.Д. Мышкина и др. – М.: Изд-во иностранной литературы, 1958. – Т. 1. – 930 с.

115. Мурти Т.С. Сейсмические морские волны цунами / пер. с англ. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 447 с.
116. Невельское землетрясение и цунами 2 августа 2007 года, о. Сахалин / отв. ред. Б.В. Левин, И.Н. Тихонов. – М.: "Янус-К", 2009. – С. 136-155.
117. Норри Д., де Фриз Ж. Введение в метод конечных элементов. – М.: Мир, 1981. – 304 с.
118. Погосов С. Длинные волны и безопасность судна // Морской флот. – 1971. – №10. – С. 21-22.
119. Полунин Г.В., Путов В.Ф., Гордин А.И. Объяснительная записка к карте литологических комплексов и экзогенных процессов суши и шельфа Сахалина м-ба 1:500 000. – Хабаровск, Южно-Сахалинск, 1992. – 136 с.
120. Поплавский А.А., Куликов Е.А., Поплавская Л.Н. Методы и алгоритмы автоматизированного прогноза цунами. – М.: Наука, 1988. – 128 с.
121. Поплавский А.А., Храмушин В.Н., Непоп К.И., Королев Ю.П. Оперативный прогноз цунами на морских берегах Дальнего Востока России. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. – 272 с.
122. Приятелева Л.П. Исследование опасных уровней, вызывающих затопление объектов в районе пос. Стародубское, Взморье и Поронайска / Сахалинское УГМС. – Южно-Сахалинск, 1961. – 87 с.
123. Одноплатные компьютеры. – URL: <http://www.zao-zeo.ru/> (дата обращения: 20.01. 2014)
124. Пелиновский Е.Н. Гидродинамика волн цунами. – Н. Новгород: ИПФ РАН, 1996. – 276 с.
125. Полякова А.М. Цунами в Приморье 26 мая 1983 года и его последствия / АН СССР, ДВНЦ, ТОИ. – Владивосток, 1988. – 146 с.
126. Попов Б.А., Совершаев В.А. Некоторые черты динамики арктических берегов Азии // Морские берега / отв. ред. О.К. Леонтьев. – М.: Мысль, 1982 – С. 105-116.
127. Рабинович Б.И., Левянт А.С. Численное решение задачи расчета сейш на основе *RT*-алгоритма конформного отображения // Природные катастрофы и стихийные бедствия в Дальневосточном регионе: сб. ст. – Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. – С. 328-342.

128. Рабинович А.Б., Левянт А.С. Влияние сейшевых колебаний на формирование спектра длинных волн у побережья Южных Курил // *Океанология*. – 1992. – Т. 32, № 1. – С. 29-38.
129. Рабинович А.Б. Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение. – Л.: Гидрометеиздат, 1993. – 325 с.
130. Райхлен Ф. Резонанс гавани // *Гидродинамика береговой зоны и эстуариев / пер. с англ.* – Л., 1970. – С. 114-166.
131. Ресурсы поверхностных вод СССР // *Дальний Восток. Сахалин и Курилы*. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – Т. 18, вып. 4. – 262 с.
132. Рожков В.А. Длина реализации и точка усечения коррелограммы как параметры эмпирического спектрального анализа записей волнения // *Труды ГОИН*. – 1986. – Вып. 93. – С. 143-155.
133. Сайт разработчиков программы AVI-NAMI. – URL: <http://avi-nami.ce.mrttu.edu.tr>. (дата обращения: 20.01. 2014)
134. СНиП II-57-75 «Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов)». – М.: Стройиздат, 1976.
135. Соловьев С.Л., Ферчев М.Д. Сводка данных о цунами в СССР // *Бюллетень Совета по сейсмологии АН СССР*. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – № 9.
136. Степанова А.И., Карасев М.С., Лобанова Н.И. Суммарный вынос твердого стока реками Приморья в Японское море // *Труды ДВНИГМИ*. – Вып 81: Сток наносов. Лавины. Гидрохимия рек. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – С. 3-7.
137. Стихия ДВ – URL: <http://rus.ferhri.ru/danger/ohotsee%5Bsgya~stormsnagon%5D.html> (дата обращения: 20.01. 2014)
138. Стренг Ф., Фикс Дж. Теория метода конечных элементов. – М.: Мир, 1977. – 349 с.
139. Теоретические основы и методы расчета ветрового волнения / под ред. И.Н. Давидан. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 264 с.
140. Храмушин В.Н., Шевченко Г.В. Метод детального цунамирайонирования на примере побережья Анивского залива // *Океанология*. – 1994. – Т. 34, № 2. – С. 218-223.

141. Чернов А.Г., Лухнов А.О., Полухина О.Е., Куркин А.А., Ковалев Д.П., Ковалев П.Д. Натурный эксперимент по регистрации захваченных волн в районе м. Острый (Охотское море) // Известия Академии инженерных наук им. А.М. Прохорова. Прикладная математика и механика. – Н. Новгород: НГТУ, 2006. – Т. 18. – С. 91-98.

142. Чернов А.Г., Ковалев П.Д., Куркин А.А., Шевченко Г.В., Лухнов А.О. Исследование особенностей гидродинамических условий прилегающего к озеру Изменчивое участка взморья // Известия Академии инженерных наук им. А.М. Прохорова. Прикладная математика и механика. – Н. Новгород: НГТУ, 2007. – Т. 20. – С. 8-16.

143. Чернов А.Г., Зайцев А.И., Куркин А.А. Оптимизация программного комплекса моделирования волн цунами AVI-NAMI для многопроцессорных систем // КОГРАФ 2007–2008: мат-лы Междунар. науч.-практ. конф. по графическим информационным технологиям и системам. – Н. Новгород: НГТУ, 2008. – С. 10-11.

144. Чернов А.Г. Исследование пространственной структуры резонансных колебаний в бассейнах со сложной геометрией: автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. – Н. Новгород, 2009. – 19 с.

145. Шевченко Г.В., Любицкий Ю.В., Като Л.Н. Проявление штормовых нагонов в южной части острова Сахалин // ИМГиГ ДВО РАН. – Препринт. – Южно-Сахалинск, 1994. – 46 с.

146. Шевченко Г.В. Вероятностные оценки риска морских наводнений в порту Корсакова // Цунами и сопутствующие явления. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. – С. 91-105.

147. Шевченко Г.В. Об усилении низкочастотной компоненты цунами на шельфе Курильской гряды (по записям чилийского цунами, май 1960) // Проявление конкретных цунами. Цунами 1993 и 1994 годов на побережье России: сб. стат. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. – С. 91-105.

148. Шевченко Г.В., Ковалев П.Д., Богданов ГС. Шишкин А.А., Лоскутов А.А., Чернов А.Г. Регистрация цунами у берегов Сахалина и Курильских островов // Вестник ДВО РАН. – 2008. – № 6. – С. 23-33.

149. Шевченко Г.В., Горбунов А.О., Ковалев П.Д., Чернов А.Г., Частиков В.Н. Гидродинамические условия замывания протоки озера Изменчивое (юго-восточное побережье о. Сахалин) // Развитие природной среды Востока Азии в плейстоцене-голоцене (рубежи, факторы, этапы освоения человеком): мат-лы Междунар. совещания, 14-18 сентября 2009 г. / ред.: П.Я. Бакланов, Л.А. Ганзей, Н.Г. Разжигаева и др. – Владивосток: Дальнаука, 2009. – С. 211-214.

150. Шевченко Г.В., Горбунов А.О., Куркин А.А., Катаева Л.Ю. Геоморфологические и гидродинамические условия размывов полотна главной автомобильной магистрали Сахалина // Наука и техника транспорта. – 2010. – №3. – С. 60-70.

151. Шевченко Г.В., Чернов А. Г., Ковалев П. Д., Горин И.И. Резонансные колебания в заливах и бухтах: натурные эксперименты и численное моделирование// Труды Нижегородского технического университета им. Р.Е. Алексеева. – Н. Новгород: НГТУ, 2010. – №1 (80). – С. 52-62.

152. Шевченко Г.В., Ивельская Т.М., Ковалев П.Д., Ковалев Д.П., Куркин А.А., Левин Б.В., Лихачева О.Н., Чернов А.Г., Шишкин А.А. Новые данные о проявлениях цунами на тихоокеанском побережье России по инструментальным измерениям 2009-2010 гг. // Доклады РАН. – 2011. – Т. 438, №6. – С. 823-828.

153. Шевченко Г.В., Ковалев П.Д., Ковалев Д.П. Резонанс волн на паромной переправе // Мир транспорта. – 2012. –Т. 39, № 1. – С. 58-65.

154. Щетников Н.А. Цунами на побережье Сахалина и Курильских островов по мареографным данным 1952 – 1968 гг. – Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. – 164 с.

155. ЮНЕСКО. – URL: <http://ioc3.unesco.org/ptws/21//documents> // TsuModel Man -v3-ImamuraYalcinerOzyurt _apr06.pdf (дата обращения: 20.01. 2014)

156. Японское метеорологическое агентство. – URL: http://ioc3.unesco.org/ptws/documents/presentations/3.7_JMAreport_hasegawa4.pdf (дата обращения: 20.01. 2014)

157. Ярошня Р.А. Исследование собственных колебаний уровня бухт Курило-Камчатского побережья // Теоретические и экспериментальные исследования по проблеме цунами: сб. ст. – М.: Наука, 1977. – С. 153 - 164.

158. Akylas T.R. Large-scale modulations of edge waves // J. Fluid Mech. –

1983. – Vol. 132. – P. 197-208.
159. Battjes J.A. Surf similarity // Proc. 14th Coastal Eng. Conf. – Copenhagen, 1974. – P. 466-480.
160. Battjes J.A. Surf-zone dynamics // Annual Rev. Fluid Mech. – 1988. – Vol. 20. – P. 257-293.
161. Biesel F. Equations generales au second order de la houle irreguliere // La Houille Blanche. – 1952. – Vol. 7. – P. 372-376.
162. Bowen A.J. Rip currents. 1. Theoretical investigations // J. Geophys. Res. – 1969. – Vol. 74, No 23. – P. 5467-5478.
163. Bowen A.J., Guza R.T. Edge waves and surf beat // J. Geophys. Res. – 1978. – Vol. 83, No C4. – P. 1913-1920.
164. Bowen A.J., Inman D.L. Rip currents. 2. Laboratory and field observations // J. Geophys. Res. – 1969. – Vol. 74, No 23. – P. 5479-5490.
165. Dally W.R., Dean R.G. Transformation of random breaking waves on surf beat // Proc. 20th Coastal Eng. Conf., Taipei. – 1986. – P. 109-123.
166. Darbyshire M. Long waves on the coast of the Cape Peninsula // Deut. Hydr. Zeit. – 1963. – Bd 16, Ht.4. – P. 167-185.
167. Dodd N. The surf zone, infragravity motions and rhythmic beach features: A survey / Institute for Marine and Atmospheric Research. – Utrecht, The Netherlands, 1992. – R 92 - 4. – 69 p.
168. Eckart C. Surface waves in water of variable depth // Mar. Phys. Lab., Scripps. Inst. Oceanogr. – 1951. – Wave Rep. No 100. – S10. – Ref. 51-12. – 99 p.
169. Fujinawa Y. Some properties of surf-beats // J. Oceanogr. Soc. Japan. – 1979. – Vol. 35, No 1. – P. 9-25.
170. Gaillard P. Numerical calculation of seiche motion in harbours of arbitrary Shape // Proc. 18th Coastal Eng. Conf. – Cape Town, 1982. – P. 172-191.
171. Gallagher B. Generation of surf beat by non-linear wave interactions // J. Fluid Mech. – 1971. – Vol. 49. – P. 1-20.
172. General Acoustics. – URL: <http://www.GeneralAcoustics.com> (дата обращения: 20.01. 2014)
173. Gerritsen F., Van Heteren J. Low frequency oscillations on the Dutch coast // Proc. 19th. Coastal Eng. Conf. – Houston, 1984. – P. 625-641.

174. Giese G.S., Chapman D.C., Black P.O., Fornshell J.A. Causation of large-amplitude coastal seiches in the Caribbean coast of Puerto Rico // *J. Phys. Oceanogr.* – 1990. – Vol. 20, No 9. – P. 1449-1458.
175. Gida Y. Irregular wave deformation in the surf zone // *Coastal Engineering in Japan.* – 1975. – Vol. 18. – P. 13-27.
176. Guza R.T., Bowen A.J. The resonant instabilities of long waves obliquely incident on a beach // *J. Geophys. Res.* – 1975. – Vol. 80, No 33. – P. 4529-4534.
177. Guza R.T., Bowen A.J. Finite amplitude edge waves // *J. Mar. Res.* – 1976. – Vol. 34, No 2. – P. 269-293.
178. Guza R.T., Davis R.E. Excitation of edge waves on a beach // *J. Geophys. Res.* – 1974. – Vol. 79, No 9. – P. 1285-1291.
179. Guza R.T., Inman D.L. Edge waves and beach cusps // *J. Geophys. Res.* – 1975. – Vol. 80, No 21. – P. 2997-3012.
180. Guza R.T., Thornton E.B. Swash oscillations on a natural beach // *J. Geophys. Res.* – 1982. – Vol. 87, No C1. – P. 483-491.
181. Guza R.T., Thornton E.B. Observations of surf beat // *J. Geophys. Res.* – 1985. – Vol. 90, No C2. – P. 3161-3172.
182. Guza R.T., Thornton E.B., Holman R.A. Swash on steep and shallow beaches // *Proc. 19th Coastal Eng. Conf.* – Houston, 1984. – P. 708-723.
183. Hasselmann K. On the non-linear energy transfer in gravity wave spectrum // *J. Fluid Mech.* – 1962. – Vol. 12, No 4. – P. 385-398.
184. Hasselmann K. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). – *Deutsch. Hydrogr. Institut, Hamburg*, 1973. – 95 p.
185. Hauguel A., Labadie G., Latteux B. A finite element method for the shallow water equations // *Proc. 18th Coastal Eng. Conf.* – Cape Town, 1982. – P. 617-634.
186. Holman R.A. Infragravity energy in the surf zone // *J. Geophys. Res.* – 1981. – Vol. 86, No C7. – P. 6442-6450.
187. Holman R.A., Bowen A.J. Bars, bumps and holes: models for the generation of complex beach topography // *J. Geophys. Res.* – 1982. – Vol. 87, No C 1. – P. 457-468.
188. Holman R.A. Edge waves and the configuration of the shoreline // *CRC*

Handbook of Coastal Processes and Erosion. – Boca Raton, Florida: CRC Press Inc., 1983. – P. 21-33.

189. Holman R.A., Sallenger A.H. Setup and swash on a natural beach // J. Geophys. Res. – 1985. – Vol. 90, No C1. – P. 945-953.

190. Holman R.A., Sallenger A.H. High-energy nearshore processes // Eos Trans. Amer. Geophys. Union. – 1986. – Vol. 67. – P. 1369-1371.

191. Huntley D.A., Bowen A.J. Beach cusps and edge waves // Proc. 16th Coastal Eng. Conf. – Hamburg, 1978. – P. 1378-1393.

192. Huntley D.A., Guza R.T., Thornton E. B. Field observations of surf beat. 1. Progressive edge waves // J. Geophys Res. – 1981. – Vol. 86, No C7. – P. 6451-6466.

193. Huntley D.A., Kim C.S. Is surf beat forced or free? // Proc. 19th. Coast. Eng. Conf. – Houston, 1984. – P. 871-885.

194. Kinsman B. Wind waves: Their generation and propagation on the oceansurface // Englewood Cliffs. – New York: Prentice-Hall, 1965. – 676 p.

195. Kovalev P.D., Rabinovich A.B., Shevchenko G.V. Investigation of long waves in the tsunami frequency band on the southwestern shelf of Kamchatka // Natural Hazards. – 1991. – Vol.4, No 2/3. – P.141-159.

196. Kovalev P.D., Shevchenko G.V., Kovalev D.P. Investigation of the sea level fluctuations in the Yuzhno-Kurilskaya Bay // Proc. of the 20th International symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice, Mombetsu, Hokkaido, Japan, 2005. – Mombetsu, 2005. – P. 261-266.

197. Kovalev P.D., Shevchenko G.V., Kovalev D.P. Investigation of the sea level fluctuations in the Yuzhno-Kurilskaya Bay in 2005 // Proc. of the 21st International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice. 19-24 February 2006, Mombetsu, Hokkaido, Japan. – Mombetsu, 2006. – P. 225-231.

198. Kovalev P., Shevchenko G., Kovalev D. Experimental study of tsunamis in the Kolmsk Harbor, southwestern Sakhalin // Vienna - Austria, 2008 – (NH6.1-1TH4P-0406; 1607-7962/gra/EGU2008-A-02341)

199. Kovalev P.D., Shevchenko G.V., Kyrkin A.A., Chernov A.G., Kovalev D.P., Gorbunov A.O. Experiment in area of the mouth of Izmenchivoe lake // The Proc. of the 19 International Offshore and Polar Engineering Conference (ISOPE 2009), Osaka, June 21-26, 2009, Cupertino (Calif.): ISOPE. – Osaka, 2009. – Vol. 3. – P. 820-824.

200. Lee J.J. Wave-induced oscillations in harbours of arbitrary geometry // *J. Fluid Mech.* – 1971. – Vol. 45. – P. 375-399.
201. Mehaute B., Wilson B.W. Harbor paradox (Discussion) // *J. Waterways Harb. Div.* – 1962. – Vol. 88, No 2. – P. 173-195.
202. Mei C.C. The applied dynamics of ocean surface waves. – New York: J. Wiley, 1982. – 740 p.
203. Mei C.C., Benmoussa C. Long waves induced by short-wave groups over an uneven bottom // *J. Fluid Mech.* – 1984. – Vol. 139. – P. 219-235.
204. Middieton J.H., Cahill M.L., Hsieh W.W. Edge waves on the Sydney coast // *J. Geophys. Res.* – 1987. – Vol. 92, No C9. – P. 9487-9493.
205. Miles J.W., Lee Y.K. Helmholtz resonance of harbors // *J. Fluid Mech.* – 1975. – Vol. 67. – P. 445-464.
206. Miles J., Munk W. Harbor paradox // *J. Waterways Harb. Div.* – 1961. – Vol. 87, No 3. – P. 111-130.
207. Minzoni A.A., Whitham G.B. On the excitation of edge waves on beaches // *J. Fluid Mech.* – 1977. – Vol. 9. – P. 273-287.
208. Mizuguchi M. A field observation of wave kinematics in the surf zone // *Coastal Engineering in Japan.* – 1982. – Vol. 25. – P. 91-107.
209. Munk W.H. Surf beats // *Trans. Amer. Geophys. Union.* – 1949. – Vol. 30, No 6. – P. 849-854.
210. Munk W.H. Long ocean waves // *The Sea. Ideas and observations on progress in the study of the sea.* – New York: J. Wiley, 1962. – P. 647-663.
211. Munk W.H., Iglesias H.V., Folsom T.R. An instrument for recording ultra-low-frequency ocean waves // *Rev. Sci. Instr.* – 1948. – Vol. 19, No 10. – P. 654-658.
212. Nakano M. On the secondary undulations of tides caused by cyclonic storm // *J. Met. Soc. Japan.* – 1939. – Ser. 2, vol. 17. – P. 140-154.
213. Nakano M., Unoki S. On the seiches (the secondary undulations of tides) along the coast of Japan // *Records Oceanogr. Works in Japan.* – 1962. – Spec. No 6. – P. 169-214.
214. NOAA. – URL: <http://wcatwc.arh.noaa.gov/about/tsunamimain.php>. (дата обращения: 20.01. 2014)

215. Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // *Bull. Seism. Soc. America.* – 1985. – Vol. 75. – P. 1135-1154.
216. Olsen K., Hwang L.S. Oscillations in a bay of arbitrary shape and variable depth // *J. Geophys. Res.* – 1971. – Vol. 76, No 21. – P. 5048-5064.
217. Oltman-Shey J., Guza R.T. Infragravity edge wave observations on two California beaches // *J. Phys. Oceanogr.* – 1987. – Vol. 17, No 5. – P. 644-663.
218. Oltman-Shey J., Howd P.A., Birkemeier W.A. Shear instabilities of the mean longshore current. 2. Field observation // *J. Geophys. Res.* – 1989. – Vol. 94, No C12. – P. 18031-18042.
219. Pierson W.J., Moskowitz L. A proposed spectral for fully developed wind seas based on the similarity theory of S.A. Kitaigorodskii // *J. Geophys. Res.* – 1964. – Vol. 69, No 24. – P. 5181-5190.
220. Platzman G.W. Two-dimensional free oscillations in natural basins // *J. Phys. Oceanogr.* – 1972. – Vol. 2, No 2. – P. 117-138.
221. Rabinovich, A.B., Monserrat, S. Generation of Meteorological Tsunamis (Large Amplitude Seiches) Near the Balearic and Kuril Islands // *Natural Hazards* – 1998. – Vol. 18. – P. 27-55.
222. Rabinovich A.B., Lobkovsky L.I., Fine I.V., Thomson R.E., Ivelskaya T.N. and Kulikov E.A. Near-surface observations and modeling of the Kuril Islands tsunamis of 15 November 2006 and 13 January 2007 // *Advances in Geosciences.* – 2008. – Vol. 14. – P.105-116.
223. Rabinovich A.B. Seiches and harbor oscillations // *Handbook of Coastal and Ocean Engineering.* – Singapore: World Scientific Publ., 2009. – P. 193-236.
224. Shevchenko G.V. Records of the Simushir and the Nevelsk tsunamis in the Kholmsk port // 24th International Tsunami Symposium of the IUGG Tsunami Commission, Technical Workshop on Tsunami Measurements and Real-time Detection: Programme and Abstracts, Novosibirsk, Russia, July 13-18, 2009. – Novosibirsk, 2009. – P. 25.
225. Shevchenko G.V., Gorbunov A.O., Kovalev P.D., Chernov A.G., Chastikov V.N. Hydrodynamical conditions of Izmenchivoe lake channel closing (southeastern Sakhalin coast) // *Environment development of East Asian Pleistocene – Holocene. Proceedings of international scientific conference. September 14-18, Vladivostok,*

Russia, 2009 / Тихоокеанский институт географии ДВО РАН. – Vladivostok, 2009. – P. 311-314.

226. Shevchenko G.V., Chernov A.G., Kovalev P.D., Kovalev D.P., Likhacheva O.N., Loskutov A.V., Shishkin A.A. The tsunamis of January 3, 2009 in Indonesia and of January 15, 2009 in Simushir as recorded in the south Kuril islands // Science of tsunami hazards. – 2011. – Vol.30, No1. – P. 43-61.

227. Shevchenko, G.V., Ivel'skaya, T.N., Kovalev, P.D., Kovalev, D.P., Kurkin, A A., Levin, B.V., Likhacheva, O.N., Chernov, A.G., Shishkin, A.A. New data about tsunami evidence on Russia's Pacific coast based on instrumental measurements for 2009-2010 // Doklady Earth Sciences. – 2011. – Vol. 438, No 2. – P. 893-898.

228. Snodgrass F.E., Groves G.W., Hasse1man K. F. et al. Propagation of ocean swell across the Pacific // Phil. Trans. Roy. Soc. – 1966. – Vol. A259. – P. 431-497.

229. Suhayda J.N. Standing waves on beaches // J. Geophys. Res. – 1974. – Vol. 79, No 21. – P. 3065-3071.

230. Terada T. Secondary undulations of tides caused by cyclonic storm // Proc. Tokyo Math. Phys. Soc. Ser. 2. – 1912. – Vol. 6. – P. 196-201.

231. Tucker M.J. Surf beats; sea waves of 1 to 5 min period // Proc. Roy. Soc. London. – 1950. – Vol. A202, No 1071. – P. 565-573.

232. Valeport Ltd. – URL: <http://www.valeport.co.uk/contact.aspx> (дата обращения: 20.01. 2014)

233. Van Dorn W.G. A portable tsunami recorder // Trans. Amer. Geophys. Union. – 1956. – Vol. 37. – P. 27-30.

234. Wilson B. Seiches // Advances in Hydroscience. – 1972. – Vol. 8. – P. 1-94.

235. Yalciner A., Pelinovsky E., Zaytsev A., Kurkin A., Ozer C., Karakus H., Ozyurt G. Modeling and visualization of tsunamis: Mediterranean examples // Tsunami and Nonlinear Waves / Ed: Anjan Kundu. – Springer, 2007. – P. 273-283.

236. Yoshida K. On the ocean wave spectrum with special reference to the beat phenomena and the 1 - 3 minute waves // J. Oceanogr. Soc. Japan. – 1950. – Vol. 6, No 2. – P. 49-56.

237. Ursell F. Edge waves on a sloping beach // Proc. Roy. Soc. London. – 1952. – Vol. A214. – P. 79-97.

