

ФАНО РОССИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

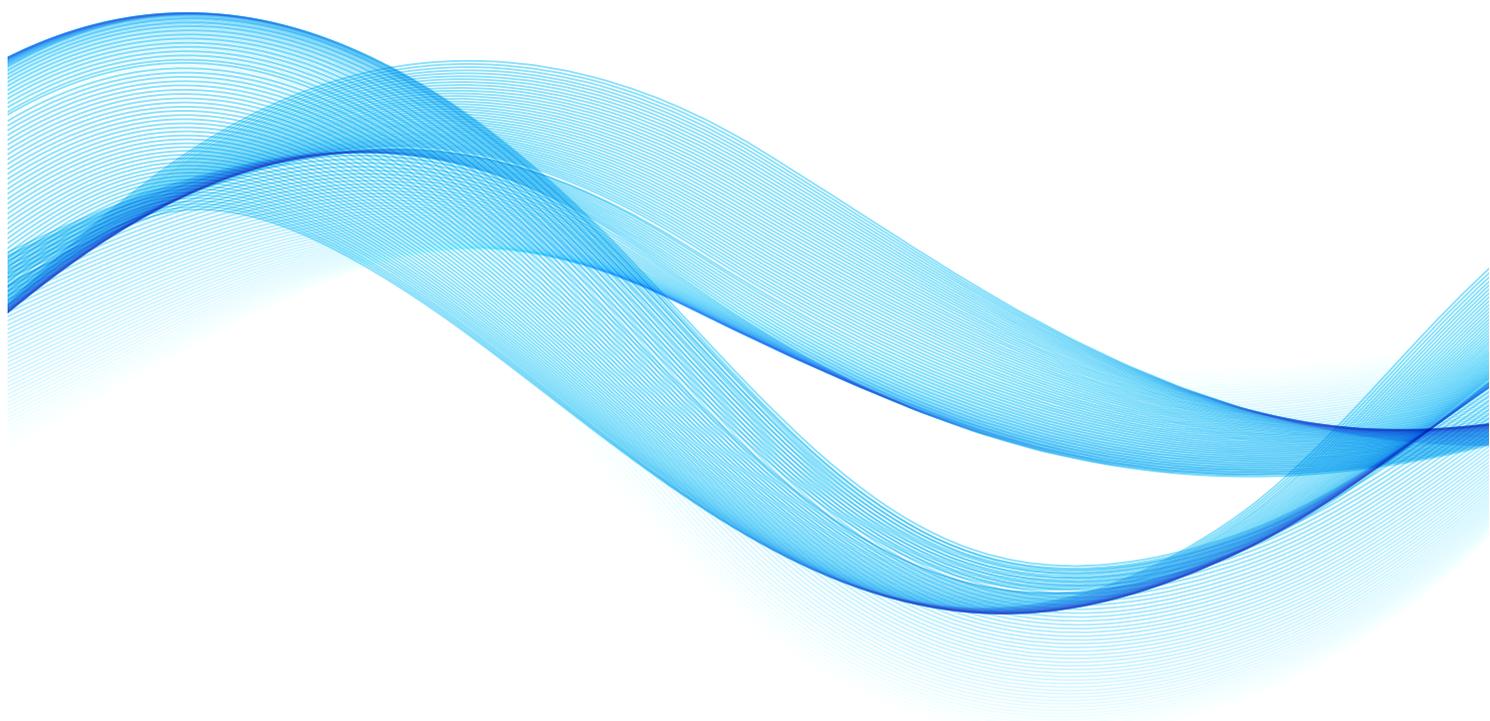
АВТОНОМНАЯ НЕКОММЕРЧЕСКАЯ ОБРАЗОВАТЕЛЬНАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ
ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«САХАЛИНСКИЙ ГУМАНИТАРНО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ»

FASO RUSSIA
INSTITUTE OF MARINE GEOLOGY AND GEOPHYSICS
FAR EASTERN BRANCH OF THE RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

SAKHALIN INSTITUTE OF HUMANITARIAN AND TECHNOLOGICAL SCIENCES

D.P. Kovalev
P.D. Kovalev

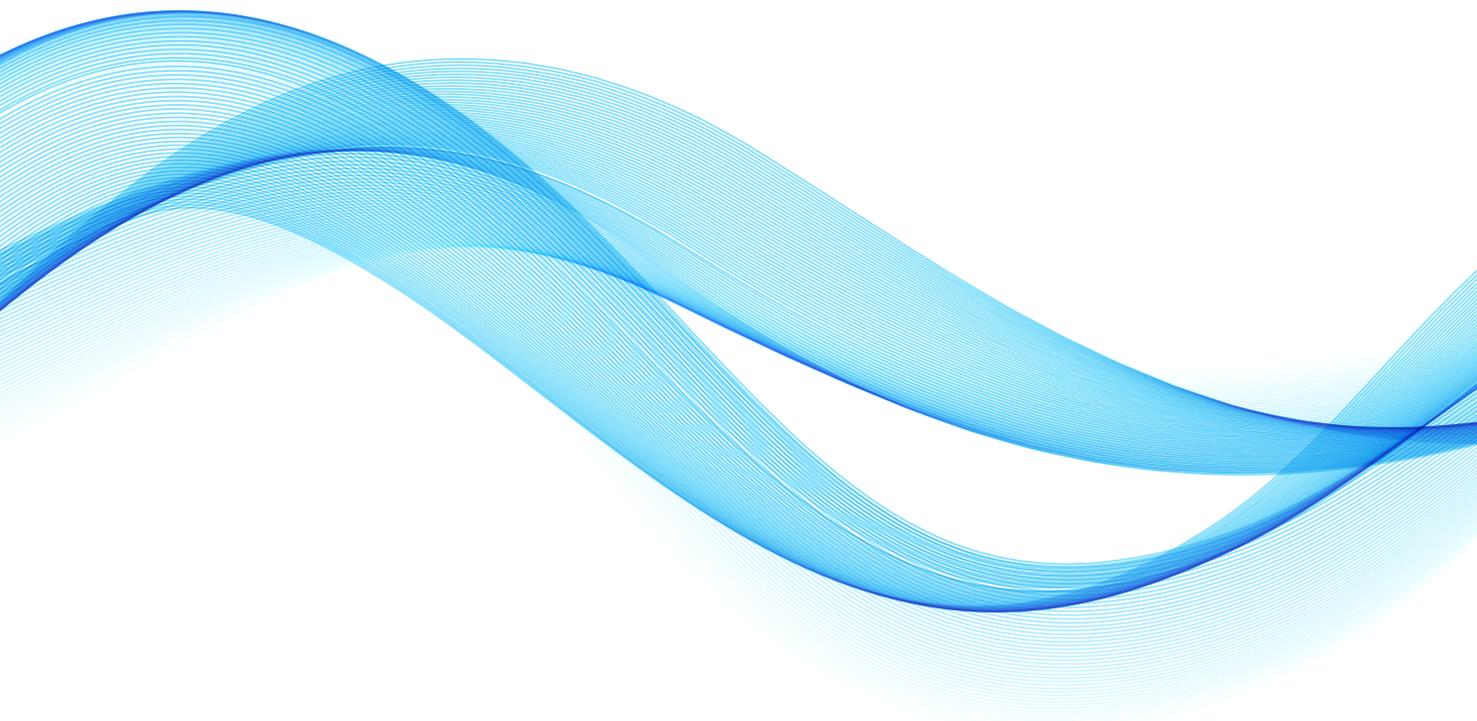
Investigation of the Generation Peculiarities of Infragravity and Edge Waves in the Coastal Zone Using the Data of the Field Experiments



2018

Д.П. Ковалев
П.Д. Ковалев

Изучение особенностей генерации
инфравгравитационных
и краевых волн в прибрежной зоне
по данным натуральных экспериментов



2018

УДК 551.46.0+551.466.3

К 56

Ковалев Д.П., Ковалев П.Д. Изучение особенностей генерации инфрагравитационных и краевых волн в прибрежной зоне по данным натуральных экспериментов. 2018.– 112 с.

ISBN 978-5-6040621-1-1

DOI: 10.30730/978-5-6040621-1-1.2018-1

Инфрагравитационные волны, образующиеся в результате трансформации ветровых волн и зыби в узкой прибрежной полосе, связаны с перемещениями донных осадков, изменениями донного рельефа и других литодинамических процессов. Они способствуют разрушению берегов, что необходимо учитывать для мест прокладки и выхода на берег подводных трубопроводов и установки добывающих платформ на шельфе. Кроме того, инфрагравитационные волны ответственны за явление тягуна в портовых бухтах и могут приводить к разрушению судов и пирсов.

Краевые волны тесно связаны с волновыми процессами в океане и оказывают большое воздействие на распространение волн цунами, перенос осадочного материала, формирование береговой линии и прибрежного рельефа, наконец, просто на концентрацию волновой энергии в шельфовой зоне океана.

В работе описаны исследования формирования краевых и инфрагравитационных волн и их проявления в прибрежной зоне на основании данных натуральных наблюдений, выполненных с участием авторов, дается описание крупных специализированных экспериментов, аппаратуры и техники измерения волн в океане. Особое внимание уделяется особенностям волновых процессов в прибрежной зоне и явлению тягуна в портовых бухтах Сахалинской области, а также образованию ритмических форм прибрежного рельефа.

Для студентов и аспирантов-океанологов и специалистов в области гидродинамики и береговой инженерии.

Ключевые слова: *инфрагравитационные волны, краевые волны, опасные морские явления, натурные наблюдения.*

Рецензент: д.ф.-м.н. Е.А. Куликов.

Печатается по решению Ученого совета
Федерального государственного бюджетного учреждения науки
Института морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения Российской академии наук.
Россия, 693022, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, д. 1Б; e-mail: nauka@imgg.ru

Печатается по решению УМС АНОО ВО «Сахалинский гуманитарно-технологический институт».
Россия, 693022, г. Южно-Сахалинск, Коммунистический проспект, д. 72.

UDK 551.46.0, 551.466.3

К 56

Kovalev D.P., Kovalev P.D. Investigation of the Generation Peculiarities of Infragravity and Edge Waves in the Coastal Zone Using the Data of the Field Experiments. 2018.– 112 p.

Infragravity waves are formed as a result of the transformation of wind waves and swell in a narrow inshore and connected with movements of bottom sediments, changes in bottom relief and other lithodynamic processes. They contribute to the destruction of the coasts, that must be taken into account for the sites of laying and the landfall of submarine pipelines, the installation of production platforms on the shelf. In addition, infragravity waves are responsible for the phenomenon of harbour oscillations in port and can lead to the destruction of ships and piers.

Edge waves are closely related to wave processes in the ocean and have a great influence on the propagation of tsunami waves, the transport of sedimentary material, the formation of the shoreline and coastal relief, and finally, simply the concentration of wave energy in the shelf zone of the ocean.

The monograph describes the investigations of the formation of edge and infragravity waves and their manifestations in the coastal zone on the basis of field observations performed with the participation of authors. The large specialized experiments, equipment and techniques for measuring waves in the ocean were considered. Particular attention is paid to the peculiarities of wave processes in the coastal zone and to the phenomenon of harbour oscillations in ports and harbors of the Sakhalin region, as well as the formation of rhythmic forms of coastal relief.

For students and graduate students of oceanologists and specialists in the field of hydrodynamics and coastal engineering.

Keywords: *Infragravity waves, Edge waves, dangerous marine phenomena, in situ observations.*

Reviewers: Dr. Phys.-Math. Sci. E.A. Kulikov

The book is published according to decision of the
Scientific Council of the Institute of Marine Geology & Geophysics,
Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences.
Russia, 693022, Yuzhno-Sakhalinsk, Nauki str. 1 B; e-mail: nauka@imgg.ru

The book is published according to decision of the Scientific Council of Sakhalin Institute of Humanitarian and Technological Sciences.
Russia, 693020, Yuzhno-Sakhalinsk, Kommunistichesky ave., 72.

ISBN 978-5-6040621-1-1



9 785604 062111

© Ковалев Д.П., Ковалев П.Д., 2018

© ИМГиГ ДВО РАН, 2018

© АНОО ВО СахГТИ, 2018

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	7
Глава 1. ПРИБОРНОЕ И ПРОГРАММНОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ ГИДРОДИНАМИКИ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ МОРЯ	9
1.1. Приборное обеспечение экспериментов	9
1.2. Проблемы регистрации ветрового волнения донным датчиком гидростатического давления	13
1.2.1. Пересчет пульсаций гидростатического давления в параметры поверхностного волнения	14
1.2.2. Дискретизация записи ветрового волнения	16
1.3. Программа комплексной обработки и анализа временных рядов океанологических наблюдений	19
1.3.1. Основные проблемы разработки	20
1.3.2. Работа с временными рядами	21
1.3.3. Спектральный анализ	23
Глава 2. ИЗУЧЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МОРЯ И УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ИНФРАГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ОСТРОВОВ САХАЛИН И КУНАШИР	31
2.1. Инфрагравитационные и краевые волны в прибрежной зоне моря	31
2.2. Изучение трансформации ветрового волнения и зыби в Южно-Курильской бухте	39
2.3. Прибрежное волнение при прохождении циклонов над южной частью о-ва Сахалин	43
2.3.1. Использованные данные и методы исследования	44
2.3.2. Анализ результатов наблюдений	44
2.4. Натурные эксперименты в зоне размыва полотна главной автомагистрали Сахалина	50
2.4.1. Характеристики волнового режима	53
2.4.2. Многолетние натурные эксперименты в зоне размыва автомагистрали Южно-Сахалинск – Оха	56
2.4.3. Анализ синоптической обстановки над Охотским морем	56
2.4.4. Трансформация донного рельефа по данным наблюдений	58
2.5. Режим волнения в прибрежной зоне о-ва Сахалин	60
Глава 3. ИССЛЕДОВАНИЕ ЯВЛЕНИЯ ТЯГУНА, ЕГО ПРОЯВЛЕНИЯ И ИНФРАГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН ПРИ НАГОНАХ И СГОНАХ У ЮЖНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОСТРОВА САХАЛИН	65
3.1. Экспериментальные исследования явления тягуна в основных портах Сахалинской области	65
3.1.1. Проявление тягуна в бухте порта Холмск	68
3.1.2. Изучение волновых процессов в порту Корсаков	73
3.1.3. Исследование тягуна в Южно-Курильской бухте	76
3.1.4. Экспериментальные исследования тягуна в порту Углегорск	79

3.2. Инфравитационные волны при экстремальном сгоне–нагоне у южного побережья о-ва Сахалин.	81
Глава 4. ВОЗБУЖДЕНИЕ КРАЕВЫХ ВОЛН АТМОСФЕРНЫМИ ВОЗМУЩЕНИЯМИ НА ЮГО-ВОСТОЧНОМ ШЕЛЬФЕ ОСТРОВА САХАЛИН И АНОМАЛЬНЫЕ КОЛЕБАНИЯ В БУХТЕ ВИТЯЗЬ ПРИМОРСКОГО КРАЯ.	87
4.1. Анализ данных наблюдений	89
4.2. Захват волн резонансной прибрежной акваторией на юго-восточном шельфе о-ва Сахалин	92
4.3. Модель вынужденной синхронизации	94
4.4. Изучение аномальных колебаний уровня и температуры в бухте Витязь	96
Заключение	101
Список использованных источников	106

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 размещению новых сооружений для уменьшения риска воздействия морских волн). 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.

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.

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.

Краевые волны, которые Ламб ранее считал просто математическим курьезом, очень тесно связаны с различными природными явлениями, такими как распространение волн цунами, перенос осадочного материала, формирование береговой линии и прибрежного рельефа, прибойные биения и концентрация волновой энергии в шельфовой зоне океана, и потому изучение их особенностей очень важно.

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, в том числе Сахалинской области, 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 проводить 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.

Авторы выражают благодарность исполняющему обязанности ректора Автономной некоммерческой образовательной организации высшего образования «Сахалинский гуманитарно-технологический институт» Кан Надежде Енбоковне, благодаря поддержке которой данная работа была опубликована.

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 периодах 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 (ИМГиГ) ДВО РАН проводит мониторинг волнения в прибрежной зоне дальневосточных морей в районах, подверженных размыву берегов, с использованием разработанных кабельных комплексов и автономных регистраторов волнения [Ковалев и др., 2009]. 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.

В работе [Ковалев, Ковалев, 2010] подробно рассмотрены зарубежные и российских кабельные и автономные регистраторы колебаний уровня моря (волнения) (АРВ). Поэтому остановимся только на последней совместной разработке автономного регистратора волнения с аналоговым преобразователем ИМГиГ ДВО РАН и Тамбовского государственного университета им. Г.Р. Державина.

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, что за экспедиционный сезон проводятся постановки в трех-пяти районах побережья, оказывается необходимым наличие до 25 приборов, регистрирующих волнение. Если при этом учесть еще и потери, обычно составляющие 20–30 % в зависимости от донного грунта в прибрежной зоне и активности волнения в период наблюдений, то общие 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 возможно 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. 1.1.

Как показано на рисунке, началом измерительной системы АРВ-А является аналоговый преобразователь гидростатического давления в электрический сигнал. Для разработанного регистратора в его качестве используется термокомпенсированный (0...50 °С) 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 °С 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 производится считывание показаний температуры с датчика ЧРВ с дискретностью в 1 мин. 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.

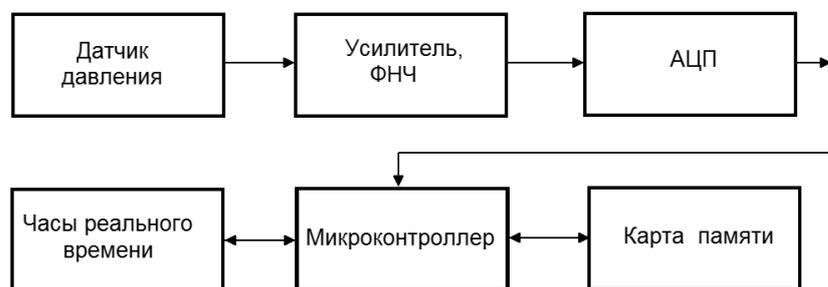


Рис. 1.1. Структурная схема электронного блока.

Для выполнения этих операций, как правило, требуется время много меньшее, 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 алкалиновых 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-А 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 АРВ. 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 АРВ-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. 1.2.

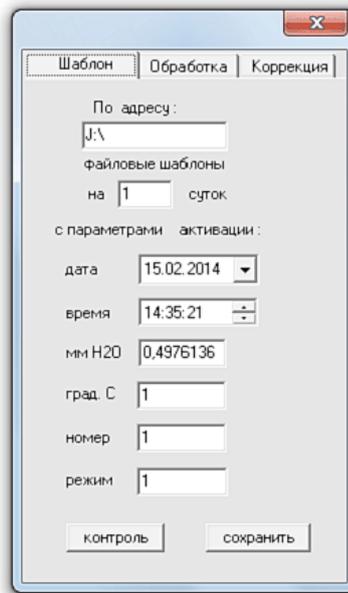


Рис. 1.2. Внешний вид окна программы при ее запуске.

В этом режиме работы программы выполняются операции по подготовке флеш-карты до ее установки в слот регистратора АРВ-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 обме-

на 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. 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. 1.3, а со снятым герметичным корпусом на рис. 1.4.

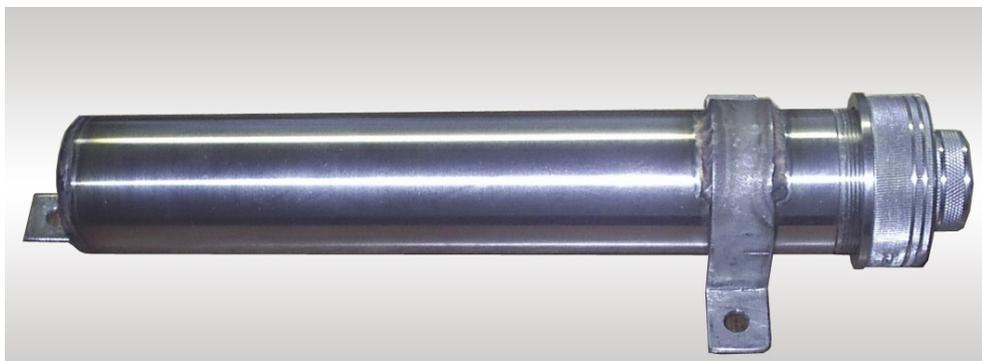


Рис. 1.3. Внешний вид макета регистратора в сборе.

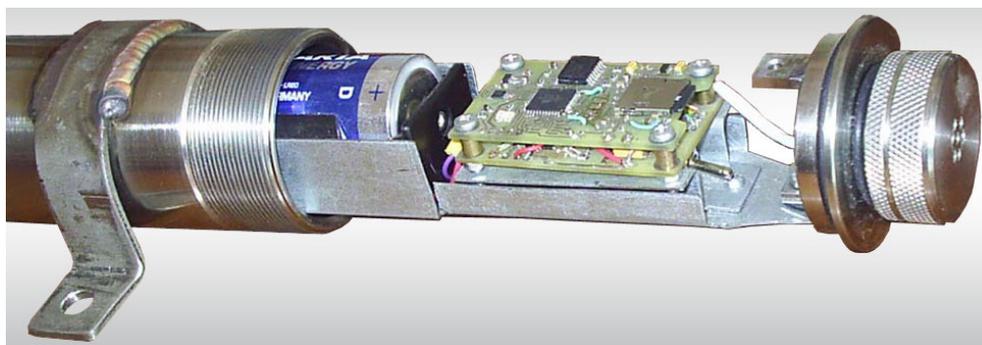


Рис. 1.4. Вид части внутреннего пространства АРВ.

1.2. ПРОБЛЕМЫ РЕГИСТРАЦИИ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ ДОННЫМ ДАТЧИКОМ ГИДРОСТАТИЧЕСКОГО ДАВЛЕНИЯ

Данные о колебаниях уровня моря (волнении) необходимы в целях изучения динамических процессов в морях и океанах и их воздействия на берега, и в практических целях – 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]:

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

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]:

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

В свою очередь, волновое число связано с частотой дисперсионным соотношением

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

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_b), то достаточно измерять его с частотой $2f_b$ (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 существует 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 капиллярные волны или медленно спадающий спектр ветровых волн вносить искажения в данные измерений. Рассмотрению этих двух вопросов и посвящен настоящий параграф.

1.2.1. 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:

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

Для приборов, расположенных 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:

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

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 ($\omega_h \rightarrow \infty$)

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

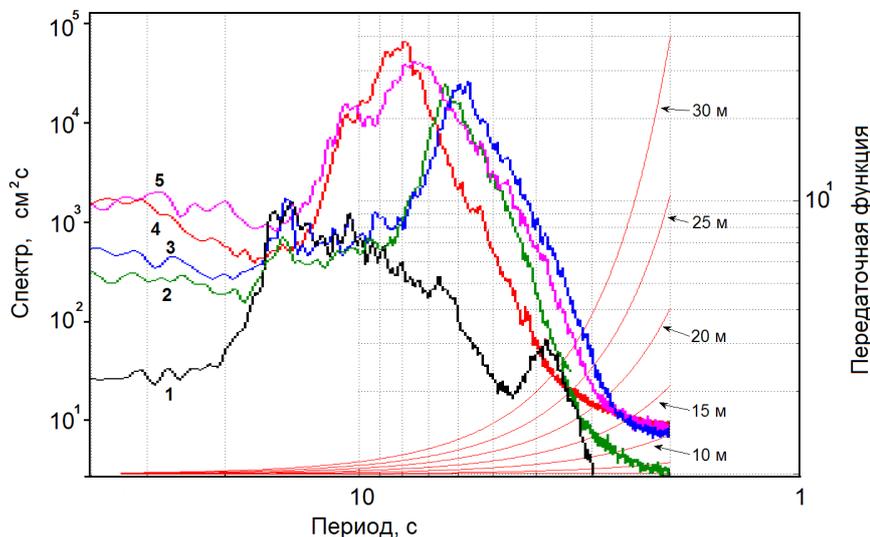


Рис. 1.5. Передаточная функция для различной глубины установки датчиков гидростатического давления и типичные спектры колебаний придонного гидростатического давления. 1 – спокойная погода 7 августа, датчик № 38; 2, 3 – шторм 18 сентября, датчики № 24, 38; 4, 5 – шторм 15 августа, датчики № 38, 24.

С использованием выше приведенных выражений была рассчитана передаточная функция для различной глубины постановки гидростатического датчика [Иволгин и др., 2011]. Результаты расчета приведены на рис. 1.5, 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.

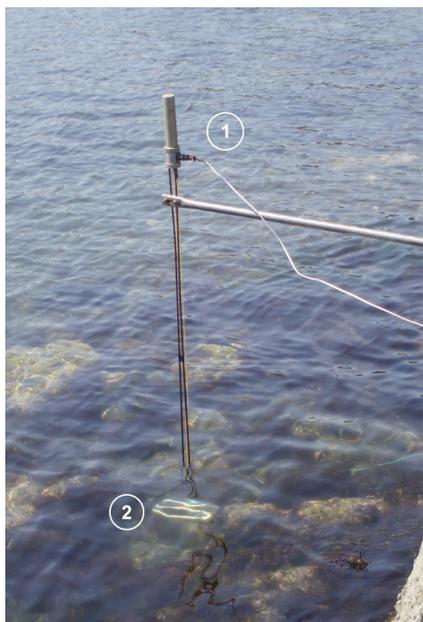
С использованием описанной выше методики для записей гидростатического давления в натуральных экспериментах рассчитывались энергетические спектры, которые домножались на передаточную функцию. Полученный энергетический спектр флуктуаций уровня (волнения) с помощью обратного преобразования Фурье пересчитывался 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 и, в конечном счете, не позволит с необходимой точностью рассчитать передаточную функцию по натурным данным.

1.2.2. 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 – $2f_b$ 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. Этого 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 мая 2011 г. 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. 1.6), и велась синхронная запись колебаний уровня моря с регистрацией на ноутбук.

Следует отметить, что при разработке схемы установки синхронной регистрации (рис. 1.7 а) возникли проблемы, связанные с использованием четырехканального частотомера разработки СКТБ «ЭЛПА» (г. Углич), который предназначен для регистрации волнения, измеряемого донным кабельным пьезорезонансным датчиком с частотным выходным сигналом.

Рис. 1.6. Установка струнного датчика волнения (1) и кабельного датчика гидростатического давления (2).

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. 1.7 б).

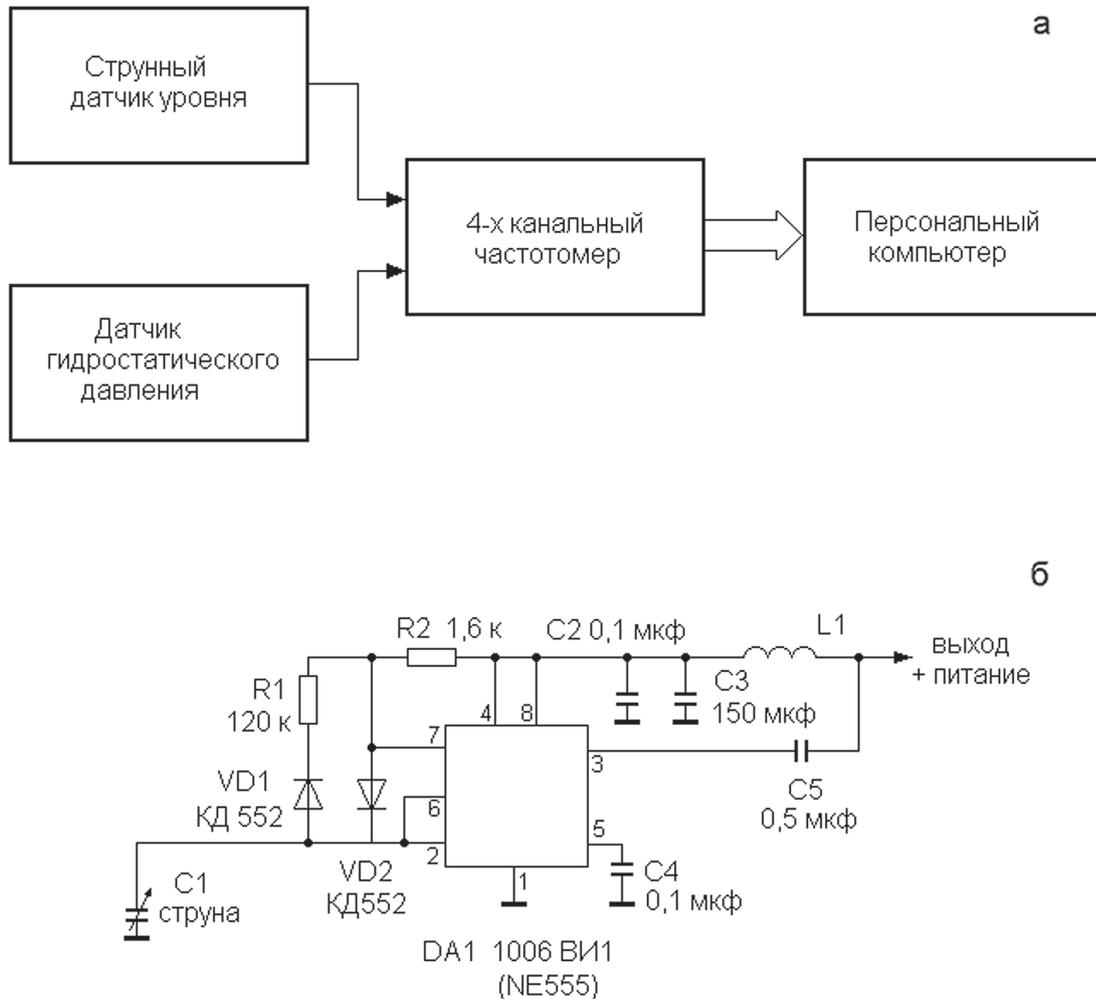


Рис. 1.7. Структурная схема установки (а) и принципиальная электрическая схема струнного датчика (б).

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. 1.8.

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.

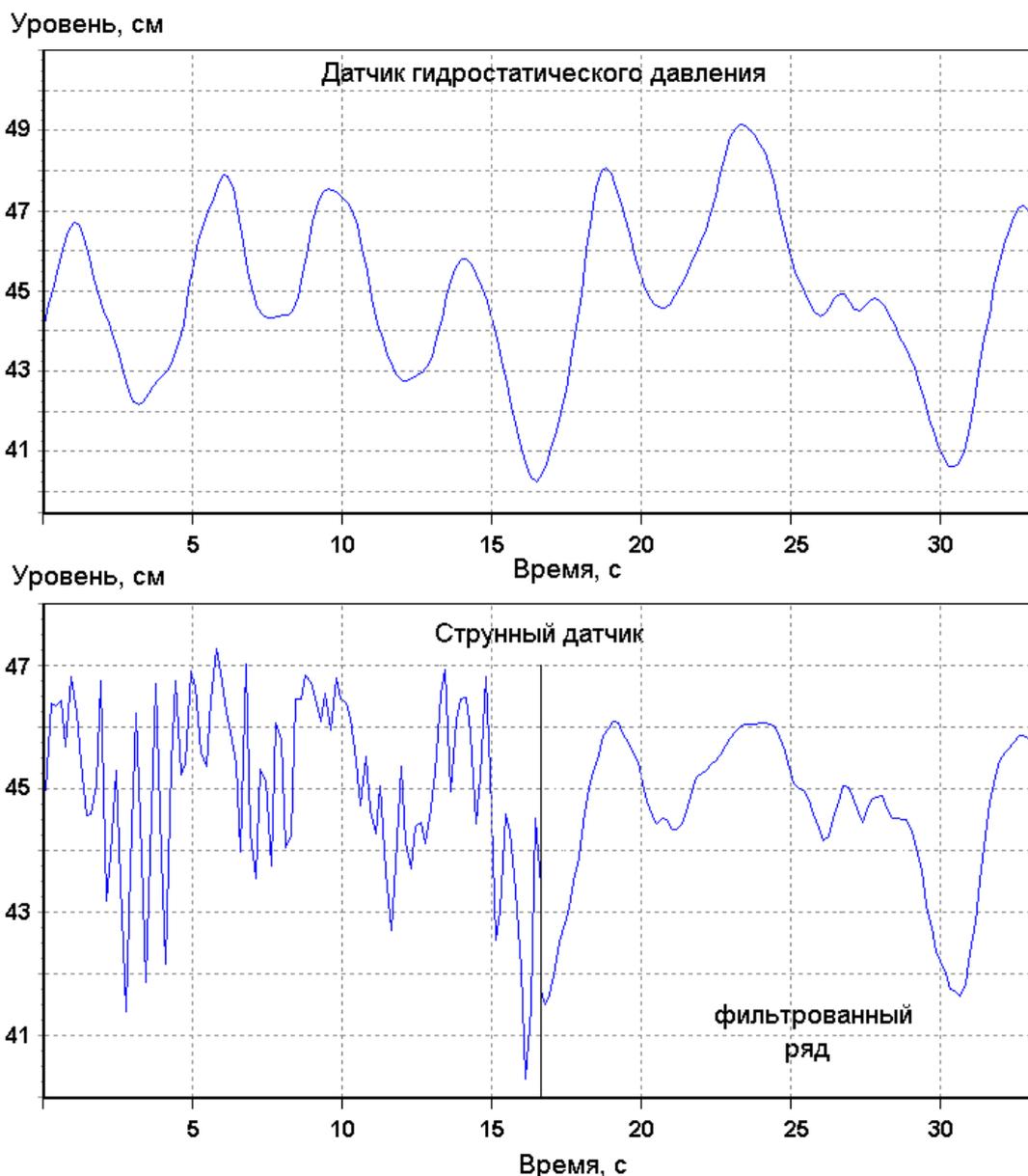


Рис. 1.8. Временной ход колебаний уровня моря, записанный синхронно датчиком гидростатического давления и струнным (емкостным) датчиком.

Для полученных рядов наблюдения были рассчитаны энергетические спектры, приведенные на рис. 1.9. Как и из временного хода колебаний уровня видно, 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.

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. 1.8) Поэтому он также может использоваться для регистрации колебаний уровня моря с дискретностью 1 с при условии установки в его схеме простого интегрирующего фильтра-счетчика.

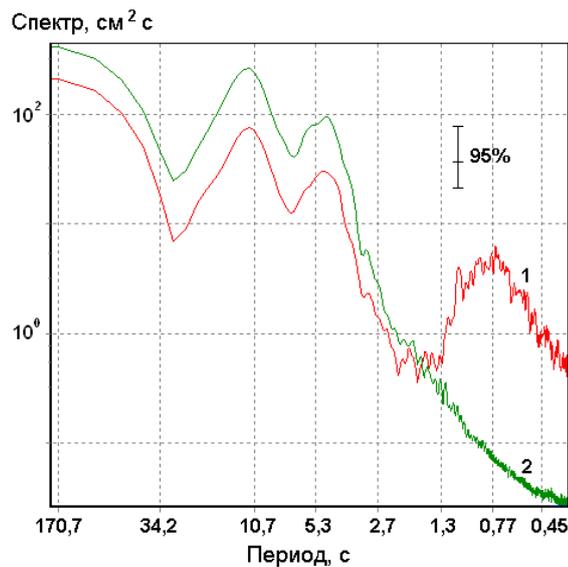


Рис. 1.9. Энергетические спектры колебаний уровня моря. 1 – струнный датчик, 2 – датчик гидростатического давления.

1.3. ПРОГРАММА КОМПЛЕКСНОЙ ОБРАБОТКИ И АНАЛИЗА ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

Для изучения волновых процессов в прибрежной зоне с помощью различных технических средств производится сбор данных о колебаниях уровня моря. В современной практике натуральных экспериментов широко применяются приборы с гидростатическими преобразователями [Иволгин и др., 2011], где на выходе получают временные ряды, содержащие придонное давление и температуру. Анализ таких рядов представляет собой технически сложную задачу по нескольким причинам. Например, чтобы оценить основные амплитудно-частотные характеристики бухты и сезонную изменчивость волнения, необходимо производить максимально возможные по длительности непрерывные измерения. В то же время, изучение волн в диапазоне ветрового волнения и зыби требует измерений с достаточно высокой дискретностью. Поэтому полученные временные ряды отличаются очень большой длиной, что существенно усложняет их обработку и анализ. Кроме того, многие эксперименты требуют наличия нескольких датчиков для синхронной обработки сигналов и выявления когерентности между ними, это делает их обработку еще сложнее.

Часто для решения океанологических задач требуется быстрый поиск по ряду интересующих отрезков времени (например, штормов) и их синхронная обработка одинаковыми алгоритмами. Существует несколько универсальных программных пакетов, позволяющих производить загрузку данных и необходимые вычисления, в том числе спектральный и вейвлет-анализ: это такие пакеты как MatLab, Mathcad, Mathematica, Maple. Недостатком подобных пакетов является сложность чтения и обработки массивов подобного размера, необходимость осваивать сложный интерфейс и подготавливать

данные и алгоритмы для каждого нового вычисления, на что затрачивается бóльшая часть времени ученого. Все это привело к созданию специализированного программного продукта для обработки и анализа натуральных данных.

Целью разработки являлось создание единой системы, позволяющей загружать большие временные ряды, синхронно их отображать, масштабировать и искать интересующие участки, накладывать разнообразные фильтры, проводить спектрально-временной анализ, получать статистические результаты, такие как значимая высота волны или распределение вероятностей высот и периодов волн, а также сохранять результаты расчетов в виде пригодных для публикации изображений. При этом приложение должно обладать дружественным интерфейсом (рис. 1.10) без необходимости работать с командной строкой или обращаться к сторонним продуктам. Программа разрабатывалась сотрудниками лаборатории волновой динамики и прибрежных течений ИМГиГ ДВО РАН Плехановым Ф.А. и соавтором настоящей монографии Ковалевым Д.П. В параграфе рассмотрены особенности разработки программы и представлен обзор полученных результатов.

1.3.1. ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ РАЗРАБОТКИ

Создание программного продукта, предполагающего обработку временных рядов очень больших размеров, накладывает ряд существенных ограничений на методику программирования. Во-первых, из-за ограничения памяти на 32-битных системах менее чем в 4 Гб, одновременно в программу может быть загружено лишь небольшое число рядов, поэтому было решено изначально вести разработку 64-битного приложения, где это ограничение отсутствует. Во-вторых, исходные данные обычно представлены в текстовом виде. Но чтение текстовых файлов большого объема (около 700 Мб) стандартным способом может существенно замедлить работу программы. В качестве решения была выбрана технология «Отображения файла в память» [CreateFileMapping function, 2014], позволяющая полностью поручить чтение файла операционной системе; программист же работает с файлом как с обычным массивом в программе. В-третьих, ни один видеоадаптер не способен обеспечить вывод на экран массивов подобного размера в реальном времени целиком: необходима предварительная подготовка графической информации перед выводом.

Существуют специализированные библиотеки графического вывода научной информации, такие как Gnuplot или SciDSVis, но на их детальное освоение требуется время, тогда как в рамках данной задачи требуется управление лишь небольшим количеством графических объектов. Таким образом, было решено разработать собственную узкоспециализированную систему графического вывода на основе стандарта OpenGL. В качестве языка программирования был выбран C++ в среде разработки Embarcadero C++ Builder XE 4. Приложение, объединяющее визуализацию и анализ данных, получило название Кума (от греч. Κύμα — волна).

При разработке программы были учтены следующие принципы:

1. Вся графическая информация отображается в одном окне на «панели отображения».
2. Существует три основных типа объектов: временной ряд, спектр и текущий спектр/СВАН-диаграмма.
3. Объекты каждого типа имеют свою вертикальную панель управления, где в верхней части расположен список объектов, в нижней – сворачиваемые панели действий.

Например, вертикальная панель рядов содержит список загруженных рядов сверху и панели фильтрации, изменения дискретности, получения значимой высоты волны и т. п.

4. Панель отображения разделена на области, каждая из которых имеет отношение к одному из основных типов объектов. Относительный размер областей можно изменять с помощью полосы масштабирования. Области связаны с вертикальными панелями так, что при сокрытии панели исчезает соответствующая область. Например, имеется возможность отобразить только спектры, не показывая ряды и текущие спектры.

5. Данные могут обрабатываться в разных диапазонах частот, временные ряды могут быть разнесены во времени и иметь различную дискретность, однако отображение должно происходить согласованно, так чтобы все возможные данные были корректно расположены друг относительно друга.

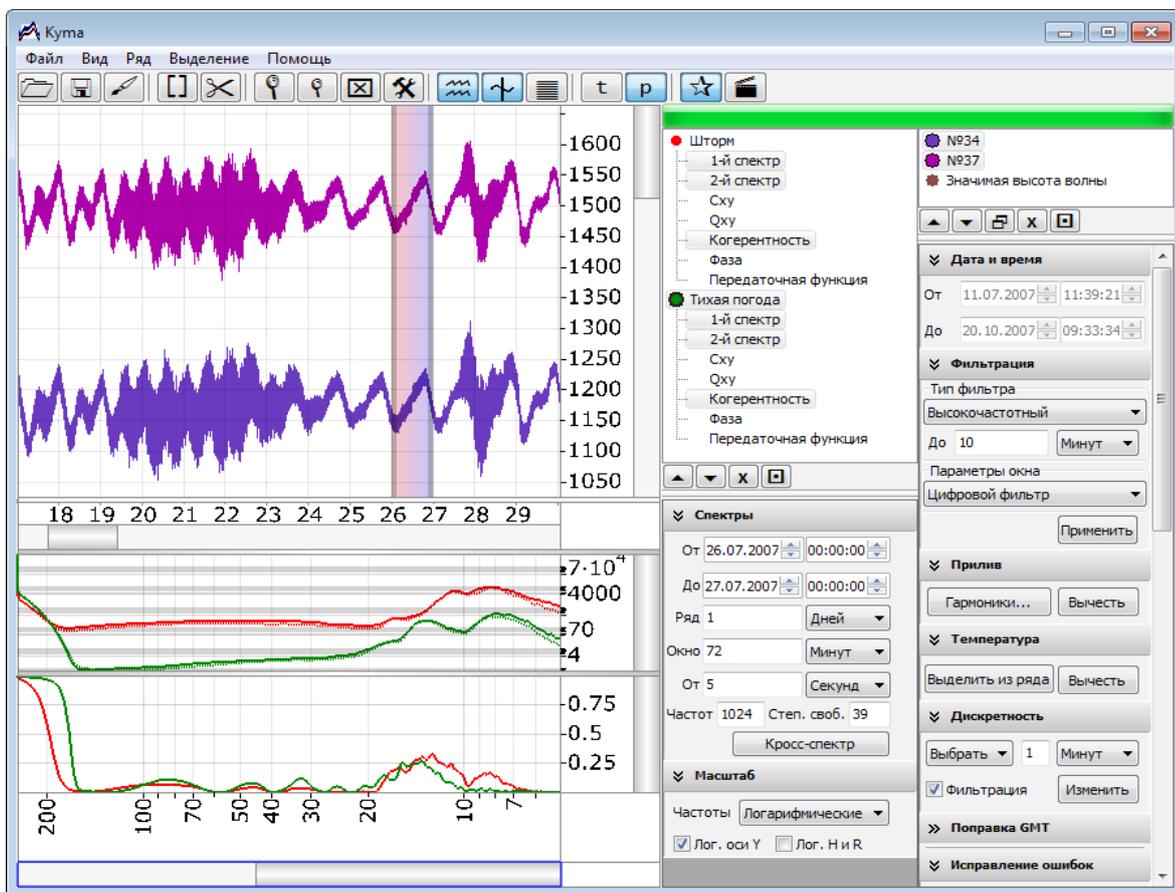


Рис. 1.10. Интерфейс программы.

1.3.2. РАБОТА С ВРЕМЕННЫМИ РЯДАМИ

Исходные данные, полученные из АРВ, представляют собой последовательность текстовых строк, содержащих дату и время, давление в миллиметрах ртутного столба и температуру в градусах. Пример одной строки:

24.12.2008 15:49:39 1.4724620000000e+03 -1.2215990000000e+01

Основная проблема чтения заключена в ошибках, которые изначально могут содержать исходные данные: резкие перескоки давления и температуры, пропуски и лишние секунды. Их исправление происходит прямо в процессе чтения: ошибочные точки заменяются предыдущими корректными, пропуски также заполняются предыдущим корректным значением. Таким образом, в программу гарантированно загружается равномерный ряд данных, и информацию о дате каждого отчета хранить не обязательно – достаточно знать только точную дату начала записи, чтобы восстановить дату любого отчета. В том случае, если на этапе чтения данных ошибка не была исправлена автоматически, имеется возможность исправления данных вручную, как путем редактирования записи, так и с помощью задания условия ошибки (например, изменение давления более чем на 5 мм рт. ст. за одну секунду считать ошибкой).

Исходные данные могут иметь различную частоту дискретизации в зависимости от задачи. Так, например, для регистрации прилива достаточно иметь данные с минутной дискретностью, в то время как для анализа ветровых волн и зыби используется секундная. Сами по себе алгоритмы обработки данных не привязаны к дискретности и единицам измерения, и размерность результатов зависит от исходных данных, однако необходимость одновременного отображения разнородных рядов потребовала четкого определения дискретности еще на этапе импорта.

Единицы измерения в программе также унифицированы, и во время загрузки пользователь может указать, в каких единицах представлен ряд. Данные волнения всегда пересчитываются и хранятся в миллиметрах ртутного столба, но отображаться могут также в сантиметрах и метрах водяного столба. Таким образом, авторам пришлось отказаться от безразмерной обработки данных в пользу работы с данными разных размерностей одновременно.

Отображение временных рядов в программе производится следующим образом:

- в соответствии с масштабом вырезается отрезок исходного ряда длиной n ;
- если n меньше числа точек по горизонтали w , то данные интерполируются и отображаются в виде графика (рис. 1.11 а);
- в противном случае данный отрезок делится на более мелкие равные части длиной n/w , количество которых равно w ;
- в цикле рассчитывается локальный минимум и максимум у каждой части, а затем отображается в виде столбца (рис. 1.11 б).

Данный способ позволяет отображать многомиллионные ряды в реальном времени без потерь данных так же, как если бы была выведена каждая точка (рис. 1.12).

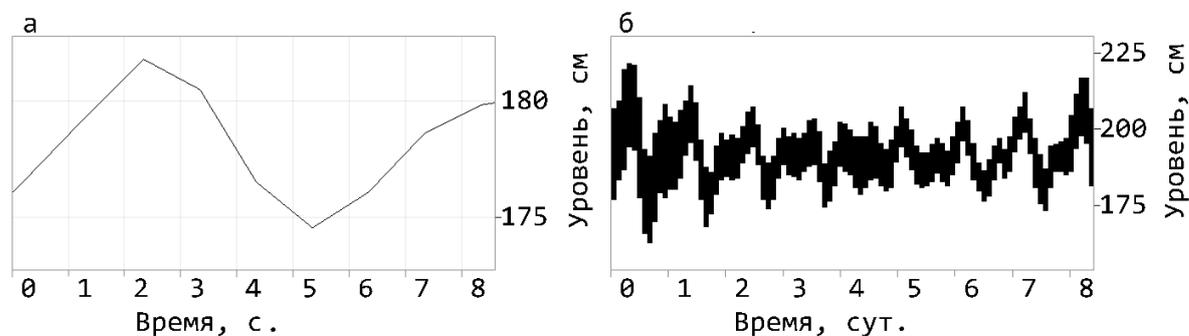


Рис. 1.11. Отображение сигнала при $n < w$ в виде графика (а), при $n \geq w$ в виде столбиков (б) (здесь ширина столбика для наглядности увеличена).

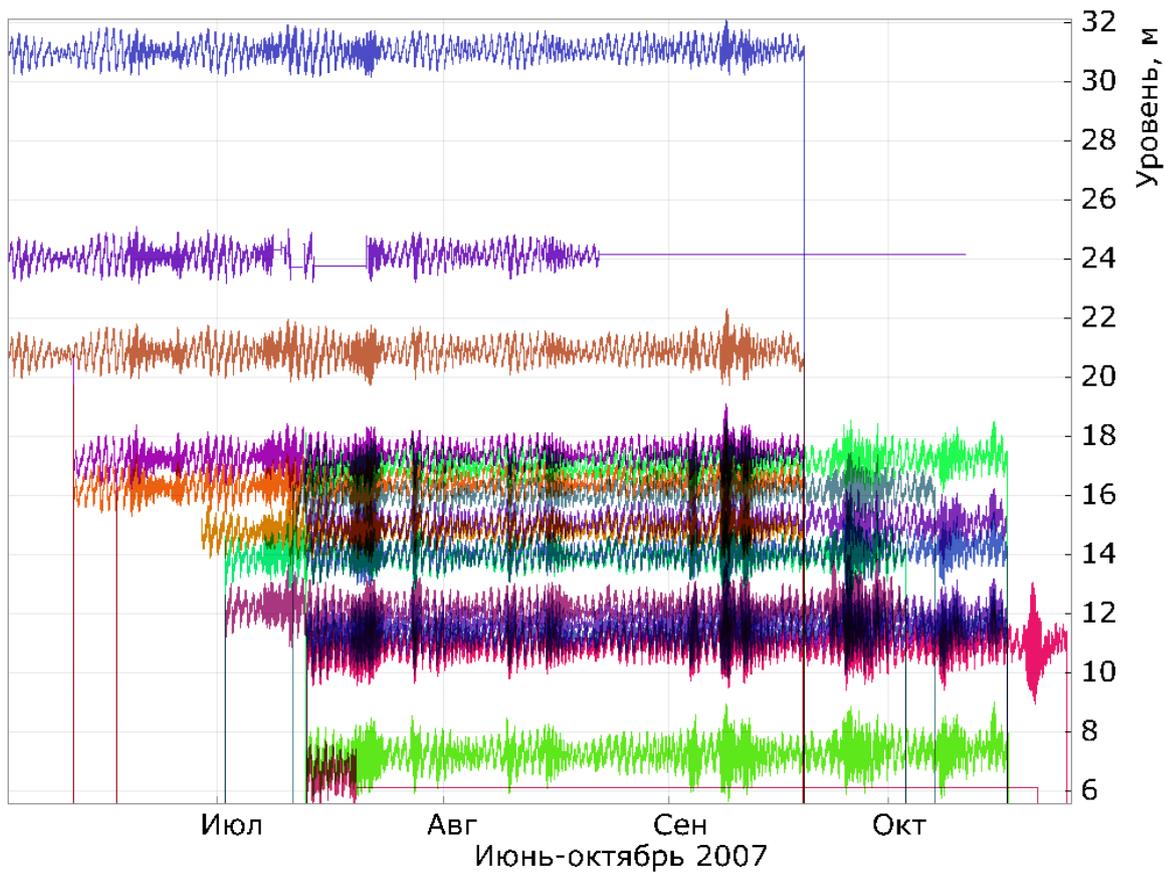


Рис. 1.12. 18 рядов с секундной дискретностью, полученных летом 2007 года на юго-восточном побережье о. Сахалин, данные загружены в программу одновременно.

1.3.3. СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Одним из мощнейших инструментов анализа временных рядов является спектральный анализ, в основе которого лежит дискретное преобразование Фурье [Emery, Thomson, 1998]. Однако данный вид анализа не может быть применен при обработке данных волнения в чистом виде, поскольку входной сигнал является сложной композицией гармонических колебаний и визуальная оценка каждого из них в отдельности невозможна. Вместо этого, для оценки вероятности присутствия в сигнале гармоник с определенной частотой по отношению к шуму, применяется метод последовательных фильтров (с применением окна) [Emery, Thomson, 1998].

Так как для анализа обычно требуется лишь небольшой участок ряда, в программе реализована возможность быстрого поиска и выделения интересующего интервала, а также перемещения выделения той же длины во времени (например, для сравнения характеристик волнения в тихую погоду и в шторм при прочих равных параметрах). Входными данными алгоритма является размер выборки, длина окна, начальный период и количество частот.

Полученный массив представляет собой последовательность значений энергетического спектра, выраженных в $\text{см} \cdot \text{с}^2$, при этом в случае обработки данных с другой дискретностью результат должен быть умножен на длину интервала в секундах.

Например, в случае обработки данных с минутной дискретностью полученная энергия должна быть умножена на 60, а при необходимости вывести результат в см·мин² достаточно снова разделить его на 60. Данный подход позволяет унифицировать выходные параметры, позволяя одновременно рассчитывать и отображать спектры рядов с разной дискретностью.

Спектры строятся на окне отображения под временными рядами, причем для сравнения они могут накладываться друг на друга в любом количестве. Что же касается расположения данных на частотной оси, то, поскольку метод последовательных фильтров содержит преобразование Фурье, частота ω_i рассчитывается по формуле $\omega_i = \frac{i}{N\omega_s}$, где N – количество частот, i – порядковый номер частоты 1... N , ω_s – конечная частота (обратная начальному периоду). Если значения полученного массива отобразить на экране с равными интервалами по формуле $x_i = w \frac{i}{N}$, (где x_i — i -я координата по оси абсцисс, w – число точек на экране), то такой масштаб можно условно назвать гиперболическим (рис. 1.13 а). В линейном (рис. 1.13 б) масштабе абсцисса примет вид: $x_i = w \frac{1}{i}$, логарифмический (рис. 1.13 в) масштаб следует рассчитывать по формуле $x_i = w \log_N i$.

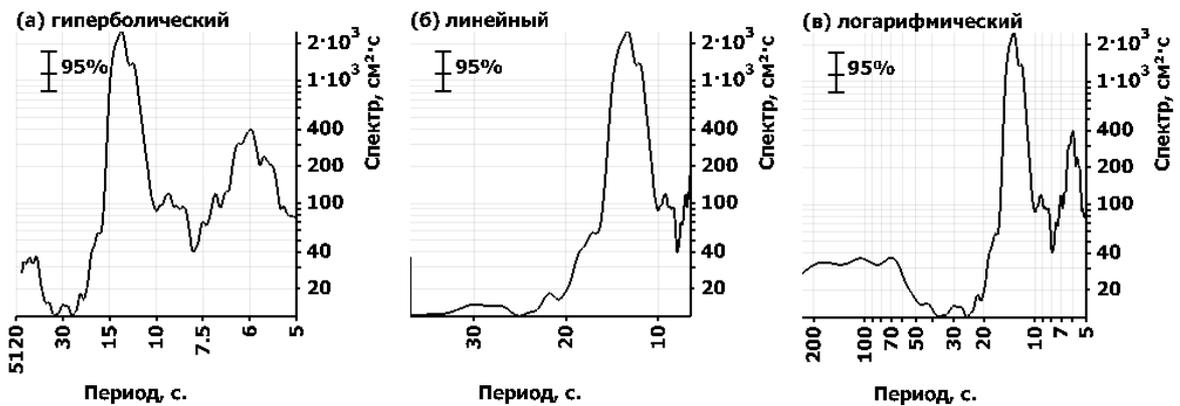


Рис. 1.13. Пример энергетического спектра, отображенного в различных масштабах по оси частот. а – гиперболический, б – линейный (только отрезок 5-38 с), в – логарифмический.

Вывод графика по оси ординат также может быть опционально произведен как в линейном, так и в логарифмическом масштабе.

Среди вышеназванных масштабов двойной логарифмический масштаб (и по оси абсцисс, и по оси ординат) дает визуально одинаковый доверительный интервал [Emeru, Thomson, 1998] для всех частот, поэтому он может быть вынесен на край графика.

Для получения доверительного интервала программа вычисляет количество степеней свободы, равное $k = 2n/m$, где n – длина ряда, m – размер окна (удвоение происходит потому, что смещение окна внутри ряда производится на половину своей длины). Далее в соответствии с числом степеней свободы рассчитывается 95%-ный доверительный интервал, который отображается рядом со спектром в виде столбика (рис. 1.14).

Для удобства также реализована возможность указания числа степеней свободы вручную, в таком случае программа по вышеизложенной формуле автоматически рассчитывает размер окна, что позволяет производить расчет различных по длине выборок, сохраняя возможность визуального сравнения спектров с помощью доверительного интервала.

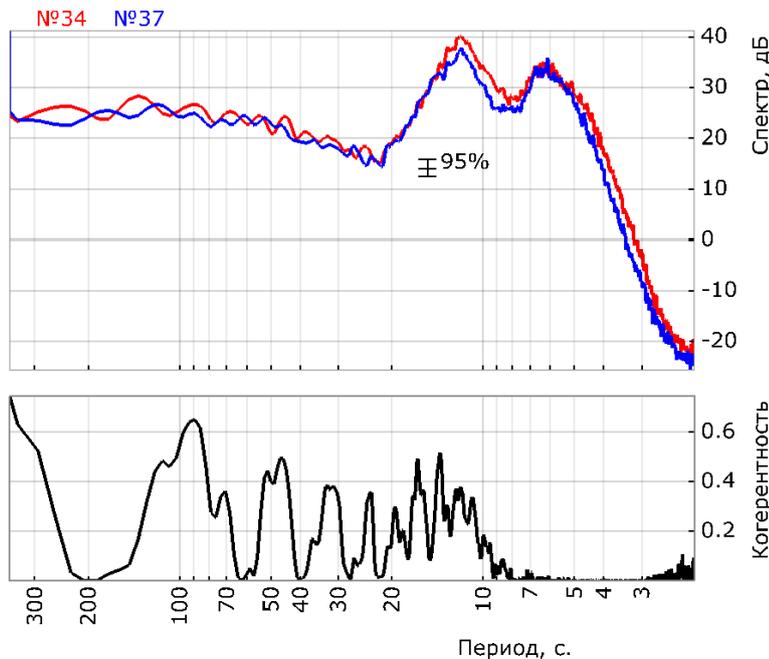


Рис. 1.14. Пример взаимного спектра с расчетом когерентности. Хорошо просматривается ветровое волнение (период 7 с), зыбь (15 с) и ИГ-волны (выше 20 с).

Кроме построения спектра одного ряда реализована возможность проведения взаимного спектрального анализа [Emery, Thomson, 1998]. Входные параметры в данном случае аналогичны, однако должны быть выделены два ряда исходных данных. Выходными данными, помимо графиков энергетического спектра, являются аналогичные графики фазы, когерентности и передаточной функции, отображаемые на отдельной панели под спектрами (рис. 1.14).

Поскольку вышеописанный метод спектрального анализа позволяет оценить амплитудно-частотные характеристики всего выбранного отрезка записи целиком, но не дает никакой информации относительно изменчивости данных характеристик во времени, для спектрально-временного анализа реализовано несколько различных алгоритмов.

В основе первого алгоритма, представляющего собой разновидность текущего спектра, лежит оконное преобразование Фурье [Emery, Thomson, 1998] с небольшими модификациями. Во-первых, значение энергии внутри каждого окна на заданной частоте рассчитывается с помощью метода последовательных фильтров (аналогично вышеописанному спектральному анализу), что позволяет сглаживать результат, а также использовать доверительный интервал. Во-вторых, следующее окно смещается на половину своей длины относительно предыдущего, но не на целую длину, как это принято в стандартном оконном преобразовании Фурье.

Данный алгоритм хорошо показал себя при анализе отдельных природных процессов в сравнительно узком частотном диапазоне. Например, он позволяет рассмотреть взаимосвязь ветровых волн, зыби и инфрагравитационных волн, либо

отдельно исследовать приливные колебания и сейши в бухте. Также на основе данного алгоритма был реализован расчет «взаимного текущего спектра», который позволяет отображать текущую когерентность, фазу и передаточную функцию во времени.

Существенным недостатком алгоритма (как и недостатком самого оконного преобразования Фурье) является весьма ограниченный диапазон частот (около двух логарифмических порядков), где могут быть получены достоверные результаты. Например, при приближении длины рассчитываемого периода к половине длины окна, вследствие принципа неопределенности Гейзенберга [Непрерывное..., 2014], частоты плохо разделяются между собой, а при превышении длины окна не разделяются вообще, так что результат теряет физический смысл.

Одним из способов преодоления данной проблемы является замена оконного преобразования Фурье, которое имеет постоянный масштаб в любой момент времени для всех частот, вейвлет-преобразованием [Emery, Thomson, 1998], имеющим лучшее разрешение по времени и худшее разрешение по частоте на низких частотах и лучшее разрешение по частоте с худшим разрешением по времени на высоких частотах. Однако, общее вейвлет-преобразование нецелесообразно для анализа океанологических данных, поскольку большинство материнских функций плохо соотносятся с физикой изучаемых в океанологии явлений. Его частный вид с материнской функцией вейвлет Морле является подходящим преобразованием, однако такое преобразование формально совпадает с оконным преобразованием Фурье с окном Гаусса.

Таким образом, из-за необходимости проводить экспресс-анализ временных рядов длиной до 7 месяцев с секундной дискретностью, одновременно отображая на экране и область ветрового волнения и зыби с периодами 2–20 секунд, и диапазон инфрагравитационных волн с периодами от 1 минуты до 1 часа, и приливные гармоники периодами до суток и более, авторами был разработан собственный алгоритм расчета текущего спектра. Главной его особенностью является разрешение неопределенности Гейзенберга с помощью динамически меняющегося окна.

Алгоритм выполняется следующим образом: сначала весь рассчитываемый диапазон частот разбивается на равные в логарифмическом масштабе отрезки, количество которых на один логарифмический порядок равно, и задается специальным параметром по формуле (1.11)

$$\omega_i = \frac{i}{10^{(\lg \omega_s + \frac{i}{N} \lg \frac{\omega_e}{\omega_s})}}, \quad (1.11)$$

где ω_i – i -я частота, ω_s – начальная частота, ω_e – конечная частота, N – количество частот.

В отличие от классического преобразования Фурье с распределением $\omega_i = \frac{i}{N_{\omega_s}}$, такое распределение позволяет избежать чрезмерной «уплотненности» данных на высоких частотах и «разреженности» на низких, если рассматривать их в логарифмическом масштабе (рис. 1.15, 1.16). Пока период T меньше базового размера окна w_0 , рассчитываемый размер окна $w = w_0$, при этом результат практически совпадает с классическим алгоритмом. Затем, когда величина следующего рассчитываемого периода становится больше $w/2$, алгоритм переходит во вторую фазу: окно постепенно расширяется, сохраняя отношение длины отрезка к рассчитываемому периоду, задаваемое специальной переменной.

Также, в отличие от первого алгоритма, где длина смещения по оси времени равняется $\frac{1}{2}$ длины отрезка, данный алгоритм позволяет вручную настраивать эту величину, что дает возможность увеличить число точек по оси времени за счет меньшего смещения, и, следовательно, улучшить гладкость изображения.

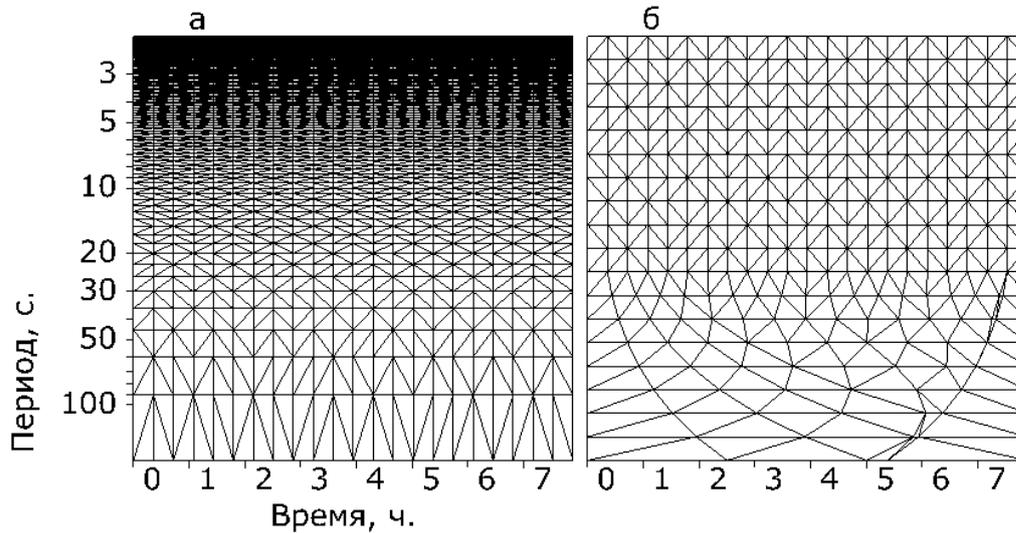


Рис. 1.15. Схема расположения точек в классическом (а) и модифицированном (б) алгоритмах расчета текущего спектра.

Сравнивая расчеты классическим и модифицированным алгоритмами, видно, что на рис. 1.16 б отчетливо выделяется сейша с периодом 37 минут, которая совершенно неразличима на рис. 1.16 а при классическом методе расчета.

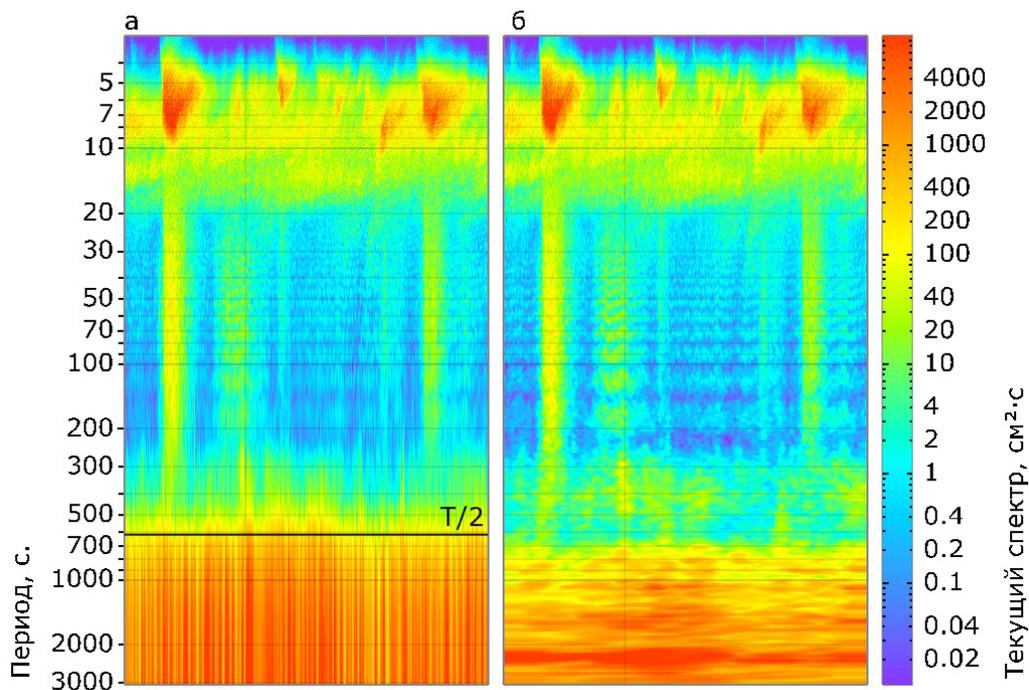


Рис. 1.16. Сравнение классического текущего спектра (а) и модифицированного алгоритма (б).

Данный алгоритм также был расширен для одновременной обработки двух рядов с получением взаимного текущего спектра (рис. 1.17).

Третий алгоритм спектрально-временного анализа является реализацией техники последовательных фильтров [Emery, Thomson, 1998], также называемой СВАН. Данный алгоритм широко применяется в обработке океанологических данных, поскольку, как и модифицированный авторами алгоритм, разрешает неопределенность Гейзенберга путем пропорционального увеличения длины расчетного интервала с ростом периода.

Достоинством алгоритма является более высокая четкость изображения, а главным недостатком – нерациональное расходование памяти: на выходе получается массив $n \cdot m$, где n – количество точек временного ряда, m – количество рассчитываемых по формуле (2.11) частот. Так, попытка рассчитать СВАН для ряда с дискретностью 1 с и длиной 5 месяцев (более 18 млн точек) в диапазоне от 2 секунд до суток, если на один временной логарифмический порядок рассчитывать по 70 частот, потребует более 17 Гб оперативной памяти, а модифицированный текущий спектр – всего 1.6 Мб. Это происходит за счет уменьшения числа точек с ростом периода в текущем спектре, в то время как СВАН требует фиксированной длины массива для каждой итерации. Однако, поскольку количество информации на каждой частоте неизбежно уменьшается обратно пропорционально периоду, авторами была разработана оптимизация техники последовательных фильтров, суть которой в следующем.

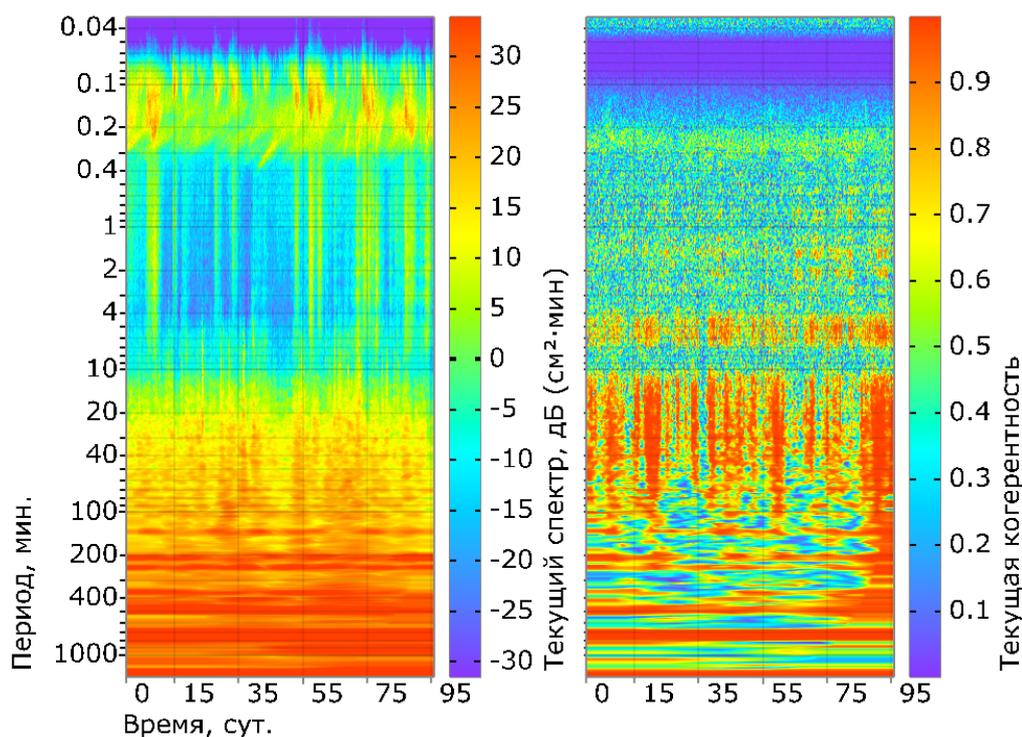


Рис. 1.17. Пример взаимного текущего спектра по двум рядам. Слева показана энергия по одному из рядов, справа – текущая когерентность.

Рассмотрим выходной двумерный массив $n \cdot m$ как $\sum_i n \cdot m_i$, где параметр m_i равен начальной частоте такого перехода, m_{i+1} – конечной частоте, а N – числу возможных сокращений дискретности вдвое без потерь качества для всех рассчитываемых частот. Такое сокращение возможно, когда спектр прореженного вдвое сигнала на частоте ω и ниже

совпадает с исходным сигналом. Для прореживания сигнала во избежание алиасинга обязательна фильтрация низкочастотным фильтром с длиной окна не меньше, чем 2ω . Таким образом, вместо одной спектрально-временной диаграммы на выходе получается N массивов, которые при соединении во время визуализации совпадают с результатом неоптимизированного отчета, однако сокращают расход памяти до приемлемых величин. Так, при представленных выше параметрах расчета на выходе получается 14 массивов, первый из которых рассчитывается на периоде от 2 до 8 секунд с дискретностью 1 секунда и совпадает с неоптимизированным расчетом, однако следующий рассчитывается от 8 до 16 секунд с дискретностью 2 секунды, и при каждой итерации параметры удваиваются, пока дискретность d не достигает значения $2^{13} = 8192$, при котором $m_i = 4d = 32768$, а $m_N = \omega_e = 86400$. Для расчета при этих параметрах потребуется 3,3 Гб оперативной памяти, что на современных машинах уже не представляет трудности.

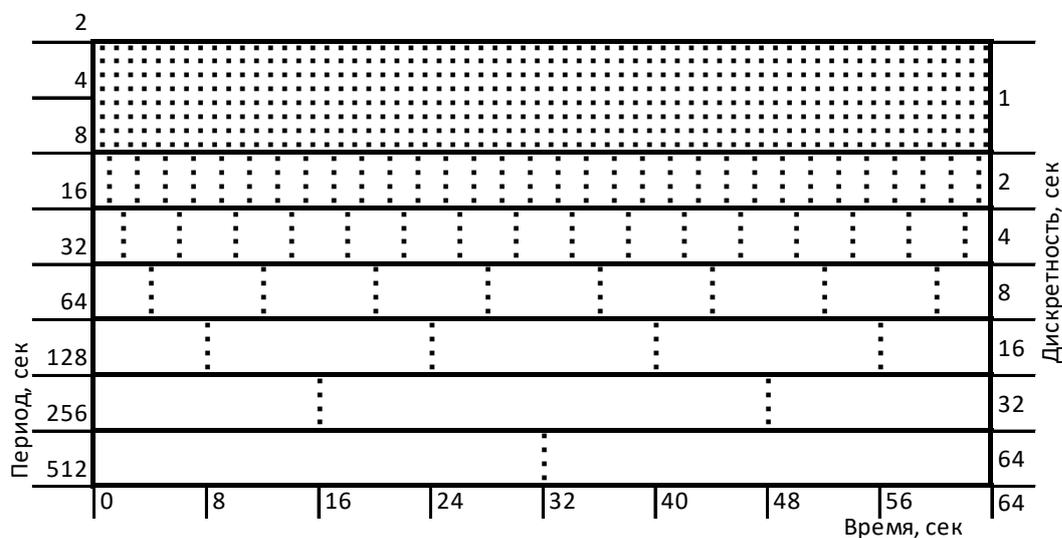


Рис. 1.18. Схема оптимизации техники последовательных фильтров. Жирными линиями отделены массивы разных размеров, объединяемые на этапе визуализации.

На рисунке 1.18 схематично изображено последовательное понижение дискретности и расположение точек во времени по периодам. Жирными линиями выделены отдельные двумерные массивы, объединяемые только на этапе визуализации, точками – отдельные дискретности, количество которых уменьшается с ростом периода без потери качества. В данной схеме на каждом удвоении периода отображается по четыре точки, на практике их может быть более семи.

После модификации, данный алгоритм не уступает модифицированному алгоритму текущего спектра по качеству изображения, скорости расчета и расходу памяти (рис. 1.19). Недостатком является невозможность рассчитывать взаимный текущий спектр.

Поскольку колебания придонного давления, измеряемые датчиком, в общем случае не совпадают с колебаниями уровня моря, при выполнении любого спектрального и спектрально-временного анализа вносится коэффициент ослабления поверхностных волн [Заславский, Красицкий, 2001]. Также имеется возможность вносить данную поправку в исходные временные ряды с помощью преобразования Фурье: сначала выполняется прямое преобразование, затем амплитуда делится на коэффициент и выполняется обратное преобразование. Во многих случаях разница в значениях высот волн по сравнению с гидростатической оценкой достигает двух раз [Кузнецов и др., 2014].

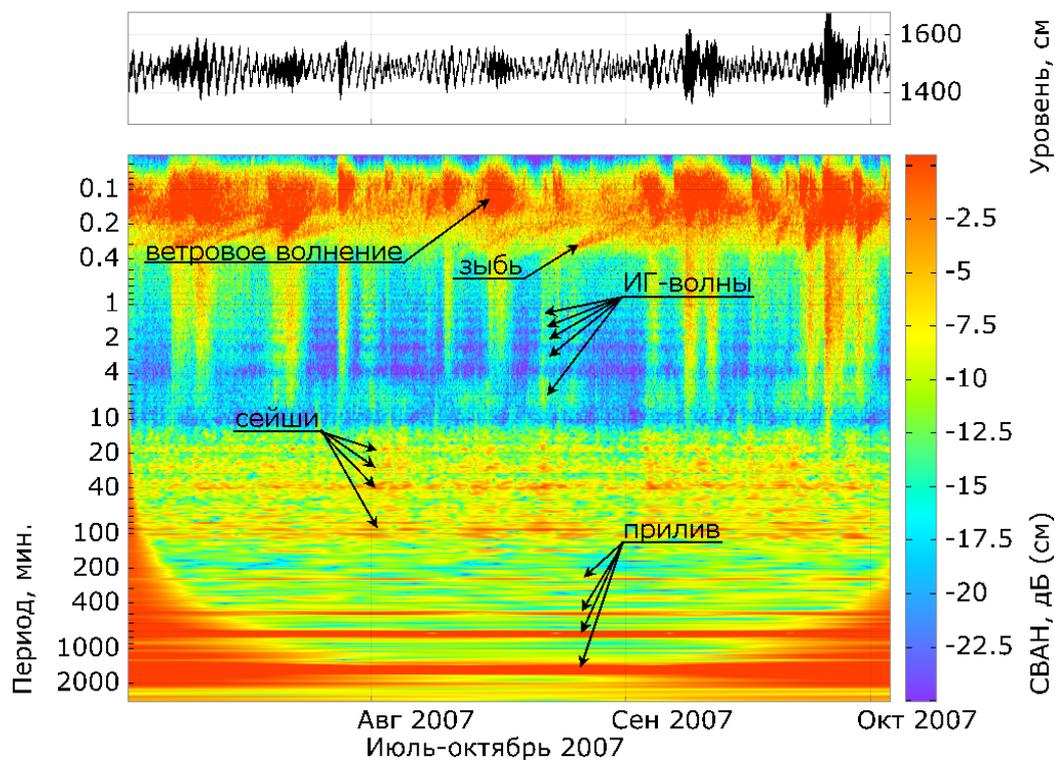


Рис. 1.19. СВАН-диаграмма по временному ряду длиной 3 месяца, дискретность 1 с, периоды от 3 с до 2 суток, 75 частот на порядок, параметр $a=5000$.

Для решения ряда океанологических задач в программе предусмотрены дополнительные функции обработки данных: фильтрация, понижение дискретности, выделение огибающей сигнала с использованием преобразования Гильберта и вычитание приливных колебаний методом наименьших квадратов с возможностью задать характерные для акватории гармоники. Также реализовано вычисление повторяемости, средней, максимальной и значительной высот волн, что позволяет отслеживать динамику интенсивности волнения на акватории. Кроме того, имеются функции построения статистических распределений по высотам и периодам волн.

Программа позволяет сохранять изображения для научных публикаций, при этом доступна гибкая настройка отдельных элементов изображения.

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 – береговых фестонов, кос, серповидных баров и др. [Рабинович, 1993].

Под прибрежной зоной принято понимать область от уреза воды до глубины в несколько десятков метров, где проявляются вышеуказанные эффекты. Этим волновым движениям в диапазоне периодов от нескольких десятков секунд до 10–12 мин присущи и все основные свойства длинных волн, и они самым тесным образом связаны с ветровыми волнами и зыбью.

Интерес Вальтера Манка к рассматриваемым здесь волновым движениям был обусловлен практическими задачами, связанными с явлением тягуна в портовых бухтах [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].

В качестве общего названия длинных волн, генерированных ветровыми волнами и зыбью как в прибойной зоне, так и вдали от берегов в работе [Kinsman, 1965] был предложен термин «инфрагравитационные волны» (ИГ волны).

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, Bowen, 1982; Holman, 1983].

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 непрерыв-

ного 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 $\alpha \approx 0,1$.

Позднее выяснилось, что связь H_l и H_s носит более сложный характер, чем это следует из (2.1) [Бычков и др., 1970]. Фуджинава [Fujinawa, 1979], используя данные наблюдений вблизи побережья Японии, 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 $\gamma \approx 32$ – коэффициент параболической аппроксимации.

Было замечено [Бычков и др., 1970; Бычков, Стрекалов, 1971], что существует связь не только между высотами, но и между периодами ветровых волн и прибойных биений. На основе данных наблюдений указанными авторами 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.

Инфрагравитационные волны, измеренные в прибойной зоне и вне ее, имеют существенно различные статистики и характер связи с ветровыми волнами. Высокочастотные прибойные волны (имеющие частоту падающих ветровых волн) [Battjes, 1974; Guza, Thornton, 1982; Guza et al., 1984; Holman, Sallenger, 1985; и др.] достигают в прибойной зоне вполне определенного уровня насыщения, выше которого их энергия не растет вне зависимости от состояния моря по внешней области. Исследования [Battjes, 1974] показали, 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. По данным других авторов [Guza, Thornton, 1982; Holman, Sallenger, 1985], параметр ε_s лежит в диапазоне 1–3.

Баттjes [Battjes, 1988] предложил другую безразмерную характеристику, которую назвал параметр подобия прибоа (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, 1939; 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 предложил 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

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

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 $\omega_0 = (\omega_n - \omega_l)/2$. С учетом предположения [Рабинович, 1993], что $\gamma(\omega_n - \omega_l) \gg 1$, 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 $T_{max} = 2\pi\gamma$. Сходные выражения получены и другими исследователями [Крылов и др., 1976; Biesel, 1952].

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.

В работах [Longuet-Higgins, Stewart, 1962; Longuet-Higgins, Stewart, 1964] рассматриваются явления в прибрежной зоне и открытом океане с использованием понятия радиационного напряжения S_{xx} ,

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

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.

На глубокой воде $2kh/sh(2kh) \rightarrow 0$, $c_g \rightarrow 1/2c$ (c_g – групповая, а c – фазовая скорость ветровых волн) и следовательно,

$$S_{xx} = \frac{1}{2} E = \frac{1}{16} \rho g H_s^2 \quad \text{при } kh \gg 1; \quad (2.13)$$

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

$$S_{xx} = \frac{3}{2} E = \frac{3}{16} \rho g H_s^2 \quad \text{при } kh \ll 1. \quad (2.14)$$

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 [Рабинович, 1993]

$$E = E_0 \{1 + b \cos[k_g(x - c_g t)]\}, \quad (2.15)$$

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

$$E_0 = \frac{1}{2} \rho g a_0^2, \quad (2.16)$$

где a_0 – средняя амплитуда ветровых волн на глубокой воде.

В работе [Рабинович, 1993] рассмотрены разные модели, но все они, в том числе и предложенная [Longuet-Higgins, Stewart, 1964], 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.

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

$$\frac{\partial M}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} \left(S_{xx} + \rho gh \tilde{\zeta} \right); \quad (2.17)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\rho \tilde{\zeta} \right) = -\frac{\partial M}{\partial x}, \quad (2.18)$$

где M – средний горизонтальный импульс.

Производную $\partial/\partial t$ в уравнениях (2.17), (2.18) можно заменить на $c_g \partial/\partial x$, и интегрируя эти уравнения по x , получаем

$$M = -\frac{c_g S_{xx}}{gh - c_g^2} + const; \quad (2.19)$$

$$\tilde{\zeta} = \frac{1}{\rho} \frac{S_{xx}}{gh - c_g^2} + const. \quad (2.20)$$

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 (2.19), (2.20) становится очень малым, c_g в этом случае можно оценить как

$$c_g^2 = gh[1 - (kh)^2], \quad (2.21)$$

т. е.

$$\tilde{\zeta} = -S_{xx}/\rho\omega^2 h^2 = 3ga_s^2/2\omega^2 h^2. \quad (2.22)$$

Если предположить, что глубина изменяется медленно, так, что отражение пренебрежимо мало, то в соответствии с законом Грина $a_s^2 \sim h^{-1/2}$ 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].

Боуэн, Инман и Галлахер изучали роль пограничных волн в формировании прибрежных движений и их связь с прибойными биениями [Bowen, Inman, 1969; Gallagher, 1971]. Было показано, что 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, когда 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

$$\omega_*^2 = gk_*(2n+1)\beta, \quad (2.23)$$

которое представляет собой упрощенную форму дисперсионных уравнений, полученных Экартом 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, возбуждись 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.

Исследования Галлахера 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

$$\omega_l = \omega_1 - \omega_2, \quad (2.24)$$

$$k_l = k_1 \sin \varphi_1 - k_2 \sin \varphi_2. \quad (2.25)$$

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

$$\omega_l^2 = (\omega_1 - \omega_2)^2 = |\omega_1^2 \sin \varphi_1 - \omega_2^2 \sin \varphi_2| \sin [(2n+1)\beta]. \quad (2.26)$$

Обозначая $\sigma = \omega_2/\omega_1$ и полагая, что $\omega_1 > \omega_2$, выражение (2.26) приводится к виду

$$\sin \varphi_1 = (1 - \sigma)^2 \sin \varphi_2 \pm \sigma^2 / \{\sin[(2n + 1)\beta]\}, \quad (2.27)$$

В простейшем случае, когда $\varphi_1 = \varphi_2 = \varphi$, условие (2.27) принимает форму

$$\sigma \approx 2 \sin \varphi \sin [(2n+1)\beta] \quad (2.28)$$

(предполагается, что $\sigma \ll 1$). Из (2.28) 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

$$\omega_e = 2\omega_0 \sin \varphi \sin [(2n+1)\beta], \quad (2.29)$$

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

$$\omega_l \leq \Delta\omega. \quad (2.30)$$

Условие (2.30) устанавливает высокочастотную границу инфрагравитационных волн. Как следует из (2.27), (2.29), (2.30), 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 (2.27) или (2.29). Им получена зависимость амплитуды образующейся свободной волны a_e от частоты вынуждающей силы ω_f :

$$a_e \sim \left[(\omega_f^2 - \omega_e^2)^2 + \frac{\omega_f^2 \omega_e^2}{Q^2} \right]^{-1/2}, \quad (2.31)$$

где Q — добротность системы. Если ω_e — частоты краевых волн, а ω_f определяется выражением (2.24), то (2.31) показывает эффективность генерации отдельных мод краевых волн в зависимости от ω_f и Q . При малой добротности одновременно может возбуждаться много различных мод, а 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.

Изначально, при изучении инфрагравитационных волн неоднородности рельефа дна и береговой линии не учитывались. Но теоретические работы показали, что если горизонтальные размеры неоднородностей 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].

Исследования влияния неоднородностей на генерацию инфрагравитационных волн при нелинейном взаимодействии ветровых волн и зыби показали [Mei, Benmoussa, 1984], что возникают два типа волн: вынужденные волны, обусловленные воздействием на поверхность моря радиационного напряжения (согласно теории Лонге-Хиггинса – Стюарта), и 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 в работе [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 возбуждения тягуна в гаванях существенным образом зависит от направления подхода коротких волн к неоднородностям рельефа, добротности системы и определяется выражением (2.31).

Боуэн и Гуза [Bowen, Guza, 1978], используя результаты натуральных экспериментов Хантли [Huntley, Bowen, 1978] и предложенную модель, предположили, что в соответствии с (2.29) краевые волны могут возбуждаться на частотах

$$\omega \sim \sin [(2n+1)\beta] . \quad (2.32)$$

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.

Проведенные эксперименты [Huntley et al., 1981; Oltman-Shey, Guza, 1987; Oltman-Shey et al., 1989] показали, что вдольбереговая структура инфрагравитационных течений формируется преимущественно низшими модами краевых волн ($n \leq 2$), 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 [Рабинович, 1993]: 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 отмелых) – краевые волны.

2.2. ИЗУЧЕНИЕ ТРАНСФОРМАЦИИ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ И ЗЫБИ ВОЛНЕНИЯ В ЮЖНО-КУРИЛЬСКОЙ БУХТЕ

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 были проведены эксперименты вблизи берега в Южно-Курильской бухте (о. Кунашир, Курильская гряда) в районе м. Горячий [Kovalev, 2006; Ковалев и др., 2005] в августе – сентябре 2003 и 2004 годов. Регистрация колебаний уровня моря проводилась для диапазона периодов от 3 с до 10 мин с дискретностью 1 с. Схема региона проведения измерений и расположение станций эксперимента приведены на рис. 2.1.



Рис. 2.1. Схема региона проведения измерений и расположение станций.

Следует отметить, что аналогичные работы были выполнены при участии авторов в районе м. Острый [Ковалев, Шевченко, Ковалев, 2000]. Необходимость описываемого здесь эксперимента заключалась в сравнении с ранее полученными оценками параметров ИГ волн, выполненных в другом регионе, и проверке их достоверности.

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. 2.2.

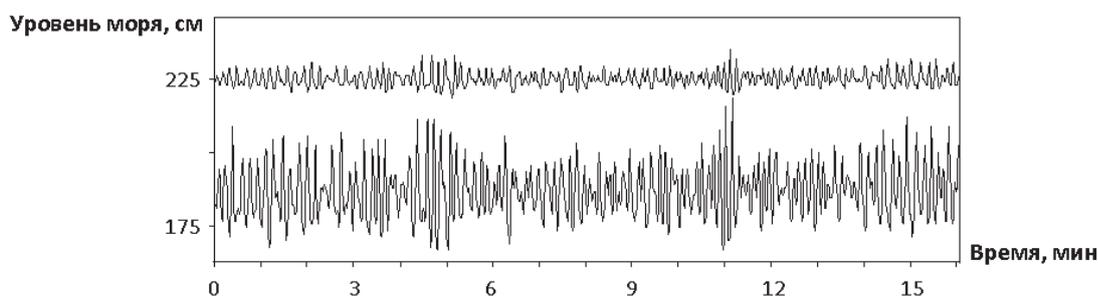


Рис. 2.2. Образец записей колебаний уровня моря с дискретностью 1 с. Верхний ряд относится к ближнему датчику С1. Вычтен предвычисленный прилив.

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 в районе м. Острый.

Спектры полученных записей довольно сильно различаются в зависимости от синоптической ситуации. На рис. 2.3 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.

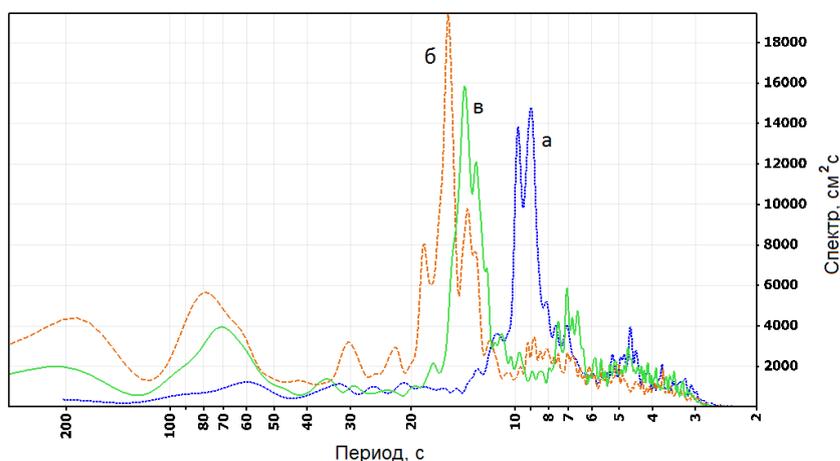


Рис. 2.3. Энергетические спектры колебаний уровня для различного состояния моря для станции С1. Спектры получены по рядам наблюдений: а – 22.10.02, б – 23.10.02, в – 24.10.02. Число степеней свободы 20.

Анализ спектров показал, что развитие волнения происходит вначале на более коротких периодах в диапазоне от 7 до 10.5 с (рис. 2.3 а), затем период колебаний увеличивается почти в два раза – от 13 до 18 с. Причем для спектров характерны сложные структуры с наличием нескольких максимумов. Для зыби на рис. 2.3 б, 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. 2.3 в). 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.

Сопоставление полученных энергетических спектров ветрового волнения с данными других авторов [Бычков, Стрекалов, 1971; Ветер..., 1974; Давидан и др., 1985; Теоретические основы..., 1988] показывает, что они имеют схожий характер.

В спектрах волнения при шторме обнаруживаются колебания с периодом около 70–80 с. Максимум здесь превышает 95 % доверительный интервал при длиннопериодной зыби. Сам максимум также в этом случае смещается к периоду 80 с. При возрастании энергии зыби в 1.2 раза энергия колебаний на периодах ИГ волн возрастает в 1.5 раза. Сопоставляя мощность спектральных пиков ИГ волн и самого пика зыби, можно оценить долю энергии, уходящую в ИГ волны. Из рис. 2.3 следует, что при развитом шторме в

энергию ИГ волн трансформируется около 23.4 % энергии зыби. В спектрах на начало шторма колебания на периодах около 70 с в шесть раз меньше, чем при развитом шторме, а периоды смещены к 60 с. Все это позволяет сделать вывод о том, что основные факторы, определяющие высоты ИГ волн – энергия зыби и ее период. Заметим, что в работе [Рабинович, 1993] в качестве основного фактора указана только сила штормового волнения.

На рис. 2.4 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.

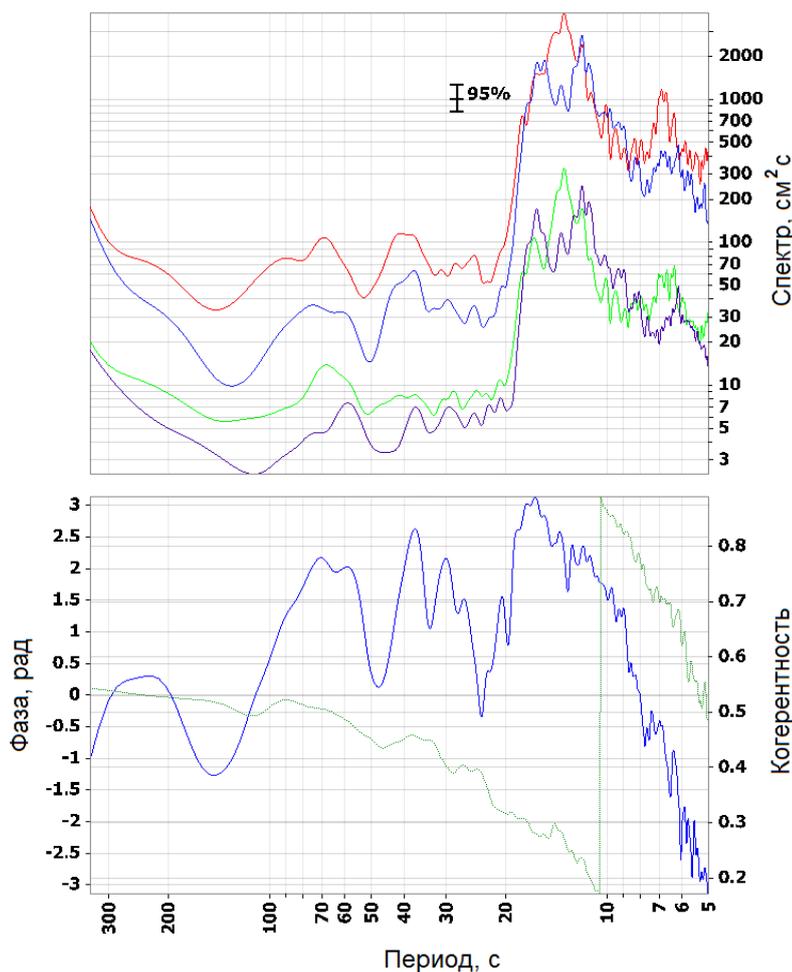


Рис. 2.4. Спектры, разность фаз и когерентность колебаний уровня на ближней и дальней станциях (С1, и С2). Спектры (для ближней станции С1 верхние кривые) вычислены по интервалу 6 часов через 12 часов.

В спектрах наблюдается основной (раздвоенный) пик зыби с периодами 12–18 с и на примерно кратных периодах – 35 и 70 с. Такая картина характерна для ИГ волн, для которых основным источником является зыбь, приходящая со стороны открытого моря. Она создает нелинейные процессы при взаимодействии с берегом, и образуются ИГ волны с периодами 35 и 70 с. Сами по себе эти волны могут трансформироваться или в

излученные, уходящие в море волны, или в краевые захваченные волны. Однако, следует отметить, что конфигурация берега такова, что картина может еще больше усложняться за счет отражений от мыса и прочего.

К сожалению, из-за сложной конфигурации побережья, существенно отличной от линейной, невозможно по двум точкам (датчикам) определить направление распространения обнаруженных волн, учитывая, что сама фаза здесь мало информативна. Представляет интерес рассмотреть характер спектра в динамике. На рис. 2.5 приведены текущие взаимоспектральные характеристики.

Анализ текущего кросс спектра показывает, что с приходом шторма интенсивность волнения резко возросла в диапазоне волн зыби, энергия которых постепенно уменьшается и по окончании шторма снижается значительно. Аналогично ведут себя и ИГ волны на периодах около 35 и 70 с, хотя их энергия на порядок меньше.

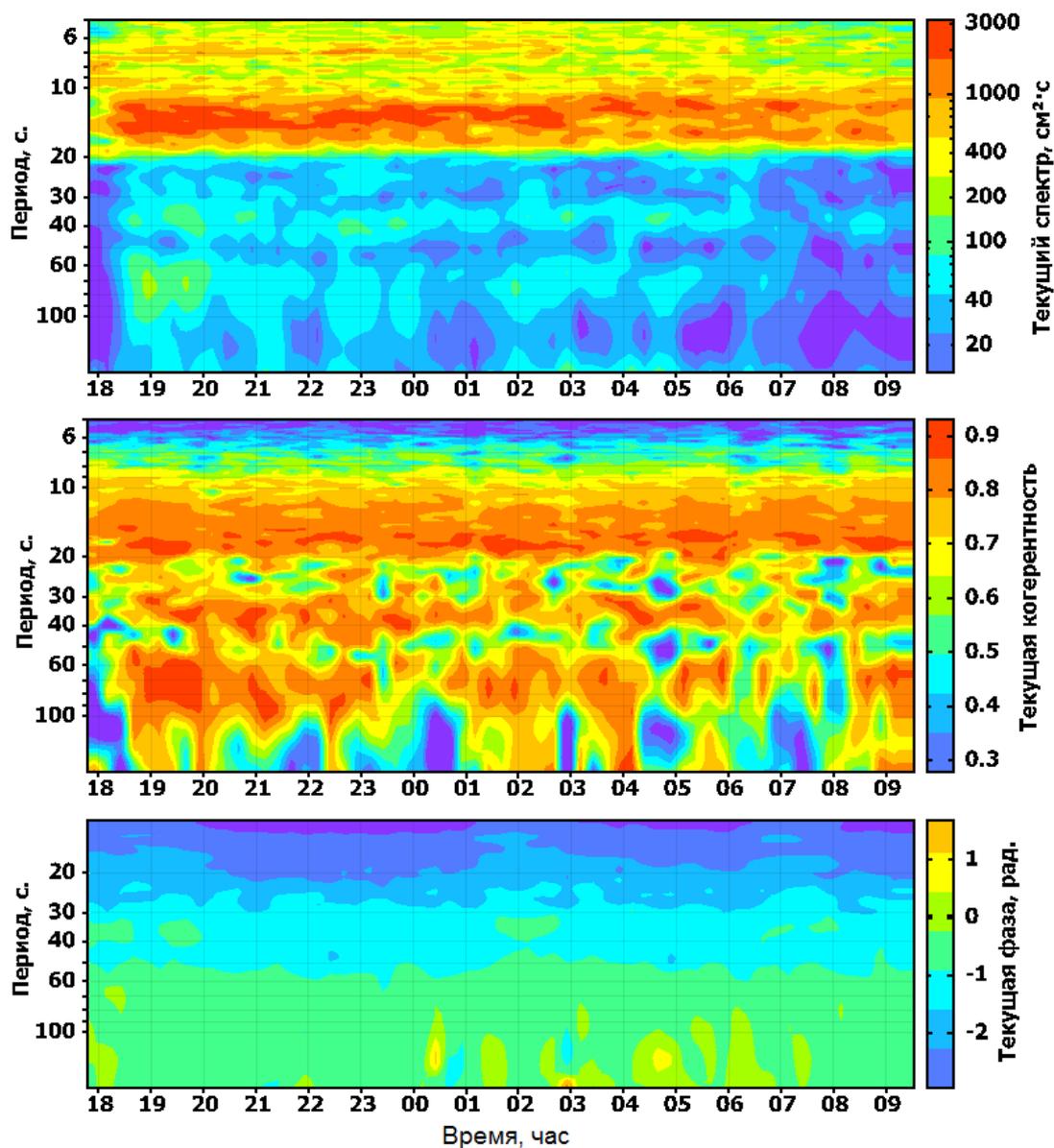


Рис. 2.5. Текущие взаимоспектральные характеристики по данным двух станций С1 и С2 за 1–2 августа 2002 года, вблизи м. Горячий пляж на о. Кунашир.

Анализ изменения спектра во времени показал, что возбуждение ИГ волн происходит неравномерно (рис. 2.5) и энергия зыби передается в большей степени низкочастотным колебаниям с периодом 70 с. При этом ситуация похожа на возбуждение резонансной системы, когда на ее вход приходит волна с частотой, близкой к частоте собственных колебаний системы. И даже, несмотря на высокий уровень энергии зыби, ИГ волны через некоторое время после возбуждения начинают затухать.

Когерентность для ИГ волн, зарегистрированных станциями С1 и С2 на периодах около 35 и 70 с, высокая – от 0.7 до 0.9 и сохраняется такой даже для волн с малой энергией. На рис. 2.5 текущей когерентности видна корреляция между максимумами энергии волн зыби и ИГ волн, чередующиеся максимумы с продолжительностью от 10 минут до часа при интенсивном волнении.

Анализ фазового спектра показывает, что для колебаний с периодами около 35 с разность фаз между станциями С1 и С2, стоящими под углом к берегу около 45°, также около 45°, т.е. волны с этими периодами распространяются вдоль берега и возможно являются краевыми.

Из фазового спектра следует, что волны с периодами 70 с имеют направление распространения около 35° к берегу. Следует отметить, что берег в месте наблюдений далек от прямолинейного, и направлению в 35° соответствует направление на мыс Горячий, расположенный севернее точки установки приборов. Возможно, что для длинной волны с периодом 70 с данное направление распространения воспринимается как вдольбереговое.

Используем соотношение [Рабинович, 1993]:

$$C = l (\omega_1 - \omega_2) / (\varphi_1 - \varphi_2), \quad (2.33)$$

где l – расстояние между датчиками, составляющее около 30 м, (φ_i, ω_i) – значения фаз и частоты для двух точек на фазовом спектре. В результате расчета получаем величину скорости около 5 м/с для волны с периодом около 70 с, которая соответствует скорости длинных волн в акватории со средней глубиной около 2.0 м. Это как раз отвечает условиям постановки приборов.

Таким образом, анализ спектральных и взаимоспектральных характеристик волнения в прибрежной зоне позволил выявить условия, при которых ИГ волны генерируются особенно эффективно, а именно уровень энергии зыби и ее период. При одинаковой энергии длинноволновая зыбь передает ИГ волнам около 25 % энергии, а коротковолновая только около 7 %.

2.3. ПРИБРЕЖНОЕ ВОЛНЕНИЕ ПРИ ПРОХОЖДЕНИИ ЦИКЛОНОВ НАД ЮЖНОЙ ЧАСТЬЮ О-ВА САХАЛИН

Известно, что при прохождении циклонов над о. Сахалин на акваториях заливов, бухт и портов области 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.

2.3.1. ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для проведения натуральных наблюдений, на различных участках побережья о. Сахалин с 2001 г. устанавливаются цифровые измерительные комплексы, включающие в себя автономные регистраторы волнения, цифровые метеостанции, а также 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 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 образование 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 уровень моря, что усиливает воздействие штормового волнения. Это приводит к размыву береговых сооружений, смыву грузов с пирсов и причалов.

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

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. 2.6. По мере продвижения на восток этот циклон углублялся, смещаясь в юго-восточном направлении, и 26.09.2007 г. 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. 2.6 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.

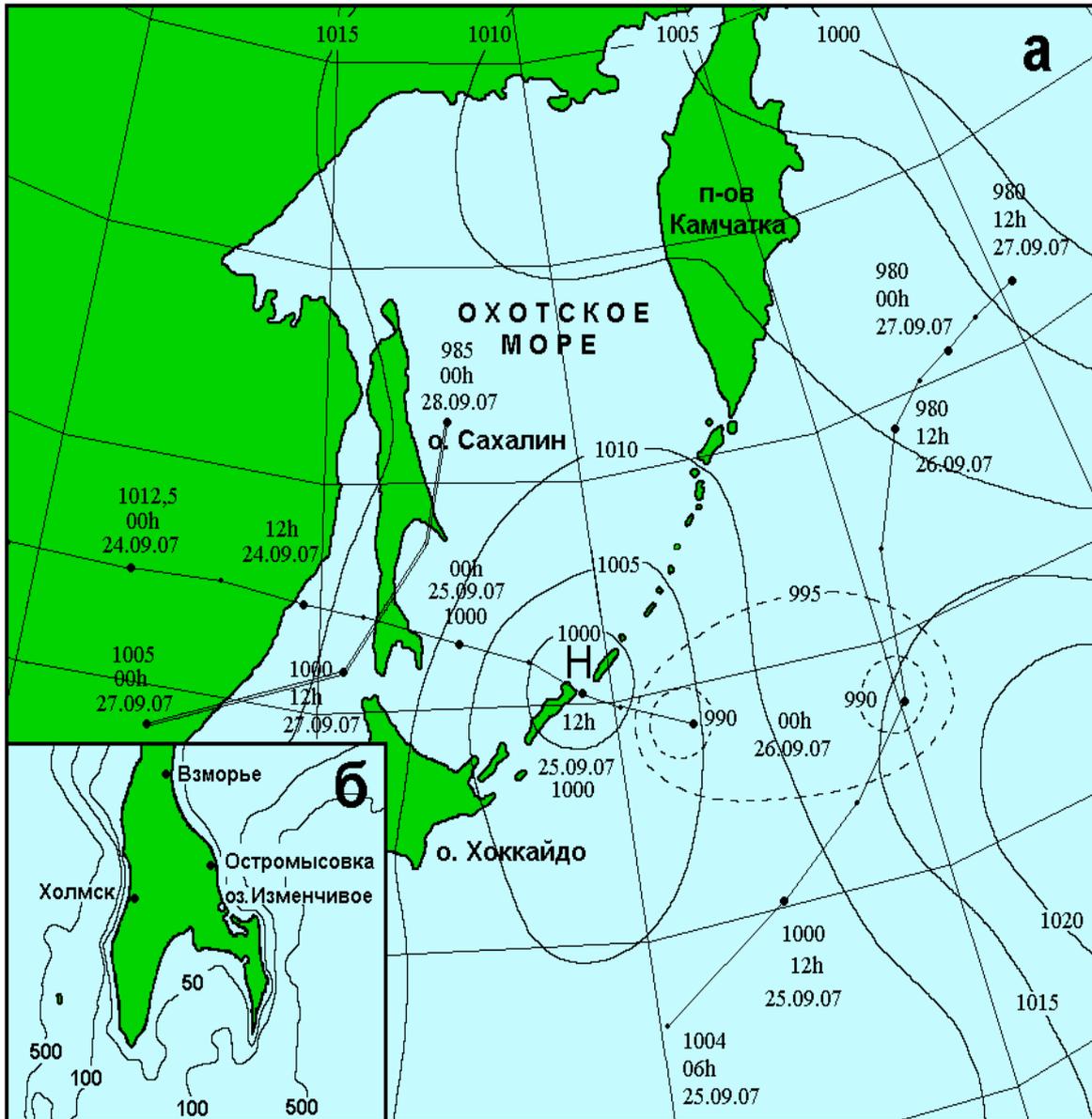


Рис. 2.6. Карта региона и пути циклонов по данным СахУГМС (а), пункты расположения измерителей волнения в южной части о. Сахалин (б). Изобары, обозначенные сплошными линиями, относятся к синоптической ситуации на 12 часов 25.09.2007 (UTC), штриховыми – к ситуации на 00 часов 26.09.2007 (UTC). Линии с точками указывают пути циклонов. Двойной линией показан путь над Сахалином циклона 27–28 сентября.

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. 2.7 и рис. 2.8 соответственно.

Атмосферное давление, ГПа

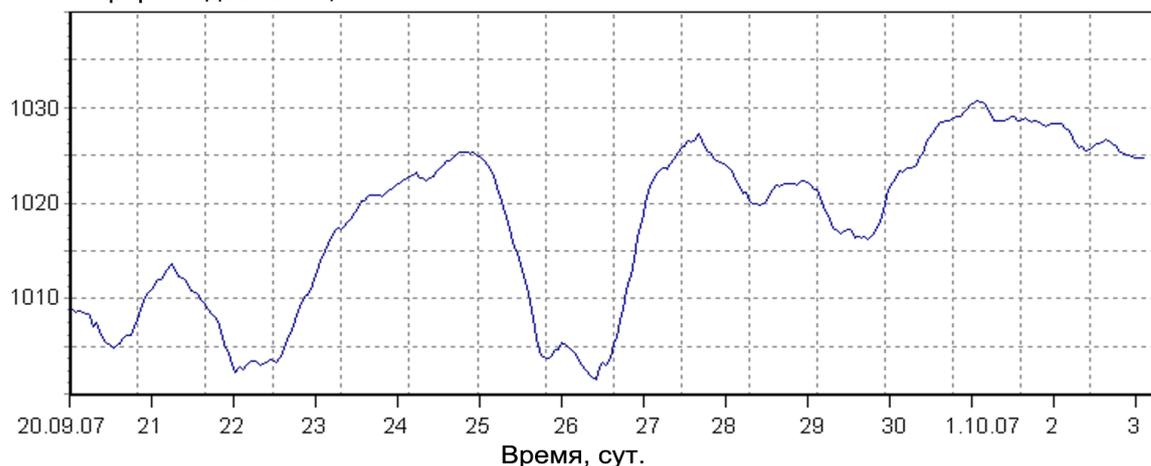


Рис. 2.7. Колебания атмосферного давления на стационаре Остромысовка с 00 часов 20.09.2007.

По записи атмосферного давления за исследуемый период (рис. 2.7) 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. 2.8), не наблюдалось его сильных порывов. Это связано, по-видимому, с «экранированием» метеостанции сопками Сусунайского хребта, и из-за его влияния наблюдаются только вдольбереговые ветра. При прохождении всех циклонов, независимо от их траектории, на стационаре «Остромысовка» наблюдалась резкая смена северных и южных ветров (имеющих вдольбереговое направление в данном районе).

Скорость ветра, м/с

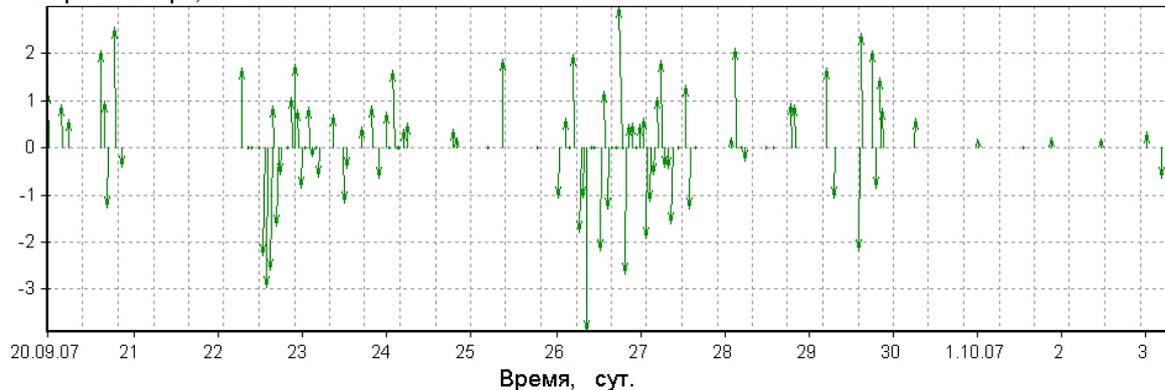


Рис. 2.8. Флуктуации скорости ветра с часовой дискретностью на стационаре «Остромысовка» с 00:00 часов 20.09.2007.

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 приведены на рис. 2.9–2.11.

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.

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.

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. 2.12). 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.

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.

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 700–1000 м от берега), что связано, по видимому, не только с батиметрией, но и с рельефом дна (рис. 2.13).

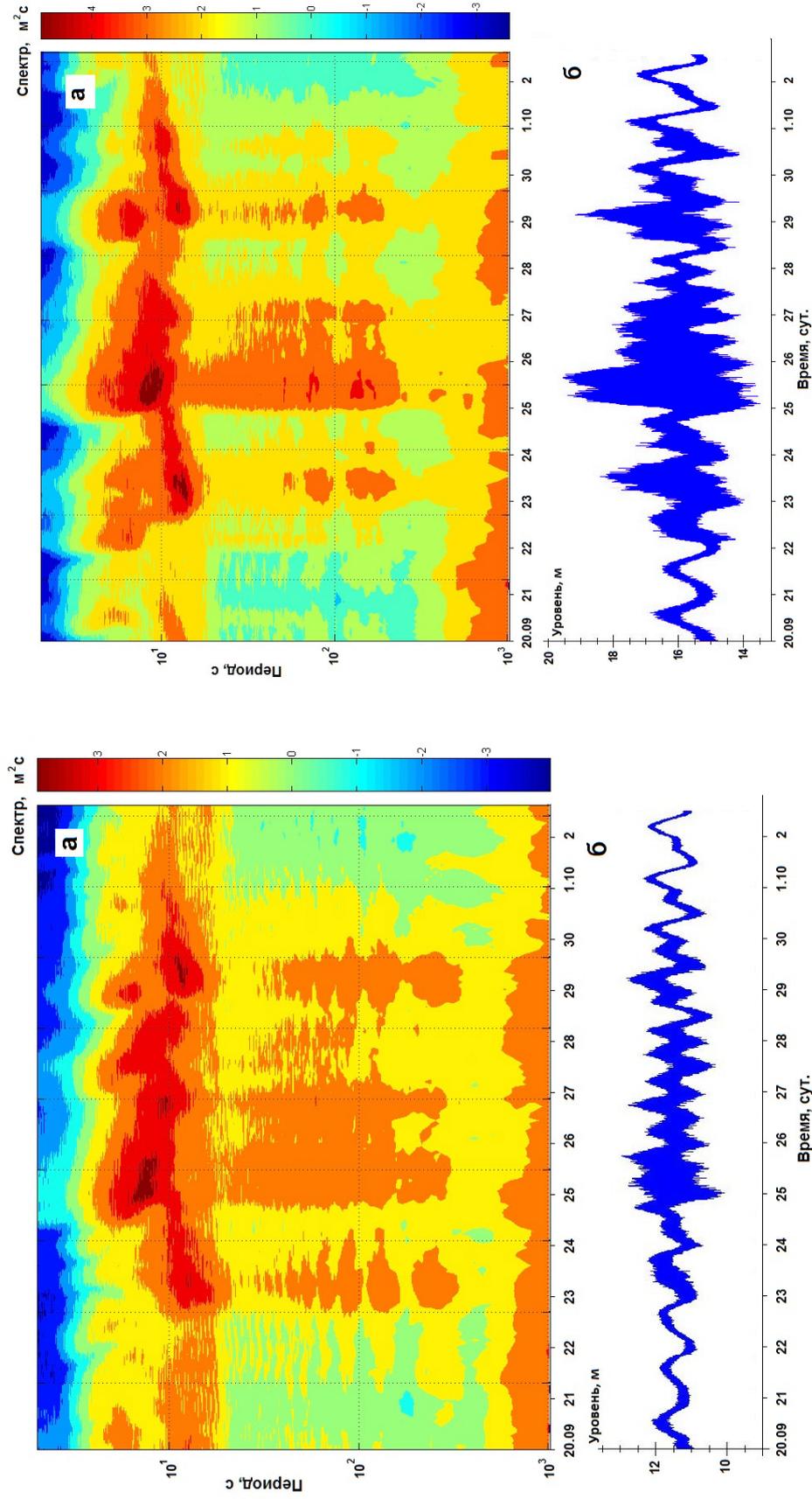


Рис. 2.9. Текущий спектр по данным измерения АРВ № 24, установленного вблизи пос. Взморье (а), и запись колебаний уровня моря (б).

Рис. 2.10. Текущий спектр по данным измерения АРВ № 34, установленного вблизи пересыпи оз. Изменчивое (а), и запись колебаний уровня моря (б).

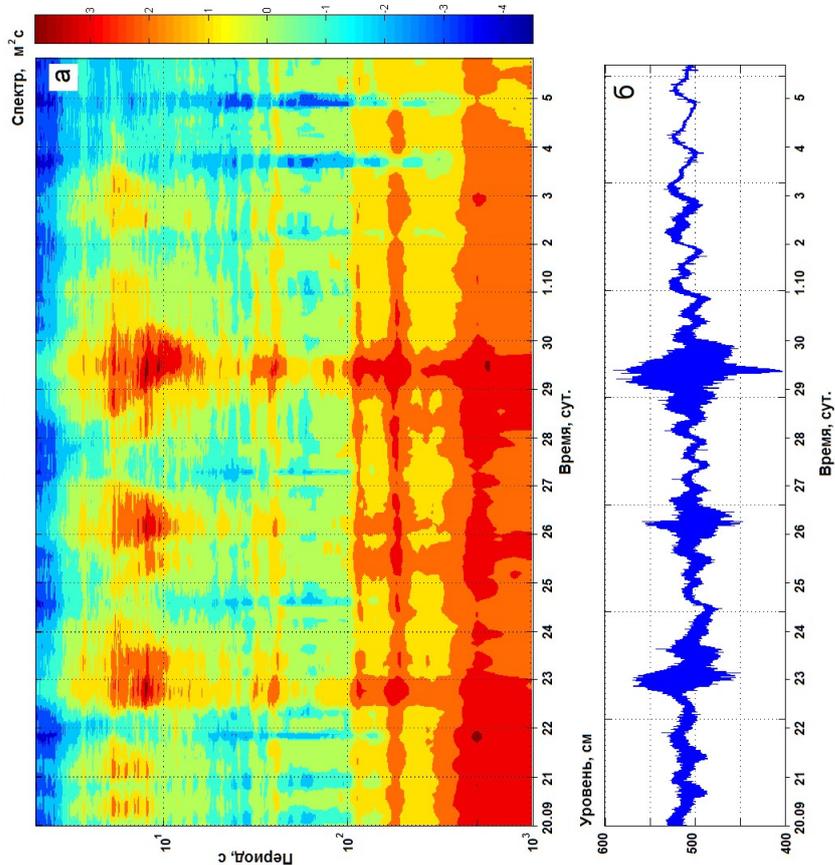


Рис. 2.11. Текущий спектр по данным измерения АРВ, установленного в кутовой части бухты порта Холмск (а), и запись колебаний уровня моря (б).

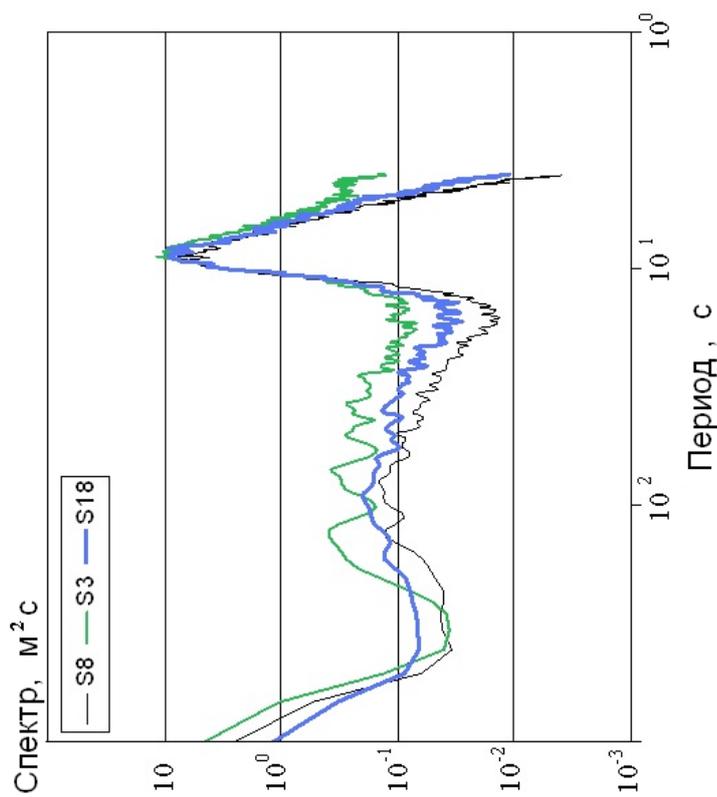


Рис. 2.12. Спектры волнового процесса по измерениям на станциях № 3, 8 и 18 вблизи пересыпи оз. Изменчивое в сильный шторм (25 сентября). Число степеней свободы – 96.

2.4. НАТУРНЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ В ЗОНЕ РАЗМЫВА ПОЛОТНА ГЛАВНОЙ АВТОМАГИСТРАЛИ САХАЛИНА

Начиная с 2007 года ИМГиГ ДВО РАН проводит регулярные исследования волнового режима и трансформации прибрежного рельефа в районе интенсивного разрушения автомобильной дороги Южно-Сахалинск – Оха (104–109 км). Обзорная схема расположения района наблюдений с пляжевыми разрезами и местами постановки датчиков волнения и уровня на взморье наблюдаемого участка в 2007 и 2009 годах представлена на рис. 2.13.

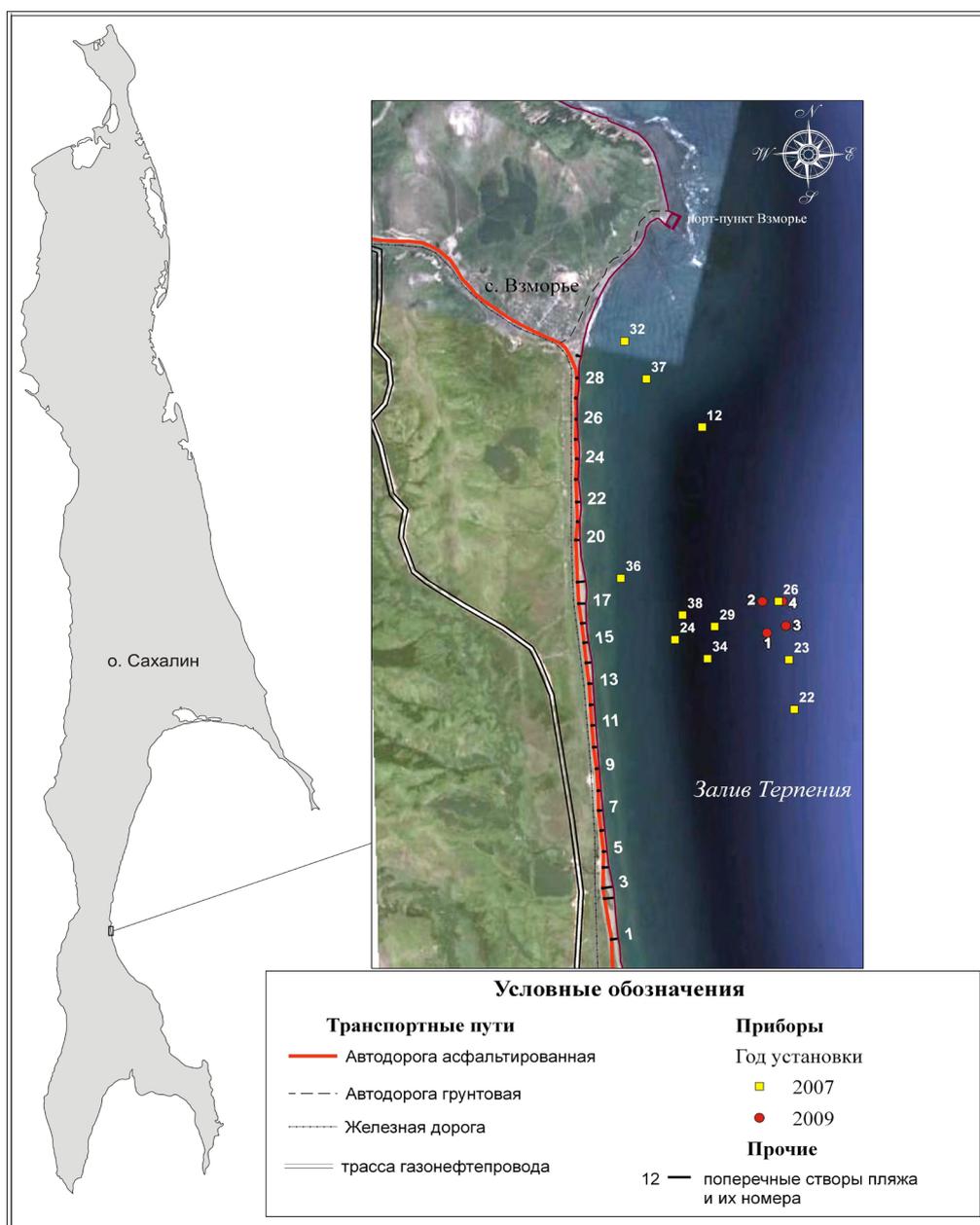


Рис. 2.13. Обзорная схема расположения района наблюдений. Отмечены пляжевые разрезы и места постановки датчиков волнения и уровня на взморье наблюдаемого участка в 2007 и 2009 годах.

Одной из главных задач исследований было изучение связи динамических процессов в прибойной зоне, захваченных и ИГ волн. Следствием модальной структуры краевых волн, образующихся при набегании ветровых волн на берег, является проявление разрывных течений, образование разнообразных ритмических береговых и прибрежных форм рельефа [Bowen, Huntley, 1984; Bowen, Inman, 1971; Holman, 1981; Holman, Bowen, 1982]. По этой причине изучению этих волн уделяется большое внимание.

В настоящее время общепризнана важная роль пограничных волн (захваченных и излученных) в возбуждении инфрагравитационных движений в прибойной зоне [Рабинович, 1993]. И как показывают наши натурные эксперименты, именно инфрагравитационные волны, образующиеся при прохождении сильных штормов, способствуют размыву побережья вдоль дороги Южно-Сахалинск – Оха (рис. 2.14).

В работе [Шевченко и др., 2010] рассматривались геоморфологические и гидродинамические условия размывов полотна главной автомобильной магистрали о. Сахалин – автодороги Южно-Сахалинск – Оха на участке со 104 по 109 км вблизи пос. Взморье. Однако, по причине отсутствия необходимого оборудования, а также активного рыболовства в период хода лососей, за время 2007–2009 годов удалось провести только одну полноценную батиметрическую съемку. Это не позволило сделать даже предварительные выводы по динамике сезонного перераспределения осадочного материала, в то же время это является одним из важнейших моментов при изучении формирования зон размыва и аккумуляции наносов, без учета которых сложно выработать обоснованные рекомендации по организации берегозащиты.

Поэтому в 2010 г. в районе размыва полотна автомобильной дороги были продолжены исследования гидродинамических процессов в прибрежной зоне моря, обусловленных трансформацией ветрового волнения на мелководье и формированием длинных инфрагравитационных волн, установлены 4 регистратора волнения и уровня АРВ-11.



Рис. 2.14. 96-й километр дороги Южно-Сахалинск – Оха, январь 2010 г. Фото А. Горбунова.

Период наблюдений составил более 5 месяцев (с мая по октябрь), станции были установлены в прибрежной зоне западной части залива Терпения в 5.25 км южнее порт-пункта Взморье прямоугольником на удалении от берега 500–600 м. Глубина моря составляла от 7 до 9 м. Вдоль берега станции были разнесены примерно на 200 м. По сравнению с 2009 годом датчики находились существенно ближе к берегу, это было связано с изучением особенностей волновых процессов непосредственно в прибрежной области, в которой трансформация волнения и образование инфрагравитационных волн проявляются в большей мере.

Кроме того, на северной окраине пос. Взморье была установлена цифровая метеостанция WS 2300, при помощи которой измерялись вариации приземного атмосферного давления и скорости ветра. Детальная донная батиметрическая съемка была выполнена дважды, в мае и октябре, проведению исследований в летний период препятствовали ставные невода. Съемка производилась с использованием картплоттера эхолота Lowtence LMS 525 C DF, установленного на катере Yamaha, принадлежащего ИМГиГ.

Донные станции были установлены 23.05.2010, а 06.10.2010 удалось поднять только три из поставленных датчиков – № 07, 24, 38. Полученные материалы продолжительностью более 4 месяцев использовались для изучения волновых процессов на изучаемом участке взморья. Временной ход колебаний поверхности моря, зарегистрированный различными датчиками, имеет схожий вид (рис. 2.15).

В спокойную погоду в записях преобладают приливные колебания, а при усилении волнения равномерный характер колебаний нарушается. Видно, что период наблюдений был достаточно активным, отмечено несколько сильных штормов – в первой декаде июля, во второй декаде августа и во второй и третьей декадах сентября. Последний шторм был наиболее сильным, причем он сопровождался заметным понижением уровня моря – сгоном, величина которого превысила 60 см относительно среднего уровня моря. Сгоны сравнительно редко наблюдаются на открытых участках побережья, на юго-восточном побережье о. Сахалин они формируются обычно в вершине залива Терпения, вблизи г. Поронайск, при усилении ветров северного румба [Като и др., 2001], причем понижение уровня такой интенсивности отвечает периоду повторяемости примерно 1 раз в 50 лет. Батиметрическая съемка производилась в начале октября, вскоре после данного события, поэтому можно ожидать, что она отражает в наибольшей степени именно его влияние.

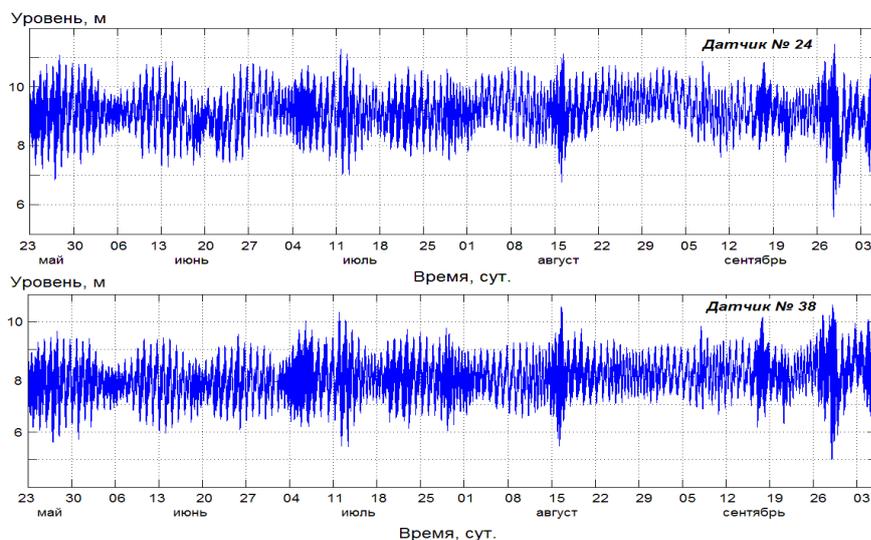


Рис. 2.15. Образцы синхронных записей на датчиках № 24, 38.

2.4.1. ХАРАКТЕРИСТИКИ ВОЛНОВОГО РЕЖИМА

При обработке из исходных записей вначале был вычтен предвычисленный прилив, затем из полученных рядов непериодических вариаций морской поверхности были отобраны последовательные отрезки по восемь тысяч отсчетов во время шторма, включая его развитие, по ним были рассчитаны спектры колебаний уровня, приведенные на рис. 2.16. Для сравнения был выбран участок тихой погоды. Спектры, полученные для других районов наблюдений и для различного волнения на море, имеют в диапазоне ИГ волн схожий характер.

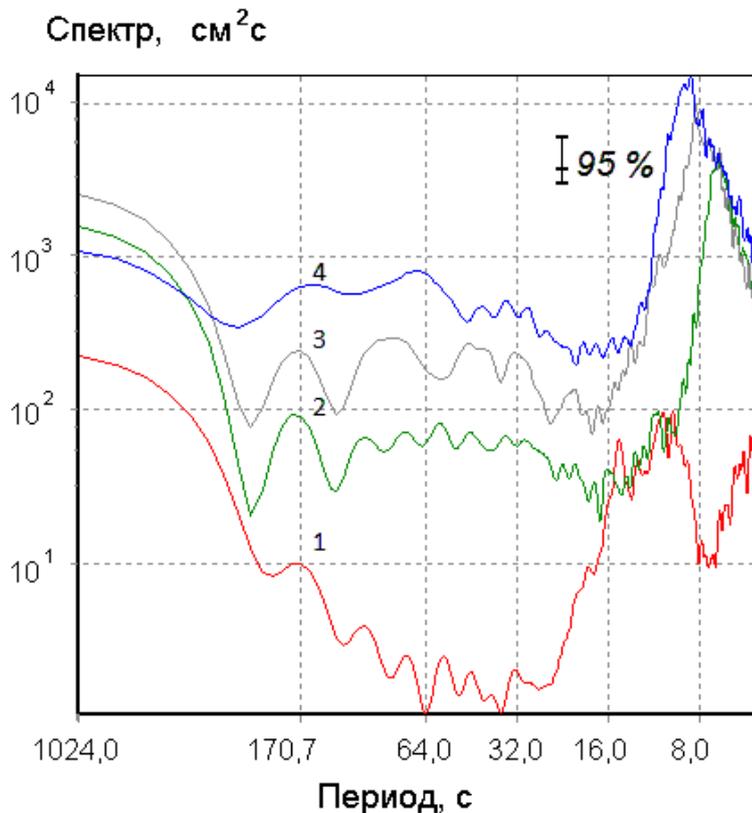


Рис. 2.16. Спектры записей придонного гидростатического давления в районе пос. Взморье датчика № 24. 1 – спокойная погода 28 августа; 2, 3 – развитие шторма (8–10 сентября); 4 – сильный шторм. Число степеней свободы 34.

На спектре колебаний уровня для спокойной погоды выделяются два пика. Один очень широкий, отмечен в диапазоне волн зыби (периоды от 7 до 17 с, главный максимум на периоде 16 с), и второй, узкий пик, на периоде около 5 с, соответствующий ветровому волнению. Преобладание такой длинноволновой зыби также отмечалось и в рассчитанных текущих спектрах [Шевченко и др., 2010], что является необычным, поскольку размеры южной части Охотского моря, примыкающей к исследуемому району, недостаточны для разгона таких длинных волн.

При штормах вид спектра в диапазоне зыби и ветровых волн изменяется. Кроме того, что энергия волнения увеличивается на 1.5–2 порядка, положение основного максимума смещается вправо, и начинают доминировать волны с периодами от 6.5 до 8.5 с. Как отмечалось в [Шевченко и др., 2010; Bowen, 1969], при штормах наблюдается

также и более низкочастотная зыбь, однако возрастание энергии на данном периоде по сравнению с обычными погодными условиями сравнительно невелико. Интересно отметить, что при штормах, в отличие от спокойной погоды, максимум на частотах ветровых волн отсутствует. Это противоречит общепринятому мнению, что берега размываются при шторме интенсивным ветровым волнением, а волны зыби в его тыловой части приводят к аккумуляции наносов на пляже. На юго-восточном побережье Сахалина максимальное воздействие шторма на берег связано с волнами зыби с периодами 6.5–9 с, имеющих гораздо большие длины волн по сравнению с ветровыми волнами. Именно это обстоятельство может быть одной из причин интенсивного разрушения берегового уступа.

В диапазоне существования ИГ волн (0.3–5 мин [Рабинович, 1993]), при шторме наблюдается значительный, на 1.5–2 порядка, подъем уровня волновой энергии, что свидетельствует об активной генерации ИГ волн при возрастании энергии ветровых волн и зыби в прибрежном районе на 106–108-ом километрах автомобильной дороги Южно-Сахалинск – Оха.

В указанном диапазоне периодов при штормовых ситуациях с поверхностным волнением до примерно 3 м в спектрах ИГ волн наблюдается устойчивые мощные пики на периодах около 170 и 95 с, превышающие 95%-й доверительный интервал. Отметим, что в спектрах колебаний уровня при штормах в 2009 и 2010 гг. в районе Взморья (при ином расположения датчиков) также наблюдалась четко выраженная модовая структура инфрагравитационных волн с пиками на близких периодах. Это свидетельствует о генерации краевых волн, причем их пространственная структура с периодом около 170 с, хорошо согласуется с характерным расстоянием между фестонами и их продолжением в море.

Известно [Рабинович, 1993], что интенсивность проявления ИГ краевых волн существенно зависит от места установки датчиков, в частности, она обычно возрастает при приближении к берегу. Тем не менее, в нашем случае близкие к берегу датчики показали меньшую интенсивность ИГ волн (рис. 2.17). Это связано, скорее всего, с направлением ветра во время шторма со стороны берега и поэтому меньшей интенсивностью ветровых волн и зыби на приборах № 32 и 38, чем на удаленных от берега.

Существует еще одна, отмеченная при анализе результатов обработки данных, особенность формирования ИГ волн. Как в энергетических спектрах, так и в текущих, приведенных на рис. 2.17, обращает внимание факт, что при штормах средней интенсивности (высота волн до 3 м) пики с периодами около 170 и 95 секунд в энергетических спектрах максимальные, а в текущих спектрах хорошо видна дискретная, модовая структура волн ИГ диапазона (23 и 29 сентября). При сильном волнении картина меняется, спектры содержат незначимые пики, а наибольший подъем энергии располагается примерно посередине диапазона существования ИГ волн.

Поскольку Манк [Munk, 1949] полагал, что вдольбереговая структура инфрагравитационных течений формируется преимущественно низшими модами краевых волн, было решено рассчитать дисперсионную диаграмму краевых волн для указанных выше периодов. Совпадение периодов ИГ и краевых волн будет подтверждать, что при средней силе штормах ИГ волны образуются преимущественно краевыми волнами.

Для расчета дисперсионной диаграммы краевых волн было использовано уточненное Урселом [Ursell, 1952] дисперсионное соотношение для краевых волн Стокса

$$\omega_n^2 = gk \sin [(2n+1) \beta], \quad (2.34)$$

которое представляет дискретный набор отдельных мод краевых волн, отображаемых дисперсионной кривой $\omega_n(k)$ на плоскости (ω, k) . Номер моды соответствует числу нулей функции $\zeta(x)$ – смещения поверхности моря в направлении поперек берега.

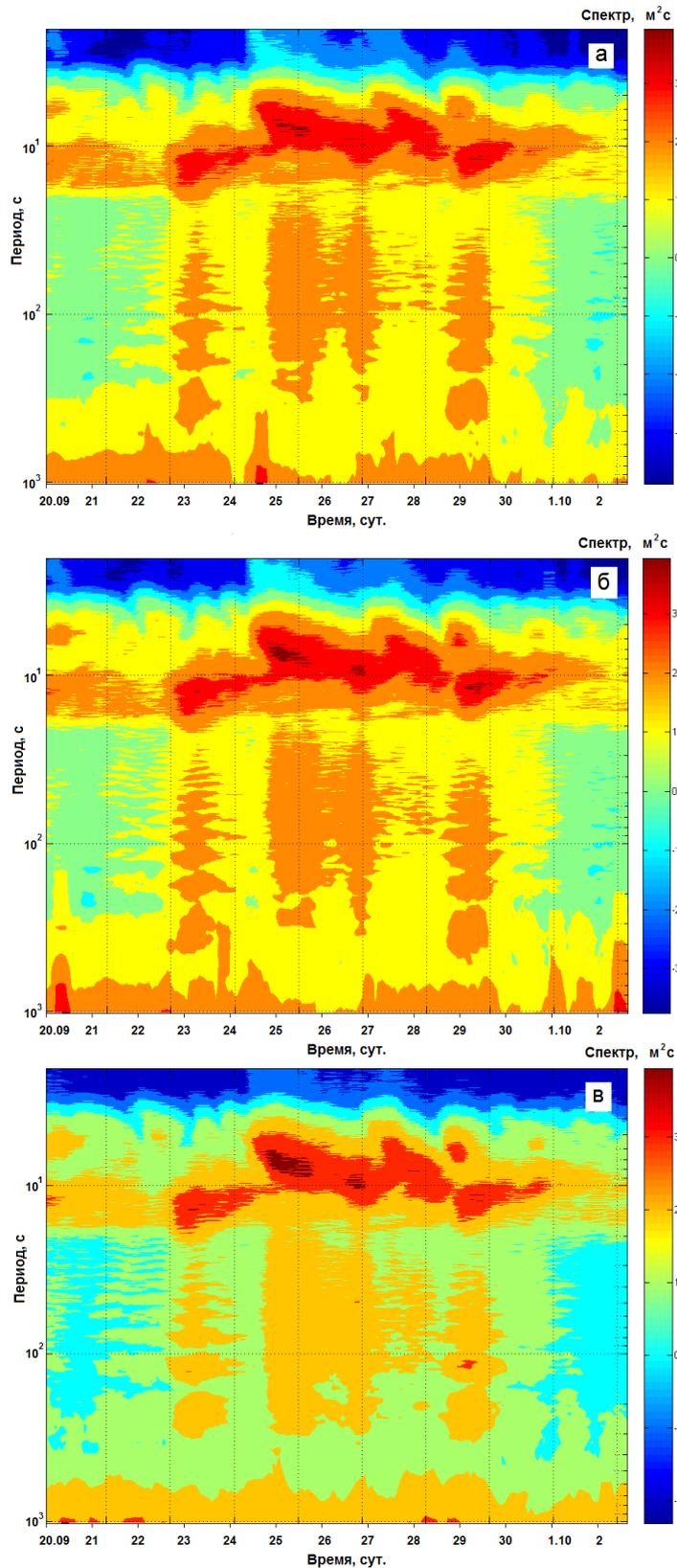


Рис. 2.24. Текущие спектры колебаний уровня моря с секундной дискретностью и вычтенным приливом для датчиков, установленных на различном расстоянии от берега: а – № 22, б – № 26, в – № 38.

С использованием приведенного выше дисперсионного уравнения для угла наклона дна в районе п. Взморье $b \approx 0,035$ рассчитана дисперсионная диаграмма для краевых волн. Обнаруженным максимумам в энергетическом спектре ИГ волн с периодами около 170 с и 95 с соответствуют моды краевых волн.

В то же время, как следует из текущих спектров и дисперсионной диаграммы краевых волн, генерация ИГ волн происходит не только на двух первых низших модах, как считали Олтман и Гуза, но и на более высоких модах.

2.4.2. МНОГОЛЕТНИЕ НАТУРНЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ В ЗОНЕ РАЗМЫВА АВТОМАГИСТРАЛИ ЮЖНО-САХАЛИНСК – ОХА

В предыдущих параграфах, посвященных рассматриваемой в этом разделе тематике, проводился анализ данных батиметрических съемок и морского волнения, полученных Институтом морской геологии и геофизики ДВО РАН в 2009–2011 гг. в результате натуральных экспериментов на юго-востоке острова в районе 104–109 км – места размыва берега и разрушения транссахалинской автодороги Южно-Сахалинск–Оха. Было установлено, что основной причиной разрушения являются инфрагравитационные волны [Ковалев и др., 2011; Леонтьев, 2001], образующиеся при трансформации ветрового волнения и зыби на мелководье, вследствие модальной структуры которых появляются разрывные течения. Это в свою очередь приводит к формированию квазиритмических структур в виде ячеек, внутри которых отмечается размыв. А на внешних границах этих ячеек формируются зоны аккумуляции, имеющие форму серповидных баров.

Для рассматриваемой акватории анализ энергетических спектров колебаний уровня моря (волнения) в диапазоне ИГ волн, полученных с использованием автономных регистраторов волнения АРВ-11 и АРВ-12, которых в разные годы устанавливалось от 4-х до 9 приборов, показал, что при подходе штормов энергия ИГ волн возрастает на два, а иногда и три порядка по сравнению с тихой погодой.

Кроме того, обработка данных батиметрических съемок позволила обнаружить квазиритмичные структуры – фестоны, вытянутые цепочкой во вдольбереговом направлении с характерными размерами звена 500–700 на 200 м. Всего на исследуемом участке протяженностью около 4.0 км отчетливо выделяются семь таких ячеек. Севернее отмеченного участка такие структуры не выделяются, южнее же подобные структуры имеют меньшие размеры и глубины, постепенно нивелируясь к югу. Как показано в [Ковалев и др., 2006; Рабинович, 1993], это связано, по-видимому, с тем, что для формирования устойчивых инфрагравитационных краевых волн необходимы специфические условия – период огибающей волн зыби должен соответствовать резонансному при определенном угле подхода. Поэтому наличие крупных фестонов на берегу и их продолжений на прилегающем участке взморья отмечено лишь на отдельных участках побережья о. Сахалин.

Поскольку анализ батиметрических данных не давал ясной картины о движении локальных зон размыва и аккумуляции наносов, батиметрические съемки были продолжены в последующие 2012–2013 гг. Они позволили получить дополнительный интересный материал наблюдений и сделать определенные выводы.

2.4.3. АНАЛИЗ СИНОПТИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ НАД ОХОТСКИМ МОРЕМ

Как было отмечено выше и показано в работах [Ковалев и др., 2006; Леонтьев, 2001], разрушению берега способствуют ИГ волны, интенсивность которых существенно

увеличивается во время сильных штормов, поэтому целесообразно рассмотреть метеорологическую обстановку над Охотским морем.

Метеорологические процессы здесь носят хорошо выраженный муссонный характер, обусловленный контрастами в нагревании и охлаждении материка и океана. Распределение ветров по направлениям показывает их связь с атмосферными процессами и со сменой знака преобладающих барических систем над сушей и морем от зимы к лету и от лета к зиме [Дашко и др., 1988; Дашко, 1979; Зенкович, 1946; Шевченко и др., 2010].

Зимой над Охотским морем господствует муссонный поток [Дашко, 1979], обусловленный взаимодействием азиатского антициклона с алеутской депрессией. С ноября по март средний перенос воздушных масс имеет значительную интенсивность и направлен с континента на море (преобладает северная составляющая движения). В апреле–мае, наряду с уменьшением интенсивности переноса, изменяется его направление, которое можно охарактеризовать как неустойчивое с увеличением западной составляющей движения.

Анализ метеорологической обстановки для Охотского моря и конкретно района размыва автодороги по данным гидрометеорологических служб России показал, что развитию штормового волнения в Охотском море способствуют штормовые ветры, вызванные прохождением циклонов, и значительная длина разгона волн [Дашко и др., 1988; Зенкович, 1946]. Величины максимальных скоростей ветра в районе Сахалина наблюдаются в ноябре и декабре, когда возможны порывы ветра до 30–40 м/с. Направление штормового ветра в центральной части Охотского моря зависит от расположения центра циклона, а так как положение его меняется, то и направление ветра не отличается стабильностью. В рассматриваемом нами районе в холодный период года преобладающее направление штормового ветра при перемещении глубокого циклона над югом острова с юго-запада на северо-восток – северное, северо-восточное и северо-западное, а в теплый период года отмечаются ветры переменных направлений.

Высоты волн значением 4 м 1%-ой обеспеченности наблюдаются в каждом месяце, повторяемость их составляет 15–20 %, а значением 8 м 1%-ой обеспеченности наблюдаются осенью с сентября по ноябрь, когда акватория моря свободна ото льда и частые шторма способствуют развитию штормового волнения. Повторяемость высот волн 8 м составляет 1–1.5 %. Волны высотой 10 м и более бывают в Охотском море крайне редко. Наиболее жестокие штормы в южной части Охотского моря в период с января по май наблюдаются при южных циклонах, формирующихся над акваторией южных морей и северо-западной частью Тихого океана [Зенкович, 1946]. При этом типе метеопроцессов в южной части моря в январе отмечаются волны высотой в 6–8 м, в сентябре–декабре до 10 м.

Приведенные выше данные по волнению были взяты из работ [Дашко и др., 1988; Дашко, 1979; Зенкович, 1946, Кузнецов и др., 2014]. Также был обчислен материал наших длительных измерений волнения в Охотском море в районе юго-восточного побережья о. Сахалин, который подтвердил результаты, полученные в [Дашко и др., 1988; Дашко, 1979; Зенкович, 1946], а кроме того показал, что высоты волн значением 8 м 1%-ной обеспеченности иногда наблюдаются в июле.

По полученным в ходе экспериментов натурным данным установлены два случая значительного разрушения побережья с повреждением полотна федеральной автодороги, которые произошли в 2009–2010 и 2012–2013 годах. Оба этих случая относятся к осенне-зимнему периоду, и в дальнейшем следует ожидать повторения таких ситуаций со значительным разрушением берега именно в этот период.

2.4.4. ТРАНСФОРМАЦИЯ ДОННОГО РЕЛЬЕФА ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ

Батиметрические съемки в районе 104–109 км транссахалинской автодороги Южно-Сахалинск – Оха проводились регулярно силами лабораторий волновой динамики и прибрежных течений и цунами ИМГиГ ДВО РАН с периодичностью около полугода с использованием катера Ямаха с установленным на нем картплоттером-эхолотом Lawtence XDS 5 в период с октября 2009 по июль 2013 г. Эхолотные профили выполнялись перпендикулярно берегу через 200 м, на удалении до 2.0 км. Данные эхолота обрабатывались специальной программой, разработанной сотрудником ИМГиГ ДВО РАН Ф.А. Плехановым, и на их основе создавались батиметрические карты и карты разности рельефа, показывающие изменение глубин по сравнению с предыдущими измерениями.

Часто разница между двумя промерами (батиметрическими картами), сделанными через полгода, и особенно в весенне-летний период, была невелика, и определить направление смещения фестонов и перемещения донного грунта не представлялось возможным. До 2013 г. только в одном случае при сравнении батиметрических карт осени 2009 г. и весны 2010 г. были обнаружены значительные различия (рис. 2.18 а). И лишь в 2013 г., при сравнении батиметрий осень–весна (рис. 2.18 б), вновь были получены похожие результаты изменений донного рельефа, что и позволило провести анализ динамики этих изменений.

На батиметрических картах 2010 и 2013 гг. выделяются семь хорошо выраженных квазиритмических структур в виде ячеек, образованных выпуклым в сторону моря валом с одной стороны и вогнутостью берега с другой. Формирование отмеченных структур хорошо согласуется с существующими представлениями о влиянии краевых волн на формирование прибрежного рельефа [Ковалев и др., 2006; Леонтьев, 2001].

На картах (рис. 2.18), отражающих изменения донного рельефа в периоды съемок 2009–2010 и 2012–2013 гг., соответствующих литодинамическим процессам в осенне-зимний период, в прибрежной зоне отчетливо видно перераспределение прибрежно-морских наносов: и в первом, и во втором случаях произошло смещение наносов гребня фестончатого вала и самого гребня на большую глубину, при этом участки вала, примыкающие к берегу, характеризовались увеличением крутизны склонов за счет размыва подошвы и аккумуляции на гребне [Ковалев и др., 2011; Ковалев, Ковалев, 2013; Ковалев и др., 2014].

Так же заметно, что наносы около самого берега имеют тенденцию к размыву. Оттягивание гребня вала в глубокую зону происходит за счет более сильного штормового волнения в холодный период с более высокими волнами, – во время штормов наносы имеют тенденцию переноса от берега в сторону моря, кроме того, глубина над гребнем вала тесно и прямо зависит от высоты волн [Зенкович, 1946].

Следует отметить, что изменения донного рельефа за летний период невелики, хотя ритмические структуры в прибрежной зоне также выделяются, но в гораздо меньшей степени, чем в рассмотренных выше случаях.

Кроме того, батиметрические съемки 2013 г. позволили подтвердить ранее сделанные предположения о том, что условия формирования устойчивых краевых волн достаточно жесткие, и поэтому вдольберегового смещения квазиритмических форм не происходит, а активные литодинамические процессы наблюдаются, как правило, в осенне-зимний период в годы активного циклогенеза.

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.

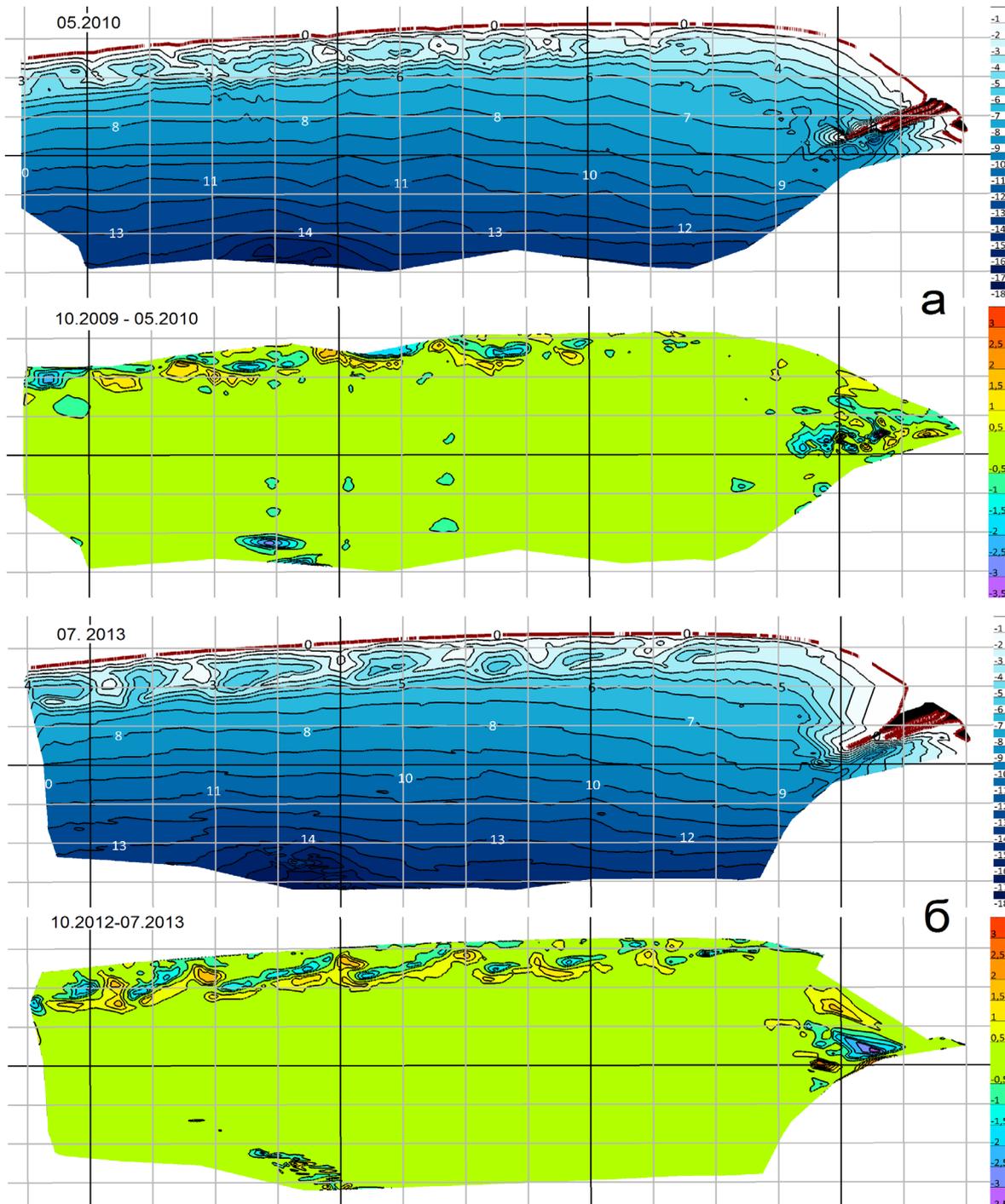


Рис. 2.18. Батиметрические карты и карты, отражающие динамику рельефа для 2009–2010 гг. (а) и 2012–2013 гг. (б) для района размыва федеральной автодороги.

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, портов и других инженерных сооружений, представляет интерес изучение волнового режима в указанном выше диапазоне периодов в прибрежной зоне о. Сахалин.

Такие исследования были проведены в доступных для доставки измерительного оборудования 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. 2.19.



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 2.20–2.23. 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, например, во Взморье, вблизи оз. Изменчивое, Невельске, Шахтерске и Охотском (рис. 2.27, 2.28).

В закрытых бухтах, таких как Холмск, ковш с. Охотское (рис. 2.22) 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 резко выраженными резонансными свойствами – Горнозаводске, Ильинске, Углегорске – (рис. 2.21, 2.22) образование ИГ волн происходит на резонансных частотах бухт и также приводит к возбуждению сейшевых колебаний.

Рис. 2.19. Карта пунктов острова, вблизи которых проводились наблюдения.

В Остромысовке, где берег достаточно приглубый, в шторм доминируют волны зыби, которые в наибольшей степени ответственны за формирование ИГ волн (рис. 2.23), возбуждение ИГ волн происходит только на низших модах.

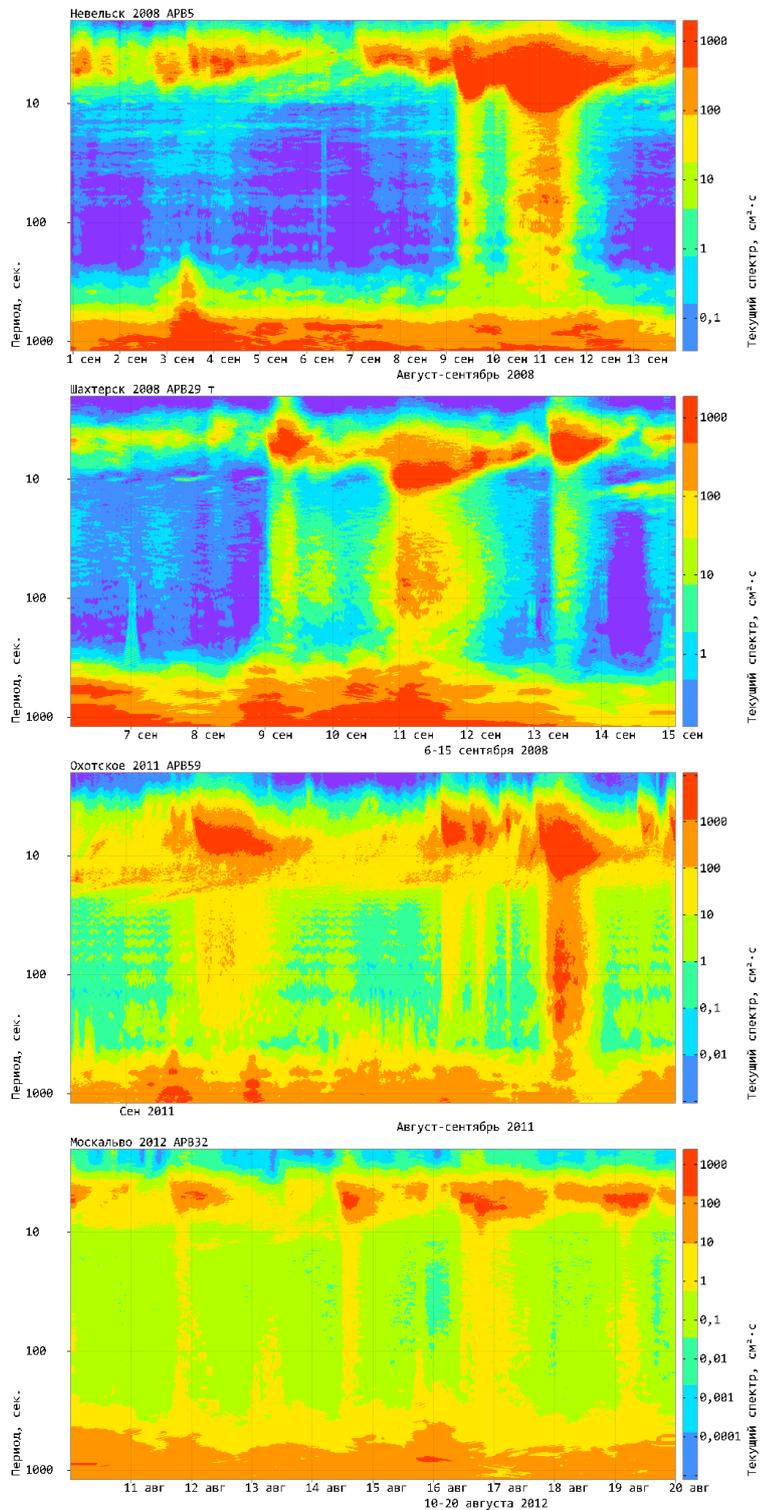


Рис. 2.20. Текущие спектры колебаний уровня моря по данным приборов, установленных в Невельске, Шахтерске, Охотском, Москальво.

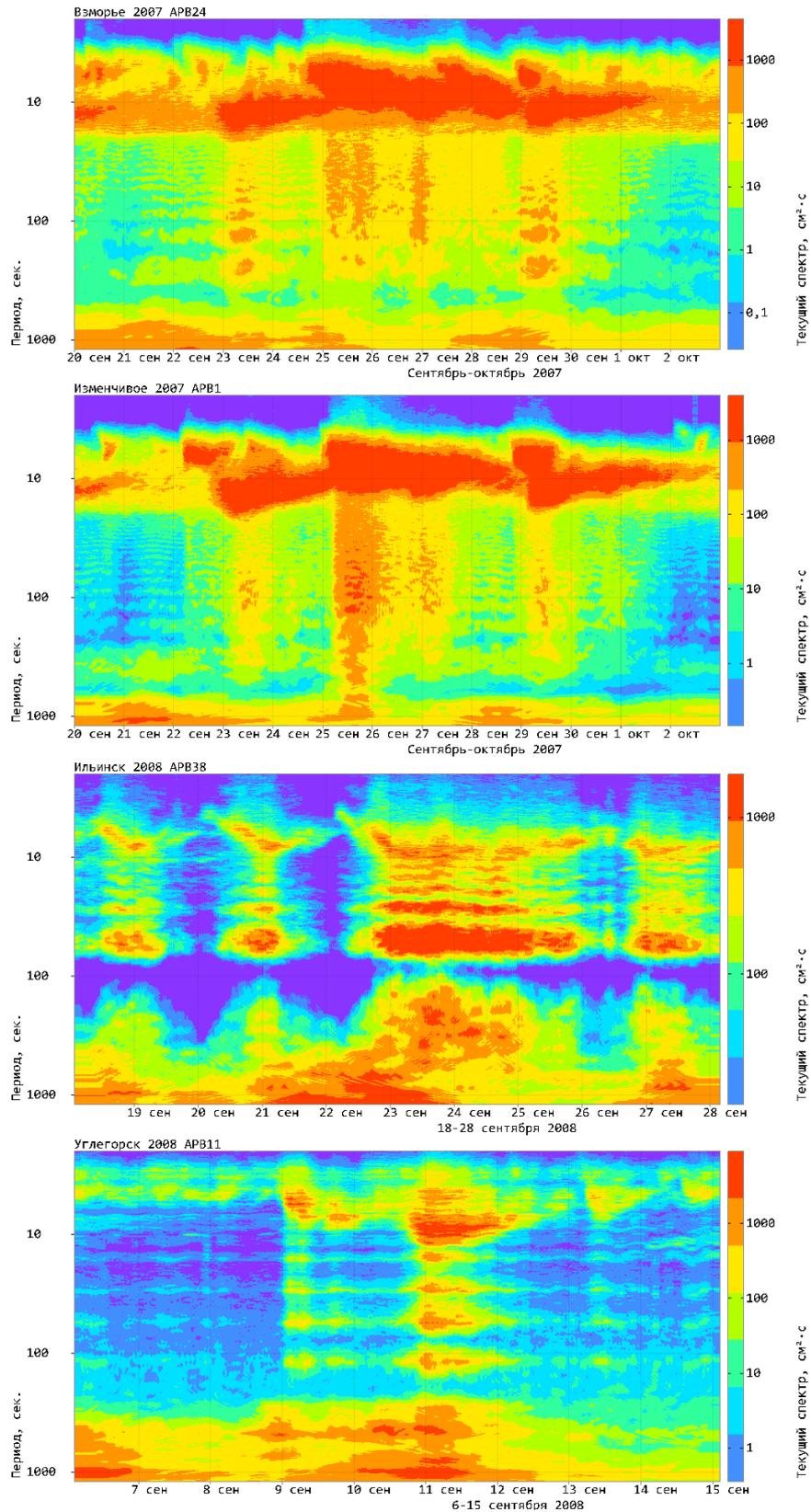


Рис. 2.21. Текущие спектры колебаний уровня моря по данным приборов, установленных во Взморье, вблизи оз. Изменчивое, Ильинском, Углегорске.

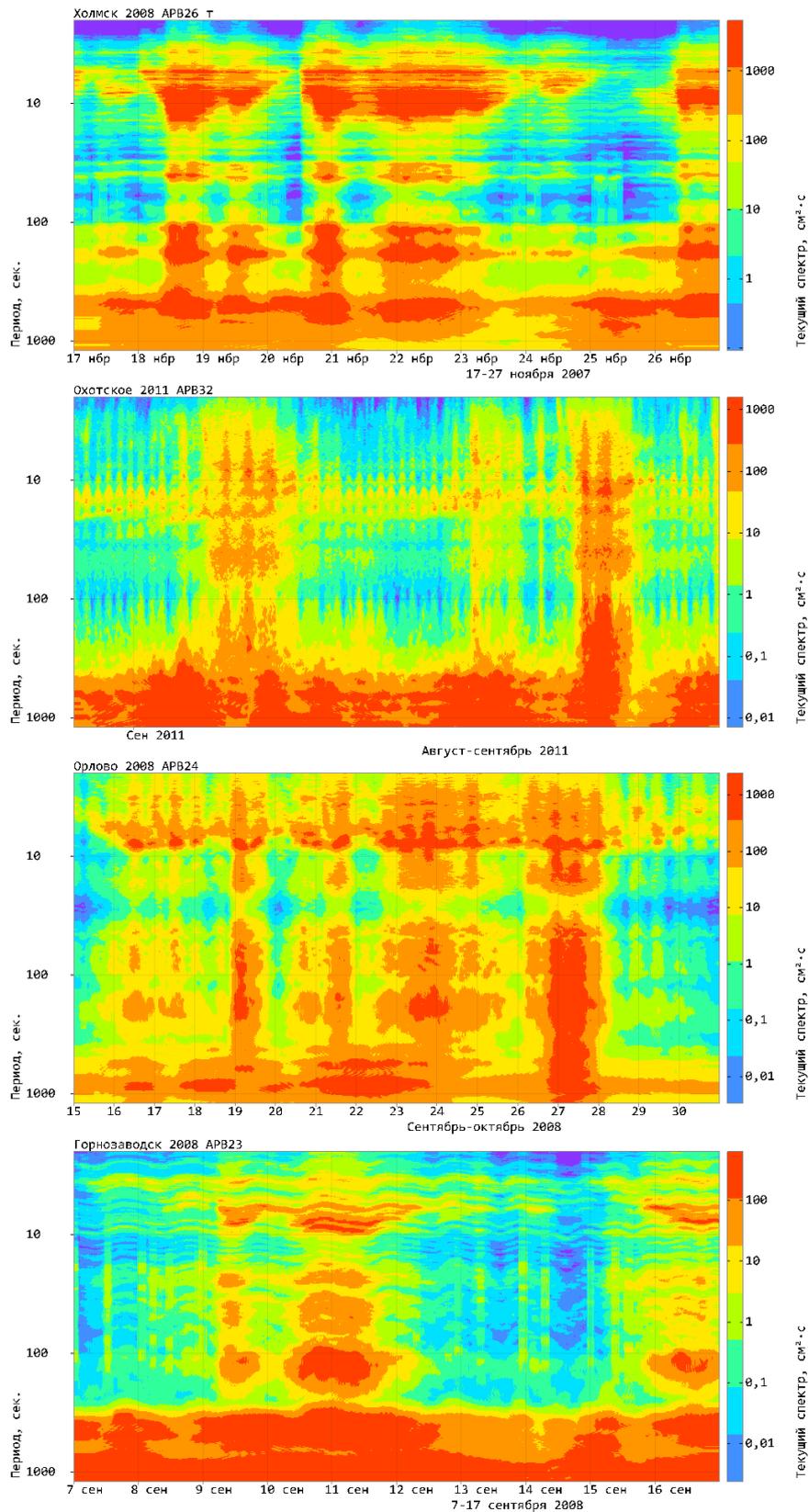


Рис. 2.22. Текущие спектры колебаний уровня моря по данным приборов, установленных в Холмске, Охотском (в ковше), Орлово, Горнозаводске.

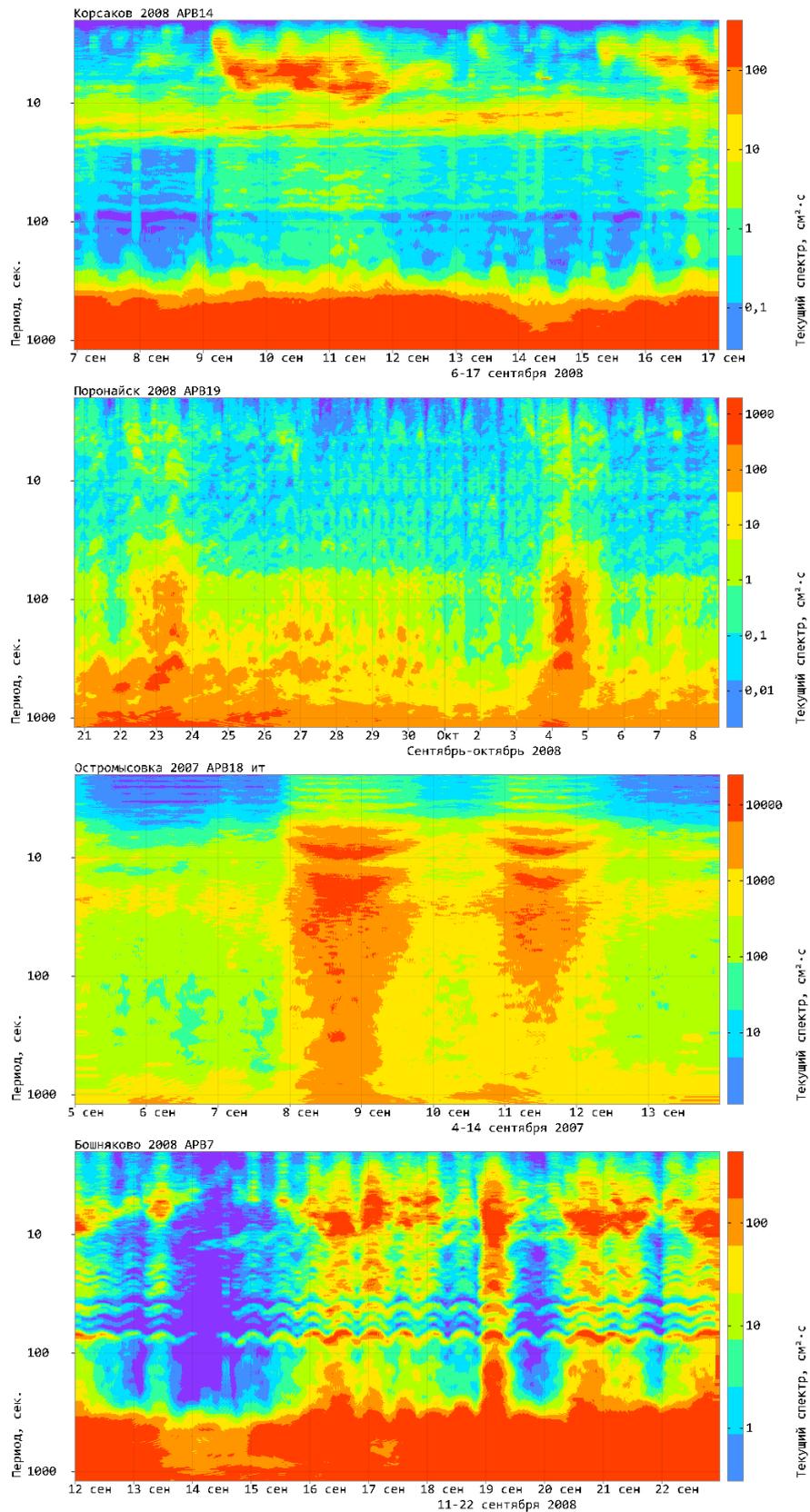


Рис. 2.23. Текущие спектры колебаний уровня моря по данным приборов, установленных в Корсакове, Поронайске, Остромысовке, Бошняково.

ГЛАВА 3

ИССЛЕДОВАНИЕ ЯВЛЕНИЯ ТЯГУНА, ЕГО ПРОЯВЛЕНИЯ И ИНФРАГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН ПРИ НАГОНАХ И СГОНАХ У ЮЖНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОСТРОВА 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. 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, приводит 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.

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 минут. 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 способствуют 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 периода $\bar{\tau}$ и высоты \bar{h} определяют в соответствии со СНиП [СНиП II-57-75, 1976].

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

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

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 $\bar{\tau}_p$.

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 $c/2 d$ и $2 d/l$ в соответствии со схемой и графиками рис. 3.1, где c – ширина входа в порт, $2 d$ 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 значительные по высоте волны тягуна. И, как увидим далее из анализа натуральных данных, средние резонансные периоды, вычисленные по предлагаемой методике, близки к реальным периодам для рассматриваемых бухт.

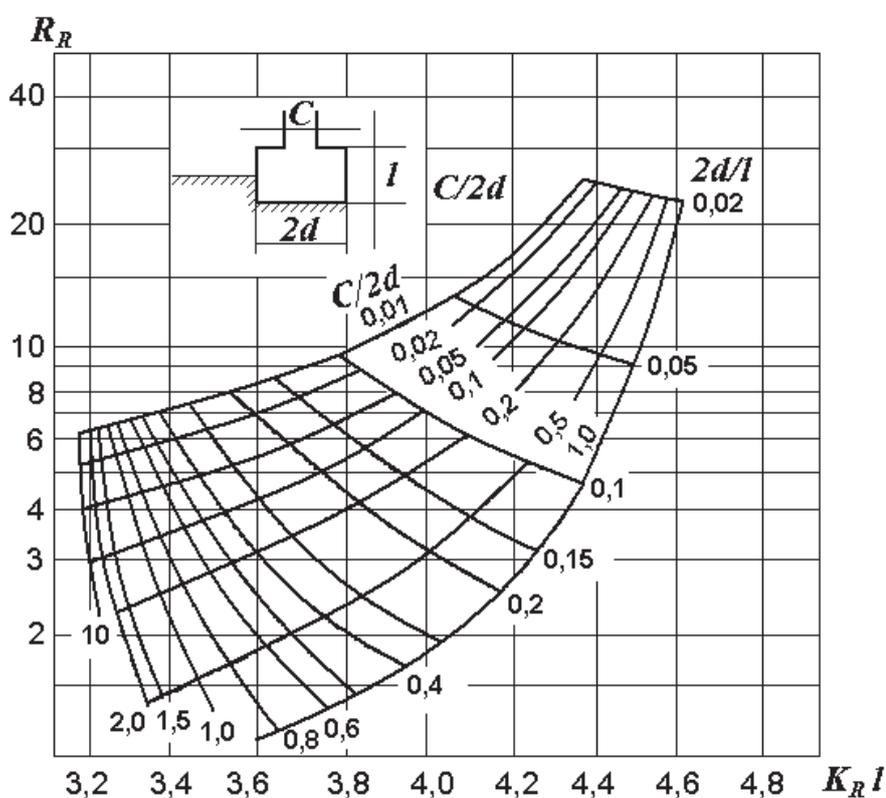


Рис. 3.1. Номограмма для определения резонансного волнового числа KR и резонансного коэффициента усиления RR для акватории прямоугольной формы по заданным линейным размерам порта [Методические указания..., 1981].

Таблица 3.1.

Расчетные параметры тягуна

Порт	$C/2d$	$2d/l$	R_R	R_n	$K_R l$	$\bar{\tau}_R$ (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 проводились в порту г. Корсаков [Ковалев и др., 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, через него осуществляется работа железнодорожной паромной переправы, связывающей остров с материком. Для разгрузки вагонов с парома нужна устойчивая стыковка рельсов на берегу и на судне. Поскольку это условие может нарушаться даже при слабом тягуне, изучение данного 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 описанных ниже 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, 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 июля 2006 по 2010 год. Начались с установки измерительного комплекса в мареографном посту порта Холмск у паромного причала № 3, состоял из пьезорезонансного донного датчика гидростатического давления, кабельной линии связи, платы таймера-счетчика PCI 1780, персонального компьютера, цифровой метеостанции WS 2300 и блока бесперебойного питания [Ковалев и др., 2009].

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 ноября, 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.

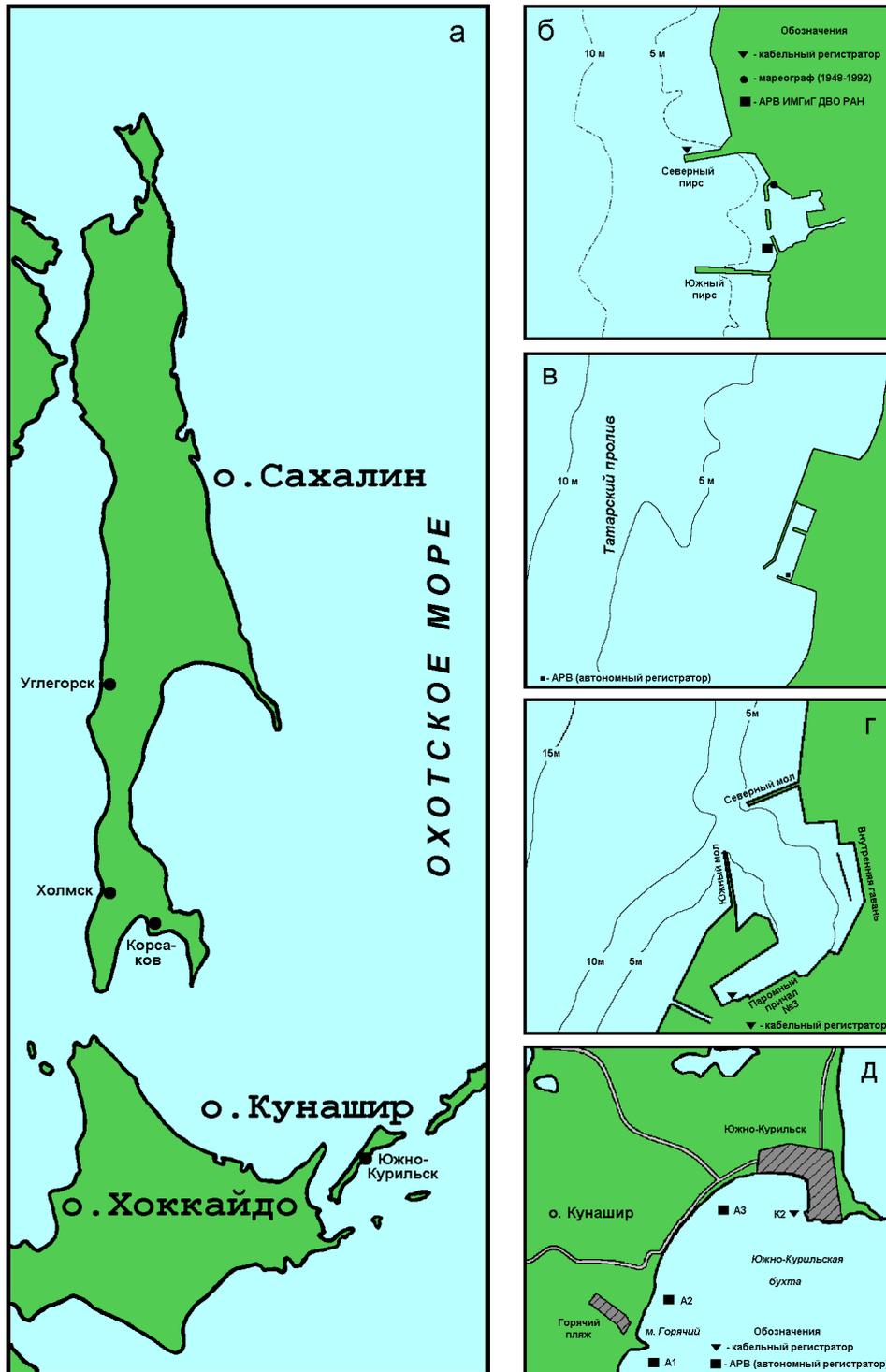


Рис. 3.2. Расположение основных портов Сахалинской области: а – общая карта; б – Корсаков; в – Углегорск; г – Холмск; д – Южно-Курильск.

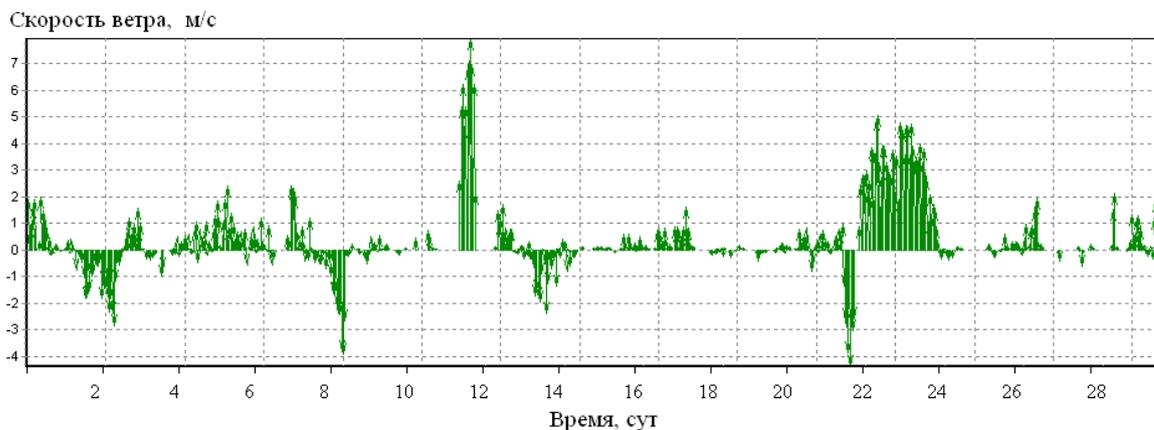


Рис. 3.3. Скорость и направление ветра в ноябре 2006 г. в порту г. Холмск.

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 отмечены 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.

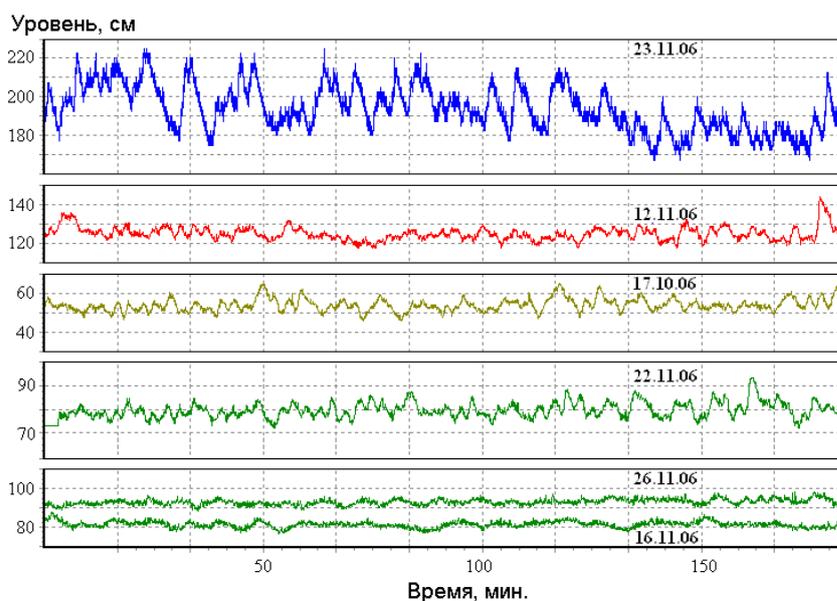


Рис. 3.4. Фрагменты записей колебаний уровня моря для различного волнения на море: 26.11.06 – тихая погода, 17.10.06 – волна 2.5 м, 12.11.06 и 22.11.06 – волна 3.5 м, 23.11.06 – сильный шторм.

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 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.

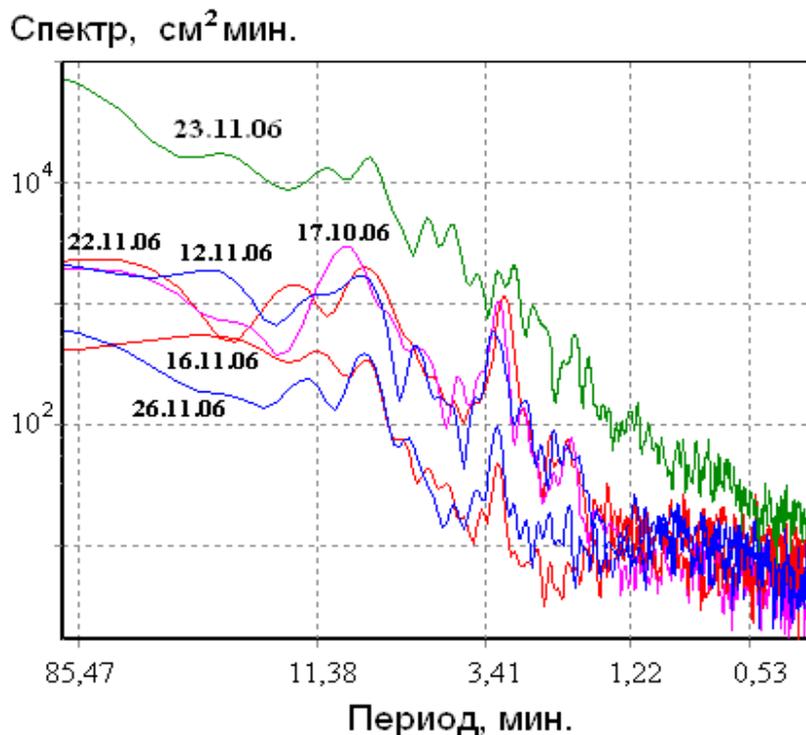


Рис. 3.5. Энергетические спектры колебаний уровня для фрагментов записей, представленных на рис. 3.4, и различного волнения на море: 16.11.06 и 26.11.06 – тихая погода, 17.10.06 – волна 2.5 м, 12.11.06 и 22.11.06 – волна 3.5 м, 23.11.06 – сильный шторм. Число степеней свободы 32.

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 мин, которые относятся к диапазону существования резонансных колебаний в бухте [Ковалев и др., 2007].

Явление тягуна обычно связывают с достаточно высокочастотными сейшмами, в порту г. Холмск 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 мода, имеющая, согласно результатам моделирования, три узловые 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 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. Исходя из этого, 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.

Для подтверждения полученных результатов был рассчитан текущий спектр, приведенный на рис. 2.18. 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.

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]:

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

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. 3.6). 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.

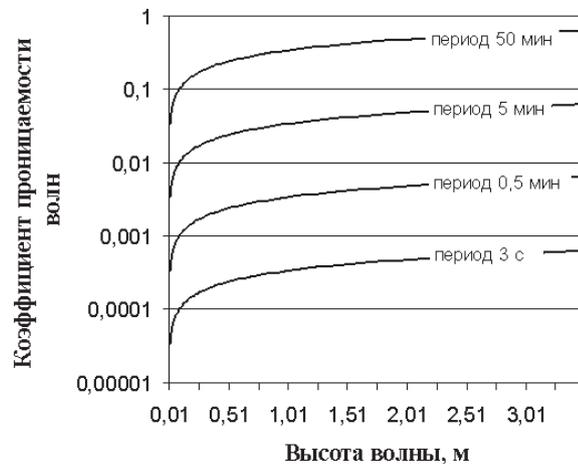


Рис. 3.6. Коэффициент проницаемости проходящих волн в бухту порта Холмск в зависимости от их периода и амплитуды.

3.1.2. ИЗУЧЕНИЕ ВОЛНОВЫХ ПРОЦЕССОВ В ПОРТУ КОРСАКОВ

В порту Корсаков 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.

Проблема изучения опасных морских явлений была осложнена тем, что в 1993 г. был закрыт мареограф в порту Корсаков, установленный там еще в 1947 г., и потому долгое время отсутствовала 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 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 был поставлен с внешнего края северного пирса (рис. 3.26), 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, приблизительно оцениваемыми в 2.5–3 мин, что согласуется и с полученными нами результатами спектрального анализа, приведенными на рис. 3.7 [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.

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

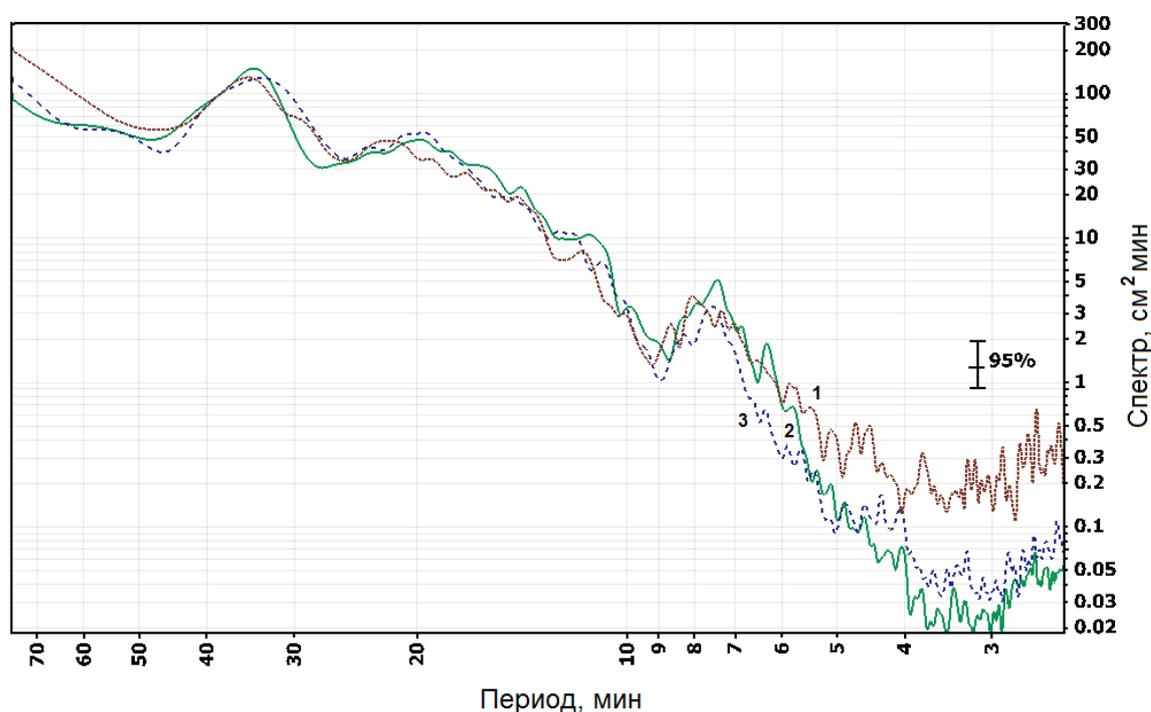


Рис. 3.7. Энергетические спектры колебаний уровня при прохождении циклона (1), при спокойной погоде (2) и небольшом волнении (3).

Для изучения явления тягуна отобраны записи волнения 2008 г. с дискретностью 1 с для различной интенсивности ветрового волнения из зарегистрированного ряда данных (рис. 3.8). Следует отметить, что волнение на акватории порта в период проведения эксперимента было незначительным и максимальные волны не превышали 40 см.

Для приведенных данных был рассчитан текущий спектр для активного периода (сентября), который представлен на рис. 3.9. 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 мин, не наблюдается. Это обусловлено, по-видимому, местоположением прибора вдали от пучностей резонансных мод.

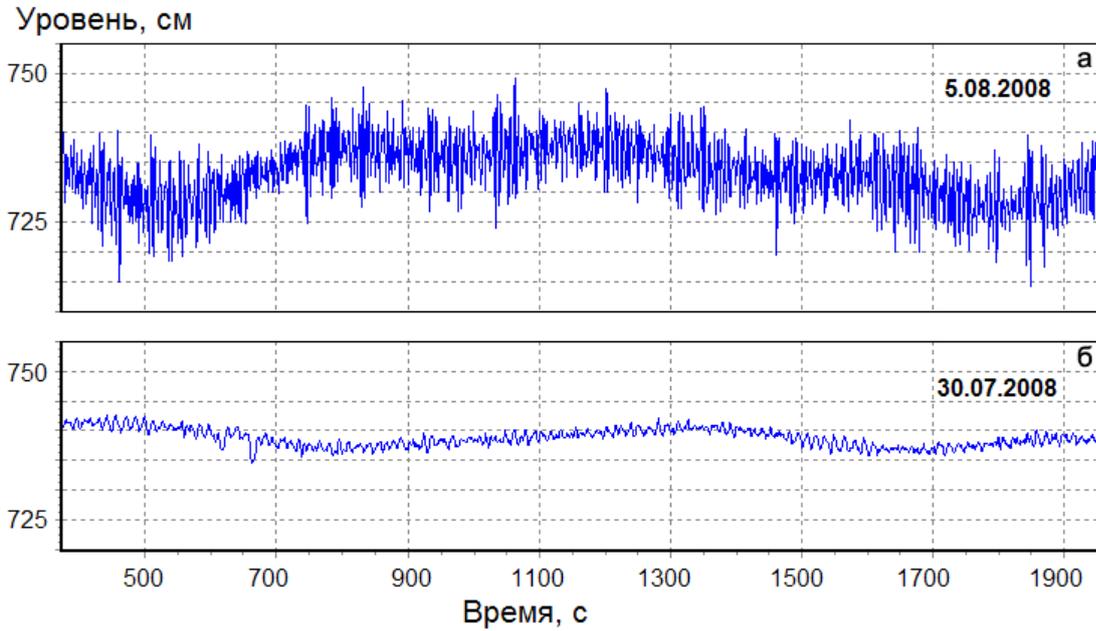


Рис. 3.8. Запись колебаний уровня моря на акватории порта Корсаков с дискретностью 1 с для различных синоптических ситуаций: а – волнение, б – спокойная погода.

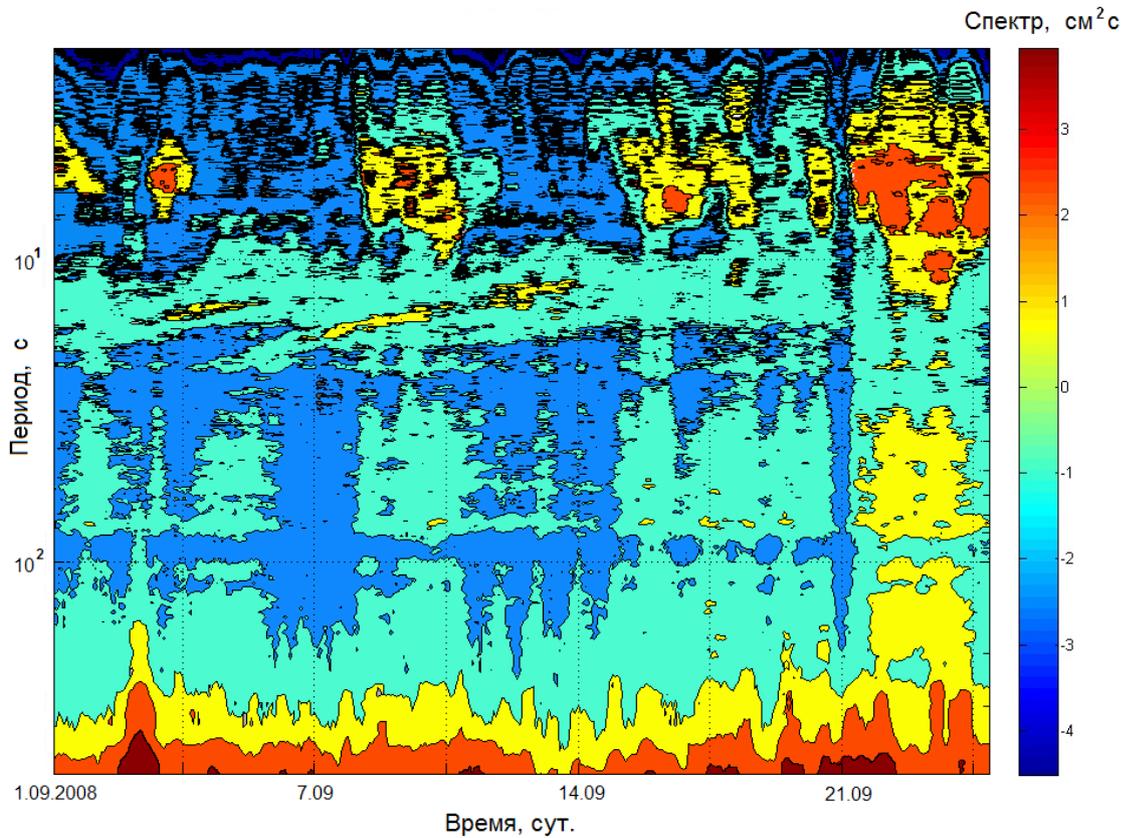


Рис. 3.9. Текущий спектр волнения в порту Корсаков за сентябрь 2008 г.

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; Kovalev et al., 2006]. Кроме того, было проведено изучение трансформации ветровых волн и зыби в узкой прибрежной полосе, приводящей к возникновению инфрагравитационных волн и явлению тягуна, заметно проявляющегося в порту, 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.

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. 3.2д. Измерения придонного гидростатического давления производились с дискретностью 3 секунды 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. 3.10. Видно, что помимо доминирующих в колебаниях уровня ветровых волн заметны также групповая структура волнения и более низкочастотные вариации.

На рис. 3.11 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, соответствующем ветровому волнению. Для всех рассмотренных случаев зыбь проявлялась слабо.

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. 3.12. 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. 3.11.

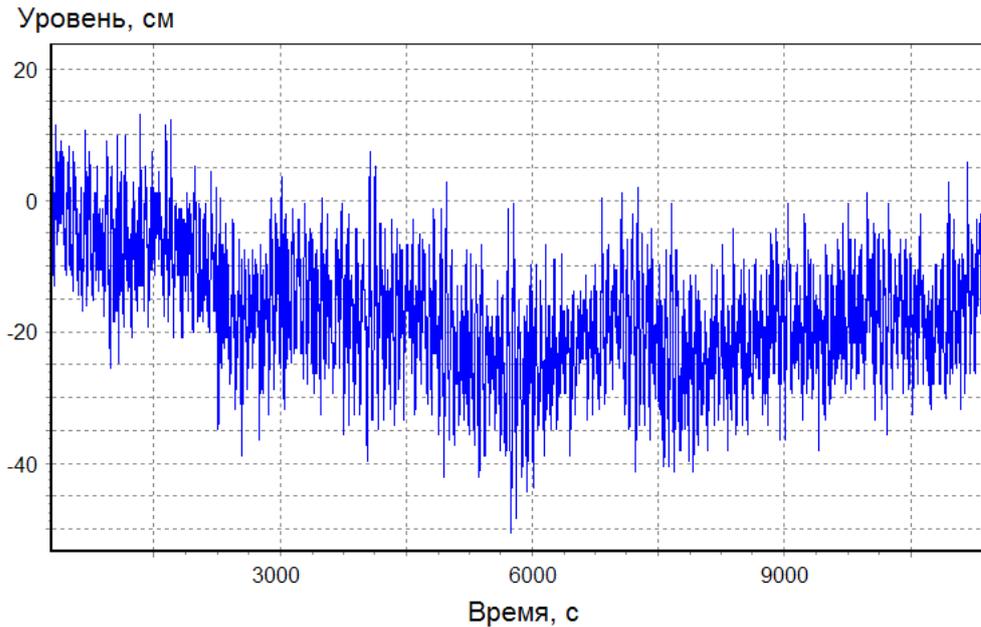


Рис. 3.10. Образец записи колебаний гидростатического давления (уровня моря) 2.10.05 с дискретностью 3 с для кабельной станции К2.

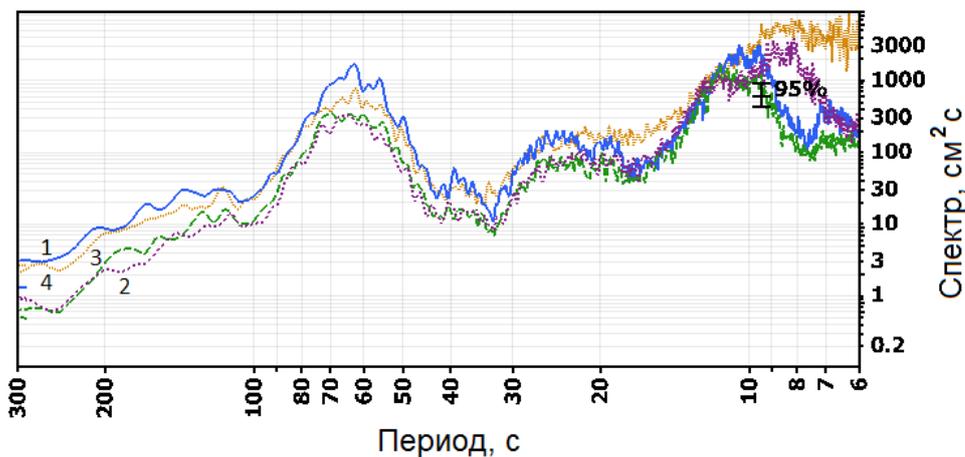


Рис. 3.11. Спектры колебаний уровня моря для станции К2. 1 – шторм 27.09.05, 2 – тихая погода 30.09.05, 3 – шторм 29.09.05, 4 – шторм 1.10.05. Из исходных данных вычтен предвычисленный прилив.

Был проведен анализ метеорологической ситуации для выяснения условий, способствующих развитию сильного тягуна. По данным СахУГМС была построена карта, приведенная на рис. 3.13. 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 .

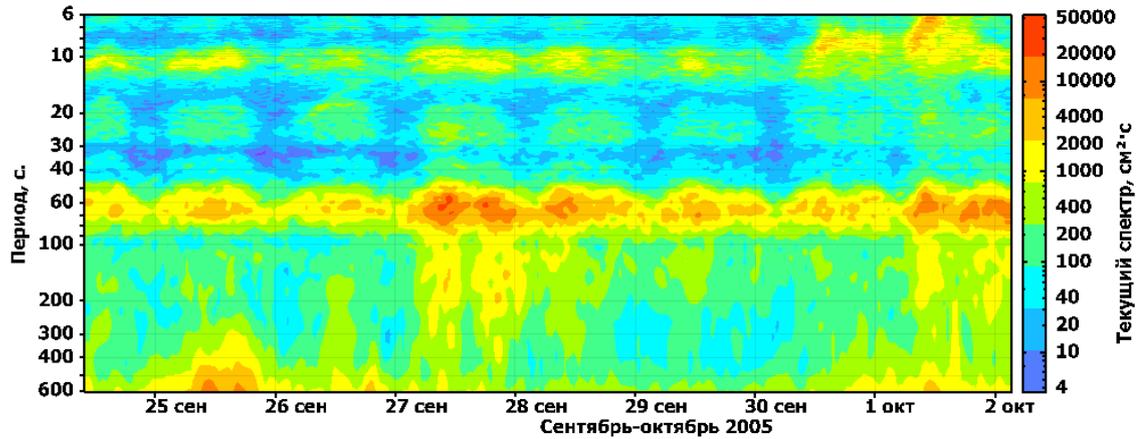


Рис. 3.12. Диаграмма текущего спектра волнения в порту Южно-Курильск за конец сентября–начало октября 2005 г.



Рис. 3.13. 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, полученные при проведении измерений в порту г. Холмск, выявленное усиление волн на отдельных периодах 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 пунктов от п. Горнозаводск на юге до п. Бошняково на севере исследуемой области. Приборы были установлены в конце мая 2008 года и сняты в конце сентября этого же года [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 приведена схема постановки измерителя в порту Углегорск.

Образец записи колебаний уровня моря с секундной дискретностью в ковше порта Углегорск представлен на рис. 3.14. 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 не было зарегистрировано не только ни одного цунами, но и значимых сгонно-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.

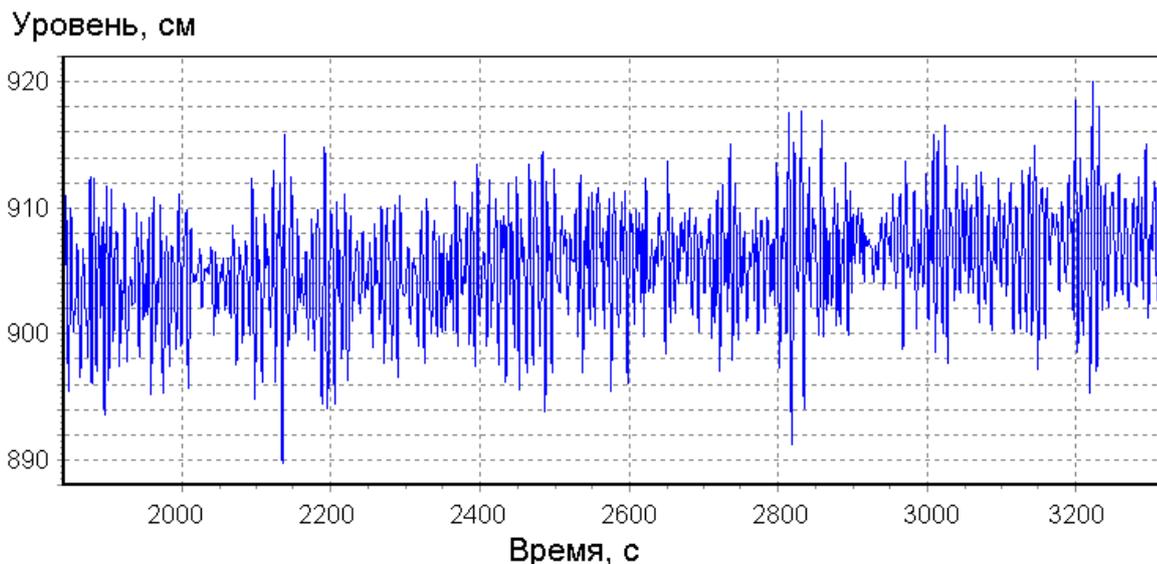


Рис. 3.14. Образец записи колебаний уровня моря с секундной дискретностью по результатам измерений в порту Углегорск.

Рассмотрим особенности резонансных колебаний ковша. Для этого проанализируем спектр колебаний уровня, вычисленный по записи волнения, сделанной в Углегорске (рис. 3.15), 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.

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, 53.9, 29.3, 15.8 с. 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 указывают 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 (табл. 3.1) близок к периоду низкочастотного колебания, обнаруженного по натурным данным.

Более подробно особенности резонансных колебаний ковша приведены на рис. 3.16.

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.

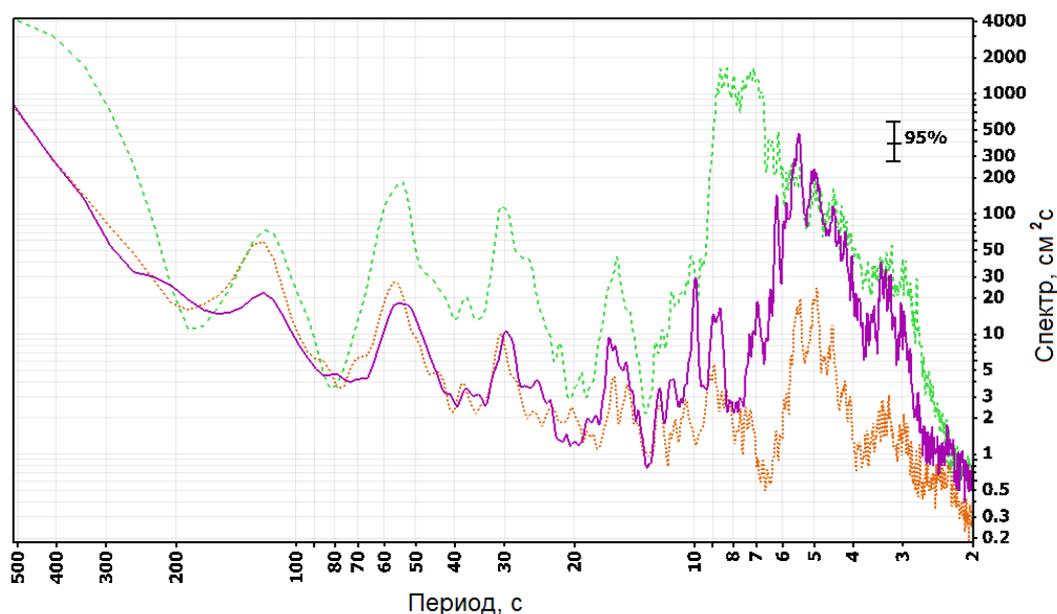


Рис. 3.15. Спектр колебаний уровня по записи волнения, сделанной в Углегорске для различных состояний моря: 1 – тихая погода, 2 – шторм, 3 – сильный шторм.

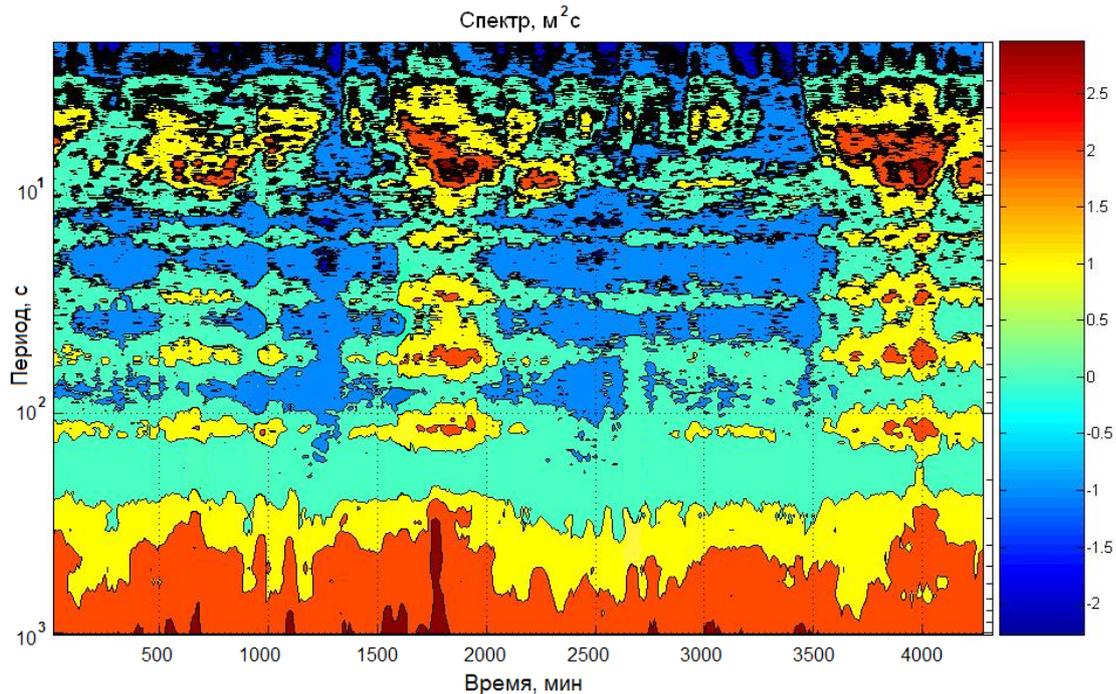


Рис. 3.16. Диаграмма текущего спектра по записи волнения, сделанной в Углегорске.

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.

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. ИНФРАГРАВИТАЦИОННЫЕ ВОЛНЫ ПРИ ЭКСТРЕМАЛЬНОМ СГОНЕ – НАГОНЕ У ЮЖНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОСТРОВА САХАЛИН

В работе [Като и др., 2003] рассмотрены сгонно-нагонные колебания уровня на юго-восточном побережье о. Сахалин для циклонов, проходящих через юг острова. Такие циклоны вызывают значимый сгон только в вершине залива Терпения, 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 (табл. 3.1), его можно отнести к сгонам редкой повторяемости с периодом один раз в 100 лет [Ковалев, 2013].

Таблица 3.1.

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
г. Поронайск	66.6±5.4	73.2±6.5	79.8±7.6
с. Стародубское	48.1+3.6	51.9+4.3	55.5+4.0
п. Вахрушево (район водозабора ГРЭС)	50.5	55.6	60.7

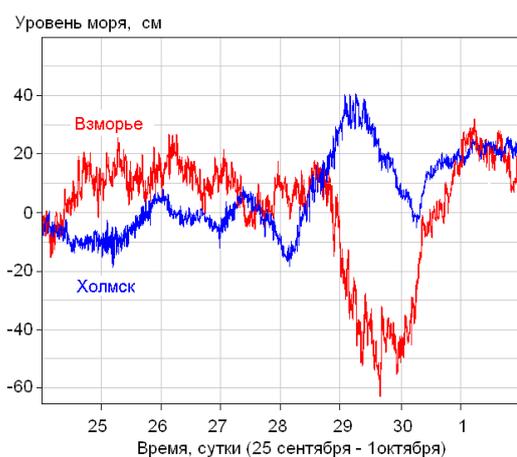


Рис. 3.17. Временной ход колебаний уровня моря на станциях № 36 (Холмск) и № 38 (Взморье).

невелики, среднеквадратическая амплитуда составляет 10–12 см. На их фоне резко выделяется значительное понижение уровня в районе пос. Взморье – до 60 см, которое было зарегистрировано двумя донными станциями, и синхронное повышение уровня в порту Холмска. Остаточные ряды для этих ситуаций приведены на рис. 3.17.

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. Стародубское, которое находится в 40 км южнее пос. Взморье, приведены в таблице 3.1. 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. 3.18. Видно, что циклон проходил над северной частью о. Сахалин, и поэтому ветра в южной части острова, направление которых приведено на рис. 3.18, 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.

После обнаружения отмеченного сгона в районе пос. Взморье были просмотрены 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 – 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

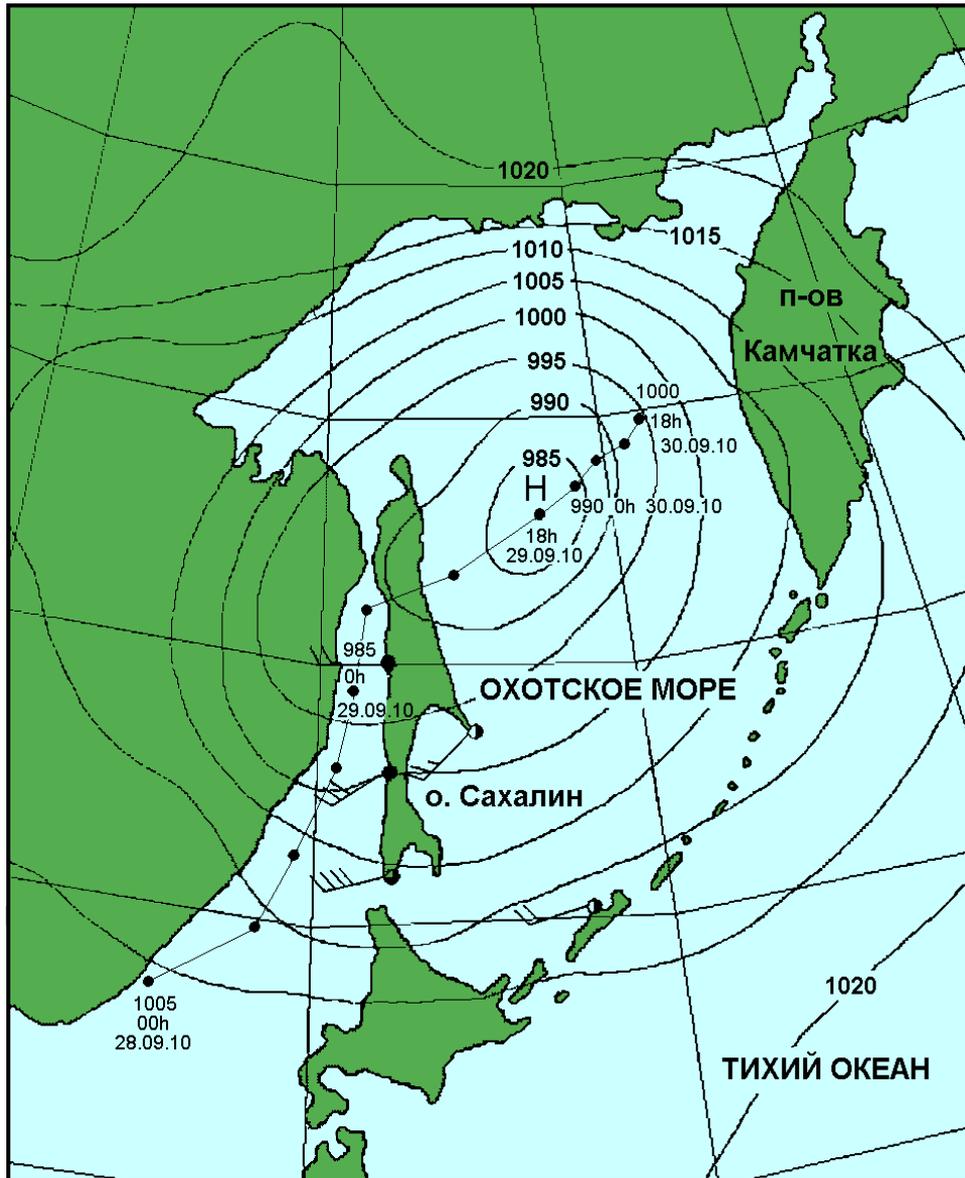


Рис. 3.18. Карта региона и путь циклона по данным СахУГМС. Изобары и данные по ветру относятся к синоптической ситуации на 18 часов 29.09.2010 (UTC). Линия с точками указывает путь циклона, точки нанесены через 6 часов.

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 120 часов (рис. 3.19). Видно, что во время существования сгона наблюдается возрастание энергии в достаточно широком диапазоне периодов от 14 до 120 часов с максимумом около 55 часов. При затухании сгонной волны происходит раздвоение максимума и образуются пики с периодами около 80 и 50 часов, что подтвердил и расчет энергетических спектров колебаний уровня моря.

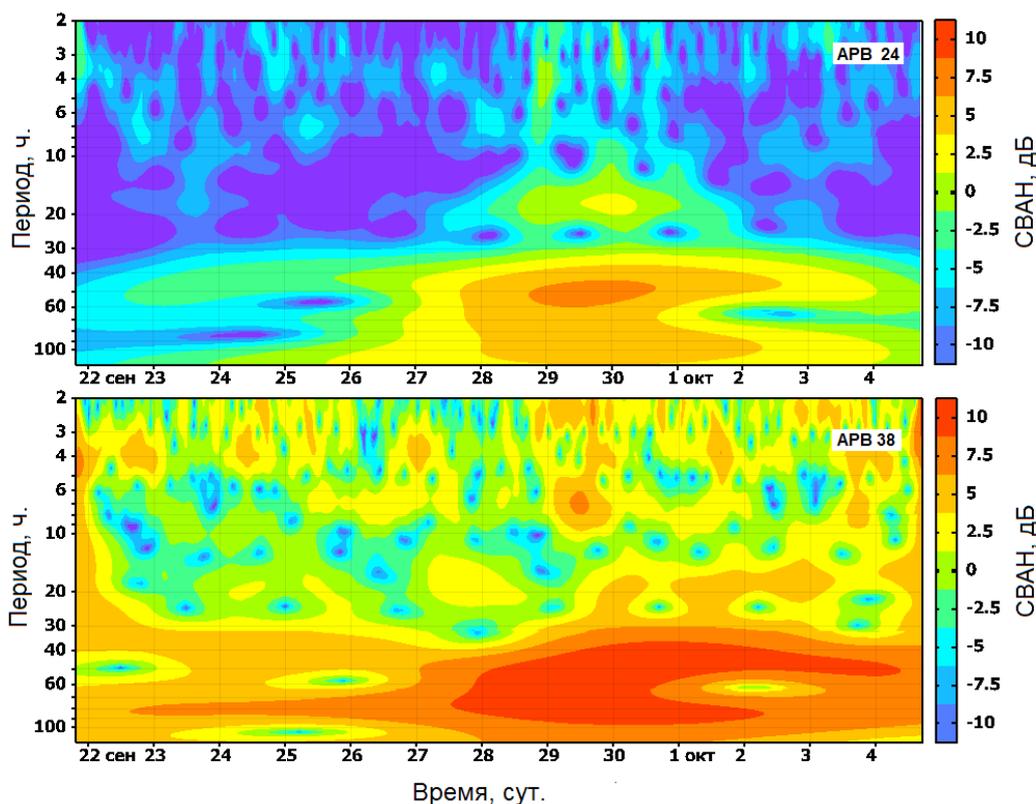


Рис. 3.19. СВАН-диаграммы колебаний уровня для времени сгона.

Полученные во время сгона данные по волнению моря с целью обнаружения аномальных колебаний были подвергнуты спектральному и спектрально-временному анализу. На рис. 3.20 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 секунд 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. 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 ветер гасит ветровые волны и зыбь, распространяющиеся ему навстречу.

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 об эффективной генерации этих волн в условиях наличия широкого спектра ветровых волн и зыби с большой энергией.

Для более детального анализа высокочастотной части спектра волнения были рассчитаны спектры волнения по 6-ти часовым отрезкам в течение сгона. Результаты расчета приведены на рис. 3.21. 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.

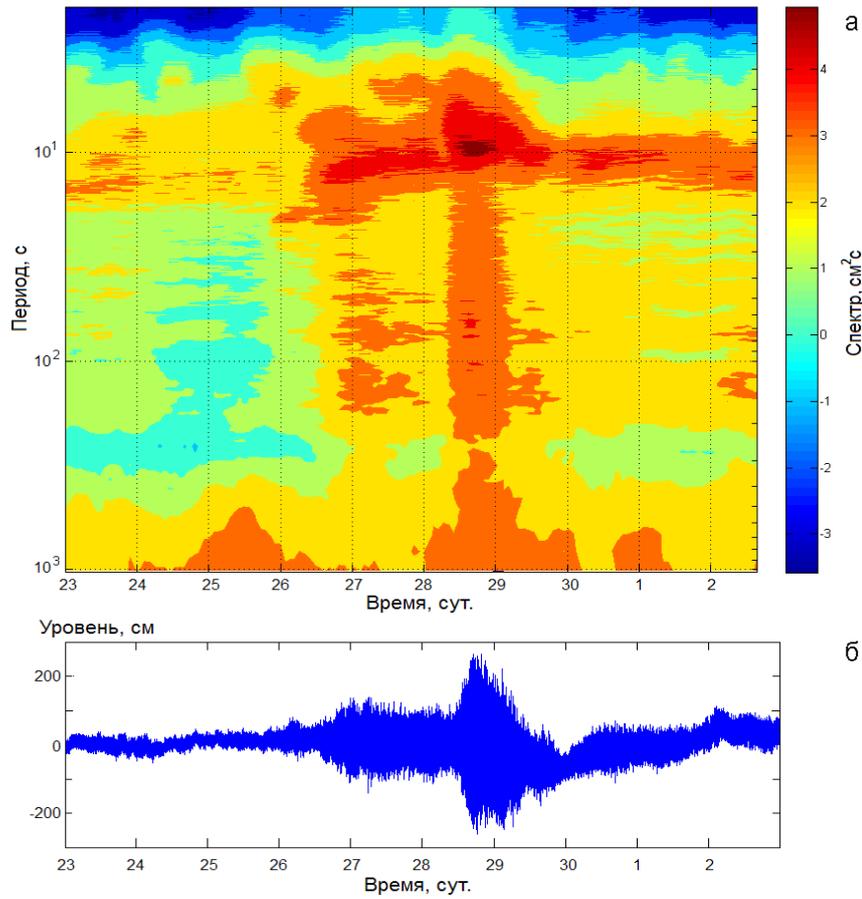


Рис. 3.20. Текущий спектр (а) и временной ход (б) колебаний уровня моря с секундной дискретностью и вычтенным приливом.

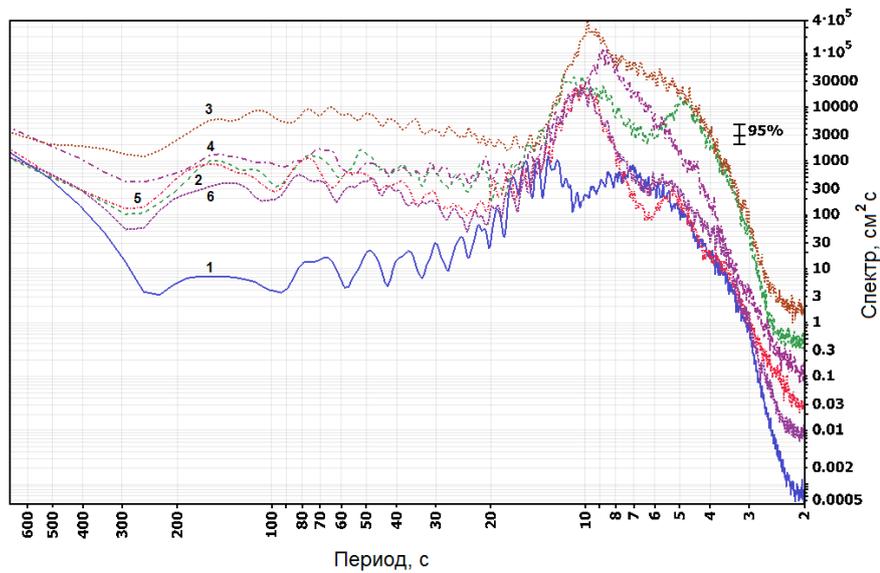


Рис. 3.21. Энергетические спектры колебаний уровня в течение сгона и при тихой погоде. 1 – 25.09 с 0 до 6 часов (тихая погода), 2 – 28.09 с 0 до 6 часов, 3 – 28.09 с 18 до 24 часов, 4 – 29.09 с 6 до 12 часов, 5 – 29.09 с 18 до 23 часов, 6 – 30.09 с 18 до 24 часов.

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].

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 250 с, при развитом волнении 16 – 300 с, 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 и 150 с), что также хорошо заметно и на текущем спектре (рис. 3.20). 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, почти не различаются энергией в диапазоне периодов от примерно 7 минут и длиннее и для тихой погоды, и первых суток шторма, и после окончания сгона. Для шторма в начале сгона энергия колебаний в этом же диапазоне выше на 0.5 порядка.

Спектральный анализ ряда данных, содержащих нагон в Холмске с 28 сентября по 1 октября 2010 г., который происходил синхронно со сгоном, рассмотренным выше, не показал изменения энергии ИГ волн для различных фаз шторма и нагона в зависимости от энергии зыби, трансформированной ИГ волнами, и составил около 25 %. Для тихой погоды эта оценка составляет всего 5 %.

Периоды основных пиков ИГ волн для рассматриваемой ситуации также достаточно стабильны и мало зависят от энергии шторма, по-видимому, потому, что определяются резонансными свойствами акватории. Энергия ИГ волн напрямую связана с энергией волнения, поскольку обязана своим происхождением трансформации ветровых волн и зыби, энергия которых как раз и определяется силой шторма.

ГЛАВА 4

ВОЗБУЖДЕНИЕ КРАЕВЫХ ВОЛН АТМОСФЕРНЫМИ ВОЗМУЩЕНИЯМИ НА ЮГО-ВОСТОЧНОМ ШЕЛЬФЕ ОСТРОВА САХАЛИН И АНОМАЛЬНЫЕ КОЛЕБАНИЯ В БУХТЕ ВИТЯЗЬ ПРИМОРСКОГО КРАЯ

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.



Рис. 4.1. Схема изучаемого участка юго-восточного побережья о. Сахалин. Показано положение автономных регистраторов волнения – донных станций.

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 (№ 32) был установлен непосредственно в ковше бывшего рыбозавода с. Охотское (рис. 4.1). Три из них были подняты 28 сентября, датчик № 57 сразу поднять не удалось (он находился ближе всего к берегу и был замыт 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. Прибор № 37, который был выставлен в районе устья протоки Красноармейская, соединяющей озеро Тунайча с морем, найти не удалось.

На рис. 4.1 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 акватории, прилегающей к с. Охотское.

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. 4.2), причем подобные структуры наблюдались достаточно часто. Вариации уровня с близкими периодами были отмечены 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), короче и состояли из 3–5 колебаний.

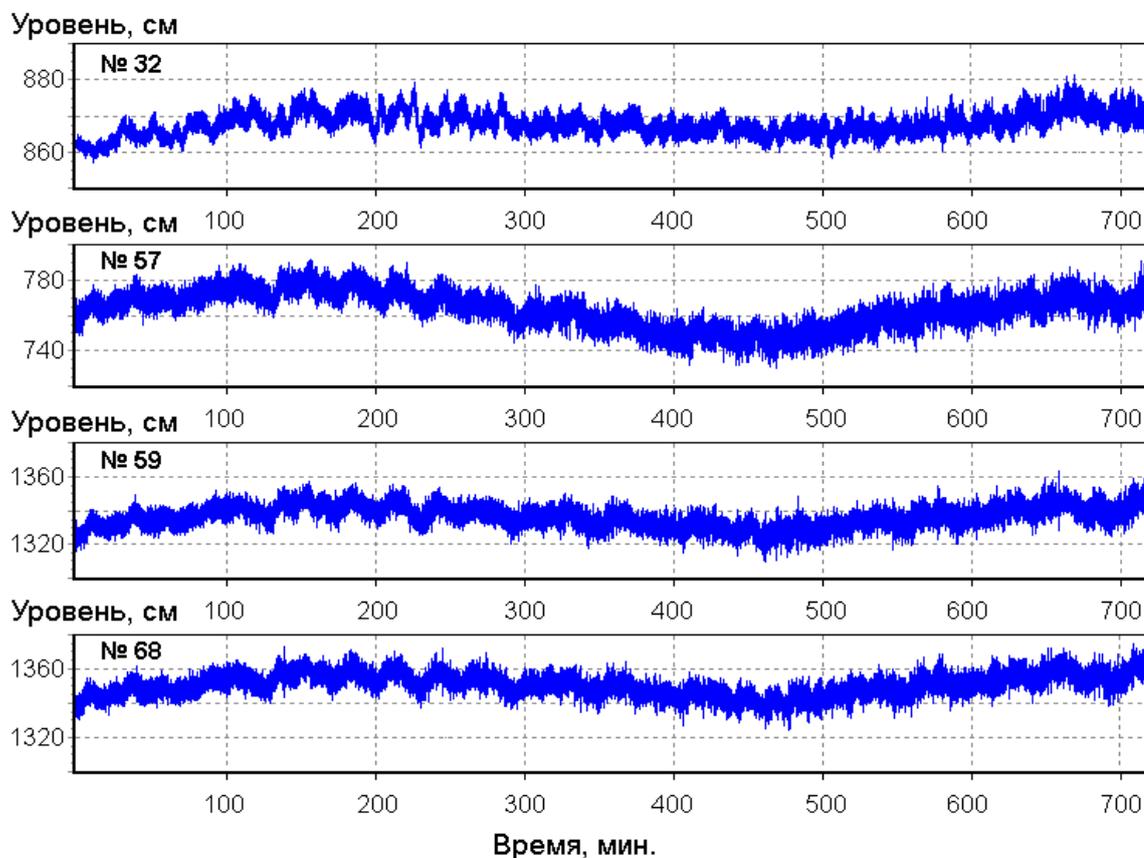


Рис. 4.2. Образцы синхронных записей колебаний уровня 20.06.11 для четырех станций, содержащие хорошо выраженные пакеты низкочастотных колебаний.

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.

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.

4.1. 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. 4.3).

В текущем спектре станции № 68 (рис. 4.3) 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. 4.3) также видно наличие устойчивой связи длинноволновых процессов с периодами около 10.7 минут. Причем когерентность между рассматриваемыми процессами 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. 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 анализ дисперсионной диаграммы длинноволновых процессов в изучаемом районе в предположении цилиндрического рельефа с некоторым характерным профилем изменения глубины в зависимости от расстояния от берега. 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. Пространственная структура этих колебаний с двумя параллельными берегу полосами более значимых амплитуд узловой линией между ними (рис. 4.4) 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.

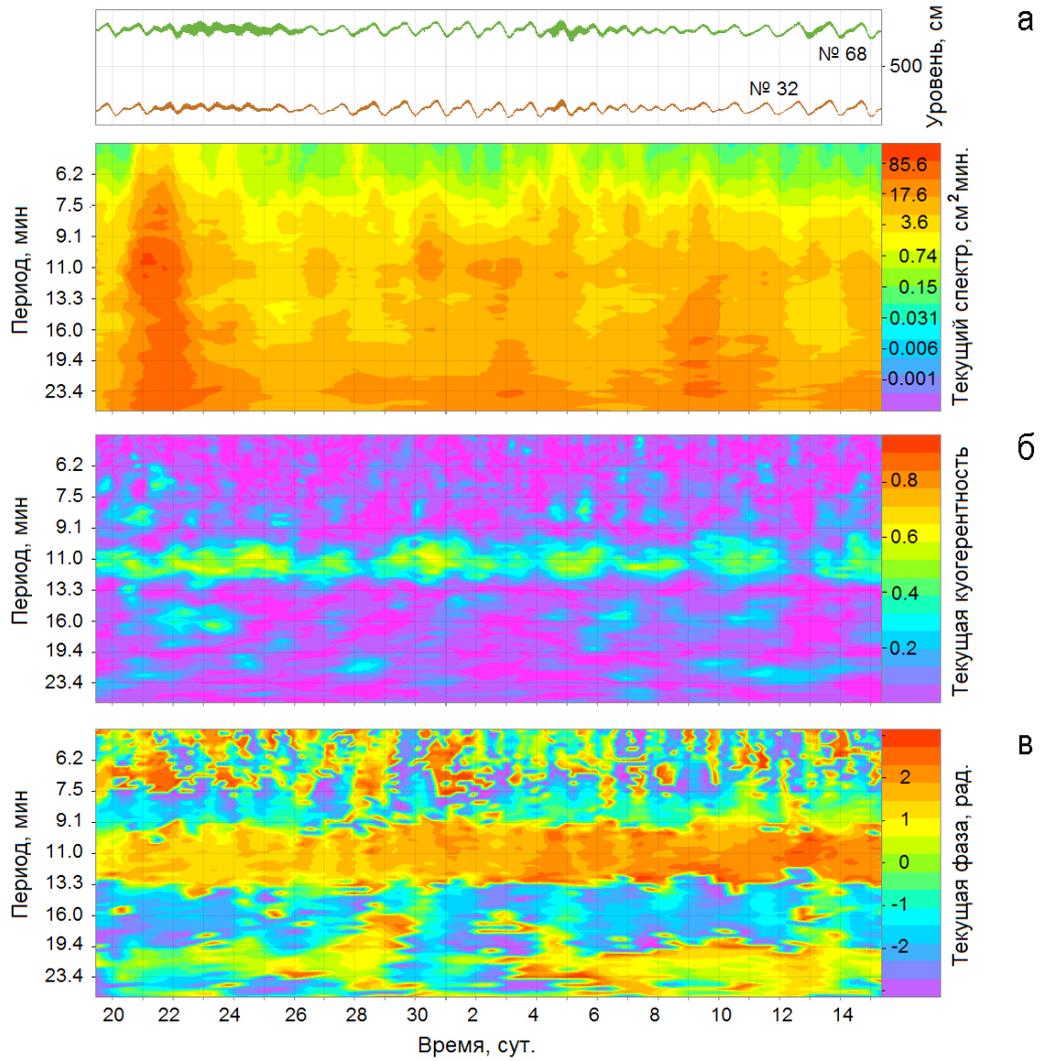


Рис. 4.3. Текущий спектр колебаний уровня моря для станции № 68 (а) и текущие когерентность (б) и фаза колебаний уровня моря (в) для станций № 32–№ 68.

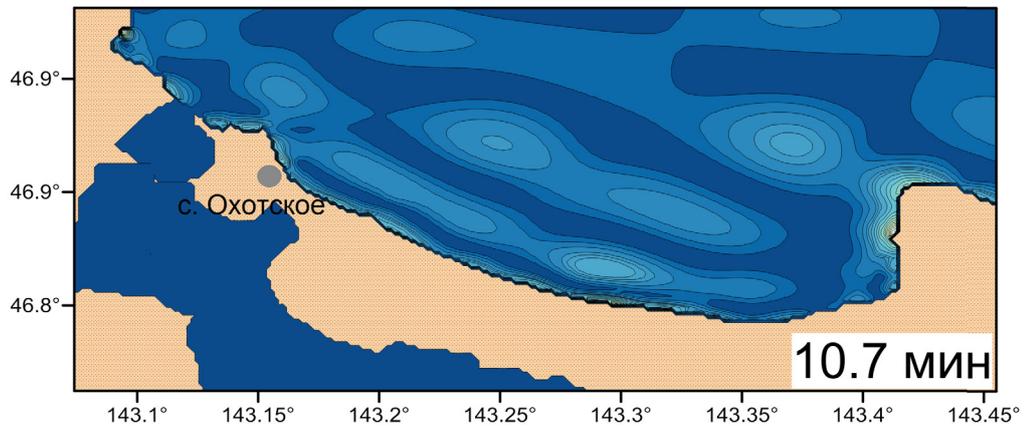


Рис. 4.4. Мода с периодом 10.7 мин для района с. Охотское. Расчет А. Лоскутова.

Представляют 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.

Следует отметить, что исследование особенностей волновых процессов вблизи берега на стационаре «Остромысовка» ИМГиГ ДВО РАН проводилось с 2000 по 2009 годы [Ковалев и др., 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.

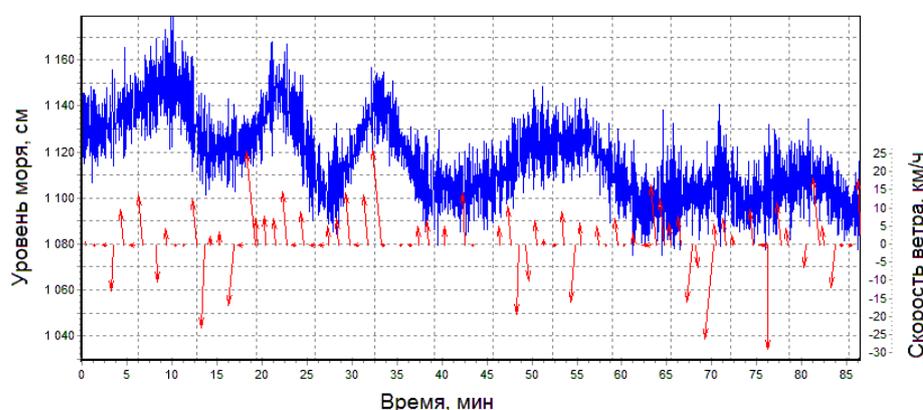


Рис. 4.5. Синхронные записи скорости ветра и колебаний уровня моря.

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. 4.5) [Ковалев и др., 2015] 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.

Анализ функции когерентности между уровнем и ветром (рис. 4.6) показал наличие хорошо выделяющегося пика на периодах около 10.7 минут, однако его величина была ниже 95 %-ного доверительного уровня.

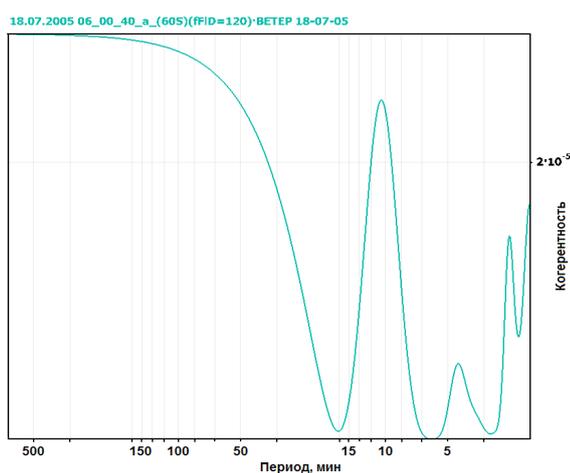


Рис. 4.6. Когерентность ветер – уровень моря для Остромысовки, 18.07.2005 с 6:00 до 10:00 (число степеней свободы 22).

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 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-ом километре автомобильной дороги.

4.2. ЗАХВАТ ВОЛН РЕЗОНАНСНОЙ ПРИБРЕЖНОЙ АКВАТОРИЕЙ

Вблизи морской береговой границы выделяют один из основных эффектов, имеющий большое значение, – «захват» волновой энергии, при котором шельфовая зона играет роль волновода, способного переносить волновые возмущения на большие расстояния без существенной потери энергии. Для баротропных движений одним из основных типов топографического захвата является гравитационный захват в области мелководья – краевые волны (гравитационные волны Стокса) [Ефимов и др., 1985]. Вследствие уменьшения фазовой скорости гравитационных волн на мелководье происходит эффект захвата, аналогичный эффекту полного внутреннего отражения в оптике, образуются краевые волны. И одной из задач проведения натуральных исследований Институтом морской геологии и геофизики ДВО РАН в прибрежной зоне моря как раз и является экспериментальное изучение условий захвата и генерации краевых волн.

Экспериментальные исследования, выполненные на юго-восточном побережье о. Сахалин и описанные в предыдущем параграфе, выявили наличие колебаний с периодами около 10.7 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 [Рабинович, 1993]. 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).

В работе [Ковалев и др., 2015] показано также, что на анализируемой длине рядов колебаний уровня моря в 1 месяц наблюдается рост разности фаз между станцией № 32 и группой удаленных станций, в частности № 68. Такое явление наблюдается нами впервые, может быть потому, что в предыдущих экспериментах расстояние между станциями не превышало нескольких сотен метров и заметить на этом расстоянии данный эффект не представлялось возможным. Представляет интерес анализ поведения фазы на длинных рядах и интерпретация полученных результатов, которые изложены в работе [Kovalev, Kovalev, 2017].

С использованием полученных наблюдений был проведен спектральный и взаимно спектральный анализ рядов за весь период наблюдений с акцентом на волновые процессы с периодами около 10.7 минут. Рассмотрим результаты расчета спектральных характеристик для пары станций № 32–№ 68.

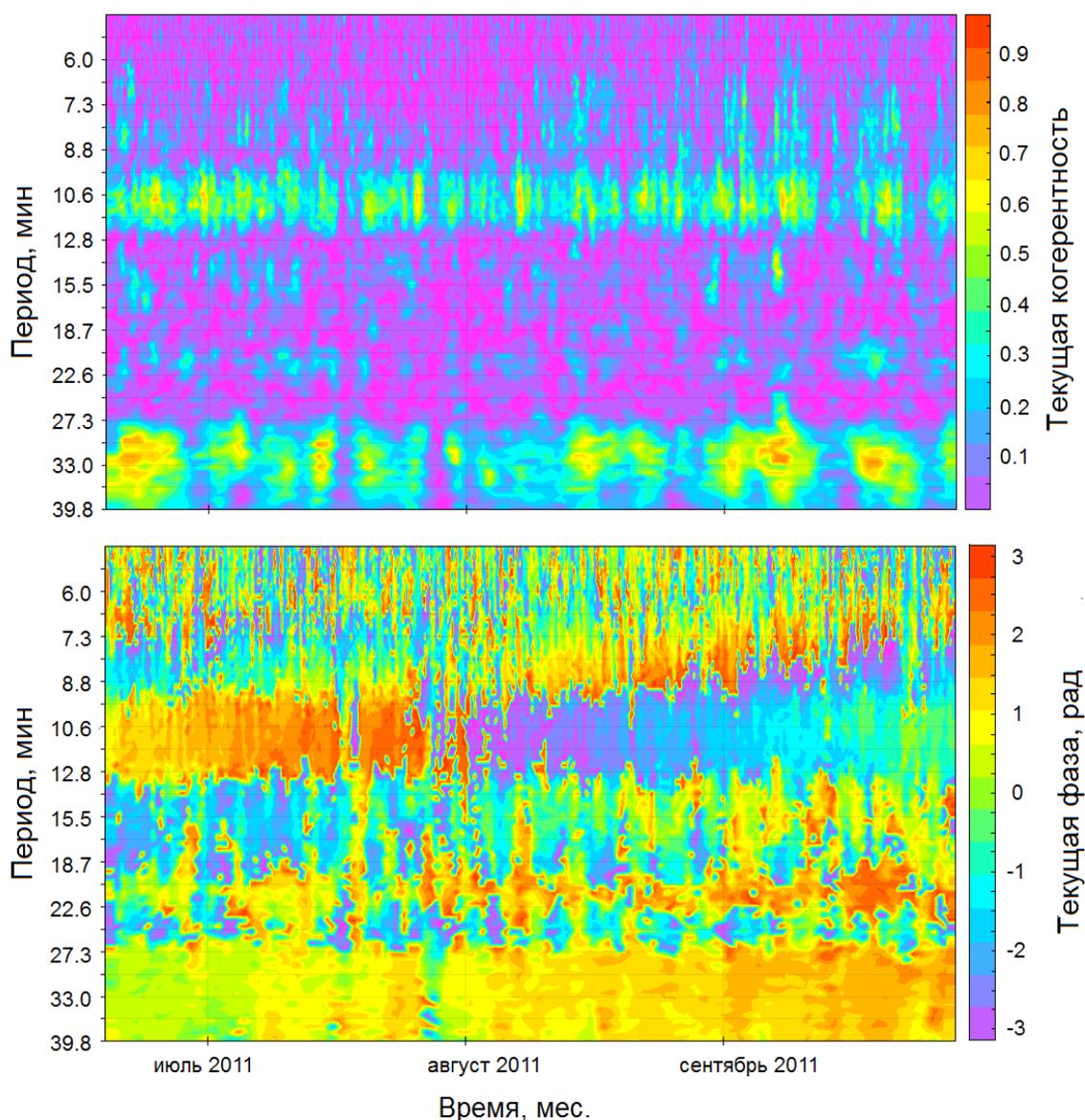


Рис. 4.7. Текущие когерентность и фаза колебаний уровня моря для станций № 32–№ 68.

На графиках текущей когерентности и фазы за период более 3-х месяцев для станций № 32 и 68 (рис. 4.7) видно наличие устойчивой связи длинноволновых процессов с периодами около 10.7 минут с достаточно высокой когерентностью между рассматриваемыми станциями – от 0.4 до 0.6. При этом отметим также интересную особенность текущей фазы, а именно ее изменение в течение времени наблюдений.

Из рис. 4.7 видно, что текущая фаза непрерывно растет. Расчет разности фаз колебаний между станциями № 32 и № 68, вычисленных по двухсуточным отрезкам с окном 2 часа для интервалов 15 суток, также показал рост фазы в диапазоне периодов колебаний около 10.7 минут (рис. 4.8, выделенная штриховкой область). К сожалению, более детальный рисунок изменения фазы, аналогичный рис. 4.7, не может быть получен из-за ограничений, накладываемых алгоритмом взаимноспектрального преобразования вследствие малого числа данных ряда для десятиминутной дискретности.

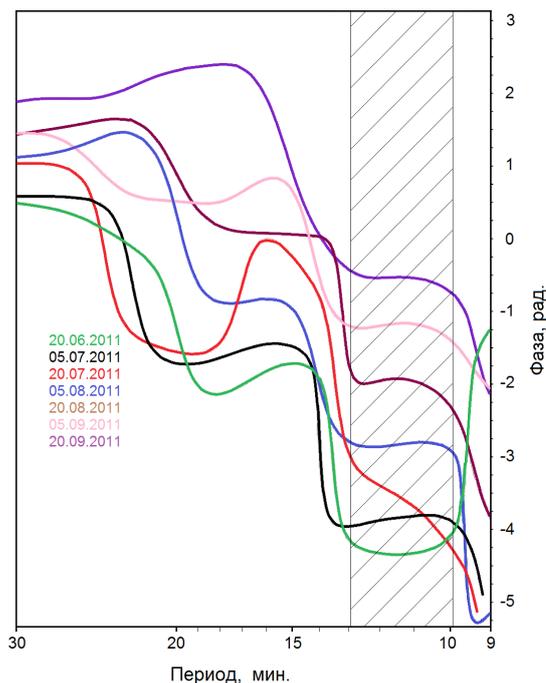


Рис. 4.8. Разность фаз колебаний между станциями № 32 и № 68, вычисленных по суточным отрезкам с окном 2 часа для интервалов 15 суток.

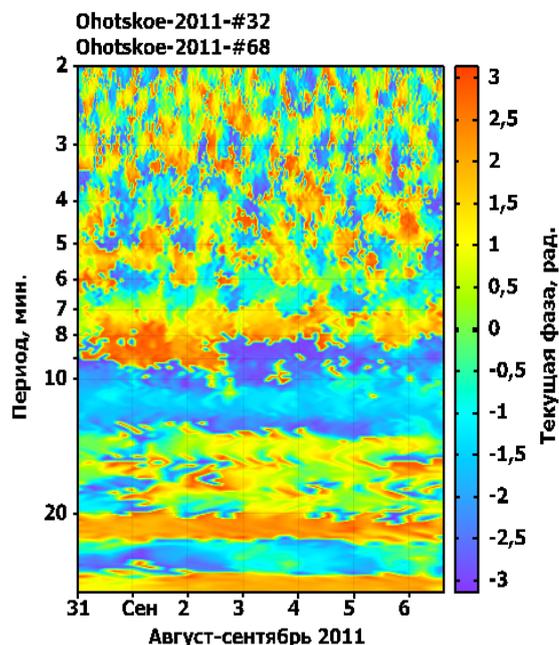


Рис. 4.9. Детальный фрагмент текущей фазы датчиков № 32 и № 68. На периодах около 10,7 минут хорошо различимы перескоки фазы.

Представляет интерес неограниченный рост фазы, который хорошо прослеживается на рис. 4.7 и рис. 4.8. Следует отметить, что при суточном осреднении (рис. 4.8) рост фазы достаточно равномерный. В то же время, для разности фаз, вычисленной по 2-х часовым отрезкам, наблюдается резкое изменение фазы с периодом около 10 часов (рис. 4.9). Было сделано предположение, что рост фазы связан, по-видимому, с тем обстоятельством, что осциллятор (резонансная прибрежная акватория) синхронизируется волной, возбужденной ветром и имеющей период, близкий к периоду собственных колебаний прибрежной акватории.

4.3. МОДЕЛЬ ВЫНУЖДЕННОЙ СИНХРОНИЗАЦИИ

Для объяснения отмеченного роста фазы рассмотрим синхронизацию регулярной автоколебательной системы (прибрежной акватории) внешней периодической силой – возбужденной ветром волной. Считается, что осциллятор синхронизируется внешним периодическим воздействием, если его наблюдаемая частота становится равной частоте внешнего сигнала [Осипов, Половинкин, 2005]:

Наиболее соответствующим рассматриваемому, является случай слабого и произвольного периодического воздействия на регулярную автоколебательную систему – осциллятор Ван дер Поля. Если амплитуда внешней силы мала ($\epsilon \ll 1$), то задача о вынужденной синхронизации системы может быть проанализирована в рамках следующей модели [Осипов, Половинкин, 2005]:

$$\dot{\varphi} = \omega_0 + \epsilon q(\varphi - \varphi t), \quad (1)$$

где $\omega_0 = 2\pi/T_0$ – частота периодических колебаний осциллятора (T_0 – предельный цикл автономной системы), q – 2π -периодическая функция φ и $\omega = 2\pi/T$ – частота внешней силы с амплитудой ε [Пиковский и др., 2003].

После введения разности θ между фазой внешней силы ωt , фазой колебаний φ и усреднения уравнения (1) за период колебаний внешней силы, получим:

$$\dot{\theta} = \delta - \varepsilon q(\theta), \quad (2)$$

где $\delta = \omega_0 - \omega$ – частотная расстройка. В самом простом случае (для квазигармонических колебаний) $q(\theta) = \sin \theta$. В этом случае уравнение (2) примет вид:

$$\dot{\theta} = \varepsilon \sin \theta = \delta. \quad (3)$$

Введем параметр $\Delta = \delta/\varepsilon$ и новое время $t' = \varepsilon t$. Тогда уравнение (3) переписется в виде:

$$\dot{\theta} + \sin \theta = \Delta. \quad (4)$$

При $|\Delta| > 1$ модель (4) не имеет состояний равновесия. Имеет место неограниченное нарастание переменной θ . В этом случае систему (4) называют активный ротатор. В уравнении (4) при $|\Delta| < 1$ существует два состояния равновесия: устойчивое и неустойчивое. Это условие также определяет область захвата – область существования синхронного режима. При этом разность между фазой внешнего сигнала и фазой подверженного воздействию осциллятора – фазовое рассогласование – есть постоянная величина, равная $\arcsin \Delta$, т.е. имеет место строгий фазовый захват.

В уравнении (4) при $\Delta = 1$ происходит бифуркация слияния состояний равновесия и имеет место одно состояние равновесия с координатой $\bar{\theta} = \pi/2$. В области $|\Delta| > 1$ состояний равновесия нет, и разность фаз растет неограниченно. Такой режим называется режимом биений. Характер нарастания разности фаз зависит от параметра Δ . Если $|\Delta|$ немного больше 1, то рост $\theta(t)$ представляет собой чередование сравнительно длинных участков практически не меняющейся разности фаз (соответствующие сохранению синхронного режима в течение некоторого времени) с короткими участками ее быстрого роста – скачками на 2π , которые называют фазовыми проскоками. Т.е. в этом случае рост фазы существенно неравномерен на различных временных интервалах. С ростом $|\Delta|$ длина интервалов почти постоянной фазы становится меньше, и при достаточно большом его значении фаза растет практически равномерно.

Применительно к обнаруженному неограниченному росту фазы (рис. 4.7) был проведен более детальный анализ ее роста и установлено, что фаза растет неравномерно, на участках с высокой когерентностью на периодах около 10.7 мин наблюдаются перескоки.

По взятому из рис. 4.9 и данных детального расчета фазы периоду перескока, равному приблизительно 640 минутам и являющегося к тому же периодом биений, определена расстройка системы $\Delta = 1.0014$ и выполнено численное решение уравнения (4). Оно показало, что при данной величине расстройки фаза будет расти нелинейно, а с перескоками, что и подтверждает рис. 4.9.

Также был выполнен численный расчет осциллятора Ван дер Поля для полученных из натуральных экспериментов параметров, описываемый системой обыкновенных дифференциальных уравнений:

$$\begin{aligned}\dot{x} &= y, \\ \dot{y} &= -\omega_0^2 x + \mu(1-x^2)y,\end{aligned}\quad (5)$$

где ω_0 – частота колебаний и параметр нелинейности (вязкого трения системы) $\mu \geq 0$, управляющий формой колебаний. При этом $\omega_0 = 0.009954$, $\omega = 0.009787$, $\omega = 0.0005$ н*с/м, $\varepsilon = 0.012$ н (0.5 амплитуды силы внешнего генератора и шаг интегрирования 1 с). В результате получен фазовый портрет системы (рис. 4.10), график колебаний и разности фаз, который также показал наличие биений и перескок фазы.

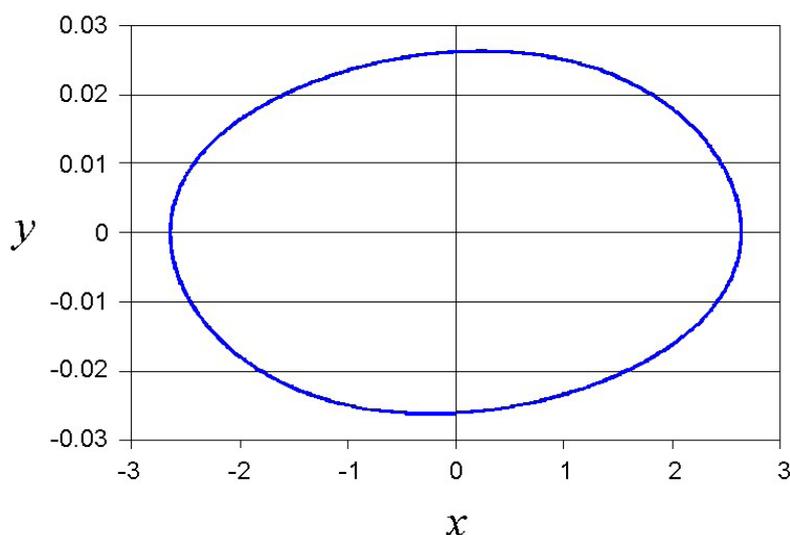


Рис. 4.10. Фазовый портрет системы осциллятора Ван дер Поля.

Фазовый портрет системы показал, что в рассматриваемом случае колебания осциллятора Ван дер Поля слабо-нелинейные и близки к гармоническим, поэтому в его спектре мощности доминирует только одна – собственная – частота осциллятора ω , в то время как колебания сильно нелинейного осциллятора ($\mu \gg 1$) носят релаксационный характер; спектр мощности таких колебаний содержит также комбинационные частоты.

Следует также отметить, что квазигармонический предельный цикл устойчив в поперечном направлении, так как возмущение амплитуды затухает [Осипов, Половинкин, 2005]. При движении в касательном направлении, то есть при изменении фазы, имеет место безразличное равновесие: нет ни устойчивости, ни неустойчивости. Поэтому фазе колебаний соответствует нулевой ляпуновский показатель, который характеризует состояние равновесия, и фаза может легко управляться внешним воздействием, что является крайне важным при достижении синхронного режима.

4.4. 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, обусловленных 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 в 2009 году была проведена постановка двух автономных регистраторов волнения (прибор 27 и 38) в бухте Витязь Приморского края (рис. 4.11) 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 предназначены 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 гидростатического давления (рис. 4.12) и температуры (рис. 4.13) за 13 августа – 19 сентября 2009 года. Выбор данного отрезка времени обусловлен рядом интересных особенностей. На записях (рис. 4.12) хорошо видно резкое изменение уровня, произошедшее 31 августа. До этого времени прослеживается чистый баротропный прилив, суточная и полусуточная гармоники по обоим АРВ. Затем на более мелководном АРВ происходит смена приливного режима. Так же для датчика № 27 по данным давления на графике виден резкий скачок, очевидно, что датчик был перемещен либо волнением, либо, что более вероятно, под влиянием человеческого фактора.



Рис. 4.11. Карта района расположения бухты Витязь (а) и схема постановки АРВ (б).

На синхронных записях температуры (рис. 4.13) 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.

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.

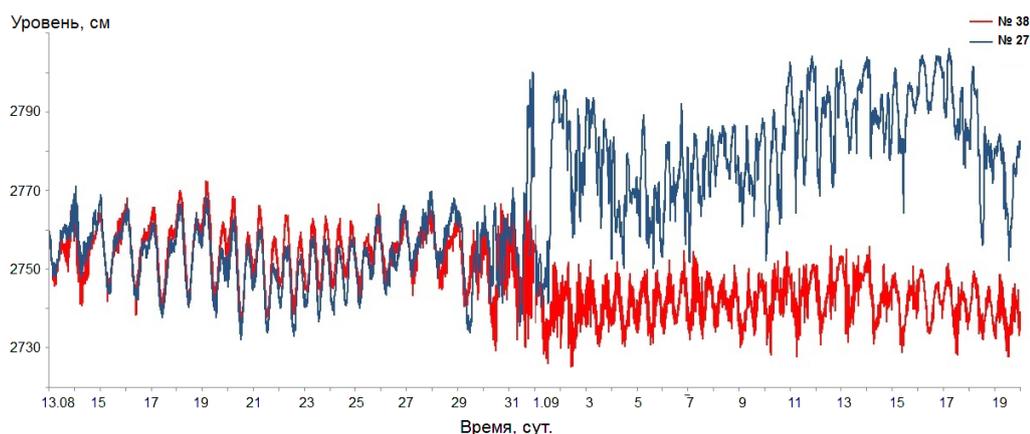


Рис. 4.12. Записи гидростатического давления по двум датчикам № 27 и № 38.

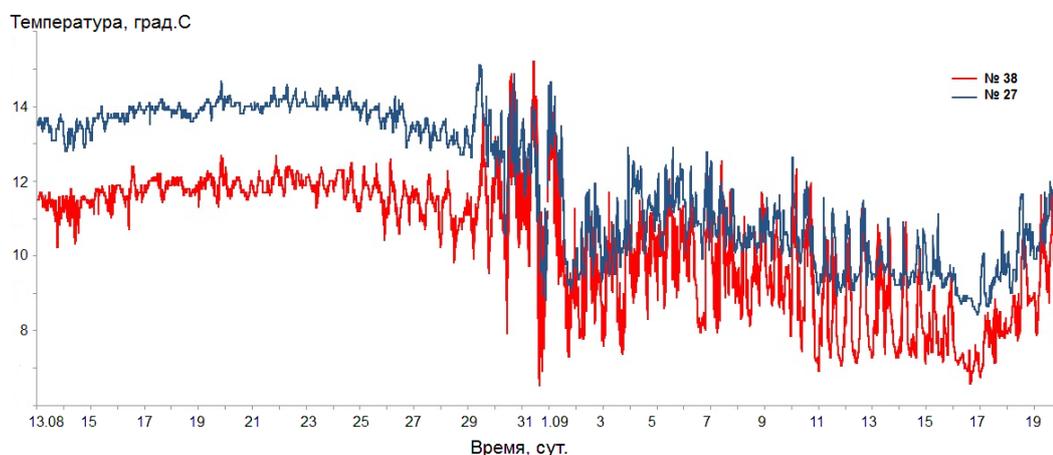


Рис. 4.13. Записи температуры по двум датчикам № 27 и № 38.

По полученным данным давления были вычислены спектры и построены СВАН диаграммы колебаний уровня моря и температуры для указанных отрезков времени (рис. 4.14–4.15). На СВАН диаграммах уровня для мористого датчика хорошо различаются гармоники прилива суточная и полусуточная, которые разрушаются, 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.

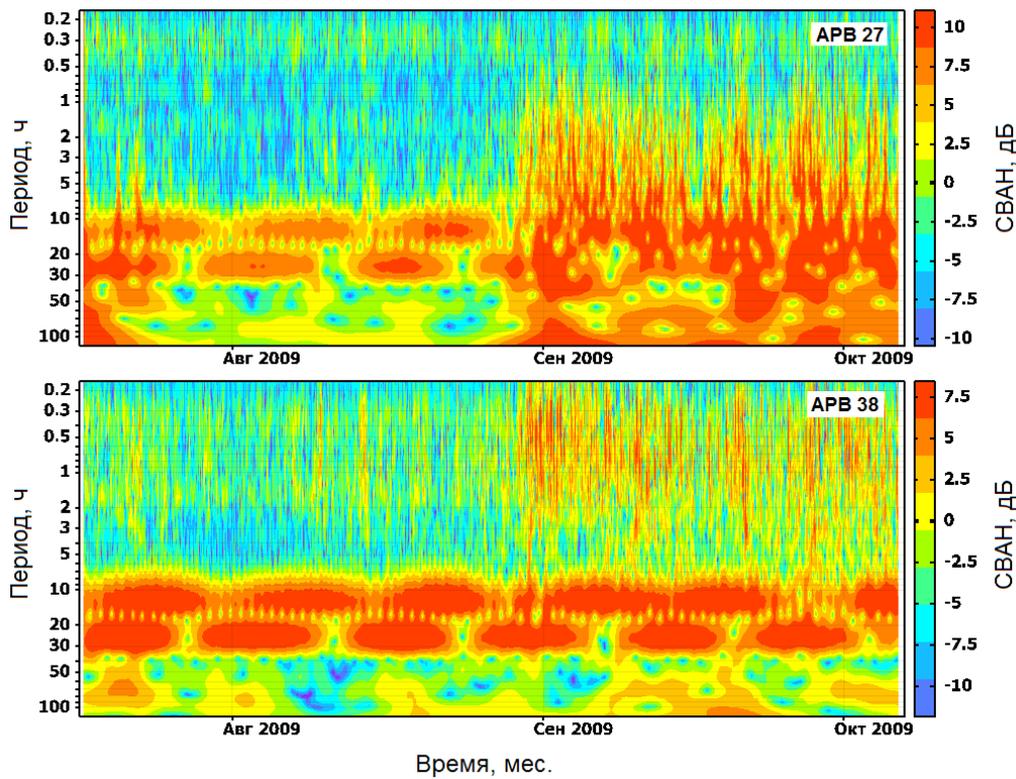


Рис. 4.14. СВАН–диаграммы для отрезков записей колебаний уровня 17 июля – 6 октября 2009.

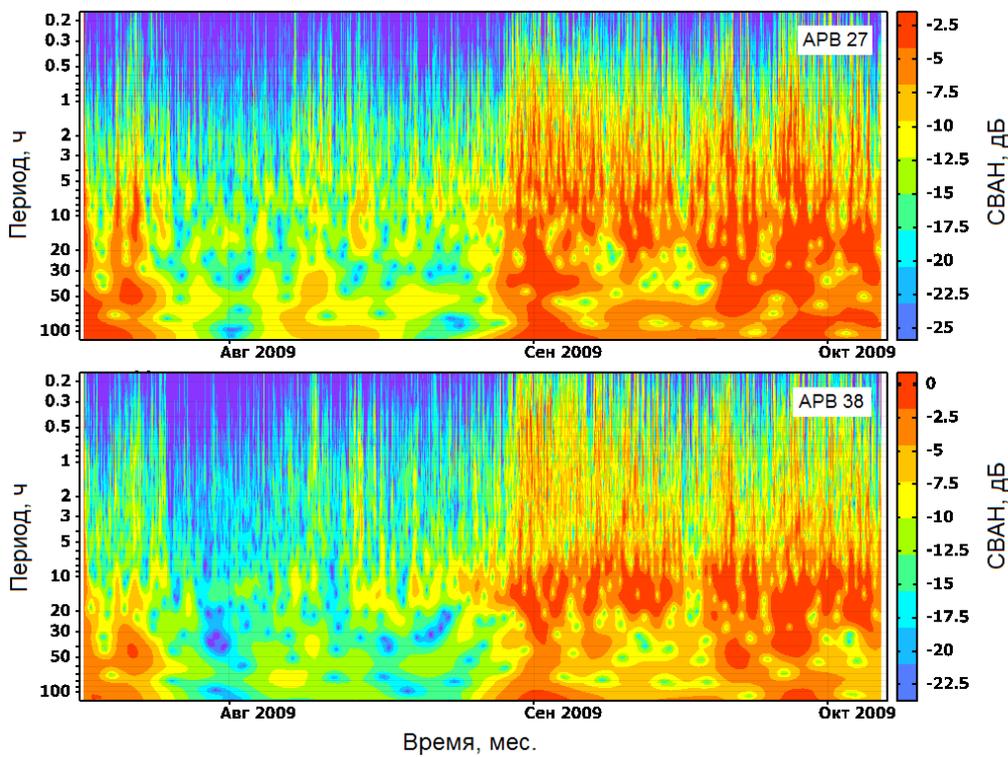


Рис. 4.15. СВАН–диаграммы для отрезков записей колебаний температуры 17 июля – 6 октября 2009.

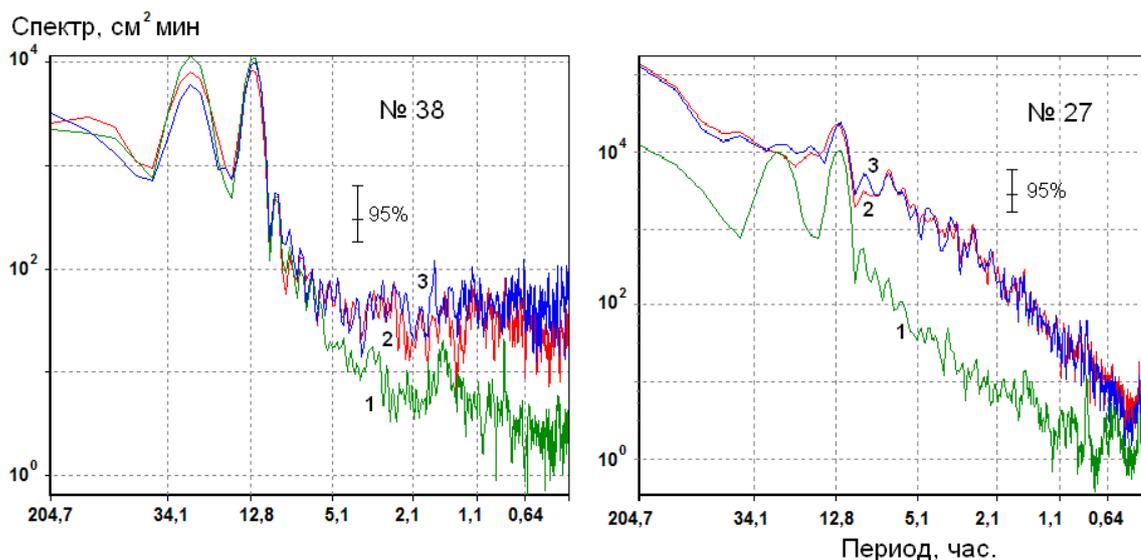


Рис. 4.16. Энергетические спектры колебаний уровня моря для станций № 38 и № 27. 1 – до подхода холодной воды; 2, 3 – после прихода холодной воды.

СВАН–диаграммы для температуры, приведенные на рис. 4.15, 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. 4.16. 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.

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.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе рассмотрены результаты экспериментальных исследований особенностей генерации инфрагравитационных и краевых волн в прибрежной зоне. Эти волновые процессы могут приводить к разрушению берегов, возникновению явления тягуна и поэтому представляют опасность для прибрежных инженерных сооружений и судов в бухтах.

На основе анализа регистрируемых параметров волнения и его спектральных характеристик, а также существующих отечественных и зарубежных регистраторов волнения рассмотрены разработанные с участием авторов оптимальные приборные комплексы со значительно расширенным диапазоном регистрируемых периодов волнения – до 2-х секунд, в том числе и недорогой автономный измеритель волнения с использованием аналогового первичного преобразователя. Электронные схемы построены с применением микроконтроллеров. Приборы по точности не уступают зарубежным, но значительно лучше по экономическим показателям.

Расчет передаточной функции 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, показали, 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 ветрового волнения и зыби необходимо выполнять коррекцию данных.

С использованием данных специального натурального эксперимента показана возможность применения пьезорезонансных донных датчиков гидростатического давления для цифровой регистрации ветровых волн и зыби без искажений за счет алиасинг эффекта с дискретизацией 1 секунда, поскольку реальный спектр придонного давления ограничен в области верхних частот.

Сотрудником лаборатории волновой динамики и прибрежных течений ИМГиГ ДВО РАН Плехановым Ф.А. совместно с автором настоящей монографии, сотрудником этой же лаборатории Ковалевым Д.П. создан программный комплекс для работы с натурными данными по флуктуациям уровня моря и течений. Комплекс позволяет обрабатывать большие массивы синхронных и разнесенных во времени данных, рассчитывать спектральные и взаимоспектральные характеристики, в том числе и текущие, и сохранять их в виде проектов, в которых впоследствии можно продолжать обработку материалов измерений. Рассмотрены особенности обработки и отображения больших (свыше 15 млн. точек) массивов данных. Проведено сравнение различных алгоритмов спектрального анализа данных, описан разработанный алгоритм расчета текущего спектра и взаимного текущего спектра.

Предложен новый алгоритм расчета текущего спектра на основе оконного преобразования Фурье, позволяющий объединять периоды от нескольких секунд до нескольких суток в одном изображении за счет переменной длины окна. Также была разработана оптимизация техники последовательных фильтров с помощью последовательного понижения дискретности обрабатываемых данных без потери качества, в результате чего также возможно объединение различных периодов в одном изображении.

Разработанный программный комплекс упрощает множество операций по подготовке и обработке данных по сравнению с использованием готовых математических пакетов, и на сегодняшний момент является единственной узкоспециализированной программой обработки временных рядов океанологических данных большой продолжительности. Программа активно используется в лаборатории волновой динамики и прибрежных течений и лаборатории цунами ИМГиГ ДВО РАН.

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).

В результате выполненных экспериментов в районе мыса Горячий (восточное побережье о. Кунашир, Курильская гряда) получен обширный материал синхронных записей волновых процессов в прибрежной зоне моря на различных расстояниях от берега. Установлено, что развитие волнения происходит вначале на более коротких периодах в диапазоне от 7 до 10.5 с, затем период колебаний увеличивается почти в два раза – от 13 до 18 с. Причем для спектров характерны сложные структуры с наличием нескольких максимумов.

В спектрах волнения при шторме обнаруживаются колебания с периодом около 70 – 80 с. Максимум здесь превышает 95%-й доверительный интервал для длиннопериодной зыби. Сам максимум также в этом случае смещается к периоду 80 с. При возрастании энергии зыби в 1.2 раза энергия колебаний на периодах ИГ волн возрастает в 1.5 раза. Сопоставление мощности ИГ волн и самого пика зыби позволило оценить, что в энергию ИГ волн при развитии шторма трансформируется около 23.4 % энергии зыби. В спектрах на начало шторма колебания на периодах около 70 с в шесть раз меньше, чем при развитии шторма, а периоды смещены к 60 с. Все это позволило сделать вывод о том, что основные факторы, определяющие высоты ИГ волн, – энергия зыби и ее период.

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 в южной части о. Сахалин. Установлено, что увеличение энергии волновых движений в прибрежной зоне, связанное с атмосферными возмущениями, приводит к образованию модового, дискретного спектра ИГ волн, а 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, а 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 300 с.

С возрастанием высоты ветровых волн и зыби 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, 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.

Сравнение донного рельефа по результатам батиметрических съемок, выполненных с октября 2009 г. по июль 2013 г. в районе пос. Взморье, показало формирование чередующихся зон размыва и аккумуляции наносов в форме серии серповидных баров на участке изучаемого взморья в зимние периоды, что связано с активной циклонической деятельностью в этот сезон года. Интенсивная аккумуляция наносов в прибрежной зоне обусловлена значительным разрушением берегового уступа и смывом в море большого объема терригенного материала в результате мощного шторма в начале января 2010 г. При этом интенсивные перераспределения наносов в прибрежной зоне происходили не каждый сезон, а только в периоды 2009–2010 гг. и 2012–2013 гг., когда наблюдались наиболее сильные циклоны.

Экспериментальными исследованиями установлено, что в летне-осенний период в прибрежной части в районе пос. Взморье повсеместно преобладал размыв. Аккумуляция наносов отмечена на мористом участке исследуемой акватории, что указывает на преобладающее движение наносов не вдоль берега, а в направлении открытого моря. Это, возможно, обусловлено влиянием сильного стога, отмеченного в конце 28–29 сентября 2010 г.

В записях волнения, полученных при проведении натуральных измерений в зоне размыва полотна главной автомагистрали о. Сахалин в районе пос. Взморье, как во время шторма, так и при спокойной погоде, доминируют волны зыби в диапазоне периодов от 7 до 17 секунд с максимальной интенсивностью при штормах на периодах около 8 с. Ветровое волнение проявлялось незначительно, а во время штормов его роль только снижалась. Преобладание волн зыби при шторме является одной из вероятных причин интенсивного разрушения берегового уступа на участке, расположенном к югу от пос. Взморье.

В спектрах волнения в диапазоне инфрагравитационных волн при штормовых ситуациях наблюдаются устойчивые пики на периодах около 170 и 73 с. Вероятно, именно краевые волны с периодами около 170 с являются основной причиной формирования квазиритмических форм рельефа – фестонов и серповидных баров, с характерным чередованием локальных зон размыва и аккумуляции наносов. В конечном счете, именно эта особенность гидрофизических процессов на прилегающем взморье является одной из основных причин постоянных разрушений берегоукрепительных сооружений и размывов полотна автомобильной дороги Южно-Сахалинск – Оха на участке 106–108 км в районе пос. Взморье.

Анализ метеорологической обстановки над Охотским морем и конкретно районом размыва автодороги по данным гидрометеорологических служб России показал, что величины максимальных скоростей ветра в южной части о. Сахалин наблюдаются в ноябре и декабре при активном циклогенезе, способствуют развитию штормового волнения в Охотском море, что необходимо учитывать для обеспечения безопасности движения по транссахалинской автодороге Южно-Сахалинск – Оха.

Длительные батиметрические съемки в течение 4-х лет с периодичностью полгода в прибрежной зоне вблизи пос. Взморье позволили подтвердить, что выполняются ранее сделанные предположения о жестких условиях формирования устойчивых краевых волн, и поэтому существенного вдольберегового смещения квазиритмических форм не происходит.

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.

Результаты анализа данных наблюдений за колебаниями уровня для спокойной погоды и сильного волнения в портовых бухтах показали существенное увеличение энергии колебаний уровня при шторме – 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 мин для Южно-Курильской бухты и 1.9, 1, 0.5 и 0.25 мин для Углегорска. Поскольку интенсивность колебаний с указанными периодами значительно возрастает в штормовую погоду, это указывает на их инфрагравитационную природу вследствие наличия явной связи с волнением на море. Очевидно, эти пики отвечают собственным колебаниями бухт и говорят о существовании явления тягуна в данных портах.

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 затрудняет погрузо-разгрузочные работы на паромном причале и других причалах в центральной части бухты.

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 сейшами гаваней, которые проявляются, как правило, при увеличении интенсивности волнения на внешней акватории.

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.

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.

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

Экспериментальные исследования, выполненные на юго-восточном побережье о. Сахалин, выявили наличие колебаний с периодами около 11 мин. Наиболее устойчивы эти длинноволновые процессы в районе с. Охотское, где они связаны с проявлением первой моды захваченных краевых волн. Возможно, 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 вихревых структур в поле ветра может быть обусловлено влиянием орографии, – они могут формироваться при обтекании воздушным потоком расположенных на побережье сопков.

Выявленные устойчивые проявления захваченных краевых волн в районе с. Охотское указывают на возможность их резкого усиления при опасных морских явлениях – приходе волн цунами или штормовых ситуациях. Эти волны также могут оказывать влияние на формирование прибрежного рельефа.

Проведенные исследования показали, что в прибрежной зоне моря имеет место захват приходящих волн, в рассматриваемой работе – возбужденных ветром, резонансной системой (осциллятором) прибрежного рельефа. При этом происходит синхронизация частоты резонансной системы частотой приходящих волн и наблюдается неограниченный рост фазы с фазовыми перескоками с частотой биений.

Численный расчет с использованием имеющихся теоретических моделей синхронизации и осциллятора Ван дер Поля для периода осциллятора 10.5 минуты показал хорошее соответствие с экспериментальными данными, и в рассматриваемом случае колебания осциллятора Ван дер Поля слабо-нелинейные и близки к гармоническим.

Для бухты Витязь Приморского края показано, что с выходом термоклина на уровень постановки АРВ наблюдается разрушение приливных гармоник – суточной и полусуточной и происходит активная передача энергии прилива к более высокочастотным волнам. Впоследствии 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.

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. Баском В. Волны и пляжи / пер. с англ. – Л.: Гидрометеоздат, 1966. – 280 с.
4. Бобров Г.Н. По исследованию явления тягуна в порту Корсаков: отчет НИР / СахУГМС, Гидрометфонд СССР, 1966. – 31 с. – Инв. № 6809.
5. Бычков В.С., Леибо 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.
6. Бычков В.С., Стрекалов С.С. Морские нерегулярные волны. – М.: Наука, 1971. – 132 с.
7. Ветер, волны и морские порты / под ред. Ю.М. Крылова. – Л.: Гидрометеоздат, 1986. – 264 с.
8. Ветер и волны в океанах и морях. Справочные данные / ред.: И.Н. Давидан, Л.И. Лопатухин, В.А. Рожков. – М.: Транспорт, 1974. – 359 с.
9. Гоноровский И.С. Радиотехнические цепи и сигналы. – М.: Советское Радио, 1967. – Т. 1. – 439 с.
10. Давидан И.Н., Лопатухин Л.И., Рожков В.А. Ветровое волнение как вероятностный гидродинамический процесс. – Л.: Гидрометеоздат, 1978. – 287 с.
11. Давидан И.Н., Лопатухин Л.И. Методы расчета экстремальных волн в океанах и морях // Труды ГОИН. – 1983. – Вып. 169. – С. 3–15.
12. Давидан И.Н., Лопатухин Л.И., Рожков В.А. Ветровое волнение в Мировом океане. – Л.: Гидрометеоздат, 1985. – 256 с.
13. Дашко Н.А. Особенности зимнего режима ветров на Охотском море // Труды Гидрометцентра СССР. – 1979. – Вып. 216. – С. 110–119.
14. Дашко Н.А., Варламов С. М., Мызникова И.Э. Исследование циклонов, выходящих на Охотское море, с целью прогноза их перемещения и эволюции // Региональные вопросы синоптической метеорологии и климатологии / Дальневост. ун-т. – Владивосток. – 1988. – С. 138–151. – Деп. в ИЦ ВНИИГМИ-МЦД 1988 г., № 820.
15. Ефимов В.В., Куликов Е.А., Рабинович А.Б., Файн И.В. Волны в пограничных областях океана. – Л.: Гидрометеоздат, 1985. – 280 с.
16. Заславский М.М., Захаров В.Е. К теории прогноза ветровых волн // Доклады АН СССР. – 1982. – Т. 265, № 3. – С. 567–571.
17. 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.
18. Зенкович В.П. Динамика и морфология морских берегов. – М.; Л.: Морской транспорт, 1946. – Ч. 1.: Волновые процессы. – 496 с.
19. 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: сб. ст. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2001. – С. 146–159.
20. 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.

21. 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.
22. 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.
23. 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: ИМГиГ ДВО РАН, 2001. – С. 160–176.
24. 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.
25. Ковалев Д.П. Исследование особенностей длинноволновых процессов в прибрежной зоне океана: автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. – Владивосток, 2002. – 26 с.
26. 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.
27. Ковалев Д.П. Изучение морского волнения при воздействии глубоких циклонов // Геофизические процессы и биосфера. – 2012. – Т. 11, № 1 – С. 25–34.
28. Ковалев Д.П. Экспериментальные исследования явления тягуна в основных портах Сахалинской области // Мир транспорта. – 2012. – № 6. – С. 36–43.
29. Ковалев Д.П. Экстремальный сгон у юго-восточного побережья о. Сахалин // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2013. – Т. 6, № 1. – С. 52–56.
30. 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.
31. 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.
32. 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: ИМГиГ ДВО РАН, 2001. – С. 138–145.
33. 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.
34. 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.
35. 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.
36. 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.
37. 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.
38. 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.

39. 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.
40. Ковалев П.Д., Ковалев Д.П. Техника исследования опасных морских явлений в прибрежной зоне океана. – Владивосток: Дальнаука, 2010. – 152 с.
41. Ковалев П.Д., Шевченко Г.В., Зарочинцев В.С. Натурные эксперименты в зоне автомагистрали Сахалина // Мир транспорта. – 2011. – № 3. – С. 40–45.
42. 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; науч. рук. П.Д. Ковалев – Южно-Сахалинск, 2011. – 131 с. – № ГР 01200951749. – Инв. № 02201250699.
43. 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.
44. Ковалев П.Д., Ковалев Д.П. Исследование особенностей генерации инфрагравитационных волн в прибрежной зоне моря // Вестник ДВО РАН. – 2013. – № 3 – С. 60–64.
45. Ковалев П.Д., Горбунов А.О., Плеханов Ф.А., Зарочинцев В.С. Результаты экспериментов в зоне размыва автомагистрали // Мир транспорта. – 2014. – № 1. – С. 140–143.
46. 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.
47. Котельников В.А. Теория потенциальной помехоустойчивости. – М.; Л.: Госэнергоиздат, 1956. – 276 с.
48. Крылов Ю.М., Стрекалов С.С., Цыплухин В.Ф. Ветровые волны и их воздействие на сооружения. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 256 с.
49. 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.
50. Кузнецов К.И., Куркин А.А., Пелиновский Е.Н., Ковалев П.Д., Ковалев Д.П. Особенности характеристик ветрового волнения у юго-восточного побережья о. Сахалин по измерениям придонного давления // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2014. – Т. 50, № 2. – С. 242–250.
51. Лабзовский Н.А. Непериодические колебания уровня моря. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 237 с.
52. Лавренов И.В. Математическое моделирование ветрового волнения в пространственно-неоднородном океане. – СПб.: Гидрометеиздат, 1998. – 499 с.
53. Ле Блон П., Майсек Л. Волны в океане. – М.: Мир, 1981-1982. – Ч. 1. – 480 с.; Ч. 2. – 365 с.
54. Леонтьев И.О. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. – М.: ГЕОС, 2001. – 272 с.
55. Лопатухин Л.И. Анализ распределений элементов волн // Труды ВНИИГМИ. – 1974. – Вып. 1. – С. 116–142.
56. 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.
57. Лухнов А.О., Чернов А.Г., Куркин А.А., Полухина О.Е. Проблемы создания аппаратно-программного комплекса для исследования гидродинамики шельфовой зоны // Изв. АИН им. А.М. Прохорова. Прикл. мат. и мех. – Н. Новгород НГТУ, 2006. – Т. 18. – С. 120–123.

58. 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.
59. 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.
60. Непрерывное wavelet преобразование [Электронный ресурс] // Хабрахабр [Официальный сайт]. – URL: <http://habrahabr.ru/post/103899/> (дата обращения: 16.09.2014).
61. Осипов Г.В., Половинкин А.В. Синхронизация внешним периодическим воздействием // Нижегородский государственный университет им. Н.И. Лобачевского. Нижний Новгород, – 2005. – 78 с.
62. Пиковский А.С., Розенблюм М.Г., Курте Ю. Синхронизация. Фундаментальное нелинейное явление. – Москва: Техносфера, 2003. – 508 с.
63. Погосов С. Длинные волны и безопасность судна // Морской флот. – 1971. – № 10. – С. 21–22.
64. Рабинович А.Б. Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение. – Л.: Гидрометеиздат, 1993. – 325 с.
65. Райхлен Ф. Резонанс гавани // Гидродинамика береговой зоны и эстуариев / пер. с англ. – Л., 1970. – С. 114–166.
66. СНиП П-57-75 «Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов)». – М.: Стройиздат, 1976.
67. Теоретические основы и методы расчета ветрового волнения / под ред. И.Н. Давидан. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 264 с.
68. 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) // Изв. АИИ им. А.М. Прохорова. Прикл. мат. и мех. – Н. Новгород: НГТУ, 2006. – Т. 18. – С. 91–98.
69. Шевченко Г.В., Любичкий Ю.В., Като Л.Н. Проявление штормовых нагонов в южной части острова Сахалин // ИМГиГ ДВО РАН. – Препринт. – Южно-Сахалинск, 1994. – 46 с.
70. 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.
71. Battjes J.A. Surf similarity // Proc. 14th Coastal Eng. Conf. – Copenhagen, 1974. – P. 466–480.
72. Battjes J.A. Surf-zone dynamics // Annual Rev. Fluid Mech. – 1988. – Vol. 20. – P. 257–293.
73. Biesel F. Equations generales au second order de la houle irreguliere // La Houille Blanche. – 1952. – Vol. 7. – P. 372–376.
74. Bowen A.J. Rip currents. 1. Theoretical investigations // J. Geophys. Res. – 1969. – Vol. 74, No 23. – P. 5467–5478.
75. Bowen A.J., Guza R.T. Edge waves and surf beat // J. Geophys. Res. – 1978. – Vol. 83, No C4. – P. 1913–1920.
76. Bowen A.J., Inman D.L. Rip currents. 2. Laboratory and field observations // J. Geophys. Res. – 1969. – Vol. 74, No 23. – P. 5479–5490.
77. Bowen A.J., Inman D. L. Edge waves and crescentic bars // J. Geophys. Res. – 1971. – Vol. 76. – N 36. – P. 8662–8671.
78. Bowen A.J., Huntley D.A. Waves, long waves and nearshore morphology // Marine Geology. – 1984. – Vol. 60. – Vd. 1/4. – P. 1–13.
79. Dally W.R., Dean R.G. Transformation of random breaking waves on surf beat // Proc. 20th Coastal Eng. Conf., Taipei. – 1986. – P. 109–123.
80. Darbyshire M. Long waves on the coast of the Cape Peninsula // Deut. Hydr. Zeit. – 1963. – Bd 16, Ht.4. – P. 167–185.

81. 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.
82. Emery W.J., Thomson R.E. Data Analysis Methods in Physical Oceanography. – Elsevier Science, 1998. – 400 p.
83. Fujinawa Y. Some properties of surf-beats // J. Oceanogr. Soc. Japan. – 1979. – Vol. 35, No 1. – P. 9–25.
84. Gallagher B. Generation of surf beat by non-linear wave interactions // J. Fluid Mech. – 1971. – Vol. 49. – P. 1–20.
85. Gerritsen F., Van Heteren J. Low frequency oscillations on the Dutch coast // Proc. 19th. Coastal Eng. Conf. – Houston, 1984. – P. 625–641.
86. 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.
87. Guza R.T., Bowen A.J. Finite amplitude edge waves // J. Mar. Res. – 1976. – Vol. 34, No 2. – P. 269–293.
88. Guza R.T., Davis R.E. Excitation of edge waves on a beach // J. Geophys. Res. – 1974. – Vol. 79, No 9. – P. 1285–1291.
89. Guza R.T., Inman D.L. Edge waves and beach cusps // J. Geophys. Res. – 1975. – Vol. 80, No 21. – P. 2997–3012.
90. Guza R.T., Thornton E.B. Swash oscillations on a natural beach // J. Geophys. Res. – 1982. – Vol. 87, No C1. – P. 483–491.
91. Guza R.T., Thornton E.B. Observations of surf beat // J. Geophys. Res. – 1982. – Vol. 90, No C2. – P. 3161–3172.
92. 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.
93. Holman R.A. Infragravity energy in the surf zone // J. Geophys. Res. – 1981. – Vol. 86, No C7. – P. 6442–6450.
94. 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.
95. 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.
96. Holman R.A., Sallenger A.H. Setup and swash on a natural beach // J. Geophys. Res. – 1985. – Vol. 90, No C1. – P. 945–953.
97. Huntley D.A., Bowen A.J. Beach cusps and edge waves // Proc. 16th Coastal Eng. Conf. – Hamburg, 1978. – P. 1378–1393.
98. 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.
99. Huntley D.A., Kim C.S. Is surf beat forced or free? // Proc. 19th. Coast. Eng. Conf. – Houston, 1984. – P. 871–885.
100. Kinsman B. Wind Waves: Their Generation and Propagation on the Ocean Surface. – New Jersey: Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 1965. – 676 p.
101. 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.
102. Kovalev P.D., Shevchenko G.V., Kovalev D.P. Investigation of the sea level fluctuations in the Yuzhno-Kuril'skaya Bay // Proc. of the 20th International symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice, Mombetsu, Hokkaido, Japan, 2005. – Mombetsu, 2005. – P. 261–266.
103. Kovalev P.D., Shevchenko G.V., Kovalev D.P. Investigation of the sea level fluctuations in the Yuzhno-Kuril'skaya 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.
104. 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)
 105. 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.
 106. Kovalev D.P., Kovalev P.D. Synchronization of Long Ocean Waves by Coastal Relief on the Southeast Shelf of Sakhalin Island // Int. J. Bifur. Chaos. – 2017. – Vol. 27, No. 13. – 1750195(8). DOI: 10.1142/S0218127417501954.
 107. Longuet-Higgins M., Stewart R. Radiation stress and mass transport in gravity waves, with application to surf beats // J. Fluid Mech. – 1962. – N 13. – P. 481–504.
 108. Longuet-Higgins M. S., Stewart R. W. Radiation stresses in water waves; a physical discussion with applications // Deep Sea Research. – 1964. – Vol. 11. – P. 529–562.
 109. 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.
 110. 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.
 111. Minzoni A.A., Whitham G.B. On the excitation of edge waves on beaches // J. Fluid Mech. – 1977. – Vol. 9. – P. 273–287.
 112. Mizuguchi M. A field observation of wave kinematics in the surf zone // Coast. Eng. Japan. – 1982. – Vol. 25. – P. 91–107.
 113. 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.
 114. Munk W.H. Surf beats // Trans. Amer. Geophys. Union. – 1949. – Vol. 30, No 6. – P. 849–854.
 115. Nakano M. On the secondary undulations of tides caused by cyclonic storm // J. Met. Soc. Japan. – 1939. – Ser. 2, vol. 17. – P. 140–154.
 116. 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.
 117. 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.
 118. Snodgrass F.E., Groves G.W., Hasse lman K. F. et al. Propagation of ocean swell across the Pacific // Phil. Trans. Roy. Soc. – 1966. – Vol. A259. – P. 431–497.
 119. Suhayda J.N. Standing waves on beaches // J. Geophys. Res. – 1974. – Vol. 79, No 21. – P. 3065–3071.
 120. Terada T. Secondary undulations of tides caused by cyclonic storm // Proc. Tokyo Math. Phys. Soc. Ser. 2. – 1912. – Vol. 6. – P. 196–201.
 121. 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.
 122. 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.
 123. Ursell F. Edge waves on a sloping beach // Proc. Roy. Soc. London. – 1952. – Vol. A214. – P. 79–97.

Научное издание

*Дмитрий Петрович Ковалев
Петр Дмитриевич Ковалев*

**Изучение особенностей генерации
инфраволн и краевых волн в прибрежной зоне
по данным натуральных экспериментов**

Рецензенты: д.ф.-м.н. Е.А. Куликов

Корректор: И.П. Кремнева

Электронная верстка: А.В. Леоненкова

Дизайн обложки: А.В. Леоненкова

Отпечатано с оригинал-макета,
подготовленного в Институте морской геологии и геофизики ДВО РАН

Подписано в печать 28.06.2018 г.
Усл. печ. лист. 13. Уч.-изд. лист. 9.
Формат 60×84/8. Бумага «IQ Allround».
Тираж 100 экз. Заказ №7879.
Печать цифровая.
Цена свободная.

ФГБУН Институт морской геологии и геофизики
Дальневосточного отделения РАН
693022, г. Южно-Сахалинск. ул. Науки, 1Б.
Офсетный цех