ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ ТИХООКЕАНСКИЙ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ. В.И. ИЛЬИЧЕВА ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences

ФИЗИКА ГЕОСФЕР ДЕВЯТЫЙ ВСЕРОССИЙСКИЙ СИМПОЗИУМ 21–24 сентября 2015 года

МАТЕРИАЛЫ ДОКЛАДОВ

PHISICS OF GEOSPHERES

9-th All-Russia Symposium September 22–24, 2015, Vladivostok, Russia

PROCEEDINGS



УДК 550.34

Физика геосфер: Девятый Всероссийский симпозиум, 21–24 сентября 2015 г., Владивосток, Россия: мат. докл. / Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук. – Владивосток: Дальнаука, 2015. 000 с.

В сборнике освещены современные методы и средства мониторинга и томографии геосфер зоны перехода системы «атмосфера-гидросфера-литосфера», физические аспекты инфразвуковых и звуковых процессов и явлений, особенности геологогеографических структур, модельно-теоретические направления сейсмоакустикогидрофизических процессов.

Адресован специалистам в области гидроакустики, океанологии, геофизики, оптической физики и др.

Председатель оргкомитета чл.-корр. РАН Г.И. Долгих

Члены оргкомитета:

члкорр. РАН	А.В. Алексеев	д.гм.н., проф.	Р.Г. Кулинич
д.фм.н., проф.	В.И. Белоконь	д.фм.н., проф.	В.А. Луговой
д.фм.н., проф.	В.П. Дзюба	д.т.н., проф.	Ю.Н. Моргунов
д.фм.н., проф.	В.И. Короченцев	д.фм.н., проф.	И.О. Ярощук

Секретарь к.ф.-м.н. В.А. Чупин

Утверждено к печати Ученым советом ТОИ ДВО РАН

Симпозиум проводится при финансовой поддержке РФФИ Проект организации и проведения IX Всероссийского симпозиума «Физика геосфер» (грант № 15-05-20649Г)

Physics of Geospheres: 9-th All-Russia Symposium, September 21–24, 2015, Vladivostok, Russia: Proceedings / VI.II'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS. – Vladivostok: Dalnauka, 2015. 000 p.

The collection of papers concerns modern methods and means of monitoring and tomography of geospheres in a transition zone "atmosphere-hydrosphere-lithosphere", physical aspects of infrasonic and sound processes and phenomena, features of geologicalgeographical structures, modelling-theoretical studies of seismic-acoustic-hydrophysical processes.

It is intended for experts in the field of hydroacoustics, oceanology, geophysics, optical physics, etc.

© ТОИ ДВО РАН, 2015 © Дальнаука, 2015

ISBN 978-5-8044-1545-8

СОДЕРЖАНИЕ

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ И СРЕДСТВА МОНИТОРИНГА И ТОМОГРАФИИ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН

<i>Долгих Г.И.</i> Физика геосфер	11
Базылев П.В., Кондратьев А.И., Луговой В.А., Крумгольц И.Я. Государ-	
и кооффиционта сотругния инстрорикарии рани в трании споло	
и коэффициента затухания ультразвуковых волн в твердых средах ГЭТ 189–2014	15
Батухтина А.С., Романюк В.А., Пищальник В.М. Современное местопо-	
ложение кромок ледяного покрова в Охотском море	20
Батухтина А.С., Романюк В.А. Характеристика типов зим по суровости	
ледовых условий в Охотском море с 1882 по 2014 гг	24
Будрин С.С. Исследование характера изменения периода ветровых волн	28
Буланов А.В. Оптоакустические эффекты при лазерном пробое морской	
воды и возможности комбинированного метода лазерной и ультра-	
звуковой искровой спектроскопии	31
Буланов В.А., Корсков И.В., Стороженко А.В., Попов П.Н. Акустическое	
зондирование пузырьков в приповерхностном слое моря с примене-	
нием инвертированных донных излучателей	36
Буренин А.В., Войтенко Е.А., Моргунов Ю.Н. Экспериментальные иссле-	
дования особенностей распространения низкочастотных псевдослу-	
чайных сигналов из пребрежной зоны в глубокое море в условиях	
слабого отрицательного градиента скорости звука на шельфе	41
Буренин А.В. Исследование критерия корректности измерений доплеров-	
ского смещения, полученного с помощью автокорреляционной ме-	
тодики	45
Буренин А.В., Безответных В.В. Экспериментальные исследования воз-	
можности разделения в точке приема сложных фазоманипулирован-	
ных сигналов по частотному и кодовому признаку для задач гидроа-	
кустического позиционирования	49
Буренин А.В., Лебедев М.С. Пилотный эксперимент по апробации аку-	
стической системы связи в условиях мелководья	53
Вакульская Н.М. Оценка пространственно-временной сопряженности	
ледовых условий в системе Берингово море-моря восточного секто-	
ра Арктики и тихоокеанского бассейна	56
Варлатыи Е.П., Черанев М.Ю., Швецов Г.П. Измеритель скорости звука	50
в море	59
<i>Гаико Л.А.</i> Температурные флуктуации в прибрежной зоне зал. Петра Ве-	(2)
ликого, ипонское море, за последние годы	63

Громашева О.С., Рыбак В.А. О возможности применения системы «акпо-	
зит» для биомониторинга акваторий	68
<i>Долгих А.Г.</i> Томография переходных зон	73
Долгих С.Г. Лазерный измеритель вариаций давления гидросферы с си-	
стемой компенсации воздействия температуры окружающей среды	75
Дюльдина Н.И. Затухание низкочастотного звука при дальнем распро-	
странении в районе субарктического фронта Тихого океана	77
Загумённов А.А., Шувалов Б.В., Алексанина М.Г. Расчет перепада динами-	
ческой высоты синоптических вихрей по спутниковым изображени-	
ЯМ	83
Захарков С.П. Дистанционное определение глубины верхнего квазиодно-	
родного слоя	86
Зимин П.С., Фишенко В.К., Суботэ А.Е., Подольский Л.А. Метолика ре-	
гистрании колебаний уровня моря в зимний периол на основе виле-	
ослежения за вертикальными движениями деловой поверхности	90
Каменев С И Работа вертикальной антенны в режиме приема сложных	20
акустических сигналов	95
Каменев С И синтез спожных экустических сигналов лля профилирова-)5
ния морекого лиз	99
$K_{\pi \rho \mu \rho \rho \sigma} T M = D \rho M g C C a \pi o r T A C C T T U C T A C T T T U C T U L C C T T U C C U C C A T C T U C C U C C C T C C U C C C C C C$	"
плещеви 1.11., периялов м.С., Самок П.А., Голик И.А. Статистические да-	
удорофинна (а) и температири пореруности полси концентрации	
хлорофилла «а» и температуры поверхности океана по судовым и	102
Спутниковым данным	102
повалев С.П. перепскийвный вскторный присмник с улучшенными ха-	106
Колесова F Г. Романок В 4. Влияние этмосферной циркулянии из лело-	100
полесова Е.г., гоманок Б.л. Блияние атмосферной циркуляции на ледо-	111
K_{0} истири $\Omega \Gamma$ Технология подяризационного видеомониторинга	111
акватории прибрежной зоны	116
Кошелева 4 В. Открытый пользовательский интерфейс лля коорлинации	110
и обработки экспериментальных ланных	120
Кузнецов М.Ю. Убарчук И.А. Сыроваткин Е.В. Стратификация районов	120
исспелований тинро-центра по ланным гилроакустического зонли-	
пования и сопутствующих измерений	125
Пазарюк А.Ю. Термохалинная стратификация вол амурского залива в хо-	120
полный период года	131
Перитьев АП Ковалев СН Автономный аналого-шифровой многока-	101
нальный измерительный комплес	134
Пизовой В А. Полгих Г.И. Полгих С.Г. Иассказов Ю. Р. Гладыль А.В. Пой	101
ПИ Произволственные испытания автоматизированной системы	
«пазерный леформограф» лля пренизионных измерений относи-	
тельных смещений земной коры и геолинамического мониторинга	
в зоне влияния горных работ	138
b some billinning rophbia paoor	100

Любицкий Ю.В., Тюрнин В.Б. О причинах формирования опасного при-	
родного явления в Охотске 7 февраля 2014 года	143
Ляпидевский В.Ю., Гаврилов Н.В., Кукарин В.Ф., Храпченков Ф.Ф. Вну-	
тренние волны большой амплитуды в шельфовой зоне моря	149
Марченко С.С., Власова Г.А., Рудых Н.И. Сезонная изменчивость цирку-	
ляции вод в глубоководной части Берингова моря	154
Мезенцева Л.И., Друзь Н.И. Состояние и тенденции центров действия ат-	
мосферы на Дальнем Востоке	157
Мороз В.В., Рудых Н.И. Изменчивость характеристик вод зоны перехода	
Японское-Охотское моря (пролив Лаперуза)	161
Овчаренко В.В. Анализ записей лазерных деформографов МЭС	
«м. Шульца» ТОИ ДВО РАН	166
Пермяков М.С., Поталова Е.Ю., Кукаренко Е.А., Мельников А.Н., Санни-	
ков Д.В. Структура тропических циклонов по данным мировой сети	
локализации гроз	168
Пищальник В.М., Минервин И.Г., Романюк В.А. Особенности ледовых	
условий в Охотском море и Татарском проливе в зимний сезон	
2014–2015 гг.	171
Плотников А.А. Особенности разработки и создания приемников гради-	
ента давления на основе лазерно-интерференционных методов	178
Плотников В.В. Влияние циркуляционных особенностей атмосферы на	
характер ледовых условий в Охотском море	180
Подольский Л.А., Суботэ А.Е., Фищенко В.К. Разработка и апробация	
технологии мобильного научного мониторинга прибрежных аквато-	
рий с использованием научно-исследовательских судов	184
Половинка Ю.А., Максимов А.О. Применение обращенных во времени	
акустических сигналов для обнаружения и локализации источников	
эмиссионного излучения в газожидкостной среде	189
Романюк В.А., Минервин И.Г., Пищальник В.М. Восстановление ряда ле-	
довитости Охотского моря с 1882 по 2015 гг	194
Самченко А.Н., Ярощук И.О., Швырев А.Н., Леонтьев А.П., Пивова-	
ров А.А. Некоторые результаты экспериментальных низкочастотных	
гидроакустических исследований на шельфе (залив Посьета Япон-	
ского моря)	199
Стороженко А.В., Буланов В.А. Исследования рассеяния звука и распре-	
деления биомассы в Японском море и восточной Арктике	204
Суботэ А.Е. О задаче разработки универсальной подводной наблюда-	
тельной платформы	209
Сухобок Ю.А., Пупатенко В.В., Стоянович Г.М. Обследование дна аква-	
торий методом георадиолокации	212

Тагильцев А.А., Максимов А.А., Гичев Д.В., Высоцкий В.Л., Филиппов А.С.,	
Черанев М.Ю., Гончаров Р.А. Обоснование применимости косвен-	
ных методов поиска опасных объектов в море	216
Тихомирова Е.А. Влияние абиотических факторов на формирование пер-	
вичной продукции Охотского моря	221
Фищенко В.К., Суботэ А.Е., Зимин П.С., Подольский Л.А. Разработка и	
применение конструкции широкополосного видеоволномера для ре-	
гистрации поверхностного волнения и колебаний уровня моря	226
Храпченков Ф.Ф. Образование мелкомасштабных вихрей на выходе из	
бухты Витязь	232
Храпченков Ф.Ф. Изменчивость прибрежных течений в бухте Витязь и в	
заливе Посьет	237
Черанев М.Ю., Тагильцев А.А., Лазарюк А.Ю., Гончаров Р.А. Многока-	
нальное устройство для имерения температуры льда	242
Чупин В.А. Распространение низкочастотных гидроакустических колеба-	
ний на коротких и длинных дистанциях	247
Швец В.А. 14-битная регистрирующая система для лазерно-интерферен-	
ционных приборов	249
Щуров В.А., Ляшков А.С., Щеглов С.Г., Ткаченко Е.С. Взаимодействие	
крупномасштабных и локальных вихрей вектора акустической ин-	
тенсивности	251
Яковенко С.В. Современные методы моделирования и создания механи-	
ки оптических систем	255

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И МОДЕЛЬНО-ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ)

Белоус О.В. О рельефе центральной части курильского хребта (по мате-	
риалам 52 рейса НИС «Академик Лаврентьев»)	258
Белоус О.В. Формирование рельефа камчатско-корякской подводной кон-	
тинентальной окраины (Берингово море)	
Бессонова Е.А., Зверев С.А., Коптев А.А. Аномальное магнитное поле	
юго-западной части залива Петра Великого	
Верещагина О.Ф., Прокудин В.Г., Саломатин А.С. Морфоструктурные	
признаки наличия газовых гидратов в рыхлых осадочных отложе-	
ниях	
Гаврилов А.А. О подобии морфоструктурных позиций алмазоносных	
районов кольско-карельского и корейско-китайского окраинно-	
континентальных надплюмовых сводов	
Гаврилов А.А. Отражение глубинных инъективных дислокаций в рельефе	

дна Тихого океана
Горнов П.Ю. Геодинамическая обстановка и геотермический режим ази-
атско – тихоокеанской зоны перехода
Горовой С.В., Наумов С.Б. Некоторые результаты экспериментального
исследования кумулянтов вертикальной компоненты сейсмического
фона в районе бухты Витязь Японского моря
Зверева А.Е., Фукс В.Р. Градиентно-вихревые волны в цусимской котло- вине (Уллын) Японского моря
Иволга Е.Г., Манилов Ю.Ф. Изьюнктивная тектоника охотоморского ре-
Идармачев Ш.Г., Алиев М.М., Магомедов А.Г., Идармачев И.Ш. Сейсмич-
$V_{accurrent} = f_{accurrent} - F_{accurren$
льефа и гравитационного поля северо-западной части Тихого океана
для модельно-теоретических исследований
Карнаух В.Н., Суховеев Е.Н. Структура газовых включений в осадках
юго-западной части залива Петра Великого (Японское море)
Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Прошкина З.Н. Гравитационная модель зем-
ной коры зоны деструкции центральных курил
Леликов Е.П. Геологический фундамент и гранитоидный магматизм не-
которых подводных структур окраинных морей Тихого океана
Лепешко В.В., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И. Парагенетическая ин-
терпретация неотектоники азиатско-тихоокеанского сочленения
Лисунов Е.В., Короченцев В.И. О регистрации землетрясений на мысе
Шульца с использованием гравиметра «gPhone»
Лобычева И.Ю., Седых П.А. Исследование влияния геомагнитной актив-
ности на метеорологические процессы в нижней атмосфере
Ломтев В.Л. Новые аспекты в строении и истории СЗ плиты пацифики.
<i>Ломтев В.Л.</i> К строению и истории формирования абиссальных холмов
ломтев Б.Л. К строению холмов и газоносности чехла на поднятии шат-
Ского (С5 Пацифика
<i>Манилов Ю.Ф.</i> Глубинное строение бурейнского прогиба
Японского моря
Мишуков В.Ф., Обжиров А.И., Мишукова Г.И., Пестрикова Н.Л. Особен-
ности распределения метана в Татарском проливе Японского моря.
Иясников Е.А., Коробов В.В. Морфоструктуры и опасные геолинамиче-
ские процессы переходных зон южного Приморья
Наумов С.Б. Горелов П.В. Геофизические исспелования лля целей ЛСР
Хасанского ГП Приморского края
Обжиров А.И. Взаимосвязь газогеохимических и физических полей в
Охотском море
Плетнев С.П. Возраст и условия образования рудных корок на гайотах
7

Магеллановых гор (на основе биостратиграфических данных)......

Прокудин В.Г., Медведев С.Н. Строение земной коры центральной котловины Японского моря (по результатам кинематической миграции материалов глубинного сейсмического зондирования российскояпонского эксперимента 1996 г....

Пугачев А.А. Геохимические особенности метаморфических пород побережья южного Приморья и Японского моря.....

Рашидов В.А., Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Трусов А.А. Применение современных геофизических технологий для изучения подводного вулкана обручева в курильской островной дуге.....

Родников А.Г., Забаринская Л.П., Сергеева Н.А. Геодинамические модели глубинного строения литосферы переходной зоны Евразия–Тихий океан

Самченко А.Н. Осадочные волны на шельфе японского моря (залив Петра Великого).....

Самченко А.Н. Геоакустическое моделирование в шельфовых зонах (создание и применение

Старжинский С.С. Выделение длиннопериодной вариации естественного электрического напряжения на подводном кабеле JASC

Суховеев Е.Н., Прокудин В.Г. Структура позднекайнозойских осадочных отложений в Татарском проливе Японского моря (по материалам сейсмоакустических исследований

Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И. Основные черты строения и типизация окраинных морей северо-западной части Тихого океана

Теличко А.С., Бессонова Е.А., Зверев С.А. Петромагнитные исследования юго-западного побережья залива Петра Великого.....

Тимофеев А.В., Ардюков Д.Г., Тимофеев В.Ю. Упругие модули земной коры и верхней мантии по геодезическим данным

Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В., Сизиков И.С., Валитов М.Г., Кулинич Р.Г., Горнов П.Ю., Калиш Е.Н., Стусь Ю.Ф., Носов Д.А. Геодинамические исследования в Приморье (гравиметрия и GPS измерения....

Точилина С.В. Перспективы применения радиоляриевого анализа для геотектонических моделей севера Императорского хребта (гайотов детройт и суйко.....

- *Трофименко С.В.* Статистика распределения скоростей миграции эпицентров землетрясений в контексте волновой природы сейсмичности
- Уткин И.В. Реконструкция литодинамических обстановок осадконакопления с использованием вероятностно-статистических методов обработки массива гранулометрических анализов тонкозернистых

морских отложений.....

Харченко Т.А., Валитов М.Г. Петрофизика гранитоидных комплексов западно-приморской структурно-формационной зоны.....

Черемных А.В. Специфика формирования сетей разрывов в зонах сжатия, сдвига и растяжения литосферы (результаты физического моделирования

Чупин В.А. Дисперсионные особенности сейсмических волн Шакиров Р.Б., Обжиров А.И., Мельниченко Ю.И. Газопроявления, ано-

МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЙСМОАКУСТИКО-ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН

Буров Б.А., Чупин В.А. Моделирование смещений верхнего слоя земной
коры полуострова, вызванных вариациями атмосферного давления.
Громашева О.С. Разработка программного комплекса для моделирова-
ния параметров акустического поля при использовании сигналов
подводного взрыва
Киселёв В.П., Акимова И.Г., Антоний Е.В., Гаврилов С.Л., Илупин С.И.,
Краснопёров С.Н., Кудешов Е.В., Маслов С.Ю., Сёмин Н.Н., Тарасо-
ва М.Б. Разработка Web-приложения «Радиационная безопасность
Дальнего Востока
Козицкий С.Б. Улучшенная модель микроструктуры, порожденной кон-
вективными процессами
Коротченко Р.А. Применение сингулярного спектрального анализа для
обнаружения сигналов морских млекопитающих
Коротченко Р.А., Кошелева А.В. Многомасштабная цифровая модель ба-
тиметрии залива Петра Великого Японского моря на основе сингу-
лярного анализа
Лебедев М.С., Моргунов Ю.Н., Голов А.А. Алгоритм и программа для мо-
ниторинга интегрального значения скорости и направления течения
в реальном масштабе времени
Мишаков А.В., Долгих Г.И. Интегральные магнитудные инварианты в
сейсмологии
Мишуков В.Ф., Горячев В.А. Сравнение экспериментальных данных с
результатами расчета полей течений и переноса ралионуклилов в

Цой И.Б., Терехов Е.П., Съедин В.Т., Ващенкова Н.Г., Горовая М.Т., Василенко Л.Н., Вагина Н.К. Геологическое строение и эволюция подводной возвышенности Криштофовича (плато Уллын) Японского моря.....

мальные газогеохимические поля и их связь с сейсмотектоникой морей дальневосточного региона.....

северо-западной части Тихого океана после аварии на АЭС «Фукусима» в Японии Навроцкий В.В., Ляпидевский В.Ю., Павлова Е.П., Храпченков Ф.Ф. О специфике гидрофизических процессов в придонном пикноклине в шельфовой зоне моря Олейников И.С., Ярошук Е.И. Моделирование инерционных колебаний, апвеллинга и других мелкомасштабных процессов в акватории залива Посьета Осипова Е.Б. Моделирование поля распределения напряжений литосферы центральных курил Пак В.В. Численное исследование эволюции поля скоростей в литосфере переходной зоны океан-континент..... Прошкина З.Н., Валитов М.Г. Выбор оптимальной приливной модели земли с учетом океанической нагрузки для зоны перехода «континент-Японское море».... Романюк В.А., Пишальник В.М., Бобков А.О., Минервин И.Г. Основные принципы работы программного комплекса «ЛЁД»..... Симоненко С.В. Результаты термогидрогравидинамической теории генезиса планетарных катаклизмов..... Симоненко С.В., Лобанов В.Б., Середа А.В. Обоснование приливного механизма поддержания энергетической и диссипативной структуры синоптического вихря Японского моря..... Симоненко С.В., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. О возможной корреляции землетрясений с приливными вариациями силы тяжести: обоснование в рамках термогидрогравидинамической теории и примеры результатов инструментального мониторинга Смирнов С.В. Расчет сейшевых колебаний в заливе Посьета Трофименко С.В. Волновая модель триггерных эффектов для землетрясений с магнитудами М5-М6 вдоль северной границы амурской микроплиты Четырбоцкий А.Н. Численная модель динамики литосферы Ярощук И.О., Гулин О.Э. О распространении низкочастотного звука в

мелком море с флуктуациями скорости звука

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ И СРЕДСТВА МОНИТОРИНГА И ТОМОГРАФИИ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН

ФИЗИКА ГЕОСФЕР

Г.И. Долгих

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, dolgikh@poi.dvo.ru

В настоящее время изучению физики возникновения, развития и трансформации колебаний и волн на границе геосфер рассматриваемого диапазона (несколько секунд – несколько суток) посвящено множество работ. Основополагающими работами по природе возникновения и развития волн микросейсмического диапазона (2-20 с) являются статьи Хассельмана и Лонге-Хиггинса [1, 2], в которых утверждается, что прогрессивные и стоячие морские ветровые волны возбуждают микросейсмы второго и первого рода, соответственно, при их взаимодействии с морским дном. Периоды микросейсм второго рода равны периодам прогрессивных ветровых волн, а периоды микросейсм первого рода равны половине периода прогрессивных морских волн из-за того, что изменение гидростатического давления в стоячей морской волне дважды меняется за один период поверхностной морской волны. Периоды микросейсм первого и второго рода зависят от периодов морских ветровых волн, которые связаны со скоростью и временем действия ветра, площадью и глубиной водной акватории, над которой действует ветер. В то же время, например, в работе [3], утверждается, что образование самого большого спектрального максимума в микросейсмическом диапазоне с пиковой частотой в области 0.14-0.22 Гц (7.1-4.5 с) связано с низкочастотным рассеянием энергии упругих волн в горных породах. Согласно такому механизму, в двухкомпонентной среде, каковой можно считать горную породу (твёрдая часть плюс поровая вода), энергия упругих волн рассеивается в виде низкочастотных импульсов, частоты которых тем ниже, чем меньше коэффициент пористости. При этом предполагается, что в области частот выше 6 Гц постоянно происходят маломощные сейсмические события, рассеянная энергия которых и служит источником низкочастотных шумов. Более того, в данной работе утверждается, что «океанические волны следует трактовать не как причину низкочастотных сейсмических шумов, согласно теории Лонге-Хиггинса, а наоборот – как их следствие». В то же время при анализе записей лазерного деформографа, который установлен на Краснокаменском геодинамическом полигоне [4], было обнаружено, что в микросейсмическом диапазоне наблюдается два устойчивых пика на периодах в области 6-7 и 3-4 с, второй из которых вызван ветровыми волнами близлежащего озера Умыкай, исчезающий в зимний период наблюдений. Пик с периодом 6-7 с существует всегда, более того, амплитуда его резко возрастает после выполнения взрывных работ в шахте. Резкое возрастание амплитуды пика микросейсмического диапазона на периоде 6-7 с может быть связано как с механизмом, описанным в работе [3], так и с возбуждением минигеоблока, находящегося в зоне расположения лазерного деформографа. Не исключено возбуждение волн микросейсмического диапазона атмосферными процессами по аналогии с возбуждением «Инфрагравитационного шума Земли» пульсациями атмосферного давления в резонансном и околорезонансном случаях [5]. Проведение работ на пространственно разнесённых полигонах, оснащённых современной лазерно-интерференционной аппаратурой (лазерные деформографы, лазерные нанобарографы и лазерные гидрофизические системы), позволит изучить природу возникновения пиков микросейсмического диапазона, существование которых может быть связано с любым из описанных выше механизмов.

Особый интерес вызывает природа возникновения «Инфрагравитационного шума Земли» (1–15 мин), которая может быть связана с различными процессами во всех геосферах Земли, любой из которых подходит для объяснения появления колебаний и волн данного диапазона частот. Как следует из работ [5–9], вариации атмосферного давления приводят к возбуждению соответствующих упругих колебаний земной коры. Кроме того, вариации атмосферного давления приводят к возбуждению цугов внутренних морских волн. Другой взгляд на появление «Инфрагравитационного шума Земли» связывают с морскими волновыми процессами: 1) инфрагравитационными морскими волнами [10–14]; 2) преобразованием энергии морских внутренних волн в энергию микродеформаций земной коры соответствующего периода [15]. Особую роль в появлении колебаний и волн данного диапазона частот отводится процессам, происходящим в твёрдых оболочках Земли. Так, в работе [16] появление волн с периодами 100–200 с связано с процессами подготовки и развития землетрясений. Известно, что в данном диапазоне (1–15 мин) находится основная масса крутильных и сфероидальных собственных колебаний Земли [17–20], закономерностям, появления которых после землетрясений и изучению природы вариаций их амплитуд посвящено много работ, например, [21]. Нельзя сбрасывать со счетов собственные колебания геоблоков, которые уверенно регистрируются лазерными деформографами [22].

В более низкочастотном диапазоне периодов (от 15 мин до нескольких суток) основное внимание исследователей обращено на изучение физики возникновения, развития и трансформации колебаний и волн, обусловленных: 1) собственными колебаниями Земли [17–21]; 2) приливноотливными процессами атмосферы, гидросферы и литосферы; 3) собственными колебаниями отдельных бухт, заливов, морей и океанов [23]; 4) крупномасштабными атмосферными процессами [24] и антропогенными процессами [25]. В работе [24] показано, что многие осцилляции, регистрируемые вертикальными сейсмометрами, гравиметрами, деформографами и наклономерами, обусловлены указанными движениями – гармониками атмосферного термического прилива, собственными колебаниями атмосферы, осцилляцией Маддена-Джулиана в системе атмосфера-океан, атмосферными планетарными волнами Россби.

В связи с вышеизложенным, крайне важное значение имеет изучение физики возникновения колебаний и волн инфразвукового диапазона (несколько секунд – несколько суток) с определением их первоисточника (атмосфера, гидросфера, литосфера), исследование закономерностей их динамики, трансформации на границе раздела геосфер, а также пространственно-временной структуры на планетарных масштабах.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке программы «Дальний Восток» 2015 года и гранта РНФ (соглашение №14-17-00041).

Литература

1. *Hasselmann, K.* A statistical analysis of the generation of microseisms // Rev. Geophys. 1963. V. 1. P. 177–209.

2. Longuet-Higgins M.S. A theory of the origin of microseisms // Phil. Trans. R. Soc. London. Ser. A. 1950. V. 243. P. 1–35.

3. Сидоров В.К., Тарантин М.В. О природе низкочастотных максимумов в спектрах сейсмических шумов // Физика Земли. 2013. №1. С. 63–67.

4. Долгих Г.И., Рассказов И.Ю., Луговой В.А., Аникин П.А., Цой Д.И., Швец В.А., Яковенко С.В. Краснокаменский лазерный деформограф // Приборы и техника эксперимента. 2013. № 5. С. 138–139.

5. *Nishida, K., Kobayashi, N.* & Fucao, Y. Resonant oscillations between the solid Earth and atmosphere // Science. 2000. V. 287. P. 2244–2246.

6. *Kobayashi*, *N.* & Nishida, K. Continuous excitation of planetary free oscillations by atmospheric disturbances // Nature. 1998. V. 395. P. 357–360.

7. *Nishida, K.* et al. Origin of Earth's ground noise from 2 to 20 mHz // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29. P. 1413.

8. *Tanimoto, T.* Continues free oscillations: Atmosphere-solid Earth coupling // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2001. V. 29. P. 563–584.

9. Fukao, Y.K. et al. A theory of the Earth's background free oscillations // J. Geophys. Res. 2002. №. 107 (B9). P. 2206.

10. Алексеев А.В., Валентин Д.И., Долгих Г.И и др. // ДАН. 2003. Т. 389. №2. С. 244–246.

11. *Rhie, J.* & Romanowicz, B. Excitation of the Earth's continuous free oscillations by atmosphere-ocean-seafloor coupling // Nature. 2004. V. 431. P. 552–556.

12. *Ekstrom, G.* & Ekstrom S. Correlation of Earth's long-period background seismic radiation with the height of ocean waves // Eos 86(52), Fall Meet. Suppl. Abstr. 2005. S34B-02.

13. *Romanowicz, B., Rhie, J. &* Colas, B. Insights into the origin of the Earth's hum and microseisms // Eos 86(52), Fall Meet. Suppl. Abstr. 2005. S31A-0271.

14. Webb Spahr C. The Earth's "hum" is driven by ocean waves over the continental shelves // Nature. 2007. V. 445. P. 754–756.

15. Долгих Г.И., Навроцкий В.В., Холодкевич Е.Д. Внутренние волны в придонном термоклине и микродеформации земной коры в зоне перехода материк-океан // Доклады академии наук. 2011. Т. 438. №4. С. 550–554.

16. Яновская Т.Б., Королёва Т.Ю. О влиянии землетрясений на кросскорреляционную функцию сейсмического шума // Физика Земли. 2011. №9. С. 3–12.

17. Буллен К.Е. Плотность Земли / Перевод с английского под ред. В.Н. Жаркова.

18. Жарков В.Н. Собственные колебания Земли и планет. 2003. М.: ОИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН. 267 с.

19. Магницкий В.А. Внутренне строение и физика Земли. 2006. М.: Наука. 390 с.

20. Park J., Amoruso A., Crescentini L., Boschi E. Long period toroidal Earth free oscillations from the great Sumatra-Andaman earthquake observed by paired laser extensometers in Gran Sasso, Italy. // Geophys. J. Int. V. 178. P. 887–905.

21. Соболев Г.А. О некоторых свойствах возникновения и эволюции колебаний Земли после землетрясений // Физика Земли. 2013. №5. С. 12- 27.

22. Долгих Г.И., Давыдов А.В., Холодкевич Е.Д. Вариации микродеформаций земной коры, регистрируемые разнесёнными лазерными деформографами // Физика Земли. 1997. №10. С. 51–62.

23. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Смирнов С.В., Чупин В.А., Швец В.А., Яковенко С.В. Инфразвуковые колебания Японского моря // Доклады академии наук. 2011. Т. 441. №1. С. 98–102.

24. Швед Г.М., Ермоленко С.И., Карпова Н.В., Вендт З., Якоби К. Регистрация глобальных осцилляций атмосферы сейсмическими приборами // Физика Земли. 2013. №2. С. 131–142.

25. Гульельми А.В., Зотов О.Д. О скрытой околочасовой периодичности землетрясений // Физика Земли. 2013. №1. С. 3–10.

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ПЕРВИЧНЫЙ ЭТАЛОН ЕДИНИЦ СКОРОСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И КОЭФФИЦИЕНТА ЗАТУХАНИЯ УЛЬТРАЗВУКОВЫХ ВОЛН В ТВЕРДЫХ СРЕДАХ ГЭТ 189-2014

П.В. Базылев, А.И. Кондратьев, В.А. Луговой, И.Я. Крумгольц

Дальневосточный филиал ФГУП «ВНИИФТРИ», г. Хабаровск, bazylev@dfvniiftri.ru, lugovoy@dst.khv.ru

Обеспечение необходимой точности и достоверности результатов измерений требует постоянного развития эталонной базы страны, возглавляемой государственными первичными эталонами (ГПЭ). Создание и совершенствование ГПЭ основано на исследовании и развитии новых перспективных физических методов и средств измерений.

В соответствии с научно-технической программой «Эталоны России» в Дальневосточном филиале ВНИИФТРИ в 2012 г. был утвержден государственный первичный эталон единиц скоростей распространения продольных, сдвиговых и поверхностных ультразвуковых (УЗ) волн в твердых средах ГЭТ 189–2012. В основу создания данного ГПЭ были положены бесконтактные оптические методы возбуждения и регистрации УЗ волн [1,2]. В результате дальнейшего совершенствования эталона его состав в 2014 г. был дополнен новой эталонной установкой – для измерения коэффициента затухания продольных УЗ волн, разработанной на базе бесконтактных емкостных методов генерации и приема УЗ волн [3] и расширяющей возможности ГПЭ.

Потребность в измерении параметров распространения УЗ волн в твердых средах (скорости распространения и коэффициента затухания различных типов УЗ волн) определяется задачами как фундаментальных, так и прикладных исследований во многих областях науки, техники и производства, в том числе в геоакустике, сейсмике, изучении свойств горных пород. В фундаментальных исследованиях через параметры распространения УЗ волн в твердых средах рассчитываются упругие постоянные и модули упругости – важнейшие характеристики твердого тела. Параметры распространения УЗ волн требуются для нахождения физико-механических характеристик, прочностных свойств твердых сред и имеют важнейшее значение при создании новых материалов, отработке технологий их получения и внедрения их в технические разработки и производство. Одной из актуальных задач является обеспечение единства измерений в области ультразвукового неразрушающего контроля качества материалов, изделий и объектов.

Состав эталона. Государственный первичный эталон ГЭТ189–2014 состоит из 3-х эталонных установок: 1) установки для измерения скоростей распространения продольных и сдвиговых УЗ волн в твердых средах; 2) установки для измерений скорости распространения поверхностных УЗ волн в твердых средах; 3) установки для измерения коэффициента затухания продольных УЗ волн в твердых средах; 4-х комплектов исходных мер скорости и коэффициента затухания УЗ волн; блока температурных измерений.

Методы измерения. Эталонные установки для измерений скоростей распространения УЗ волн представляют собой электронно-оптические измерительные комплексы на базе бесконтактных оптических методов возбуждения и регистрации УЗ колебаний.

Для измерения скорости распространения продольных и сдвиговых УЗ-волн используется эхо-импульсный метод, который включает:

– одновременное дистанционное бесконтактное термооптическое возбуждение коротких, длительностью не более 30 нс на полувысоте, акустических импульсов продольных УЗ волн и длительностью порядка 100 нс акустических импульсов сдвиговых УЗ-волн в плоскопараллельных мерах известной толщины d с помощью моноимпульсного твердотельного лазера;

 – дистанционную бесконтактную регистрацию последовательности переотраженных акустических сигналов двухлучевым лазерным интерферометром;

 измерение времени распространения T_L УЗ импульсов продольных волн на акустической базе, равной или кратной двойной толщине меры 2d;

– измерение времени *t_s* прихода сдвиговой компоненты УЗ сигнала (с поправкой на собственные задержки установки).

Скорость распространения продольных УЗ-волн *С*_{*L*} определяется по формуле:

$$C_L = 2(N-1)d/T_L,$$

где *N* – номер переотраженного стоп-импульса (второго или третьего).

Скорость распространения сдвиговых УЗ-волн C_s вычисляется по формуле:

$$C_s = d/t_s$$

Для исключения влияния задержки сигнала в измерительном тракте временной интервал *t*_s определяется по формуле [1, 3]:

$$t_{S} = t_{IS} - t_{L1} + T_{12}/2,$$

где t_{IS} – измеренное значение «положения» сдвиговой компоненты сигнала; t_{L1} – время прихода переднего фронта первого пришедшего УЗ импульса продольной волны; T_{12} – временной интервал между первым пришедшим и первым переотраженным продольными УЗ импульсами.

Толщину *d* меры скорости измеряют относительным методом при помощи контактного интерферометра типа ИКПВ.

Для измерения скорости распространения поверхностных УЗ волн Рэлея в эталоне реализован импульсный метод [2], который включает:

 – дистанционное бесконтактное термооптическое возбуждение коротких, длительностью (70÷100) нс, акустических импульсов поверхностных волн на поверхности плоскопараллельной меры;

– дистанционную бесконтактную «точечную» регистрацию акустических сигналов, распространяющихся по поверхности меры, с помощью широкополосного лазерного интерферометрического приемника в двух точках поверхности меры, расположенных соосно с точкой возбуждения;

— измерение времени распространения T_R акустических импульсов на известной фиксированной акустической базе (расстояние между точками приема) длиной l.

Скорость распространения поверхностных УЗ волн вычисляется по формуле:

$$C_R = l/T_R$$

Принципиальной особенностью оптического приемника поверхностных УЗ волн является минимизация размеров зоны приема за счет фокусировки лазерного излучения на поверхности меры с помощью линз, размещенных непосредственно в рабочем плече интерферометра [2].

Эталонная установка для измерений коэффициента затухания продольных УЗ волн в твердых средах представляет собой электронноизмерительный комплекс на базе бесконтактных емкостных методов возбуждения и регистрации УЗ колебаний. В установке реализованы резонансный и эхо-импульсный методы измерения коэффициента затухания продольных УЗ волн.

Резонансный метод измерения коэффициента затухания α_L используется при $\alpha_r \leq 100$ дБ/м и включает:

– бесконтактное возбуждение в плоскопараллельной мере коэффициента затухания толщиной d с помощью широкополосного емкостного преобразователя (ЕП) ультразвуковых колебаний с заданной частотой в диапазоне (1 ÷ 50) МГц;

 – бесконтактную регистрацию формирующейся картины акустических спектральных линий (АСЛ) с помощью широкополосного приемного ЕП и приемного блока анализатора спектра;

- измерение частоты максимума f_n ACЛ с порядковым номером n,

наиболее близкой к требуемой частоте, и ширины АСЛ ΔF по заданному уровню β ;

- измерение скорости распространения продольных УЗ волн C₁.

Вычисление коэффициента затухания при $\alpha_L \le 50$ дБ/м производится по формуле:

$$\alpha_L = \frac{20}{ln10} \frac{\pi \Delta F_{ISP}}{C_L}, \quad \text{дБ/м},$$

где $\Delta F_{ISP} = \Delta F - \Delta F_{DIF} - \Delta F_{POP}$ – исправленное значение ширины АСЛ; ΔF – измеренное значение ширины АСЛ по уровню $\beta = 0,707$; ΔF_{DIF} – дифракционная поправка; ΔF_{POP} – поправка, учитывающая потери энергии в окружающую среду; $C_L = 2df_p/n T_R$; n – номер АСЛ.

При $\alpha_L > 50$ дБ/м коэффициент затухания определяется по формуле:

$$\alpha_{L} = -\frac{20}{d} lg \left[-\frac{\beta \sin \Delta \psi}{\sqrt{1-\beta^{2}}} + \sqrt{\left(\frac{\beta \sin \Delta \psi}{\sqrt{1-\beta^{2}}}\right)^{2}} + 1 \right], \quad \text{дБ/м},$$

где β – уровень, на котором производится измерение ширины АСЛ ΔF ; $\Delta \psi = \pi \Delta F_{ISP} d/C_I$.

Эхо-импульсный метод измерения коэффициента затухания α_L используется при $\alpha_L > 80$ дБ/м и включает:

– бесконтактное возбуждение УЗ импульсов (радиоимпульсный режим) с заданной частотой в плоскопараллельной мере коэффициента затухания толщиной *d* с помощью широкополосного ЕП;

 – бесконтактную регистрацию переотраженных в мере УЗ импульсов с помощью широкополосного приемного ЕП и цифрового запоминающего осциллографа;

– измерение ослабления УЗ колебаний (отношения амплитуд выбранной пары УЗ импульсов) *А*_{ит} в дБ.

Коэффициент затухания продольных УЗ волн α_L вычисляется по формуле:

$$\alpha_L = \frac{1}{2d(m-n)} (A_{nm} - \Delta A_{DIF}), \quad \text{дБ/M},$$

где ΔA_{DIF} – дифракционная поправка; *n*, *m* – номера переотраженных УЗ импульсов.

Метрологические характеристики эталона приведены в таблице. В качестве характеристик погрешности для ГПЭ приводят среднее квадратическое отклонение (СКО) результата измерений S_0 и неисключенная систематическая погрешность (НСП) Θ_0 .

Параметр	Диапазон измерений	Диапазон частот	СКО <i>S</i> ₀	НСП Θ_0
Скорость распространения продольных УЗ волн	(5000÷6500) м/с	(0,5÷25) МГц	\leq 4,6·10 ⁻⁷ /d	$\leq 1,4.10^{-4}$
Скорость распространения сдвиговых УЗ волн	(2000÷4000) м/с	(0,5÷10) МГц	\leq 5,0·10 ⁻⁴	$\leq 2,0.10^{-3}$
Скорость распространения поверхностных УЗ волн	(2000÷3500) м/с	(0,3÷30) МГц	\leq 3,0·10 ⁻⁵	$\leq 6,0.10^{-5}$
Коэффициент затухания продольных УЗ волн	(0,2÷500) дБ/м	(1÷50) МГц	\leq 0,01÷0,07	≤ 0,01÷,07

ГПЭ обеспечивает единство измерений скоростей распространения и коэффициента затухания основных типов акустических волн в твердых средах и возглавляет государственную поверочную схему для средств измерений скоростей распространения УЗ волн в твердых средах, устанавливающую порядок передачи воспроизводимых единиц рабочим эталонам и рабочим средствам измерений (национальный стандарт ГОСТ Р 8.756– 2014).

Дальнейшее совершенствование эталона предполагает выполнение следующих мероприятий:

исследование и использование новых высокоточных методик измерений на базе корреляционного метода;

 применение современных лазеров и высокоточных средств измерений интервалов времени и анализаторов спектра;

 разработка комплектов эталонных мер для хранения и передачи размера единиц скорости распространения и коэффициента затухания УЗ волн в твердых средах;

• расширение частотного диапазона измерений до 100 МГц.

С учетом результатов эксплуатации эталона планируется создать теоретическую и экспериментальную базу для измерений физикомеханических характеристик твердых сред.

Литература

Бондаренко А.Н., Дробот Ю.Б., Кондратьев А.И. Прецизионные акустические измерения оптическими и емкостными методами. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 242 с.

Луговой В.А., Базылев П.В. Прецизионные методы и средства исследований параметров акустических сигналов различных типов волн в твердых средах. Хабаровск. Изд-во ДВГУПС. 2011. 180 с.

Кондратьев А.И. Прецизионные методы и средства измерения акустических величин твердых сред. Хабаровск. Изд-во ДВГУПС. 2006. 152 с.

СОВРЕМЕННОЕ МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ КРОМОК ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В ОХОТСКОМ МОРЕ

А.С. Батухтина, В.А. Романюк, В.М. Пищальник

Государственное бюджетное образовательное учреждение высшего профессионального образования Сахалинский государственный университет, г. Южно-Сахалинск, alevtina-batukhtina@rambler.ru, kunashir18@rambler.ru, vpishchalnik@rambler.ru

Освоение природных ресурсов в акватории Охотского моря происходит на фоне тенденции уменьшения ледовитости, что в настоящее время создает благоприятные условия для безопасного мореплавания. Однако знание современного состояния ледового режима, а также составление прогнозов различной заблаговременности всегда являются актуальными.

На основе материалов ледовых авиаразведок, попутных судовых наблюдений и береговых морских гидрометеостанций Л.П. Якунин вычислил средние, максимальные и минимальные положения кромок ледяного покрова Охотского моря для периода с 1961 по 1990 гг. [1]. Этот период совпадает с рекомендациями Всемирной метеорологической организации (WMO), по которым «климатической нормой», принято считать многолетнее среднее значение параметров природной среды за 30-летние периоды, начиная с 1901 г. Отклонения от ранее наблюдаемых значений определяются как аномалии [2]. В настоящей работе предпринята попытка вычисления современных границ распространения ледяного покрова в Охотском море для периода с 2001 по 2015 гг. и выполнена оценка смещения кромок относительно климатических норм.

Для достижения поставленной цели необходимо было выполнить следующие задачи:

- провести выборку и систематизацию гидрометеорологических и спутниковых данных для Охотского моря за период с 2001 по 2015 гг.;

- разработать методологию определения среднего положения кромок ледяного покрова в исследуемой акватории на основе ГИС-технологий;

 вычислить среднее местоположение кромок ледяного массива в исследуемой акватории за период с 2001 по 2015 гг. с использованием ГИСтехнологий в период максимального развития ледовых процессов (март);

- провести сравнительный анализ полученных данных с климатической нормой. СахГУ располагает коллекцией карт-схем Japan Meteorological Agency (JMA), построенных на основе спутниковых наблюдений за состоянием ледяного покрова (рис. 1) [3]. На основе этих данных были вычислены положения кромок ледяного покрова в Охотском море для периода интенсивного развития шельфовых нефтегазовых проектов с 2001 по 2015 гг.

Процедура определения положения кромок состояла из следующих этапов: 1 – выборка ледовых карт-схем JMA за вторую декаду марта; 2- пространственная привязка выбранных карт-схем; 3 – расчет



Рис. 1. Пример исходной карты-схемы ледяного покрова JMA, используемой для расчета кромок ледяного массива

местоположения кромок и вычисление их максимального, минимального и среднего положения. Координаты среднего положения кромок в период максимального развития ледовых процессов (середина марта для Охотско-го моря) определялись с помощью пакета программ ArcGis с 5-минутным шагом по широте и долготе с последующим осреднением за весь исследуемый период.

В результате анализа полученных данных было установлено, что в начале XXI в. произошло смещение минимального положения кромки ледяного покрова в западном направлении в среднем на 170 миль (максимально до 236 миль) (рис. 2). При этом северная граница массива льда только в отдельных местах сместилась к северу до 60 миль. В период минимальной ледовитости остается свободным ото льда северо-западное побережье Камчатки в зал. Шелихова.

Наибольшие различия местоположения границы максимального распространения ледяного покрова



Рис. 2. Минимальное положение кромки массива льда в Охотском море в период 1961–1990 гг. (климатическая норма) и в начале XXI в.



Рис. 3. Максимальное положение кромки массива льда в Охотском море в период 1961–1990 гг. (климатическая норма) и в начале XXI в.

отмечаются в районе центральных Курильских островов и в прол. Лаперуза (рис.3). В современный период ледяной покров не достигает островов и располагается на 60–90 миль западнее своего абсолютного максимума в период 1961–1990 гг. Остается свободной ото льда и юго-западная часть прол. Лаперуза. Оперативный мониторинг ледовой обстановкой на основе спутниковых снимков Тегга (MODIS) позволяет зафиксировать только эпизодический вынос отдельных полос льда через пролив.

Среднее положение кромок массива льда в период максимального развития ледовых процессов

показано на рисунке 4. В среднем кромка сместилась в северо-западном направлении на 200–210 миль. Наибольшее смещение кромки в западном направлении относительно климатической нормы (до 330 миль) наблюдается в центральной части Охотского моря по 55° с.ш. Смещение кромок



Рис. 4. Среднее положение кромки массива льда в Охотском море в период 1961–1990 гг. (климатическая норма) и в начале XXI в.

в восточном направлении в районе Западной Камчатки и прол. Лаперуза составляет 50–60 миль. Существенные изменения в расчеты среднего местоположения кромок были внесены при учете границ массива льда в абсолютно минимальный по ледовитости зимний сезон 2014–2015 – гг. (Пищальник и др., см. наст. сборник). Так для центральной части моря при расчетах среднего положения за период 2001–2014 гг. величина смещения получается в три раза меньше (рис. 4).

Таким образом, ледовые условия в период интенсивного освоения шельфовых проектов Сахали-

на, относительно климатической нормы 1961–1990 гг., стали значительно легче. Это отчетливо видно по смещению среднего положения кромок массива льда в северо-западном направлении в центральной части моря и в восточном направлении в прол. Лаперуза. Незначительное (35–45 миль) смещение средней кромки льда в восточном направлении в районе Западной Камчатки можно объяснить особенностями ледообразования в северовосточной части Охотского моря. Согласно современным представлениям о процессах ледообразования в районах первого иерархического уровня [4], на фоне уменьшении влияния полюса холода Северного полушария на формирование массива льда в северной части Охотского моря в целом, в северо-восточной его части лед формируется, в основном, под воздействием потоков холода из Арктического бассейна и Берингова моря. Образовавшийся лед в нормальные и мягкие зимы практически не выходит за пределы этого района. Его естественной границей является струя Камчатского течения, где лед разрушается. Также отмечены изменения местоположения кромки льда в прол. Лаперуза: в начале века она располагалась в среднем на 25-30 миль к востоку от западной границы пролива, обуславливая благоприятные условия для танкерных перевозок нефтяных углеводородов и сжиженного природного газа.

Предметом, дальнейших исследований, будет являться вычисление современного местоположения кромок ледяного покрова в Охотском море и Татарском проливе в период активного развития шельфовых проектов с использованием ГИС-технологий. Предполагается, что полученные сведения о ледовой обстановке будут обобщены и опубликованы в качестве пособия для мореплавателей.

Литература

1. *Якунин Л.П.* Атлас границ распространения и крупных форм льда дальневосточныхморей России / Л.П. Якунин. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 1995. 57 с.

- 2. Режим доступа 2: http://www.wmo.int/datastat/wmodata_en.html
- 3. Режим доступа 3: http://www.jma.go.jp/

4. *Pishchalnik V.M., Minervin I.G., Romanyuk V.A., Batukhtina A.S.* On the modern climate shift in the regime of iciness of the Sea of Okhotsk and the Sea of Japan / V.M. Pishchalnik, I.G. Minervin, V.A. Romanyuk, A.S. Batukhtina // Proceedings of the 30th International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice. Mombetsu, Hokkaido, Japan, 2015. C.103–106.

ХАРАКТЕРИСТИКА ТИПОВ ЗИМ ПО СУРОВОСТИ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ В ОХОТСКОМ МОРЕ С 1882 ПО 2014 гг.

А.С. Батухтина, В.А. Романюк

Государственное бюджетное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Сахалинский государственный университет» г. Южно-Сахалинск, alevtina-batukhtina@rambler.ru, kunashir18@rambler.ru,

Одним из эффективных приемов анализа особенностей ледового режима является выполнение типизации зим по суровости ледовых условий. Данный прием позволяет выявить повторяющиеся ситуации, установить закономерности и последовательности смены одних процессов другими, а также используется в прогностической практике [1].

В литературе имеются сведения о ранжировании зим по суровости ледовых условий Охотского моря выполненном по формуле, предложенной Ю.П.Дорониным (1959) на основе морских и авиационных наблюдений за период 1956–1992 гг. [2]. В настоящей работе предлагается ранжировать зимы по суровости ледовых условий на пять типов: экстремально суровый, суровый, умеренный, мягкий и экстремально мягкий. Такой подход позволяет существенно детализировать исследования и выделить новые черты ледового режима Охотского моря [3]. В качестве исходных данных был использован восстановленный ряд значений ледовитости для периода с 1882 по 2014 гг. (Романюк и др., см. наст. сборник).

В качестве параметра классификации использовалась суммарная ледовитость года с декабря по май, которая определялась соотношением (1) [2]:

$$L_{j} = \sum_{i=1}^{p_{j}} L_{ij},$$
 (1)

где, L_j – суммарная ледовитость *j*-го года; L_{ij} – ледовитость*i*-й декады *j*-го года; p_i – количество декад в *j*-ом году.

Диапазон изменения типизируемого параметра (ΔL) (2) в каждом типе определялся:

$$\Delta L = \frac{L_{max} - L_{min}}{k},\tag{2}$$

где, L_{max} , L_{min} – наибольшее и наименьшее значения суммарной ледовитости, k – количество типов.

В работе В.В. Плотникова (2012) интервалы изменчивости суммарной ледовитости для каждого типа определяются следующим образом (3–5) [1]:

- суровый:
$$L_{min} + 2\Delta L \le L_3 \le L_{max}$$
; (3)

- умеренный:
$$L_{min} + \Delta L \leq L_2 \leq L_{min} + 2\Delta L;$$
 (4)
- мягкий: $L_{min} \leq L_1 \leq L_{min} + \Delta L.$ (5)

- мягкий: $L_{min} \leq L_1 \leq L_{min} + \Delta L$.

Для ранжирования зим на 5 типов интервалы были смещены следующим образом (6-10):

- экстремально суровый: $L_{min} + 4\Delta L \le L_5 \le L_{max}$; (6)
- суровый: $L_{min} + 3\Delta L \le L_4 \le L_{min} + 4\Delta L;$ (7)
- умеренный: $L_{min} + 2\Delta L \leq L_3 \leq L_{min} + 3\Delta L;$ (8)
- мягкий: $L_{min} + \Delta L \le L_2 \le L_{min} + 2\Delta L; (9)$

- экстремально мягкий: $L_{min} \leq L_1 \leq L_{min} + \Delta L.$ (10)

Результаты расчетов приведены в таблице.

Типизация зим по суровости ледовых условий в Охотском море с 1882 по 2015 гг.

Тип зимы	ГОДЫ
Экстремаль-	1885, 1890, 1913, 1930, 1931, 1932, 1933, 1942, 1951, 1959, 1967,
но суровый	1978, 1979, 1980
	1883, 1884, 1887, 1889, 1892, 1906, 1915, 1919, 1922, 1924, 1925,
Суровый	1926, 1928, 1929, 1935, 1939, 1941, 1944, 1946, 1947, 1949, 1950,
	1953, 1958, 1960, 1961, 1966, 1969, 1972, 1973, 1977, 1983, 2001
	1882, 1886, 1888, 1891, 1893, 1894, 1895, 1896, 1897, 1898, 1899,
	1900, 1902, 1905, 1908, 1909, 1910, 1911, 1914, 1916, 1920, 1921,
Умеренный	1923, 1927, 1934, 1936, 1940, 1945, 1948, 1954, 1955, 1962, 1963,
	1964, 1965, 1968, 1970, 1971, 1975, 1981, 1982, 1985, 1986, 1988,
	1993, 1998, 1999, 2000, 2002, 2003
	1901, 1903, 1904, 1907, 1912, 1917, 1918, 1937, 1938, 1943, 1952,
Мягкий	1956, 1957, 1974, 1976, 1984, 1987, 1989, 1990, 1992, 1994, 1995,
	2004, 2007, 2008, 2010, 2012, 2013
Экстремаль-	1001 1006 1007 2005 2006 2000 2011 2014
но мягкий	1991, 1990, 1997, 2003, 2000, 2009, 2011, 2014

Контрольные расчеты с учетом возможной погрешности ± 2.5% показали, что ни увеличение, ни уменьшение площади ледяного покрова на данную величину для восстановленного ряда принципиально не изменяют полученный результат. Другими словами, ряд является достаточно устойчивым и может применяться для ранжирования зим. Кроме того, при объединении сурового и экстремально сурового типов, равно как и мягкого и экстремально мягкого в один тип суровый или мягкий соответственно, мы получаем примерно равное количество повторений типов, которое получается по формуле Доронина (сумма суровых и экстремально суровых зим – 47, умеренных – 50 и мягких и экстремально мягких – 36) (рис.1) [4].



Рис. 1. Распределение количества типов зим относительно всего периода

На протяжении исследуемого периода преобладали умеренные типы зим (37,6%), суровые и мягкие типы зим наблюдались приблизительно в равных отношениях (24,8% и 21% соответственно). Экстремально суровые и экстремально мягкие типы зим отмечены в 10,5% и 6% соответственно. В целом, зим с суровыми ледовыми условиями (суровые и экстремально суровые зимы) наблюдалось больше, чем с мягкими (мягкие и экстремально мягкие зимы).

Экстремально суровые типы зимы наблюдались в основном в середине периода, как в единичных случаях, так и в непродолжительных периодах по нескольку лет: 1930–1933 гг., 1978–1980 гг. Наибольшее число суровых зим (57,6%) отмечено в период с 1919 по 1961 гг. С 1980 г. экстремально суровые зим не наблюдались. Следует отметить, что до 1991 г. экстремально мягких зим зафиксировано не было, а мягкие зимы до 1987 г., наблюдались, как правило, только в единичных случаях (рис.2). Начало XXI века характеризуется обилием зим мягких и экстремально мягких типов, к суровому был отнесен только 2001 г., экстремально суровые зимы отсутствовали.

Таким образом, результаты ранжирования зим по предложенной методике позволяют сделать следующие выводы:

- экстремально суровые типы зимы наблюдались в основном в начале периода, как в единичных случаях, так и в непродолжительных периодах по нескольку лет: 1930–1933 гг., 1978–1980 гг.;

- с 1980 г. экстремально суровые зимы не наблюдалось, а к суровым зимам в последние 30 лет можно отнести только зимы 1983 и 2001 гг.;

- до 1993 г. экстремально мягкие зимы не наблюдались;



Рис. 2. Сопоставление исторического ряда значений накопленной ледовитости с типизацией зим по суровости ледовых условий

 в начале XXI века большинство зим относятся к мягким и экстремально мягким типам;

- отмечено смягчение зим в течение всего исследуемого периода.

Представленная детальная типизация является базой для дальнейших исследований, и позволит упростить процесс поиска предикторов для прогноза ледовой обстановки.

Литература

1. Плотников, В.В. (2002), «Изменчивость ледовых условий дальневосточных морей России и их прогноз», Владивосток: Дальнаука, с. 171.

2. Плотников, В.В. и др. (1998), «Ледовые условия и методы их прогнозирования / Проект «Моря». Гидрология и гидрохимия морей. Том IX. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия», СПб.: Гидрометеоиздат, с. 291–340.

3. *Batukhtina A.S., Romanyuk V.A., Kolesova E.G.* Character of ice formation in extreme types of winters in the Sea of Okhotsk and the Sea of Japan / Batukhtina A.S., Romanyuk V.A., Kolesova E.G. // Proceedings of the 30th International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice. Mombetsu, Hokkaido, Japan, 2015. C. 250–253.

4. Плотников, В.В. и Вакульская, И.М. (2012), «Изменчивость ледовых условий Берингова моря во второй половине XX- начале XXI века», Известия ТИНРО, Т. 170, С. 220–228.

ИССЛЕДОВАНИЕ ХАРАКТЕРА ИЗМЕНЕНИЯ ПЕРИОДА ВЕТРОВЫХ ВОЛН

С.С. Будрин

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, ss_budrin@mail.ru

В начале 2014 года в журнале «Метеорология и гидрология» была напечатана работа [1], в которой было показано, что изменение периодов ветровых волн при выходе их из зоны действия циклонов может быть связано не только с дисперсией, но и с эффектом Доплера и вариациями скорости и направления ветра в зоне действия циклонов. При обработке синхронных экспериментальных данных лазерного измерителя вариаций давления гидросферы и мобильного лазерного измерителя вариаций давления гидросферы установлено, что при движении ветровых волн по шельфу убывающей глубины происходит их трансформация с уменьшением периода и энергии.

В данной работе представлен более детальный анализ данных, полученных с помощью лазерных измерителей вариаций давления гидросферы [2], за 2010, 2012 и 2013 год. Целью анализа являлся поиск участков записей с явным изменением периода ветрового поверхностного волнения. На рисунке 1 а) представлена динамическая спектрограмма одного из таких участков. При дальнейшем анализе были выделены спектральные максимумы сигнала с шагом 60 секунд и проведена аппроксимация данных значений с помощью полинома шестой степени. На рисунке, б) показан результат аппроксимации для приведенного на рисунке, а) участка.

На основных участках сигнала были выделены десяти часовые отрезки, на которых изменение периода имело линейную зависимость. По данным отрезкам была произведена аппроксимация значений максимумов спектра с помощью линейной, экспоненциальной и показательной регрессии. Помимо этого, по дисперсионному соотношению, приведенному в [3], для значений периодов были рассчитаны скорости распространения ветрового волнения.

В результате данной работы были выделены 17 участков записей,



Динамическая спектрограмма участка записи с изменяющимся периодом волнения (а) (на оси абсцисс отмечен временной интервал участка записи, на оси ординат расположен период волнения в секундах), б) результат аппроксимации значений спектральных максимумов участка записи представленном на рисунке, (а)

сделанных с помощью лазерных измерителей вариаций давления гидросферы, за 2010, 2012 и 2013 год. Проанализированы более 30 отрезков с изменением периода поверхностного волнения, для каждого участка была произведена аппроксимация с помощью трех видов регрессии, уравнения регрессий были сведены в таблицу. В результате, были обнаружены общие закономерности в изменении периода волнения на некоторых анализируемых участках.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке программы «Дальний Восток» 2015 года и гранта РНФ (соглашение №14-17-00041).

Литература

 Долгих Г.И., Долгих С.Г., Будрин С.С., Ярощук Е.И. Исследование изменчивости периода веровых волн // Метеорология и гидрология. Москва. 2014, №1. С. 72–79.
Долгих Г.И., Долгих С.Г., Ковалев С.Н. и др. Лазерный измеритель вариаций давления гидросферы // Приборы и техника эксперимента. М. 2005, №6. С. 137– 138.

3. Боуден К. Физическая океанография прибрежных вод. М.: Мир. 1988. 326 с.

ОПТОАКУСТИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ ПРИ ЛАЗЕРНОМ ПРОБОЕ МОРСКОЙ ВОДЫ И ВОЗМОЖНОСТИ КОМБИНИРОВАННОГО МЕТОДА ЛАЗЕРНОЙ И УЛЬТРАЗВУКОВОЙ ИСКРОВОЙ СПЕКТРОСКОПИИ

А.В. Буланов

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, a_bulanov@me.com

Оптический пробой, генерируемый лазерным излучением, обладает свойствами взрыва [1,2]. В статье [3] представлен прекрасный обзор последних достижений в области области динамики образующихся под действием лазерного излучения пузырьков в жидкости. В [4] был изучен баланс энергии различных механизмов уноса энергии из зоны пробоя и показана высокая эффективность преобразования оптической энергии в акустическую, заключенная в интервале 10–49% и существенно зависящая от энергии и длительности лазерного импульса. Столь высокий разброс эффективности акустико-оптического преобразования в жидкости связан с наличием различных механизмов генерации акустических волн при оптическом пробое, обусловленном лазерными импульсами с различной энергией и при различной фокусировке лазерного излучения в жидкости. В связи с этим нам было интересно изучить зависимость особенностей акустической эмиссии от энергии лазерного импульса и его фокусировки в жидкости, а также от наличия дополнительного источника звука, который мог облегчить оптический пробой.

Была изучена акустическая эмиссия, сопровождающая пульсации кавитационного пузырька, образованного на поздних стадиях эволюции плазменного пробоя жидкости под действием лазерного излучения. Эксперименты проводились с различными акустическими пьезокерамическими фокусируемыми излучателями. Для возбуждения оптического пробоя использовался ND:YAG лазер «Brilliant B» со следующими параметрами излучения: длина волны 532 нм, длительность импульса 10 нс, энергия в импульсе до 180 мДж, изменяющаяся в режиме модулированной добротности. Плотность мощности лазерного излучения дополнительно возрастала за счет острой фокусировки излучения в необходимом месте (в толще

жидкости, на поверхности или вблизи поверхности жидкости) с помощью линз с различными фокусными расстояниями F = 40 мм, 75 мм и 125 мм. Регистрация оптического пробоя осуществлялась с применением оптического многоканального анализатора спектров Flame Vision PRO System, с временным разрешением 3 пs. Внутрь ячеек наливалась морская или пресная вода, акустическая эмиссия регистрировалась с помощью гидрофона типа 8103 фирмы Брюль и Къер (Дания). Запись аналоговых сигналов осуществлялась на персональный компьютер с помощью АЦП типа E20–10 фирмы Л-кард с частотой квантования от 1 до 5 МГц. Анализ одновременно записанной акустической информации позволял связать динамику пузырьков с параметрами акустической эмиссии из области оптического пробоя [5,6].

Были получены экспериментальные данные о характере спектральной плотности акустической эмиссии при различных режимах пробоя в воде: для поверхностного пробоя, для пробоя в толще воды и для смешанного пробоя. Выяснилось, что акустическая эмиссия и значения спектральных плотностей звука существенно различаются в зависимости от характера оптического пробоя (рис.1) [6, 7]

На рис. 2 представлен график превышения спектра акустической эмиссии при одновременном акустическом и лазерном облучении воды с образования пробоя (кавитации) над спектром акустической эмиссии в условиях, когда лазерного облучения не было. Хорошо видны кратные гармоники падающего излучения, разность уровней которых составляет 0 дБ как в присутствии пробоя, так и в его отсутствии. Таким образом, видно,



Рис. 1. Спектр акустической эмиссии при поверхностном пробое и пробое в толще воды



Рис. 2. Превышение спектра акустической эмиссии при одновременном акустическом и лазерном облучении воды с образования пробоя (кавитации) над спектром акустической эмиссии в условиях, когда пробоя не было

что дополнительное лазерное облучение с энергией в импульсе 56 мДж приводит к резкому увеличению акустической эмиссии из зоны взаимодействия с жидкостью [8, 9].

Важным эффектом, обнаруженным в экспериментах по регистрации акустической эмиссии при лазерном пробое воды, оказался эффект резкого



Рис. 3. Эффект резкого увеличения акустической эмиссии при лазерном пробое морской воды по сравнению с пресной водой

увеличения эмиссии для морской воды [8, 9]. Указанный эффект представлен на рис. 3.

Таким образом, в работе впервые установлен экспериментальный результат, свидетельствующий о том, что акустическая эмиссия при оптическом пробое морской воды и в присутствии и в отсутствии ультразвука намного превышает акустическую эмиссию в пресной воде [8, 9].

Особо следует отметить, что наблюдается резкое возрастание разрешения спектральных линий элементов в воде при лазерном пробое в поле мощного ультразвука, что продемонстрировано на рис.4. Это обстоятельство дает возможность увеличить чувствительность комбинированного метода лазерной и ультразвуковой искровой спектроскопии [9, 10].

В работе показано, что в целом наблюдается линейная зависимость акустического давления от энергии лазерного импульса. По акустическим данным удается воспроизвести динамику образования пузырьков в жидкости в результате пробоя, которая согласуется с динамикой, получаемой из оптических данных. Это практически важно для изучения пробоя в непрозрачных средах.

Показано, что наблюдается резкое возрастание разрешения спектральных линий элементов в воде при лазерном пробое в поле мощного ультразвука, что свидетельствует о повышении чувствительности комбинированного метода лазерной и ультразвуковой искровой спектроскопии.

Выявлен неожиданный эффект существенного отличия порогов лазерного пробоя в присутствии звука для морской и пресной воды. Обыч-



Рис. 4. Эффект резкого возрастания разрешения спектральных линий натрия в воде при лазерном пробое в поле мощного ультразвука

но в экспериментах наблюдается понижение порогов пробоя в соленой воде, природа которого пока не установлена. Рабочей гипотезой является механизм совместного электроакустического взаимодействия в сильном электролите, который приводит к дополнительной диссипации энергии в фокальной области взаимодействия лазерного излучения с морской водой, который приводит к дополнительному перегреву и облегчения образования полостей в жидкости.

Литература

1. Райзер Ю.П. Лазерная искра и распространение разрядов. М.: Наука, 1974.

2. Фишер В.И. // ЖЭТФ. 1980. Т. 79. № 6 (12). С. 2142.

3. Lauterborn W., Kurz T. // Rep. Prog. Phys. 2010. V. 73. 106501 (88pp).

4. Vogel A. et al. // Appl. Phys. B. 1999. V. 68. P. 271.

5. *Bulanov A.V., Nagorny I.G.* Acoustic effects at interaction of laser radiation with a liquid accompanied by optical breakdown. // Am. Inst. of Phys. Conf. Proc. 2012. Vol. 1474, p. 351–354.

6. Буланов А.В., Нагорный И.Г., Соседко Е.В. «Особенности акустической эмиссии при оптическом пробое жидкости под действием Nd:YAG лазера" // Журнал технической физики, 2013, том 83, 8, с. 117–120

7. *Буланов А.В., Нагорный И.Г.* Спектральные и энергетические характеристики акустической эмиссии при пробое воды лазерным излучением // Известия РАН. Серия физическая, 2014, том 78, № 2, с. 241–244.

8. *Bulanov A.V.* "The features of laser breakdown of sea and fresh water"// Proceedings of Western Pacific (WESTPAC) 9th International Scientific Symposium, 22–25 April 2014, Nha Trang, Vietnam, p. 244–245

9. *Bulanov Alexey* "Acoustic effects occurring in optical breakdown with a liquid by laser radiation"// Proceed. 21st Int. Congress on Sound and Vibration (ICSV21) International Institute of Acoustics and Vibration: Beijing, China, 13–17 July 2014. 8 p. http://www.icsv21. org/content/papers/papers/full_paper_417_20140315044952704.pdf

10. Bulanov A.V. "Acoustic emission and laser breakdown of water with different salinity» // Proceedings of Pan Ocean Remote Sensing Conference (PORSEC) 04–07 November 2014, Bali, Indonesia, p. 77

АКУСТИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ ПУЗЫРЬКОВ В ПРИПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ МОРЯ С ПРИМЕНЕНИЕМ ИНВЕРТИРОВАННЫХ ДОННЫХ ИЗЛУЧАТЕЛЕЙ

В.А. Буланов, И.В. Корсков, А.В.Стороженко, П.Н. Попов

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, bulanov@poi.dvo.ru

Акустическое зондирование позволяет изучать мелкомасштабную структуру морской среды и ее изменчивость, связанную с турбулентными образованиями, проявлением внутренних волн, наличием пузырьков, твердых взвесей, а также планктона и других биологических объектов. Приповерхностный слой моря наиболее сильно изменчив и зачастую характеризуется аномально высокими концентрациями газовых пузырьков [1-9]. Для определения акустических характеристик верхнего слоя морской воды важен вид функции g(R) в возможно более широкой области изменения R. Практически все предложенные в литературе виды функции g(R) имеют существенные недостатки, выражаемые в появлении расходимости в интегралах для вычисления эффективных параметров воды с газовыми пузырьками (сжимаемость, скорость звука, нелинейный параметр и др.) [7, 8, 10]. Для микронеоднородной среды они обычно вычисляются в гомогенном приближении при наличии непрерывных функций распределения параметров во всем интервале определения [10]. Цель работы – выявить новый аналитический вид функции g(R), который согласуется с экспериментальными результатами, полученными различными авторами, и позволяет оценить акустические характеристики пузырьков в верхнем слое океана.

Функция распределения g(R) обычно определяется как количество включений в единице объема dN, приходящихся на интервал их радиусов dR, так что концентрация пузырьков в единице объема равна $N = \int_{R_{min}}^{R_{max}} g(R) dR$, g(R) = dN/dR. Для исследования рассеяния звука была

произведена постановка и калибровка акустической системы излученияприема, включающей донную станцию и аппаратуру регистрации и анализа сигналов, располагающейся на береговом посту. Донная станция вклю-
чает в себя следующие излучатели: трехэлементный пьезокерамический излучатель с резонансными частотами 138, 216 и 519 кГц, параметрический двухэлементный излучатель с частотами 300 и 50 кГц, излучатель с резонансной частотой 170 кГц. Береговой комплекс аппаратуры располагается в лабораторном помещении на берегу и связан с излучателями подводным кабелем. Исследования временной изменчивости мелкомасштабной структуры приповерхностного слоя моря методом рассеяния звука на стационарной донной станции выявили характерные особенности структуры водного слоя моря, образуемые за счет динамических воздействий (ветровые напряжения, течения, турбулентность и др.) и за счет динамики суточных вариаций планктона [9].

Многочисленные исследования на донной станции были связаны с изучением структуры приповерхностного слоя моря с распределенными воздушными пузырьками, образующимися в результате обрушения ветровых волн. Особенности распределения коэффициента рассеяния звука, обусловленного изменением структуры пузырьковых облаков, вовлекаемых ветровыми напряжениями и индуцированными течениями, представлены на рис. 1, типичным для мелкого моря при скорости ветра до 12 м/с. Из рис.1 отчетливо видны вариации рассеяния звука с наиболее значительными повышениями уровня в моменты резкого усиления ветра, когда наблюдается вовлечение воздушных пузырьков в толщу морской воды до глубины 5–6 метров. Подобная мощная аэрация акваторий имеет



Рис. 1. Изменчивость во времени коэффициента рассеяния звука на различных глубинах при различной скорости ветра (до 12 м/с)

существенное значение для жизнедеятельности биологических сообществ в море.

Функция распределения пузырьков по размерам g(R) может быть найдена по частотной зависимости коэффициента рассеяния звука $m_{\nu}(\omega)$ в предположении, что основной вклад в рассеяние звука вносят резонансные пузырьки, радиус которых связан с частотой по формуле Миннерта [1–3]:

$$g(R(\omega)) = \frac{2\delta_{\omega}}{\pi R^{3}(\omega)} m_{\nu}(\omega), \ R(\omega) = \sqrt{3\gamma P_{0}/\rho} / \omega,$$
(1)

где δ_{ω} – коэффициент резонансного затухания на частоте ω , P_0 – гидростатическое давление, ρ и γ – плотность жидкости и постоянная адиабаты газа.

Полученные данные позволили получить функции распределения пузырьков по размерам, которые для различных глубин представлены на рис. 2.

Из рис. 2 видно, что в периоды без шторма наблюдается максимум g(R,z), который располагается при $R_{max} > 10$ мкм, при этом величина R_{max} зависит от глубины. При $R > R_{max}$ наблюдается степенная зависимость функции g(R) с экспоненциальным спадом с глубиной согласно формуле $g(R,z)=A_g \exp(-z/L)R^{-n(z)}$, где $L \sim (2 \div 4) \cdot 10^{-3} U_{10}^{-2,5}$ – дается в метрах, U_{10} – в м/с,



Рис. 2. Функция *g*(*R*) на различных глубинах в различные временные периоды развития шторма и изменения объемной концентрации газа, содержащихся в пузырьках на различных глубинах

показатель n(z) зависит от глубины и заключен в интервале n(z) от 2 до 4–5. Учет спада g(R) при малых R, наличие максимума при $R=R_p$ и ограничение спектра максимальным размером R_m позволяет g(R) записать в аналитическом виде [11]:

$$g(R) = A_g R^{-n} \exp\left[-n\left((R_p/R) - 1\right) - R/R_p\right].$$
 (2)

Таким образом, в работе показано, что для слабо возмущенной структуры характерно наличие функции распределения пузырьков по размерам g(R) с максимумом, положение которого изменяется в зависимости от глубины. Иная картина наблюдается во время шторма – здесь в приповерхностных слоях образуется большое количество как больших, так и мелких пузырьков в отсутствии видимого максимума, который, тем не менее, имеется для пузырьков, располагающихся в толще воды с глубинами больше 3 метров. Объемная концентрация газа в пузырьках, вычисленная на основании данных для g(R), показывает, что во время шторма аэрация воды на шельфе возрастает на 1–2 порядка. Функцию g(R) удается записать в простом аналитическом виде (2), преимущество которого заключается в практичности и быстроте вычислений эффективных параметров среды [1

Литература

1. *Medwin H*. Acoustical Determination of Bubble Size Spectra // J. Acoust. Soc. Am. 1977. V.62. P. 1041–1044.

2. Акуличев В.А., Буланов В.А., Кленин С.А. Акустическое зондирование газовых пузырьков в морской среде // Акуст. ж. 1986, Т.32. Вып.3. С. 289–295.

3. Vagle S., Farmer D. // Journ. Of Atmospheric and Oceanic Technology. 1992. V.9. No 5. P.630–664.

4. *Garrett C., Li M., Farmer D.* The Connection between Bubble Size Spectra and Energy Dissipation Rates in the Upper Ocean // J. Phys. Ocean. 2000. V.30. No9. p. 2163–2171.

5. *Andreas E.L., Monahan E.C.* The Role of Whitecap Bubbles in Air–Sea Heat and Moisture Exchange // J. Phys. Oceanogr. 2000. V.30. No 2. p. 433–441.

6. Deane G.B. Sound generation and air entrainment by breaking waves in the surf zone // J. Acoust. Soc. Amer., 1997, V.102. No 5. P. 2671–2689.

7. *Акуличев В.А., Буланов В.А.* / В кн. Дальневосточные моря России: в 4 кн / Гл. ред. акад. В.А. Акуличев. Кн.4. Физические методы исследования / отв. ред. Г.И.Долгих. М.: Наука. 2007. с.129–231.

8. *Akulichev V.A., Bulanov V.A.* "Measurements of bubbles in sea water by nonstationary sound scattering" // J. Acoust. Soc. Am. 2011. V.130. No5. pp. 3438–3449.

9. Акуличев В.А., Буланов В.А., Корсков И.В., Стороженко А.В. Мониторинг экологического состояния акваторий с применением акустического зондирования // Подводные исследования и робототехника. 2012. № 2 (14). С.43-55.

10. Буланов В.А. Введение в акустическую спектроскопию микронеоднородных жидкостей. Владивосток: Дальнаука. 2001. 280 с.

11. Акуличев В.А., Буланов В.А. О спектре пузырьков газа и возможностях акустической спектроскопии в приповерхностном слое океана // Доклады Академии наук, 2012. Т. 446. № 2. С. 212–215.

12. Акуличев В.А., Буланов В.А. Об аномалиях акустических характеристик полидисперсных жидкостей с газовыми и паровыми пузырьками // Доклады Академии наук, 2013. Т. 448. № 2. С. 213–217.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ НИЗКОЧАСТОТНЫХ ПСЕВДОСЛУЧАЙНЫХ СИГНАЛОВ ИЗ ПРЕБРЕЖНОЙ ЗОНЫ В ГЛУБОКОЕ МОРЕ В УСЛОВИЯХ СЛАБОГО ОТРИЦАТЕЛЬНОГО ГРАДИЕНТА СКОРОСТИ ЗВУКА НА ШЕЛЬФЕ

А.В. Буренин, Е.А. Войтенко, Ю.Н. Моргунов

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, shurick burenin1@mail.ru

В работе [1] авторами убедительно показана возможность эффективного решения задач навигации в Японском море в осенне-летний период на расстояниях до 200 миль от источника навигационных сигналов, расположенного вблизи (400 метров) береговой черты. Эти результаты базируются на эффекте акустического "оползня", который заключается в фокусировке акустической энергии в придонном слое на шельфе и переходе ее на ось подводного звукового канала (ПЗК) в глубоком море [1, 2]. Одним из условий возникновения этого эффекта является наличие отрицательного градиента скорости звука в шельфовой зоне [3]. Учитывая практическую важность этих результатов, была поставлена цель экспериментально исследовать возможность решения задач навигации при существенно отличающихся гидрологических условиях в весенний период.

Ниже обсуждаются результаты эксперимента, проведенного в Японском море в апреле 2014, в сравнении с результатами, полученными в августе 2006 года [1], на одной и той же акустической трассе (рис.1).

В апреле гидрологические условия на шельфовом участке трассы характеризовались наличием относительно слабого (~0.35 с⁻¹) отрицательного вертикального градиента скорости звука, в то время как в августе 2006 наблюдался придонный звуковой канал с отрицательным градиентом ~ 1.5 с⁻¹ (рис. 1б). В глубоководной части трассы в апреле отмечается наличие ПЗК с не столь ярко выраженной верхней границей как в августе (рис. 1а). Волнение моря при проведении измерений составляло около 1 балла в первой точке до 5 баллов в третьей точке (144 км от излучателя). На мелководном участке трассы наблюдается небольшой уклон дна в сто-



Рис. 1. Схема эксперимента (х – точки измерений 2014 г.; кружки – 2006 г.) (слева); Вертикальные разрезы скорости звука (справа): а) в точках 1–3 (2014 г.), {1–6} (2006 г.); б) у излучателя (черным цветом отмечены профили, полученные в 2014 г., серым – в 2006 г.)

рону увеличения глубин с плотностью песчаного грунта 1800–2000 г/см³, потом резкий континентальный склон и глубокое море.

Сценарии экспериментов 2014 г. и 2006 г. [1] были, практически,



Рис. 2. Импульсные характеристики волновода (сверху) 2014 г. (1–27 км, 2–82 км, 3–144 км); (снизу) точки измерений 2006 г. ({1} – 56 км, {2} – 113 км, {3} – 169 км)

идентичны за исключением того, что: во-первых, в 2014 г. несущая частота зондирующего сигнала была 500 Гц, а не 600 Гц, как в 2006 г.; во-вторых, в 2014 г. точки приема находились на расстояниях 27, 82 и 144 км; и, в-третьих, в 2014 г. широкополосный пьезокерамический излучатель был установлен в 150 м от береговой черты и на глубине 34 м, а не в 400 м и на глубине 40 м, как в 2006 г.

Анализ измеренных импульсных характеристик (рис.2) показывает, что только на расстоянии 27 км они похожи на характеристики 2006 года и состоят из одного прихода, распространяющегося вблизи оси ПЗК. В остальных двух точках фиксируются ранние приходы "четверки" лучей, характерные для зонального распространения акустической энергии. За ними следуют приходы, распространяющиеся вблизи оси ПЗК (они четко фиксируются в точке №3) и под более крутыми углами. Эти отличия связаны с более слабой фокусировкой акустической энергии из-за меньшего, чем в августе, градиента скорости звука в верхней части ПЗК. В связи с этим поместить приемную систему вблизи оси сложнее, чем в августе и поэтому наблюдается зональная структура распространяющихся вблизи оси (десятки метров) лучей. Тем не менее, эксперимент показал, что на данной акустической трассе формируется практически сплошная зона акустической освещенности с достаточным для измерения времен распространения превышением сигналов над помехой. Это наблюдалось во всех выбранных для измерений точках в течение протяженных по времени (от 20 до 120 минут) сеансов излучения.

В таблице представлено сопоставление результатов экспериментов 2006 и 2014 гг. по дальнометрии (детальное описание таблицы смотрите в [1, 3]). Столь малые ошибки (сотые процента, как и в 2006 году) при более сложных условиях распространения обусловлены тем, что максимальные по амплитуде импульсы соответствовали практически прямолинейным лучевым приходам, распространяющимся вблизи оси ПЗК. Максимальный разброс во времени приходов импульсов, которые могут быть приняты за максимальный при расчете расстояний в точках № 2 и № 3, составляет 40–50 мс. Это может привести к ошибке определения расстояния в 70–80 метров. Но в нашем случае максимальные значения имели импульсы с разбросом во времени 20–30 мс, что и обусловило столь малые ошибки.

Таким образом, экспериментальные исследования показали, что эффект акустического "оползня" в условиях слабого отрицательного градиента скорости звука на шельфе также проявляется, но структура акустического поля захваченного ПЗК имеет более сложный характер с растянутой во времени импульсной характеристикой. Тем не менее, ее упорядоченная, стабильная и хорошо идентифицируемая структура позволяет рассчитывать на создание эффективных алгоритмов для перспективных систем по-

Co	поставление	результатов	по дальномет	рии экспериме	ентов 2006 и 2014 гг.
----	-------------	-------------	--------------	---------------	-----------------------

N₂	Дата и время записи	Дата даниюси, с с и записи, с з 387 ка на 32 ка на 32 ка на 32 ка на 33 ка		ия скорость на трассе,	нция, рас- нная по сти звука на ЗК, км	нция, рас- нная по сред- орости звука иссе, км	нция по км	ка при ении дис- и, м			
		Время ранен и коне	Скорс оси П	Средн звука м/с	Диста счита скоро оси П	Диста счита ней сн на тра	Диста GPS,	Ошиб измер танци			
2006											
{1}	1} 24 августа										
	21:35	38.59	1455.05	1456.60	56.14	56.20	56.24	(91) 31			
	23:07	38.51			56.03	56.10	56.15	(117) 57			
{2}	25 августа										
	04:25	77.42	1455.65	1456.12	112.70	112.74	112.76	(59) 24			
	05:25	77.80			113.26	113.29	113.39	(136) 101			
{3}	25 августа										
	10:30	115.91	1454.10	1454.96	168.55	168.64	168.76	(214) 115			
	12:09	116.54			169.46	169.56	169.62	(163) 63			
	2014										
1	14 апреля										
	17:11	18.91	1454.33	1448.97	27.51	27.41	27.415	(93) 8			
	17:30	18.94			27.55	27.45	27.455	(92) 9			
2	18 апреля										
	19:02	56.94	1454.01	1452.315	82.795	82.70	82.70	(95) 2			
	20:00	57.04			82.93	82.83	82.85	(83) 13			
3	17 апреля										
	22:18	99.14	1453.19	1452.33	144.07	143.98	143.94	(128) 43			
	22:57	99.34			144.28	144.36	144.385	(22) 107			

зиционирования АНПА дальнего радиуса действия.

Литература

1. Безответных В.В., Буренин А.В., Моргунов Ю.Н., Половинка Ю.А. Экспериментальные исследования особенностей распространения импульсных сигналов из шельфа в глубокое море // Акуст. журн. 2009. 55, №3. С. 374–380.

2. Tappert F.D., Spiesberger J.L., Wolfson M.A. Study of a novel range-dependent propagation effect with application to the axial injection of signals from the Kaneohe source // J. Acoust. Soc. Amer. 2002. V.111. \mathbb{N} 2. P. 757–762.

3. Акуличев В.А., Безответных В.В., Буренин А.В., Войтенко Е.А., Моргунов Ю.Н. Эксперимент по оценке влияния вертикального профиля скорости звука в точке излучения на шельфе на формирования импульсной характеристики в глубоком море // Акуст. журн. 2010. Т. 56. № 1. С. 51–52.

ИССЛЕДОВАНИЕ КРИТЕРИЯ КОРРЕКТНОСТИ ИЗМЕРЕНИЙ ДОПЛЕРОВСКОГО СМЕЩЕНИЯ, ПОЛУЧЕННОГО С ПОМОЩЬЮ АВТОКОРРЕЛЯЦИОННОЙ МЕТОДИКИ

А.В. Буренин

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, shurick_burenin1@mail.ru

В докладе представлен анализ результатов экспериментальных исследований по апробации автокорреляционной методики оценки доплеровского смещения несущей частоты. Цель исследования заключалась в апробации нового метода оценки доплеровского смещения, сопоставление его с другими известными методами и оценки критерия корректности измерений смещений, полученных с помощью методики.

Эффект Доплера появляется при движении источника и приемника относительно друг друга и заключается в изменении несущей частоты и длительности сигнала, регистрируемых приемником. Математические соотношения:

частотная область	временная область
$\Delta = f'/f_0 - 1$	$\Delta = T_0/T'-1$

Здесь f_0 , T_0 – несущая частота и длительность излучаемого сигнала; f', T' – частота и длительность принятого сигнала, измененные эффектом Доплера; $\Delta = v/C$ – величина, которая выполняет функцию масштабирующего множителя; v – относительная скорость движения источник-приемник и C – скорость распространения звука.

Один из наиболее распространенных методов оценки доплеровского смещения несущей частоты f' в прикладной гидроакустике это метод функции взаимной неопределенности [1]. Самым большим его недостатком является затрата значительных вычислительных ресурсов [2]. Для снижения вычислительной нагрузки при оценке f' авторами работы [2] был предложен оригинальный алгоритм детектирования изменений длительности принятого сигнального пакета T' с помощью «устойчивых» к эффекту Доплера сложных сигналов с линейной частотной модуляцией (ЛЧМ) в совокупности с операцией «свертки». Недостатки данного подхода: 1) использование в сигнальном пакете только ЛЧМ сигналов, что в свою очередь увеличивает длительность пакета и 2) не учтено влияния флуктуаций среды распространения на амплитудно-временную структуру функции отклика волновода, с помощью которой производиться оценка доплеровского смещения. Наиболее близким к предложенному в данном докладе методике является метод [3], основанный на использовании сигнального пакета, состоящего из одинаковых фазоманипулированных М-последовательностью сложных сигналов, в совокупности с операциями расчета автокорреляционной функции (АКФ) принятого сигнального пакета и расчета спектра от АКФ. Недостатком метода является отсутствие критерия оценки точности и корректности, измеренных методом [3] длительностей сложных сигналов T'.

В докладе предлагается методика, которая базируется на использовании сигнального пакета, включающем в себя не менее двух одинаковых произвольно расположенных в пакете сложных сигналов, автокорреляционная функция каждого из которых имеет один максимум при нулевой сдвижке по времени, а обработку принятого сигнала осуществляют путем «свертки» с самим собой (АКФ). В качестве сложных сигналов могут быть использованы сигналы, сгенерированные с помощью частотной и/или фазовой модуляции/манипуляции. В качестве оценки корректности измеренной предложенным методом длительности *T* отдельного сложного сигнала в пакете выступает соотношения амплитуд АКФ, значения которых близки к определению временной когерентности [4].

Экспериментальные исследования по предлагаемой методике проводились на акусто-гидрофизическом полигоне ТОИ ДВО РАН м. Шульц 17 августа 2013 г. Приемник был установлен в одном метре от дна при глубине моря 10 метров и на расстояние 50 метров от берега. В качестве излучателя использовался цилиндрический пьезокерамический излучатель. Характеристики излучателя позволяют работать с широкополосными сигналами на центральной частоте 2 кГц. Излучатель был свешен с яхты, которая перемещалась по заданной траектории в течение всего эксперимента. Для того чтобы точка излучения держалась на одном горизонте, излучатель был снабжен подводным крылом. Географические координаты траектории движения регистрировались системой GPS. Измерения проводились в течение 2 часов. Во время эксперимента были измерены вертикальные профили скорости звука. Используя данные системы GPS и координаты приемника, была рассчитана относительная скорость движения приемник-источник V_{GPS}

Для зондирования использовался сигнальный пакет, который состоял из 10 ЛЧМ сигналов $x_{_{\Pi ЧM}}(t)$ (центральная частота $f_0=2$ кГц, полоса от 1.6 до 2.4 кГц, длительность одного ЛЧМ сигнала $T_0=0.2$ с).



Puc. 1. Результаты обработки сигнального пакета, с помощью методики представленной в этой работе и измерения системы GPS. Сопоставление результатов измерения *f*:
 a) акустическая методика *f_{AK}* и данные GPS *f_{GPS}*; б) среднее и среднеквадратичное отклонение значений амплитуд АКФ принятых пакетов

На рис. 1 и 2 представлены результаты измерений доплеровского смещения частоты f', используя акустический подход, и данные GPS. Так как в сигнальном пакете 10 одинаковых ЛЧМ-сигналов, то на АКФ этого пакета, будет 10 пиков в положительной временной оси, а значений измеренных T'на одно меньше, так как это интервалы между пиками АКФ. Расчет доплеровского смещения представленной методикой f'_{4K} , проводился измеренные длительности Т' из АКФ, используя приведенные выше математические соотношения. На рис. 1а приведены среднее (серые точки) и среднеквадратичное (СКО) (вертикальные отрезки) значения для этих девяти измеренных f'_{4k2} соответствующих каждому принятому пакету. На рис. 1а. приведена оценка доплеровского смещения f'_{GPS} полученная с помощью GPS данных. Она получен по следующей формуле $f'_{GPS} = (1 + \Delta_{GPS}) f_0 = (1 + \overline{V}_{GPS} / \overline{C}) f_0$ где \overline{C} =1513 м/с – среднее значение скорости звука в акватории. Отсутствие отдельных значений f'_{4k^2} связано с довольно высокими уровнями шума, вызванными перемещением нескольких туристических катеров по акватории. На рис. 1б изображены средние и СКО нормированные значения амплитуд АКФ (10 значений для каждого пакета) А ист. Значения А ист. расположенные в диапазоне [0,1], являются оценкой степени похожести (когерентности [4].) отдельных сложных сигналов в сигнальном пакете между собой. На рис. 2 при расчете АКФ использовалось скользящее временное окно длительностью 2,5·T₀. Это окно «скользило» по принятому пакету с шагом Т₀ и таким образом рассчитывались 9 АКФ, и, соответствующие, Т' $\rightarrow f'_{AK},$ и A_{AKO} .

Анализ полученных данных показал, что минимальное СКО f'_{AK} наблюдается при значениях $A_{AK\Phi} > 0.8$. Также, значения f'_{AK} , соответствующие $A_{AK\Phi} > 0.8$, наиболее близки к $f'_{GPS'}$. Максимальному разбросу оценок $f'_{AK} > 1$ Гц соответствует значение $A_{AK\Phi}$ меньше ~0.4. Также, СКО f'_{AK} и среднее зна-



Рис. 2. Результаты обработки сигнального пакета, с помощью методики представленной в этой работе и измерения системы GPS. Сопоставление результатов измерения *f*:
 а) акустическая методика *A_{AK}* и данные GPS *f_{GPS}*; б) среднее и среднеквадратичное отклонение значений амплитуд АКФ принятых пакетов

чение $A_{AK\Phi}$ зависит от отношения сигнала к шуму и характера этого шума, т.е. импульсная помеха, расположенная внутри принятого пакета увеличивает СКО как для значений f'_{AK} , так и $A_{AK\Phi}$ даже при значении $A_{AK\Phi}$ близком к 1. Различные подходы расчета АФК (вся длительность всего пакета и «скользящее» окно) имеют свои достоинства и недостатки между собой.

Подводя итоги можно заключить, что результаты проведенных исследований показали возможность произвести измерение доплеровского смещения частоты f' и дать оценку точности измеренным значениям f' с помощью предложенной методики. Данная методика, аналогично работам [2, 3], позволяет снизить вычислительную нагрузку при обработке акустических данных на приемной стороне. Выгодным отличием от [2, 3]. Работа выполнена при поддержке молодежного гранта ДВО РАН 5-II-1-047 и гранта РФФИ 15-35-20191.

Литература

1. Курьянов Б.Ф., Пенкин М.М. Цифровая акустическая связь в мелком море для океанологических применений // Акуст. журн.. 2010. Т. 56. № 2. С. 245–255.

2. *Sharif B., Neashan J., Hinton O., Adams A.* A computationally efficient Doppler compensation system for underwater acoustic communication // IEEE J. Ocean. Eng. 2000. V. 25. P. 52–61.

3. *Cotae P., Yang T.C.* A Cyclostationary Blind Doppler Estimation Method for Underwater Acoustic Communications using Direct-Sequence Spread Spectrum Signals // IEEE Communications (COMM), 2010 8th International Conference, 10–12 June 2010. P. 323–326.

4. *Yang T.C.* Measurements of temporal coherence of sound transmissions through shallow water // JASA. 2006. V. 120. № 5. P. 2595 –2614.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВОЗМОЖНОСТИ РАЗДЕЛЕНИЯ В ТОЧКЕ ПРИЕМА СЛОЖНЫХ ФАЗОМАНИПУЛИРОВАННЫХ СИГНАЛОВ ПО ЧАСТОТНОМУ И КОДОВОМУ ПРИЗНАКУ ДЛЯ ЗАДАЧ ГИДРОАКУСТИЧЕСКОГО ПОЗИЦИОНИРОВАНИЯ

В.В. Безответных, А.В. Буренин

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, shurick burenin1@mail.ru

В докладе представлены результаты экспериментальных исследований. Основной эксперимент был проведен в феврале 2013 г. на м. Шульц. Цель исследования заключалась в экспериментальном исследовании возможности разделения в точке приема сложных фазоманипулированных М-последовательностью сигналов по частотному и кодовому признаку для решения задач гидроакустического позиционирования и акустической томографии океана [1,2].

Мониторинг океанологических процессов и контроль за подводными объектами с помощью дистанционной прикладной гидроакустики является востребованным и актуальным [1,2]. Успешная реализация гидроакустических схем с разнесенными и перемещающимися в пространстве элементами излучения и/или приема зависит от возможности разделять в приемнике сигналы от различных излучателей. Используемые сигналы и методы их обработки должны удовлетворять критериям: «устойчивость» к эффекту Доплера, высокому отношению уровня сигнала к шуму, высокое временное разрешение и «ортогональность», т.е. возможность разделения сигнала в точке приема по времени, частоте или кодовому признаку. Один из наиболее распространенных подходов является применение разнообразных шумоподобных сигналов в совокупности с разнесением по времени, т.е. сигналы от различных источников излучаются в различные моменты времени [3,4]. Самым большим его недостатком является невозможность разделить сигналы, пришедшие в один и тот же момент времени на приемнике. В работе [5] предложен поход, устраняющий этот недостаток, разделения сигналов осуществляется с помощью дополнительной амплитудной модуляции сложных сигналов с линейной частотной модуляцией. Его недостатком является малое число возможных «параллельных» сигналов, (максимальное число сигналов, которые можно разделить на приемнике в один и тот же момент времени) и худшие по отношению к сложным сигналам на основе фазовой манипуляции М-последовательностью (далее, М-последовательность на несущей) свойствами: отношение сигнала к шуму и временное разрешение. Свойства и методы обработки М-последовательности на несущей [6] удовлетворяют указанным выше критериям. Более того в радиосвязи именно эти сигналы успешно используются для различных прикладных задач. В известных авторами гидроакустических системах позиционирования, описанных в научной литературе, упоминание об использовании отсутствует. Представленная в докладе работа была направлена на устранения этого «белого» пятна.

Экспериментальные исследования проводились на акусто-гидрофизическом полигоне ТОИ ДВО РАН м. Шульц 13 февраля 2013г. Два маяка, установленных по разные стороны мыса Шульц, излучали сложные сигналы, параметры которых варьировались по кодовому признаку и полосе частот. Сигналы от маяков регистрировались приемником, удаленным от маяков на дистанцию около 2 км. В качестве сложных сигналов использовались М-последовательности на несущей (длина последовательности 255 символов; несущие частоты 1, 2, 3, 4 кГц; на один символ последовательности приходиться 4 периода несущей частоты). Использовались две «ортогональные» по коду М-последовательности (обозначим их «А» и «В»), т.е. с низким уровнем взаимной корреляции (соответствующие полиномы x^7 + x^4 + x^3 +1 и x^6 + x^4 + x^3 +1).

В течение всего эксперимента, один маяк излучал только последовательность «А», а другой «В» (далее, будем называть маяки именами последовательностей). Каждый маяк излучал сигнальный пакет, который состоял из 24 периодически повторяющейся последовательности. Момент излучения маяка «В» был сдвинут во времени на 3 секунды относительно момента излучения маяка «А». Таким образом, в точке приема выделялись три момента регистрации: 1) только сигнал маяка «А»; 2) сигнал маяка «А» и маяка «В»; 3) только сигнал маяка «В».

Полученные данные подтвердили, что «ортогональные» по коду М-последовательности на одной и тот же несущей частоте можно разделить в точке приема, по кодовому признаку (см. рисунок). Более того, амплитудно-временная структура функции отклика не изменяется при пересечении во времени двух М-последовательностей на одинаковых несущих с «ортогональными» кодами. Есть и другой эффект при пересечении М-последовательностей на одинаковой несущей. Корреляция последова-



Пример ортогональности по кодовому признаку: а) реализации принятого сигнала; б) результат взаимной корреляционной обработки «А»; в) результат взаимной корреляционной обработки «В»

тельности «А» с временной реализацией, где отсутствует «А» и присутствует «В» модулирует на выходе коррелятора периодически повторяющиеся (с шагом равным длительности «В») пики в корреляционном шуме.

Корреляция кодов «А» и «В» на различных несущих частотах позволяет разделять сигналы между собой и измерять функцию отклика.

Корреляция сигналов только с кодом «А», но с различными несущими приводит к изменению амплитудно-временной структуры функции отклика при пересечению сигналов в точке приема. Причиной этому является: 1) пересечение спектров двух сигналов, а если спектры не пересекаются, то кратность несущих частот.

Полученные результаты подтверждают возможность использовать М-последовательности на несущей в задачах гидроакустического позиционирования и акустической томографии океана. Работа выполнена при поддержке молодежного гранта ДВО РАН 5-II-1-047 и гранта РФФИ 15-35-20191.

Литература

1. *Munk W.H., Worcester P.F., Wunsch C.* Ocean Acoustic Tomography: Monograph // New York: Cambridge University Press, 1995. 433 p.

2. *Агеев М.Д., Киселев Л.В., Матвиенко Ю.В.* и др. Автономные подводные роботы. Системы и технологии / под ред. Агеева М.Д. М.: Наука, 2005. 400 с.

3. Безответных В.В., Буренин А.В., Моргунов Ю.Н., Тагильцев А.А. Аппаратнопрограммный измерительный комплекс для исследований в области акустической навигации // Акуст. журн. 2011. Т. 57. № 6. С.804–808.Е. К. Skarsoulis, G. S. Piperakis Use of acoustic navigation signals for simultaneous localization and sound-speed estimation // J. Acoust. Soc. Am. 2009, 125(3), 1384–1393.

4. Duda T., Morozov A., Howe B., Brown M., Speer K., Lazarevich P., Worcester P., Cornuelle B. Evaluation of a Long-Range Joint Acoustic Navigation /Thermometry System // OCEANS 2006, pp. 1–6, 2006.

5. Варакин Л.Е. Системы связи с шумоподобными сигналами / М.: Радио и связь, 1985. 384 с.

ПИЛОТНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ ПО АПРОБАЦИИ АКУСТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ СВЯЗИ В УСЛОВИЯХ МЕЛКОВОДЬЯ

А.В. Буренин, М.С. Лебедев

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, shurick burenin1@mail.ru

Цель доклада представить результаты эксперимента, проведенного осенью 2014 г., по апробации акустической системы связи с уплотнением информационного канала в схеме с перемещающимся источником и стационарным приемником. Кратко, приведены алгоритмы формирования передаваемого сигнального пакета связи и обработки.

При передаче сигналов по гидроакустическому каналу основными факторами, ограничивающими эффективность работы систем связи, являются: ограниченная частотная полоса, изменяющееся и флуктуирующее во времени многолучевая структура функции отклика канала и низкая скорость распространения звуковой волны (~1500 м/с), что приводит к высокой чувствительности к влиянию эффекта Доплера. Положительно зарекомендовали себя в гидроакустической связи сложные сигналы на основе двоичных псевдослучайных последовательностей (ДПП), М-последовательностей, сформированных с помощью частотной или фазовой манипуляции [1-3]. Использование таких сигналов позволило реализовать активные методы борьбы с многолучевостью и перевести многолучевость из разряда мешающих явлений в разряд явлений, способствующих повышению качества приема информации [1–3], когерентное накопление. В этих системах передаваемый сигнальный пакет содержит две квадратурные («ортогональные») компоненты: измерительную (синхросигнал) и информационную (информационный сигнал). Сигналы обеих компонент имеют одинаковые базы и формируются одновременно в общей рабочей полосе частот. Передача и кодирование цифровой информации осуществляется путем последовательной во времени передачи одного информационного сигнала из используемого ансамбля ДПП. Относительным недостатком систем [1,2] является малые скорости передачи информации (единицы бит/с). В работе [3] представлена система связи, в которой увеличена скорость передачи до сотен бит/с с помощью уплотнения канала связи, т.е. передачи данных на информационной компоненте сигнального пакета по «параллельным» во времени, но ортогональным по частотным полосам кодирующих ДПП.

В данном докладе представлены результаты апробации системы связи, в которой уплотнение информационного канала осуществляется с помощью передачи по ортогональным во времени, а не по частотным полосам как в [3] ДПП.

Экспериментальные исследования проводились на акустогидрофизическом полигоне ТОИ ДВО РАН м. Шульц 27 сентября 2014г. в бухте Витязь. Приемник был установлен в одном метре от дна при глубине места 4 метра и на расстояние 40 метров от берега. В качестве излучателя использовался цилиндрический пьезокерамический излучатель. Характеристики излучателя позволяют работать с широкополосными сигналами на центральной частоте 2 кГц. Излучатель, снабженный подводным крылом, был свешен с яхты, которая перемещалась по заданной траектории в течение всего эксперимента. Географические координаты траектории движения регистрировались системой GPS. Максимальное расстояние источник-приемник составляло 2 км. Измерения проводились в течение 2 часов. Для передачи данных использовался сигнальный пакет $s_{4x}(t) = [x(t), x(t), x(t), x(t)]$, состоящий из 4 x(t). Сигнал x(t) был сгенерирован с помощью квадратурной модуляции монохроматической сигнала:

$$x(t) = m_{CUHXP}(t)\cos(2\pi f_0 t) + m_{UHP}(t)\sin(2\pi f_0 t) = \tilde{x}(2\pi f_0 t)$$

где $f_0=2$ кГц; $m_{CHHXP}(t)=M^{1023}$ синхронизирующая (измерительная) двоичная М-последовательность длинной $N_2=1023$; на один символ последовательности приходиться 4 периода несущей частоты (C=4); $m_{IIH\phi}(t)=[M^{255}(K_1),M^{255}(K_2),M^{255}(K_3),M^{255}(K_4),0,0,0]$ – информационное двоичное сообщение, состоящий из 4 одинаковых М-последовательностей длинной $N_2=255$, C=4 и трех «нулей» (длительность каждого «нуля» C=4); K_k – число равное количеству циклически сдвинутых символов последовательности M^{255} ; k=1,2,3,4. – индекс, обозначающий порядковый номер M^{255} в сообщение. Следовательно, длительности $m_{CHHXP}(t)$ и $m_{IIH\phi}(t)$ одинаковые. Каждая M^{255} в сообщение является отдельным каналом передачи информации. Первое слагаемое x(t) является синхронизирующим сигналом, с помощью которого оценивается функция отклика канала, доплеровское смещение и синхронизируется информационное сообщение, а второе слагаемое передаваемый код (сообщение).

Принятый сигнал в пакете можно представить аналогично [2]:

$$y(t) = \sum_{l=1}^{L} a_l \tilde{x} \left(2\pi f_l t_l' - \varphi_l \right)$$

где L – кол-во лучей, по которым прошел сигнал с различными временными задержками τ_l , амплитудами α_l , фазами φ_l и доплеровскими смещениями (временными сжатиями-растяжениями) $f'_l = (1+\Delta_l)f_0$ ($t'_l = (1/1+\Delta_l)t - \tau_l$); $\Delta_l = v/C_l$ – величина, которая выполняет функцию масштабирующего множителя; v – относительная скорость движения источник-приемник и C_l – «средняя» скорость распространения звука по l-ому лучу. Вся обработка принятого сигнала осуществляется подобно [1–3], за исключением оценки среднего значения масштабирующего множителя Δ_l по методике [4].

Результаты обработки экспериментальных данных показали, что: 1) предложенная в докладе система гидроакустической связи подтвердила возможность декодирования передаваемого информационного сообщения; 2) при оценке только одного (Δ_i) с помощью [4], также, возможно декодировать информационное сообщение, но без накопления сигнала по всем лучам, т.е. без когерентной обработки.

Работа выполнена при поддержке молодежного гранта ДВО РАН 5-II-1-047 и гранта РФФИ 15-35-20191.

Литература

1. Захаров Ю.В., Коданев В.П. Экспериментальные исследования акустической системы передачи информации с шумоподобными сигналами // Акуст. журн. 1994. Т. 40. № 5. С. 799–808.

2. Курьянов Б.Ф., Пенкин М.М. Цифровая акустическая связь в мелком море для океанологических применений // Акуст. журн. 2010. Т. 56. № 2. С. 245–255.

3. Бобровский И.В., Яготинец В.П. Экспериментальные исследования акустической системы связи в условиях мелководья // Акуст. журн., 2013, т. 59, № 6, С. 667–676.

4. Буренин А.В., Безответных В.В., Войтенко Е.А., Лебедев М.С., Стробыкин Д.С., Тагильцев А.А. Экспериментальная апробация методики оценки доплеровского смещения с помощью сложных сигналов с «хорошими» автокорреляционными свойствами // Сборник трудов 1-ой Всероссийской акустической конференции, совмещенной с XXVIII сессией Российского акустического общества, 6–10 октября 2014 г. Москва. РАН 2014. С.86–92.

ОЦЕНКА ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ СОПРЯЖЕННОСТИ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ В СИСТЕМЕ БЕРИНГОВО МОРЕ – МОРЯ ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА АРКТИКИ И ТИХООКЕАНСКОГО БАССЕЙНА

Н.М. Вакульская

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, vakulskaya@poi.dvo.ru

Ледяной покров морей арктического и тихоокеанского бассейнов, обладая большой инерционностью, играет заметную роль в формировании климата и погоды в северном полушарии. На основании доступной информации о состоянии ледяного покрова морей проведен анализ пространственно-временной сопряженности эволюции ледовых условий на Беринговом море с ледовыми условиями в морях восточного сектора Арктики (Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское моря) и тихоокеанского бассейна (Охотское и Японское). Характер ледовых условий в Беринговом море может служить неким индикатором климатических изменений на отмеченных акваториях.

Объектом исследования выбрана ледовитость. Ряд данных о ледовых условиях составил 52 года (1960–2012 гг.). Временной интервал исследования (в сезонном плане) охватывает периоды, когда изменчивость ледовитости достаточно заметна. Это с июня по ноябрь – для арктических морей и с декабря по май – для морей тихоокеанского бассейна.

Для оценки пространственно-временной сопряженности ледовых процессов рассчитывались взаимокорреляционные матрицы, характеризующие тесноту связи между состояниями ледовых условий (ледовитостью) исследуемых морей с различными временными сдвигами. По ним определялся интегральный показатель сопряженности ледовых условий между ледовыми условиями на конкретных морях.

Проведенные исследования свидетельствуют, что процессы эволюции ледяного покрова Берингова моря иморей восточного сектора Арктики, и тихоокеанского бассейна достаточно связаны между собой и происходят, как правило, в противофазе (за исключением Чукотского моря), т.е. при активном развитии ледяного покрова на морях арктического и тихоокеанского бассейнов следует ожидать замедленного развития ледовых условий на Беринговом море.Влияние крупномасштабных гидрометеорологических и других процессов на характер изменчивости ледовых условий каждого из морей сказывается по-разному. В целом процессы внутрисезонной изменчивости ледовых условий в Охотском море несколько опережают аналогичные процессы в Беринговом море. Область значимых связей находится в интервалах: март-май (Берингово море) и февраль-март (Охотское море). Количество значащих связей увеличивается, начиная с февраля. Характер зависимости ледовых процессов Берингова моря на ледовые процессы в Японском море менее выражен, чем в случаях Охотского и Берингова морей. Но, тем не менее, показатели сопряженности свидетельствуют о достаточной связности ледовых процессов, происходящих на них. Влияние ледовых процессов в Беринговом море на процессы в Восточно-Сибирском море и наоборот, менее выражено в сравнении с другими исследуемыми морями. А характер зависимости ледовых процессов в системе Беринговом море – море Лаптевых наиболее выражен. Отмечаются заметные связи между состоянием ледяного покрова на Беринговом море в январе – феврале и последующем состоянии ледовых условий на море Лаптевых с конца августа по конец сентября, а также – между состоянием ледяного покрова на Беринговом море в апреле – мае и последующем состоянии ледовых условий на море Лаптевых в августе – сентябре. Одновременно, эволюция ледовитости моря Лаптевых в конце сентября – октябре тесно связана с ледовыми процессами в Беринговом море с января по май, а также состояние ледяного покрова на море Лаптевых в июне-июле и последующим состоянием ледовых условий в Беринговом море в декабре. При этом влияние моря Лаптевых на Берингово море более выражено, чем наоборот. Возможно, это является отражением вклада зонального переноса воздушных масс формирующих временные сдвиги между ледовыми условиями на акваториях.Направленность (знак) связей между ледовыми процессами на акваториях Чукотского и Берингова морей зависят, прежде всего, от их заблаговременности. Влияние Берингова моря на ледовые процессы в Чукотском море в целом положительно (рост ледовитости в Беринговом море, как правило, сопровождается последующим ростом ледовитости в Чукотском море). Положительные же аномалии (рост) ледовитости в Чукотском море (июнь-ноябрь), приводят к отрицательным аномалиям (снижению) ледовитости в Беринговом море (январь-май). Данная ситуация объясняется наличием квазидвухлетней цикличности в ледовых процессах в системе Чукотское – Берингово моря.

Совместный анализ ледовых процессов на морях выявил существование вполне конкретных областей в пространстве корреляционных отношений, характеризующихся высоким уровнем связи. Локализация этих областей меняется в зависимости от сдвига между анализируемыми величинами и от текущего времени года.Однако, если влияние Арктики на ледовые условия Берингова моря вполне однозначно, то влияние Берингова моря на ледовые условия арктических морей, в частности Чукотское море, несколько сложнее.

ИЗМЕРИТЕЛЬ СКОРОСТИ ЗВУКА В МОРЕ

Е.П. Варлатый, М.Ю. Черанев, Г.П. Швецов

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, poi61@poi.dvo.ru

Принцип работы измерителя скорости звука основан на импульсноциклическом методе. Измеритель включает в себя обратимый первичный ультразвуковой преобразователь, электронный блок, состоящий из усилителя и импульсного генератора, которые образуют единую замкнутую цепь. В такой системе принятый импульсный сигнал служит для запуска следующего излучаемого импульса, т.е. создается синхрокольцо [1]. В состав измерителя входит микропроцессор для управления, сбора, частичной обработки информации и твердотельная флеш-память. Измерение времени прохождения сигналов в двух противоположных направлениях (для исключения влияния скорости течения) осуществляется путем определения процессором целого числа периодов электрического сигнала, циркулирующего в синхрокольце. Период следования импульсов равен:

$$T(C) = \frac{L + \tau_n \cdot C}{C},$$
(1)

где L – общая длина измерительной базы, C – скорость звука в точке измерения, τ_n – временная задержка сигнала в реальных условиях, возникающая в акустическом и электронном каналах. Период следования импульсов в синхрокольце будет T + τ_n , что приводит к нелинейной зависимости частоты следования импульсов от скорости звука, а также к ее занижению.

На практике нелинейными членами обычно пренебрегают и пользуются упрощенными выражениями. При этом допускается погрешность, определяемая временной задержкой:

$$\delta_{\rm c} = \frac{C_0^2 \cdot \tau_{\rm n}}{L} + \frac{2 \cdot C_0 \cdot \tau_{\rm n}}{L} \cdot \Delta C + \dots, \tag{2}$$

где δ_c – абсолютная ошибка определения скорости звука, C_0 – средняя скорость звука в исследуемой среде, ΔC – отклонение скорости звука от ее среднего значения.

Из соотношения (2) следует, что указанная погрешность состоит из постоянной составляющей которая может быть скомпенсирована в про-

цессе калибровки, и переменной части, которая зависит от истинной скорости звука и принимает максимальное значение на границах диапазона ее изменения. Следовательно, при разработке подобных измерителей должны быть приняты меры для эффективного уменьшения общей временной задержки т_п

Временная задержка:

$$\boldsymbol{\tau}_{n} = \boldsymbol{\tau}_{1} + \boldsymbol{\tau}_{2} + \boldsymbol{\tau}_{3}, \tag{3}$$

где τ_1 – временная задержка, вносимая приемно-излучающим преобразователем, τ_2 – интервал времени от момента появления сигнала в приемнике до момента достижения им порогового уровня, τ_3 – временная задержка сигнала, вносимая в процессе формирования сигнала. Задержка τ_1 зависит от конструкции преобразователя и способа его возбуждения. Она может быть снижена за счет увеличения резонансной частоты преобразователя.

Наиболее чувствительная часть суммарной задержки приходится на долю τ_2 и τ_3 , которые обусловлены задержками непосредственно в электрической схеме измерителя. При разработке рассматриваемого измерителя скорости звука были приняты специальные меры уменьшения τ_2 и τ_3 за счет использования схемы непосредственного излучения принятых сигналов, позволившей вынести за пределы синхрокольца релаксационный генератор, а также за счет применения быстродействующих элементов и узлов. В результате суммарную задержку τ_n удалось снизить, в некоторых случаях, до величины $1.2 \cdot 10^{-7}$ с.

Дальнейшее уменьшение τ_n связано с большими техническими трудностями, поэтому при измерении скорости звука необходимо идти по пути повышения стабильности работы всех элементов измерителя.

При проведении измерений в океане возникает погрешность вследствие объемного сжатия и температурного изменения длины акустической базы L, геометрическая длина которой является функцией температуры T^0C и гидростатического давления P: L=L(T,P) [1].

Для акустической базы, изготовленной из сплава инвара, температурный коэффициент линейного расширения $\alpha_{\rm T}$ =1.5·10⁻⁶ град⁻¹, линейный коэффициент объемного сжатия материала базы $\beta_{\rm p}$ =3·10⁻⁷ кг·см⁻². При изменении температуры морской воды от -1°C до +36°C и изменении давления от 1.033 кг·см⁻² до 207.61 кг·см⁻² относительная погрешность изменения длины $\Delta L/L$ акустической базы составляет ~10⁻⁵. При изменении температуры на 1°C абсолютная ошибка определения скорости звука будет равна 2·10⁻³ м·с⁻¹. Погрешность в измерении скорости звука вследствие объемного сжатия, обусловленного деформацией механоакустических элементов базы, составляет ~3·10⁻² м·с⁻¹ на 1 км глубины. Анализу погрешности при измерении скорости звука, возникающей из-за дифракционных эффектов, посвящено ряд исследований [1]. В них показано, что эта погрешность может быть уменьшена путем увеличения отношения $2r/\lambda$, где r – радиус акустического преобразователя, λ – длина звуковой волны. При выборе определенных параметров приемно-излучающей системы измерителя влияние дифракции составляет $\Delta C/C < 10^{-6}$ [2].

Ошибка определения абсолютных значений скорости включает и погрешность калибровки, которая основывается на тех или иных экспериментальных данных. Например, широко используемые для этих целей результаты определения скорости звука в дистиллированной воде [3] были получены с точностью 0.05 м·с⁻¹. Вопросы градуировки измерителей скорости звука, предназначенных для морских исследовании, рассмотрены в работах [1,2]. Более удобно производить калибровку измерителя, который должен обеспечивать определение скорости звука как результат прямого измерения [2].

В процессе разработки измерителей скорости звука были разработаны различные варианты конструкций акустических баз с разными системами компенсации гидростатического давления.

Опробован двухбазовый первичный преобразователь скорости звука с двухуровневым пороговым устройством, в котором измерительная линия образована двумя отражателями, что обеспечивает значительное уменьшений дополнительных τ_{a} временных задержек.

В результате был создан однодорожечный компенсируемый датчик с одним обратимым ультразвуковым преобразователем из пьезокерамики типа ЦТС-19 с резонансной частотой $f_0=2.5\cdot10^6$ Гц. Длина измерительной линии, которая может регулироваться перемещением отражателя, составляет 0.05 м.

Электронный канал измерителя скорости звука состоит из входного усилителя, порогового устройства, выходного усилителя, синхронизируемого импульсного генератора и микропроцессора. Роль микропроцессора заключается в управлении измерительным процессом аппаратно-программным способом. Необходимо отметить, что в современных средствах имерения гидрофизических параметров программноалгоритмическая часть является часто самостоятельным продуктом, значение которого непрерывно возрастает.

В данном случае микропроцессор устанавливает генератор строба (запуск импульса) на автоциркуляцию, вычисляет период зондирования, определяет, учитывая все введенные калибровки и погрешности, величину скорости звука и пр.

Рассмотренный измеритель скорости звука имеет следующие харак-

теристики: диапазон измерения $1400 \div 1600 \text{ м} \cdot \text{c}^{-1}$, точность измерения $\pm 0.02 \text{ м} \cdot \text{c}^{-1}$, разрешение $0.001 \text{ м} \cdot \text{c}^{-1}$, длина акустической базы 0.1 м.

Точность определения относительных изменений скорости звука с помощью рассматриваемого прибора на два порядка выше. В связи с этим наиболее эффективным он оказывается при изучении тонкой структуры поля скорости звука и флуктуационных явлений, так как наряду с высокой точностью он является практически безинерционным.

Литература

1. *Бабий В.Л.* Мелкомасштабная структура поля скорости звука в океане. Гидрометеоиздат, 1983, 200 с.

2. *Бабий В.Л.* Проблемы и перспективы измерения скорости звука в океане. Сев. НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2009, 142 с.

3. ГСССД 117-88. Таблицы стандартов данных. Вода. Скорость звука при температурах 0 – 100 °С и давлениях 0.101325 – 100 МПа. М. Изд-во стандартов. 1989.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ФЛУКТУАЦИИ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ЗАЛ. ПЕТРА ВЕЛИКОГО, ЯПОНСКОЕ МОРЕ, ЗА ПОСЛЕДНИЕ ГОДЫ

Л.А. Гайко

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, gayko@yandex.ru

Район исследования – юг Приморского края. Как известно, климат Приморского края относится к муссонному типу климата умеренных широт с хорошо выраженными сезонами года. Одной из ведущих проблем при исследовании изменений климата является проблема взаимодействия атмосферы и океана, особенно в прибрежной зоне. Важную роль при изучении этого взаимодействия выполняет сеть гидрометеорологических станций, на которых проводятся регулярные наблюдения за гидрометеорологическими параметрами, в том числе за температурой воды и воздуха.

По результатам предыдущих исследований [1–5], последнее десятилетие прошлого века было самым тёплым десятилетием столетия. Целью представляемой работы является проведение сравнения температурных характеристик рассматриваемого района за период с 1991 по 2013 гг. Для этого решались следующие задачи: было проведено сравнение хода среднемесячных температур последнего десятилетия прошлого и первого десятилетия нынешнего столетий, выявление особенностей температурного режима в прибрежной зоне зал. Петра Великого в 2011–2013 гг. на фоне изменчивости температуры воды и воздуха в первом десятилетии 21 в.

Для решения этих задач в работе использовались данные наблюдений над температурой воды и воздуха на прибрежных гидрометеорологических станциях (ГМС), расположенных в зал. Петра Великого: ГМС Посьет, Владивосток и Находка.

Сравнение хода среднемесячных температур 1991–2000 и 2001– 2010 гг. Сравнение температур последнего десятилетия 20-го и первого десятилетия 21-го столетий было проведено отдельно для температуры воды и температуры воздуха для каждой станции (см. рисунок).



Годовой ход среднемесячной температуры воды (слева) и воздуха (справа) на ГМС зал. Петра Великого; 1 – период 1991–2000 гг., 2 – период 2001–2010 гг.

На ГМС Посьет средняя месячная температуры воды в 90-е годы в зимние и весенние месяцы была выше, чем в 2000-е гг., отклонения составили 0,2–0,3°С, а в летние и осенние, кроме июля и октября, ниже. Причём, в июне и августе средняя месячная температура первого десятилетия 2000-х была значительно выше (на 0,9 и 1,0°С соответственно). Во Владивостоке с апреля по июнь температура в 2000-х была значительно выше, чем в 90-е (на 0,5, 0,6 и 0,9°С соответственно). А в августе и сентябре – незначительно (0,1–0,2°С). В осенне-зимние месяцы, наоборот, температура была выше в 90-е (от 0,4 до 0,9°С). На ГМС Находка первое десятилетие 2000-х теплее для большинства месяцев, с максимумом в мае (1,2°С) и июне (0,9°С). Ниже, чем в 90-е гг., температура была в сентябре (0,4°С) и октябре (1,8°С), а в январе, марте и декабре температура для обоих десятилетий была одинаковой.

Средняя месячная температуры воздуха на ГМС Посьет в 90-е годы с февраля по апрель и в октябре-ноябре была или незначительно выше, чем в 2000-е, или равна ей. И лишь в июле и декабре она была выше почти на градус. В 2000-е гг. теплее были январь ($0,7^{\circ}$ С) и почти все тёплые месяцы, кроме июля. На ГМС Владивосток характер распределения температуры воздуха почти аналогичен таковому на ГМС Посьет, отличия только в величине отклонений. Значительно теплее были июль ($1,3^{\circ}$ С) и декабрь ($2,1^{\circ}$ С) 2000-х. На ГМС Находка картина распределения температуры воздуха несколько отличается от распределения на ГМС Посьет и Владивосток. В Находке апрель ($0,6^{\circ}$ С) и ноябрь ($0,4^{\circ}$ С) несколько теплее, а в сентябре и октябре температуры практически равны.

Если проанализировать различия в температурах воды и воздуха между десятилетиями по сумме отклонений температур, то в целом для ГМС Посьет и ГМС Находка более тёплыми были 2000-е гг., а для ГМС Владивосток – 90-е.

Особенности распределения температуры в 2011-2013 гг. Для выявления особенностей распределения температуры была построена таблица аномалий температуры воды и воздуха на ГМС зал. Петра Великого за 2001-2013 гг. (см. таблицу). Анализируя таблицу можно отметить, что на ГМС Посьет и Владивосток температура воды в 2011 г. была, в основном ниже, чем за десятилетие, кроме трех летних месяцев (июль-сентябрь) в Посьете и зимних (февраль-март) во Владивостоке, а на ГМС Находка, наоборот, выше, за исключением осенних месяцев (октябрь-декабрь). Температура воздуха на всех станциях была выше в феврале, июле, августе, октябре и ноябре, а во Владивостоке ещё и в марте, апреле, июне и сентябре. В 2012 г. на всех станциях температура воды была выше средней с сентября по декабрь, а воздуха – на ГМС Владивосток с марта по ноябрь, на ГМС Посьет и Находка – в июле, сентябре и ноябре. На всех станциях в 2013 г. температура воды с января по май и в сентябре-октябре была ниже средней за первое десятилетие 2000-х. По распределению температуры воздуха в первой половине года картина аналогична температуре воды, а во второй половине – только на ГМС Владивосток в октябре и декабре и на ГМС Находка в сентябре температура воздуха ниже средней десятилетней.

Анализ сумм отклонений температуры по станциям выявил, что на всех станциях, за исключением ГМС Владивосток и ГМС Посьет в 2011 г., за эти три года температура воды была выше средней десятилетней. По температуре воздуха картина обратная, на всех станциях, за исключением ГМС Владивосток в 2011 и 2012 гг., температура воздуха была ниже средней первого десятилетия 2000-х.

ГМС	ΔΤ	Месяцы											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Температура воды, °С													
П	ΔT11	-0,1	-0,1	-0,3	-0,8	-2,2	-0,4	0,8	0,2	0,2	-1,8	-0,3	-0,1
	ΔT12	-0,1	-0,2	-0,2	-0,9	1,0	-1,7	1,0	0,2	1,0	1,0	1,0	0,1
	ΔT13	-0,2	-0,3	-0,4	-1,3	-1,2	0,7	1,5	1,0	-0,2	-0,1	0,9	0,9
В	ΔT11	-0,0	0,4	0,3	-0,6	-1,1	-1,5	-0,5	-0,0	-2,0	-1,7	-0,7	-0,7
	ΔT12	-0,2	0,2	0,2	-1,2	-0,1	-0,7	-0,1	-1,1	0,2	1,9	1,0	1,6
	ΔT13	0,1	-0,1	-0,1	-0,8	-0,2	0,9	0,1	0,9	-0,7	-1,0	1,7	1,6
Н	ΔT11	0,2	0,3	0,8	0,8	0,1	0,9	1,5	1,2	0,7	-2,6	-1,1	-0,0
	ΔT12	-0,1	-0,3	-0,6	-0,5	0,3	0,7	0,3	-0,6	1,7	2,1	1,9	0,3
	ΔT13	-0,1	-0,1	-0,5	-1,6	-0,5	0,9	0,9	0,5	0,0	-1,1	3,0	2.0
	Температура воздуха, °С												
П	ΔT11	-2,0	0,9	0,0	-0,7	-2,2	-0,7	0,2	0,4	-0,1	0,4	0,8	-1,3
	ΔT12	-1,6	-2,2	-0,4	-1,5	-0,1	-2,1	0,2	-0,6	0,6	-0,2	0,2	-3,0
	ΔT13	-1,4	-2,9	-1,0	-1,7	-0,3	-0,4	1,7	0,7	0,0	0,4	1,2	1,3
В	ΔT11	-1,4	2,4	1,9	0,7	-0,3	1,0	2,3	1,8	0,8	1,5	1,5	-0,4
	ΔT12	-1,9	0,0	1,2	0,6	1,6	0,2	2,2	0,3	1,2	0,6	1,6	-3,0
	ΔT13	-3,0	-1,8	-0,5	-1,4	-0,6	0,8	2,1	1,5	0,9	-2,1	2,2	-0,3
Н	ΔT11	-2,3	1,8	-0,5	-0,5	-1,9	-0,5	0,6	0,8	-0,1	0,5	0,6	-1,3
	ΔT12	-2,4	-2,3	-0,4	-0,6	0,3	-1,0	0,3	-0,6	1,5	0,2	0,6	-3,5
	ΔT13	-2,2	-2,2	-1,2	-1,7	-0,9	0,1	1,6	0,7	-0,1	0,4	1,4	2,2

Аномалии температуры воды и воздуха на ГМС зал. Петра Великого (2001–2013 гг.)

П р и м е ч а н и е. П – Посьет, В – Владивосток, Н – Находка; $\Delta T11 - \Delta T$ (Тср-T11), $\Delta T12 - \Delta T$ (Тср-T12), $\Delta T13 - \Delta T$ (Тср-T13); Тср – средняя температура за период 2001–2010 гг.

При сравнении годового хода температуры воды и воздуха в 2011, 2012 и 2013 гг. между собой, было отмечено значительный разброс температур на станциях.

Выводы

1. В целом для ГМС Посьет и ГМС Находка более тёплыми были 2000-е гг., а для ГМС Владивосток – 90-е.

2. На всех станциях, за исключением ГМС Владивосток и Посьет в 2011 г., за 2011, 2012 и 2013 гг. температура воды была выше средней десятилетней.

3. На всех станциях, за исключением ГМС Владивосток в 2011 и 2012 гг., температура воздуха была ниже средней первого десятилетия 2000-х.

Литература

1. Гайко Л.А. Особенности гидрометеорологического режима прибрежной зоны залива Петра Великого (Японское море). Владивосток: Дальнаука, 2005. 151 с

2. Гайко Л.А. Тенденция изменчивости температуры воды и воздуха в прибрежных районах северо-западной части Японского моря // Дальневосточные моря России. Кн. 1: Океанологические исследования. М.: Наука, 2007. С. 307–332.

3. Гайко Л.А. Особенности температурного режима заливов Восток и Находка (юго-восточная часть залива Петра Великого) // В кн. Современное состояние и тенденции изменения природной среды залива Петра Великого Японского моря / Отв. ред. д.г-м-н. А.С. Астахов, к.г.н. В.Б. Лобанов. М.: ГЕОС, 2008. С. 97–110.

4. Гайко Л.А. Многолетняя изменчивость температуры воды и воздуха у российского побережья Японского моря по данным гидрометеорологических станций // Океанологические исследования дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана: в 2 кн. Владивосток: Дальнаука, 2013. Кн. 1. С. 64–78

5. *Gayko L.A.* Water and air temperature variability along the coast of Primorye (Japan/ East Sea). Current Development in Oceanography. 2012. Vol. 5, N 2. P. 49–58

6. IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007. 996 pp.

О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ СИСТЕМЫ «АКПОЗИТ» ДЛЯ БИОМОНИТОРИНГА АКВАТОРИЙ

О.С. Громашева, В.А. Рыбак

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, gromasheva@poi.dvo.ru

Последние пятнадцать лет на МЭС «Мыс Шульца» на акватории Японского моря, прилегающей к полуострову Гамова, проводятся экспериментальные комплексные исследования по определению взаимосвязи изменения параметров акустических сигналов и гидрофизических характеристик морской среды. Для систематических измерений на стационарных и квазистационарных трассах используется специальная гидроакустическая система ACPOSIT, выполненная на основе группы дрейфующих радиогидроакустических буев (РГБ). Информация, полученная синхронно от нескольких буев, позволяет оценивать пространственные характеристики акустического поля. При решении сложных специализированных томографических задач возникает необходимость в написании собственных программ для оценки параметров сигналов, принятых гидрофонами высокочастотных буев.

В настоящее время в отечественных и зарубежных научных журналах опубликованы результаты исследований по обнаружению неоднородностей биологического происхождения акустическими методами, разрабатывается специальное программное обеспечение на основе применения различных математических методов.

В данной работе приведен опыт обнаружения и изучение характеристик неоднородностей океанической среды, включая объекты биологического происхождения на основе расчета сонограмм различных видов биообъектов при обработке данных приемно-вычислительного комплекса гидроакустической измерительной системы ACPOSIT. Создание программы *SONOGR3D.exe* для построения спектрограмм в режиме квазиреального времени позволяет решить проблему выбора унифицированной спектральной характеристики для визуализации акустических процессов при мониторинге акваторий. Эта работа является начальным этапом проектирования систем мониторинга биологических объектов, т.к. рассчитанные сонограммы – сонопортреты для различных биологических объектов, будут использованы при применении алгоритмов распознавания биообъектов акустическими методами.

Сонограмма (спектрограмма) – изображение, показывающее зависимость спектральной плотности мощности сигнала от времени. Спектрограммы применяются для идентификации речи, анализа звуков животных, в различных областях музыки, радио- и гидролокации, обработке речи, сейсмологии и в других областях. Эта спектральная характеристика является информативной – благодаря такому представлению достаточно легко находить максимумы на определенных частотах, которые в амплитудновременном представлении нелегко распознать.

Оконное преобразование Фурье – это разновидность преобразования Фурье, определяемая следующим образом:

$$F(t,\omega) = \int_{-33}^{33} f(\tau)W(\tau-t)e^{-i\omega\tau}d\tau,$$
(1)

где $W(\tau - t)$ – некоторая оконная функция.

В случае дискретного преобразования оконная функция используется аналогично:

$$F(m,\omega) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} f[n]w[n-m]e^{-j\omega n}.$$
 (2)

Ограничение интервала анализа равносильно произведению исходного сигнала на оконную функцию. Таким образом, результатом оконного преобразования Фурье является не спектр исходного сигнала, а спектр произведения сигнала и оконной функции. Спектр, полученный при помощи оконного преобразования Фурье, является оценкой спектра исходного сигнала и принципиально допускает искажения.

Обработка производилась последовательно, с выбором записанных на диске и рассортированных по каналам записей. Результаты вычислений (рассчитанные максимумы спектров) записывались в файл. После обработки всех каналов проводится анализ передаточной функции среды. Программа реализует алгоритмы БПФ расчета спектров, позволяя проводить вычисления в режиме квазиреального времени. Программа реализована в виде выполняемого модуля *SONOGR3D.exe*, с помощью компилятора пакета MATLAB.

Для расчета спектрограмм входным параметром является номер канала введенного файла. Далее в цикле с помощью БПФ рассчитывается мгновенный спектр методом скользящего окна. Длина окна во времени выбирается раной 1 с, т.е. включает в себя количество точек, равное частоте дискретизации. Процесс вычисления демонстрируется графиком. Вычисленные значения спектра мощности накапливаются в двумерный массив, который далее выводится в виде поверхности, показывающей изменение частоты по времени.

Три проекции данной поверхности дают информацию о параметрах принятого по данному каналу сигнала, сохраняются в формате jpeg. Разработанные модули являются основой программного обеспечения для адаптации форматов данных L-card 780 с форматами данных гидроакустического приемно-вычислительного комплекса. В дальнейшем на основе полученных программных средств планируется создать блоки регистрации данных, распаковки принятых файлов данных по отдельным каналам, обработки данных разными методами, отображения спектров и других прикладных программ, позволяющих в полной мере извлекать информацию из принятых данных.

Известен способ обнаружения морских объектов (в том числе и биологических), заключающийся в формировании (вследствие своего движения и т.д.) морскими объектами сигналов в широком (от единиц Гц до нескольких кГц) диапазоне частот, приеме широкополосных сигналов от морских объектов, их усилении, спектральном анализе, сравнении их с эталонными сигналами и принятии решения об обнаружении морских объектов. К недостаткам данного способа относятся сложность обнаружения и определение направления источника НЧ-сигналов, небольшая дальность из-за низкого соотношения сигнал/помеха (С/П) на выходе приемника, невалидность распознавания морских объектов.

Для разработки методики акустического мониторинга акваторий для обнаружения биологических объектов и защита от акул – отслеживания нахождения биологических объектов в закрытой акватории (бухте) акустическими методами – необходимо будет обработать записи, полученные системой АКПОЗИТ, разработанной на основе применения РГБ. Разработанная гидроакустическая система может применяться для обнаружения, классификации, определения пространственных координат и параметров движения (курс, скорость и др.) "акустически малозаметных" (с малым уровнем подводных шумов и слабой отражательной способностью) акустических неоднородностей. Это позволяет расширить возможности системы для обнаружения морских биологических объектов в условиях повышенных шумов моря и интенсивной реверберации.

В настоящее время данные, представляющие собой записи акустических сигналов, содержащих «голоса» белух, дельфинов и акул, хранящиеся в базе данных «АКПОЗИТ», получены из различных источников, и являются модельными для определения параметров измерений и записи интересующих нас сигналов. Эксперименты, в которых была произведена регистрация этих сигналов, проводились как в морских условиях, так и в



Результаты обработки записей биообъектов

специальных лабораториях.

Для создания соно-портретов биообъектов была разработана специальная программа BIOLOGY. Программа выполняет последовательно:

Ввод данных в формате wav (поиск и считывания с базы данных);

Оценка параметров записи, визуализация;

Построение диаграммы частот для данной реализации;

Построение сонограммы в различных проекциях.

Чтение данных в программе производится оператором x = wavread('xxx.wav').

Результаты расчетов позволили провести сравнение различных типов биообъектов.

Этапы работы программы можно увидеть на рисунке.

Сонограммы, полученные при обработке акустических данных от биообъектов стали основой для разработки методики анализа и интерпретации результатов.

В дальнейшем планируется проведение исследований совместно с Научно-образовательным комплексом «Приморский океанариум».

Литература

1. Громашева О.С., Долгих Г.И., Кошелева А.В., Ли Б.Я., Юхновский В.А. Экспериментальные исследования канала распространения звука при применении сложных сигналов на квазистационарной трассе // Акустика океана. Доклады XI научой школысеминара акад. Л.М. Бреховских «Акустика океана», совместно с XVII сессией РАО: ГЕОС. 2006. Москва. С. 261–264.

2. Гоноровский И.С. Радиотехнические цепи и сигналы. М.: Сов.радио, 1977. 607 с
ТОМОГРАФИЯ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН

А.Г. Долгих

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, olepdesp@mail.ru

В последние годы значительно вырос интерес к разработке новых, бесконтактных методов исследования структуры, состава и динамики геосфер переходных зон – атмосферы, гидросферы и верхнего слоя морской земной коры. Если для атмосферы характерны быстрые изменения основных параметров, то для гидросферы, а особенно для верхнего слоя морской земной коры, данные изменения не так скоротечны. Учитывая это, основное внимание в наших исследованиях уделено динамическим процессам гидросферного и литосферного происхождения. Томографические исследования занимают в данных направлениях определённо первостепенную роль, так как позволяют не только исследовать динамику их основных параметров, но и изучить структуру и состав верхнего слоя морской земной коры, а также структуры водных масс шельфовых и глубоководных районов Мирового океана. С этой целью в исследованиях применяются широкополосные гидроакустические излучатели с различными частотными диапазонами – 20–25, 30–40, 220–280 Гц. Основной режим их работы – излучение сложных фазоманипулированных сигналов (М-последовательностей) различной длительности. Гидроакустический излучатель на 20-25 Гц используется для изучения структуры и состава верхнего слоя морской земной коры. Гидроакустический излучатель на 220-280 Гц предназначен для изучения структуры водных масс шельфовых и глубоководных областей. Гидроакустический излучатель на 30-40 Гц предназначен для изучения как структуры и состава верхнего слоя морской земной коры, так и для изучения структуры водных масс шельфовых областей. Основными приёмными системами являются береговые лазерные деформографы и гидроакустические приёмные системы. В процессе свёртки принятых лазерными деформографами и гидрофонными системами сигналов с излучёнными сигналами, математическими или принятыми контрольными гидрофонами, расположенными вблизи излучателей, определяется количество приходов и траектории движения сигналов на базе «излучатель-приёмник», а также скорости волн на пути следования

сигналов. При решении обратных модельных задач, сформулированных на основе полученных экспериментальных данных, определяется не только структура водных масс и верхнего слоя морской земной коры, но и скорости волн и их характер.

В ходе выполнения исследований на разных излучателях, выполненных в разные сезоны года, были установлены сезонная и частотная зависимость коэффициента трансформации гидроакустических колебаний и волн на границе «гидросфера – верхний слой морской земной коры». При работе с излучателями на 22 и 33 Гц, выполненных на одной и той же станции, в одинаковых гидрологических и метеорологических условиях установлено, что процент количества гидроакустической энергии, трансформированной в сейсмоакустическую энергию, сильно зависит от частоты волны и при понижении частоты излучения нелинейно увеличивается. При высоких частотах (245, 360 и 2500 Гц) проникновение гидроакустических сигналов в дно ничтожно мало и с увеличением частоты до 2500 Гц практически вся излучённая гидроакустическая энергия аккумулируется в водной среде. При работе с излучателем с центральной частотой излучения на 33 Гц установлена сезонная зависимость количества гидроакустической энергии, трансформированной в сейсмоакустическую энергию. Это связано с прогревом водных масс, слоистостью водных масс и наличием и/или отсутствием звуковых каналов. Выявленная сезонная зависимость связана, прежде всего, с потерями на геометрическую расходимость при движении сигналов на трассе «излучатель – приёмник» (цилиндрическая или сферическая).

ЛАЗЕРНЫЙ ИЗМЕРИТЕЛЬ ВАРИАЦИЙ ДАВЛЕНИЯ ГИДРОСФЕРЫ С СИСТЕМОЙ КОМПЕНСАЦИИ ВОЗДЕЙСТВИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

С.Г. Долгих

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, sdolgikh@poi.dvo.ru

Для проведения измерений морских волновых процессов в широком диапазоне частот с высокой чувствительностью на основе современных лазерно-интерференционных методов в ТОИ ДВО РАН созданы лазерные измерители вариаций давления гидросферы [1] и лазерные гидрофоны [2]. Эти приборы позволяют регистрировать вариации давления гидросферы в частотном диапазоне от 0 (условно) до 1000 Гц с точностью до нескольких десятков милипаскаль, но имеют зависимость от температуры окружающей среды.

Для исключения этой зависимости в ТОИ ДВО РАН была разработана и внедрена система компенсации воздействия температуры окружающей среды, которая позволяет стабилизировать оптическую часть прибора. Сущность метода конструирования оптической части прибора заключается в применении материалов с различными коэффициентами теплопроводности. Учитывая, что принцип работы лазерных гидрофизических приборов заключается в измерении разности длин между измерительным и эталонным плечами, то нужно исключить влияние вариаций температуры на длины этих плеч. Для решения этой задачи была изменена конструкция прибора, вместо оптической скамьи были использованы направляющие стержни, изготовленные из инвара (1) коэффициент температурно расширения которого отличается на порядок от нержавеющей стали. Один край стержней закреплен на крышке прибора (2) изготовленной из нержавеющей стали, а на втором краю закреплено основание с крепежом для полупрозрачной пластины (4). Крепеж полупрозрачной пластины (3) изготовлен из нержавеющей стали, его длина рассчитана таким образом, чтобы компенсировать изменение длины стержней при вариациях температуры окружающей среды. Применение такого метода крепления полупрозрачной пластины позволяет стабилизировать измерительную часть луча.



Системакомпенсациитемпературыокружающей среды. 1 – направляющие стержни, 2 – крышка прибора, 3 – крепление плоскопараллельной пластины, 4 – плоскопараллельная пластина, 5 – юстировочные болты, 6 – крепежная пластина, 7 – пластина крепления пьезокерамического цилиндра, 8 – зеркало, 9 – пьезокерамический цилиндр

Эталонная часть луча проходит через юстировочные зеркала (8) на пьезокерамических цилиндрах (9) сложная конструкция которых рассчитана таким образом, чтобы стабилизировать длину луча. При вариациях температуры изменяются размеры юстировочного узла, но так луч попадает под углом 45° к плоскости зеркал, а сами зеркала расположены под углом 90° друг к другу, то на длину измерительного плеча влияет изменение размеров вдоль оси пьезокерамических цилиндров. Коэффициент температурного расширения зеркала и пьезокерамического цилиндра почти в три раза меньше, чем

у нержавеющей стали, из которой изготовлены остальные части крепежа. Для компенсации изменения размеров толщины зеркал (8), длины пьезокерамических цилиндров (9), толщины основания крепежа цилиндров (7) рассчитывается длина юстирововочных болтов (5) и толщина крепежного основания (6), так чтобы оставить зеркало в исходном состоянии. Таким образом длина эталонного плеча не зависит от изменения температуры окружающей среды.

Применение системы компенсации воздействия температуры окружающей среды на оптическую часть лазерного измерителя вариаций давления гидросферы позволило продлить работу без подстройки интерференции и исключить влияние температуры на показания прибора.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке программы «Дальний Восток» 2015 года и гранта РНФ (соглашение №14-17-00041).

Литература

1. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Ковалев С.Н., Швец В.А., Чупин В.А., Яковенко С.В. Лазерный измеритель вариаций давления гидросферы // Приборы и техника эксперимента. 2005. № 6. С. 137–138.

2. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Плотников А.А., Чупин В.А., Яковенко С.В. Лазерный гидрофон на основе зеленого лазера LCM-S-111 // Приборы и техника эксперимента. 2013. №5. С.140–142.

ЗАТУХАНИЕ НИЗКОЧАСТОТНОГО ЗВУКА ПРИ ДАЛЬНЕМ РАСПРОСТРАНЕНИИ В РАЙОНЕ СУБАРКТИЧЕСКОГО ФРОНТА ТИХОГО ОКЕАНА

Н.И. Дюльдина

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, duldina32@mail.ru

В настоящей работе будет продолжено обсуждение очень интересного экспериментального результата, отмеченного автором ранее [1,2]. Анализ данных акустических исследований, проведенных под руководством Акуличева В.А. [3] выявил неожиданный эффект, никем не отмечавшийся ранее. Разность коэффициентов затухания для двух сигналов с кратными частотами, одновременно излученных вдоль длинной трассы, оказалась существенно меньше, чем рассчитанная по известным полуэмпирическим формулам и меньше осредненных по разным районам Мирового океана натурных значений, представленных в публикациях.

На частотах, ниже 10 кГц, спад уровня сигналов с расстоянием в слоисто-однородном океане объясняется затуханием и геометрическим расхождением фронта волны. Понятие затухания звука включает в себя поглощение звука, т.е. переход энергии волны в тепло, рассеяние звука на неоднородностях морской среды, поверхности океана и дна и, возможно, другие потери энергии. В натурных экспериментах на горизонтальнооднородных трассах регистрируется спад уровня сигналов в подводном звуковом канале (ПЗК), приемник и источник располагаются вблизи оси ПЗК. Отклонение зафиксированного закона спада от цилиндрического считают затуханием. Когда же акустические трассы пересекают существенные неоднородности среды, перераспределение энергии звука по вертикали вызывает дополнительное изменение закона спада уровней. Для определения коэффициента затухания в таких случаях применяют «дифференциальный» метод. Предполагается, что влияние неоднородности на распространение звука не зависит от его частоты. Разность уровней одновременно излучаемых сигналов различных частот определяет в таком случае разность их коэффициентов затухания.

Причины аномально повышенного затухания звука низких частот (меньших 3–5 кГц) до сих пор неочевидны. В 70-х годах была выявлена связь низкочастотного поглощения с температурой, соленостью и водородным показателем pH среды. Предполагалось, что поглощение на низких частотах обусловлено релаксацией бор-боратных комплексов (частота релаксации 1 кГц) и имеет заметную региональную изменчивость



из-за разного содержания водородного показателя pH в морской среде в предположении существенной низкочастотной релаксации солей бора Франсуа и Гаррисон [4], Вадов [5] и др. предложили полуэмпирические соотношения, учитывающие также механизм структурной релаксации воды и релаксацию сернокислого магния на высоких частотах. Вадов P.A. ввел более сильную зависимость коэффициента поглощения от температуры и солености, что позволило хорошо согласовать натурные данные, полученные им в пяти регионах Мирового океана в различные годы. Существенная роль низкочастотной релаксации солей бора надежно ре подтверждена. Браунинг, Торп и Меллен показали, что и в пресной воде также было обнаружено аномальное низкочастотное затухание при использовании взрывных источников звука [6].

В 80-90гг под руководством Акуличева В.А. были проведены исследования дальнего распространения низкочастотного звука через крупномасштабные неоднородности в Тихом и Индийском океанах. В частности, определялось затухание звука. Экспериментальные значения коэффициента затухания в целом неплохо согласуются с рассчитанными по формулам Франсуа и Гаррисона при излучении одиночных сигналов или сигналов некратных частот. Тем более неожиданны результаты эксперимента, выполненного в 1988г в северо-западной части Тихого океана. В опыте дрейфующая приемная система с 3 ненаправленными гидрофонами на глубинах 60, 650 и 1000 м располагалась в начале трассы в области субтропических вод. НИС «Академик А. Виноградов» удалялся от приемной системы с скоростью 5 узлов, буксируя излучатель на глубине 100 м. Одновременно излучались сигналы двух кратных частот 232 и 696 Гц. Трасса длиной 1200 км под малым углом пересекала зону субарктического фронта. Поле скорости звука существенно, но плавно изменялось вдоль всей трассы. Характерные вертикальные профили скорости звука на расстояниях 0, 500 и 1000 км от приемной системы представлены на рис.1,6 Скорость звука на горизонте излучения 100м изменяется более, чем на 60м/с – от 1520 м/с в начале трассы до 1452 м/с в конце. По мере снижения скорости звука на глубине излучения (на расстояниях, больших 500 км) в ПЗК «захватывается» все большее количество лучей. «Дополнительные» лучи распространяются вблизи оси ПЗК, что приводит к постепенному увеличению интенсивности сигналов, принятых на глубинах с минимальными значениями скорости звука (650 и 1000м). На рис.2 приведены значения скорости звука на глубине 100 м и спад уровня сигналов с частотами 232 (1) и 696Гц (2) в зависимости от расстояния до источника



Рис. 2. Значения скорости звука на глубине 100 м – а; зависимость изменения уровня сигналов с частотами 232 (1) и 696Гц (2) от расстояния до источника Глубина приема сигналов: b - 100м; с – 650м; d - 1000

Отметим совпадение уровней сигналов, изученных с расстояний, меньших 500 км и разность затухания примерно 10 дБ, т.е. разность коэффициентов затухания не более 0, 01 дБ/км для сигналов, излученных в конце трассы, что в 2–3 раза меньше теоретических и средних экспериментальных значений. В ходе обсуждений Вадовым Р.А. было

предложено уточнить расчеты, введя эффективные значения характеристик среды и рН, средние по длине луча., т.к. изменение рН, например, на 0.4, приводит к изменению коэффициента поглощения в 2 раза. В таблице представлены результаты расчета по формулам Вадова [5], Франсуа и Гаррисона [4] для средних по глубине значений температуры и рН, соленость изменялась мало. Минимальные значения получены по формулам Вадова для расстояний, меньше 500 км. Даже исходя из этих минимальных значений коэффициентов поглощения, мы должны получить разность затухания сигналов около 10 дБ для расстояния 500 км (в эксперименте почти 0 дБ) и около 20 дБ для расстояний 1000 км (в эксперименте 10 дБ). Учет влияния других механизмов затухания звука, таких как рассеяние, на неоднородностях среды, поверхности моря и дне, может только еще больше уменьшить разность спада уровня сигналов, т. к. рассеяние имеет прямую зависимость от частоты сигналов. Наблюдаемый эффект, по мнению автора, разумно объяснить нелинейным взаимодействием сигналов кратных частот. Энергия более мощного, с меньшим поглощением сигнала нижней частоты переходит в сигнал верхней частоты, затухающий гораздо быстрее. Для подтверждения этой гипотезы необходимо провести дополнительные эксперименты по исследованию дальнего распространения одиночных сигналов и сигналов кратных частот при одних и тех же условиях и характеристиках среды. Кроме того, важно провести дополнительный анализ уже существующих многочисленных экспериментальных данных с учетом высказанных предположений.

Расстояние	Скорость звука, С	Темпера- тура, С°	pН	β расчет по [5], дВ/км		β расчет по [4], дВ/км	
				230 Гц	696 Гц	230 Гц	696 Гц
500 км	1490	3	7,9	0,0017	0,02	0,0044	0,026
500-1000 км	1500	8	8,1	0,003	0,04	0,0046	0,035

Значения скорости звука, температуры, pH и коэффициенты поглощения по формулам Вадова [5], Франсуа и Гаррисона [4]

В экспериментах по дальнему распространению звука в океане, проводимых с использованием мощных тональных и импульсных излучателей, нелинейные искажения могут накапливаться вдоль трасс. Вопрос об условиях проявления и величине нелинейных искажений при распространении волн конечной амплитуды обсуждался Наугольных и Островским [7]. Следует ожидать, что при распространении сигналов некратных частот на длинных трассах нелинейное поглощение сигналов тоже существенно.

Литература

1. Дюльдина Н.И. Влияние нелинейности среды на затухание низкочастотного тонального звука при дальнем распространении в океане // В мире научных открытий. Красноярск: Научно-инновационный центр, 2013. №6 (42). С. 143–153

2. Дюльдина Н.И. Влияние нелинейности среды на затухание низкочастотного тонального звука при дальнем распространении в океане // Материалы докладов VIII Всероссийского симпозиума «Физика геосфер». Владивосток. 2–6 сентября 2013 г. С.90–95.

3. Акустические и гидрофизические исследования в северо-западной части Тихого океана. – Отчет об экспедиционных работах в 12 рейсе НИС «Академик А. Виноградов». ТОИ ДВО АН СССР. Владивосток. 1988 г. Т.1. 401 с.

4. *Вадов Р.А.* Поглощение и затухание низкочастотного звука в морской среде// Акустический журнал. 2000. Т.46. №5. С. 624–631.

5. *Francois R.T., Garrison G.R.* Sound absorption measurement, Pt.2:Boric acid contribution and equation for total absorption- JASA. (1982) V.72. no.6. P. 1879–1889.

6. *Brauning D.G., Torp W.H., Mellen P.N.* Attenuation of low-friquency sound in fresh water.- 6th International Congress on Acoustics. (1986) Tokyo.

7. *Наугольных К.А., Островский Л.А.* О нелинейных эффектах в акустике океана // Акустика океана. Современное состояние. М.: Наука 1982. С.181–196.

РАСЧЕТ ПЕРЕПАДА ДИНАМИЧЕСКОЙ ВЫСОТЫ СИНОПТИЧЕСКИХ ВИХРЕЙ ПО СПУТНИКОВЫМ ИЗОБРАЖЕНИЯМ

А.А. Загумённов, Б.В. Шувалов, М.Г. Алексанина

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт автоматики и процессов управления Дальневосточного отделения Российской академии наук, margeo@iacp.dvo.ru

Динамическая высота поверхности океана является важным гидродинамическим параметром, содержащим в себе интегральную информацию о стратификации всей толщи океана и скоростях геострофических течений. Высота поверхности океана над геоидом, который рассматривается как поверхность океана в состоянии покоя, определяет топографию морской поверхности D [1]. При установившемся движении трение поперек течения невелико, поэтому в первом приближении, особенно для поверхностных течений, по разности динамических высот в двух точках можно вычислить проекции скорости течения на направление, перпендикулярное линии соединения этих точек. Геострофическое течение направлено под углом 90° сит sole к направлению, в котором идет понижение динамических высот [2]. По градиентам динамической топографии ∂D , рассчитываются скорости геострофического течения. Для вычисления составляющих скорости U, V геострофического течения на поверхности океана используется известная формула [3]:

$$U = -\frac{g}{2\omega \sin\varphi} \times \frac{\partial D}{\partial y}, \quad V = \frac{g}{2\omega \sin\varphi} \times \frac{\partial D}{\partial x}, \quad U = -\frac{g}{2\omega \sin\varphi} \times \frac{\partial D}{\partial y}$$

где D – динамическая высота, g – ускорение силы тяжести, ω – угловая скорость Земли, φ – широта местности.

С другой стороны, если известны скорости, можно оценить перепад динамической высоты на разрезе между точками А и В:

$$\Delta D = \frac{2\omega \sin\varphi}{g} \int_{A}^{B} V \partial x.$$

Расчет скоростей поверхностных течений по последовательности спутниковых изображений является перспективным способом получения мгновенных площадных оценок динамики океана. Полученные таким образом поля скоростей могут служить базой для расчета перепада динамически высот поверхности океана. Что позволит восполнять недостающие динамические характеристики океанских структур. Расчет скоростей течений океана по последовательности спутниковых изображений осуществляется на основе разработанного в ИАПУ ДВО РАН метода автоматического прослеживания термических неоднородностей и оценке их перемещений по спутниковым ИК- изображениям [4, 5]. Оригинальность используемого метода состоит в наличии нового критерия отбраковки некорректно рассчитанных перемещений. В этом критерии используется не величина сходства площадок S, а «априорная оценка точности» расчета скорости. «Априорная оценка точности» рассчитывается как ошибки расчета перемещения. Перемещение оценивается как расстояние между площадками, для которых функции похожести S достигает максимума. Новый подход к расчету скоростей поверхностных течений позволил резко уменьшить число некорректно рассчитанные векторов при уменьшении величины отбраковки корректных.

Расчет перепада динамической высоты поверхности океана по рассчитанным вышеописанным методом скоростям течений осуществляется следующим образом. Задается список точек, между которыми требуется рассчитать динамическую топографию. На выходе выдается рассчитанный перепад динамической топографии с оценкой точности. Данные поля скоростей течений распределены неравномерно, поэтому встает вопрос об интерполировании на неравномерной сетке. Для этого используется сглаживающая функция Гаусса. В расчетах участвуют нормальные составляющие векторов перемещений относительно линии разреза – линии, соединяющей заданные точки расчета перепада динамической топографии. Весь промежуток интерполирования делится на равные небольшие интервалы. Расчет средней скорости на интервале производится по формуле:

$$\overline{V} = \sum_{r_i \in R} V_i \cdot \alpha_i,$$

где V_i – скорость соответствующего перемещения, α_i – нормированные значения весовой функции точек (проекций) в радиусе R, где R – наибольшее расстояние между двумя соседними точками проекций векторов перемещения на всем промежутке интерполирования на разрез; e^{-r^2} – весовая функция;

$$\alpha_{i} = \frac{e^{-r_{i}^{2}}}{\sum_{r_{i} \in R} e^{-r_{i}^{2}}},$$

где *r_i* – расстояние до *i*-ой точки на разрезе.

Интегрирование на равномерной сетке осуществляется по формуле средних прямоугольников:

$$\int V dx = \sum_{i=1}^{n} \overline{V_i} \cdot x,$$

где x – шаг сетки в м/с, n – количество интервалов.



Слева – ИК-изображение с рассчитанными скоростями течений и разрезы, для которых считались перепады динамических высот, а справа – абсолютная динамическая топография по данным AVISO

Проведено тестирование и сравнение полученных результатов (см. рисунок) с альтернативными данными – KESS: международного эксперимента по изучению течений и вихрей Куросио (2004–2006), AVISO: сервис предоставления продуктов спутниковой альтиметрии.

Показано, что предложенный подход дает результаты, которые согласуются с альтернативными (KESS и AVISO) в пределах точности спутниковой альтиметрии (2–5 см)

Литература

1. Пустовойтенко В.В., Запевалов А.С. Оперативная океанография: современное состояние, перспективы и проблемы спутниковой альтиметрии. Морской гидрофизический институт НАН Украины. Севастополь, 2012. 218 с.

2. Гарвей Дж. Атмосфера и океан. Наша жидкая окружающая среда М.: Прогресс, 1982.182 с.

3. *Бурков В.А*. Общая циркуляция Мирового океана. Л.: Гидрометеоиздат. 1980. 253 с.

4. Алексанин А.И., Алексанина М.Г., Карнацкий А.Ю. Автоматический расчет скоростей перемещений ледовых полей // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т.8. №2. С.9–17

5. Алексанин А.И., Алексанина М.Г., Карнацкий А.Ю. Автоматический расчет скоростей поверхностных течений океана по последовательности спутниковых изображений// Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т.10. №2. С.131–142.

6. AVISO gridded products: http://www.aviso.oceanobs.com/en/data/products/seasurfaceheight-products/global/index.html

ДИСТАНЦИОННОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛУБИНЫ ВЕРХНЕГО КВАЗИОДНОРОДНОГО СЛОЯ

С.П. Захарков

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, zakharkov@poi.dvo.ru

Верхний квазиоднородный слой (ВКС) морских вод является связующим звеном между атмосферой и океанскими глубинами и ключевым компонентом при изучении климата. С другой стороны, через ВКС оказывается непосредственное влияние океана на атмосферу. Турбулентные течения в перемешанном слое влияют на биологическую продуктивность. Особенное значение изучение ВКС играет для военно-морского флота и загрязнения морской среды. Согласно [1] глубина ВКС определяется как глубина, на которой разность между поверхностной температурой и температурой на границе перемешанного слоя не превышает заранее заданного значения.

Самыми распространенными методами измерения ВКС являются: зондирование моря научно-исследовательскими судами с помощью СТДзондов, в том числе способ измерения параметров ВКС моря с движущегося судна. [2] и способ определения ВКС с использованием плавучих буев Арго [3] Существующие способы измерения ВКС связаны с большой дороговизной и малым объемом получаемой информации. Известен способ определения ВКС Мирового океана с применением Океанской Биогеохимической Модели, предложенной НАСА (NOMB): [4] где используются открытые океанические участки мирового океана с глубиной выше 200 метров. Разрешение этой модели составляет 1.25° по долготе и 0.66° по широте, что не позволяет изучать ВКС в таких закрытых областях как Японское море, мезомасштабных синоптических вихрях, в мелких гидрологических структурах.

При изучении распределения концентрации хлорофилла *a* (ХЛ) и биомассы (БМ) водорослей в Японском море по судовым данным 30-го рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев», проходившего в период с 26 февраля по 9 марта 2003 года, было выявлено, что отношение ХЛ/БМ наиболее велико на станциях с глубоким ВКС. На этих станциях преобладали мелкие и более легкие виды микроводорослей. При сравнении с

прибрежными станциями, имеющими небольшую глубину ВКС, наблюдалась смена доминирующих групп диатомовых водорослей на динофитовые и мелкие жгутиковые. Численность диатомовых в прибрежной зоне достигала 81% от общей численности фитопланктона, более мелкие формы – динофитовые, золотистые и мелкие жгутиковые водоросли составляли всего 8%, 4% и 6% соответственно. При этом коэффициент корреляции между процентом численности диатомовых водорослей и глубиной перемешанного слоя был значимым и отрицательным при доверительной вероятности 0,99. На станциях с высоким ВКС численность диатомей снизилась до 51%, на долю динофитовых приходилась четверть численности клеток фитопланктона (24%) – это в 3 раза выше, чем в прибрежной зоне. Процент численности золотистых и мелких жгутиковых составил 7% и 11% соответственно, что практически в два раза выше, чем в прибрежной зоне. Средний вес на одну клетку диатомовой водоросли в прибрежной зоне составил 56 мкг, с увеличением ВКС он снизился до 37 мкг.

В этом рейсе нами была исследована структура фитопланктона в антициклоническом вихре, неоднородном в отношении гидродинамики (толщина ВКС в центральной его части в 4–6 раз больше, чем по краям). Выявлено увеличение относительной численности сравнительно легкой водоросли (12,3 мкг) *С. atlanticus* в центре вихря, что в очередной раз подтверждает, что при увеличении ВКС получают развитие более мелкие формы микроводорослей. Коэффициент корреляции между глубиной перемешанного слоя и процентом численности этого вида составил 0.62, что является значимым при доверительной вероятности (0.999). [5]

В зимний период вертикальное перемешивание вод является причиной образования ВКС большой глубины. Снижение освещенности приводит к структурным изменениям фитопланктона. Известно, что при этом получают развитие организмы с максимальными коэффициентами размножения, то есть мелкие формы. Это связано с тем, что у более мелких водорослей больше поверхность на единицу БМ, что повышает эффективность потребления света и питательных веществ. И, кроме того, мелкие формы имеют меньшую скорость погружения, и большее время находятся в эвфотической зоне. Таким образом, отношение ХЛ/БМ позволяет оценивать структурные параметры фитопланктонного сообщества: чем выше это отношение, тем более мелкие формы фитопланктона преобладают в исследуемом районе и тем больше глубина ВКС.

Исходя из этого, нами было введено понятие хлорофилльного индекса. Хлорофилльный индекс (I_{chl}) показывает отношение ХЛ, определенного спутниковым методом, к биомассе, определенной с помощью алгоритма Кларка (tsm Clark). За биомассу принималась величина, равная общей взвеси, определенной по спутниковым данным, за вычетом неорганических взвешенных частиц, определенных эмпирически. Неорганическая взвесь вычислялась как разница между общим взвешенным веществом и биомассой микроводорослей, определенных по судовым данным. Для открытых районов Японского моря в зимний период она составляла около 0,25 мг/л. Это позволило нам составить простое уравнение для характеристики распределения водорослей.

I _ chl = chl oc 3/(tsm clark - 0.25).

Были проанализированы данные по общему взвешенному веществу (OBB), полученные в нашем институте по судовым данным и данные по алгоритму Clark (tsm clark), рассчитанные по спутниковым данным для одних и тех же точек. Сравнение показало удовлетворительную связь. Коэффициент корреляции был значимым для доверительного интервала 0,999 и положительным (0,479) для 46 измерений. [6], что подтверждает применимость алгоритма Clark для Японского моря. Отношение между средними значениями этих параметров (OBB по судовым и tsm Clark по спутниковым данным) составило 0,67.

Обнаружена тесная взаимосвязь между введенным нами хлорофилльным индексом и глубиной ВКС моря [7]. Хлорофилльный индекс зависит от множества факторов: это состав фитопланктона, величина БМ, физиологическое состояние популяций, обеспеченность микроводорослей минеральным питанием, световой режим, сезон года, время суток, температурные условия. Поэтому, предлагаемый способ определения ВКС по хлорофилльному индексу может быть использован в период, когда на отношение ХЛ/БМ оказывает влияние наименьшее количество факторов и когда ВКС изменяется достаточно медленно, так чтобы состав фитопланктона успел отразить это изменение (например, в зимний период). Также нами установлено, что алгоритм Кларка не может быть применен, когда концентрация взвеси высока. Это характерно для малых глубин, которые, как правило, локализованы в прибрежной зоне. Как показал статистический анализ результатов, полученных для акватории Японского моря, среднеквадратическое отклонение восстановленных значений ВКС, определенных по данным зондирований, оказывается близким к 20%, т.е. погрешность предлагаемого способа соизмерима с погрешностью зондирований, однако при реализации предлагаемого способа не требуется выполнять большое количество дорогостоящих рейсов, а достаточно использовать данные с регулярно действующих искусственных спутников Земли.

Способ, реализующий [7] открытое нами явление, по сравнению с известными способами позволяет получить качественно новый результат, а именно определить одномоментное распределение ВКС по акваториям. Информация о значениях ВКС в некоторых районах не может быть получена с помощью известных методов, но оказывается важна для многих видов прогностической и практической деятельности. Кроме того, определение ВКС по заявляемому способу менее затратное. Поэтому предлагаемый способ может найти широкое практическое применение в научной и практической деятельности.

Литература

1. *Thompson R*. Climatological models of the surface mixed layer of the ocean // J. Phys. Oceanogr. 1976. V. 6. P. 496–503

2. Степанюк И.А. Способ измерения параметров верхнего квазиоднородного слоя моря с движущегося судна А.с. № 1531045 А1 МПК G01W1/00 Опубликовано: 23.12.1989.

3. http://www.argodatamgt.org/Access-to-data/Argo-dataselection; http://www.coriolis.eu.org/cdc/dataSelection/cdcDataSelections.asp

4. http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/daac-bin/G3/gui.cgi?instance_id=ocean_model,

5. Захарков С.П., Лобанов В.Б., Гордейчук Т.Н. и др. Пространственная изменчивость хлорофилла а и видового состава фитопланктона в северо-западной части Японского моря в зимний период.// Океанол. 2012 Т.52 №3. С. 381–391.

6. Джонсон Н., Лион Ф. Статистика и планирование эксперимента в технике и науке. Методы обработки данных. – М.: Мир, 1980. – 510с.

7. Захарков С.П. Способ оценки глубины верхнего квазиоднородного слоя высокоширотных морей в зимний период.

МЕТОДИКА РЕГИСТРАЦИИ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МОРЯ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД НА ОСНОВЕ ВИДЕОСЛЕЖЕНИЯ ЗА ВЕРТИКАЛЬНЫМИ ДВИЖЕНИЯМИ ЛЕДОВОЙ ПОВЕРХНОСТИ

П.С. Зимин, В.К. Фищенко, А.Е. Суботэ, Л.А. Подольский

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук fischenko@poi.dvo.ru

Специалистами отдела информационных технологий ТОИ ДВО РАН в 2009-2013 годах были разработаны и испытаны несколько методик измерения волнения и колебаний уровня моря на основе применения видеоволномеров [1]. Последние представляют собой размещаемые в море конструкции с маркерами, претерпевающими вертикальные колебания под действием волнения, и установленных на берегу камер, наблюдающих этот процесс и передающих видеоинформацию в оперативном режиме в базы данных системы комплексного мониторинга залива Петра Великого [2]. Специально разработанное программное обеспечение [3] позволяет затем анализировать видео и извлекать из него сигнал вертикальных движений маркера, интерпретируемый как сигнал волнения в точке установки волномера. Тестовые испытания различных конструкций волномеров подтвердили возможность измерения с их помощью волновых процессов самых различных масштабов, начиная с короткопериодных ветровых волн (периоды менее 1 сек) и, заканчивая колебаниями синоптического масштаба с периодами порядка нескольких суток. Существенным недостатком таких видеоволномеров является то, что они неработоспособны в зимнее время, когда акватория покрывается льдом.

Осенью 2014 года в бухте Алексеева (о-в Попова) на удалении 100 м от берега была развернута очередная конструкция видеоволномера, особенностью которой стала возможность проведения измерений не только днем, но и в ночное время. Для этого на маркер была наклеена светоотражающая катафотная лента, которая подсвечивалась установленным рядом с камерой обычным светодиодным фонарем мощностью 3 Вт с узкой фокусировкой луча. В середине декабря перед началом ледостава в бухте конструкция волномера была разобрана. После того, как лед окончательно установился, возникла идея с помощью той же камеры регистрировать его вертикальные движения. Для этого в 100 м от берега, в точке бывшего расположения видеоволномера, был установлен темный прямоугольный (60×90 см) транспарант с нарисованным в центре белым прямоугольным (30×20 см) маркером, и наклеенной на него катафотной лентой шириной 4 см. Еще один такой же транспарант с маркером был установлен в поле зрения камеры на расстоянии 180 м от берега. Далее реализовывалась стандартная схема, применявшаяся ранее в конструкции видеоволномера. Камера регистрировала и пересылала в базы данных общей системы мониторинга залива Петра Великого видеозаписи сцены с маркерами. Программное обеспечение по архивным видеозаписям либо в режиме реального времени извлекало из видео вертикальные перемещения установленных на льду маркеров, представляющие собой сигнал колебаний уровня моря в бухте.

На рис. 1 слева демонстрируется процесс извлечения в реальном времени из видео сигналов вертикальных движений льда с использованием программы QAVIS [4]. Программа для каждого кадра находит максимум взаимной корреляции с эталонными изображениями маркерных зон, вертикальная координата максимума – значение искомого сигнала в момент регистрации кадра. Справа на рисунке для примера представлены 1-часовые фрагменты сигналов движений льда в точках установ-



Рис. 1. Регистрация и анализ сигналов вертикальных движений льда в бухте Алексеева

ки ближнего и дальнего маркеров, а также взаимная корреляционная функция этих сигналов. В осциллограммах визуально заметна мощная колебательная сейшевая компонента с периодом около 10 минут высотой 5–6 см. Отметим, что она практически всегда присутствовала в записях колебаний уровня моря в бухте, полученных с помощью видеоволномера осенью 2014 года. Взаимная корреляционная функция имеет близкое к предельному значение максимума B = 0.921 при нулевом временном сдвиге (M = 0 с) между сигналами движений льда, измеренными в обеих точках. Этот результат фактически подтверждает работоспособность описанной методики регистрации колебаний уровня моря на основе отслеживания вертикальных движений ледовой поверхности на расстояниях порядка 200 м от берега.

Процесс регистрации сигнала колебаний льда осложнялся периодически возникавшими проблемам в сети передачи данных, особенностями реализации в камере перехода от дневного к ночному режимам работы. Тем не менее, с января по март было получено несколько непрерывных записей продолжительностью несколько суток. На рис 2 представлены результаты анализа самой длительной 9-суточной записи, зарегистрированной в период с 17 по 26 января 2015 г. В это время толщина льда составляла около 25 см, им была покрыта вся бухта и ближайшие выходы из нее в Амурский залив, прибрежных трещин льда в бухте не наблюдалось. На рис. 2-1 вверху представлена осциллограмма сигнала вертикальных движений льда в бухте Алексеева. Ниже показаны согласованные по времени осциллограммы сигналов изменения уровня моря на ближайших к о-ву Попова гидрометеорологических станциях Российской службы предупреждения о цунами - «Владивосток» и «Посьет». Данные по уровню моря получены с Web-сайта службы http://rtws.ru/ sea-level/. Осциллограммы всех трех записей визуально очень похожи. Представленные на рис. 2 (3) нормированные взаимные корреляционные функции сигналов движения льда с сигналами изменения уровня моря на станциях подтверждают эту похожесть: они имеют значительные максимумы корреляции: 0.931 при временном сдвиге 180 сек для станции «Посьет» и 0.939 при сдвиге 120 сек для станции «Владивосток».

Спектральный анализ сигналов вертикальных движений льда показал присутствие в них широкого спектра колебательных компонент, начиная с синоптических (период – несколько суток) и заканчивая сейшевыми с периодами 4 минуты 30 сек. Практически все они совпадают по частотам с компонентами, выявленными в ходе осенних 2004 г. наблюдений, проводившихся с помощью конструкции видеоволномера. При этом, как и следовало ожидать, в движениях льда в середине зимы отсутствовали



Рис. 2. Анализ сигнала вертикальных перемещений льда (17–26 января 2015 г.): 1 – осциллограммы движений льда и колебаний уровня моря на станциях Владивосток и Посьет; 2 – взаимные корреляционные функции сигналов движений льда и колебаний уровня моря на станциях; 3 – амплитудные спектры сигнала движений льда (низкочастотный и «высокочастотный» диапазоны)

высокочастотные компоненты, начиная с сейшевых колебаний с периодами 2–3 минуты и заканчивая ветровыми с периодами порядка единиц секунд. С середины марта, когда ледовая поверхность в бухте начала сокращаться и образовались прибрежные трещины, в спектре колебаний льда постепенно стали проявляться короткопериодные сейшевые колебания с периодами от 2 м 40 до 25 сек и даже зыбь с периодами 7–10 с.

На рис. 2 (3) представлен амплитудный спектр Фурье этой записи для двух частотных диапазонов – низкочастотного (периоды от нескольких суток до 3 часов) и высокочастотного (периоды от 3 часов до 2 минут). Разделение частотных диапазонов сделано для лучшей визуальной различимости мощных низкочастотных компонент и существенно менее мощных высокочастотных. В спектрах представлены значимыми пиками: колебания синоптического масштаба (метка 1, период 2 суток 6 часов); приливные колебания и их гармоники – (2, 24 ч), (3,12 ч), (4, 8 ч), (5, 6 ч), (6, 4 ч); колебания сейшевого диапазона – (7, 2 ч 8 м), (8, 1 ч 48 м), (9, 1 ч 33 м), (10, 1 ч 18 м), (11, 1 ч 08 м), (12, 48 м), (13, 22 м), (14, 15 м) (15, 13 м), (16, 10 м 40 с), (17, 4 м 30 с). Высота приливных колебаний льда составляла порядка 20–30 см, низкочастотных сейшевых колебаний с периодами около 2 часов – 3–4 см, сейшевых колебании с периодами около 10 минут – 4–6 см.

При использовании более мощного фонаря подсветки и камеры с большим оптическим увеличением возможна долговременная непрерывная регистрация колебаний движений льда на расстояниях до 500–800 метров от берега. В целом полагаем, что описанная методика автоматического слежения за вертикальными движениями ледовой поверхности может рассматриваться как эффективный способ регистрации колебаний уровня моря в прибрежных районах в зимний период. Она позволяет регистрировать не только колебания синоптического и приливного масштабов, но и практически весь спектр сейшевых колебаний, характерных для акватории, где производятся измерения.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» на 2015–2017 годы (проект 15-I-4-062).

Литература

1. Суботэ А.Е., Голик А.В., Гончарова А.А., Фищенко В.К. О возможности использования системы видеомониторинга залива Петра Великого для оценки параметров волновых процессов и течений. // Тезисы докладов 2-й научной конференции «Океанография залива Петра Великого и прилегающей части Японского моря». Владивосток. 2013. С. 33

2. Фищенко В.К., Голик А.В., Гончарова А.А., Олейников И.С., Подольский Л.А., Суботэ А.Е. Развертывание киберинфраструктуры и элементов системы комплексного оперативного мониторинга побережья и акваторий залива Петра Великого // Материалы докладов 14-й Международной конференции «Методы и средства океанологических исследований». ИО РАН, 19–21 мая 2015 г. Москва. 2015. С. 322–325.

 Гончарова А.А., Суботэ А.Е., Фищенко В.К. Программный комплекс для исследования волновых процессов и течений по данным видеосъемки акваторий // Материалы докладов 8-го Всеросс. Симп. «Физика геосфер». Владивосток. 2013. С. 50–54.

4. Гончарова А.А., Суботэ А.Е., Фищенко В.К. Программа экспресс-анализа изображений и видео QAVIS и ее возможное использование в задачах физики геосфер // Материалы докладов 7-го всероссийского симпозиума «Физика геосфер». Владивосток. 2011. С. 68–73.

РАБОТА ВЕРТИКАЛЬНОЙ АНТЕННЫ В РЕЖИМЕ ПРИЕМА СЛОЖНЫХ АКУСТИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ

С.И. Каменев

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, kamenev@poi.dvo.ru

Работа дискретной вертикальной линейной антенны в водном слое в случае источника гармонического сигнала сводится к восстановлению пространственного спектра источника с помощью алгоритмов обработки акустических сигналов, принятых элементами антенны. Алгоритмы обработки основаны на представлении вертикального распределения звукового поля в виде разложения в ряд по собственным функциям волновода, как это показано для антенны, состоящей из приемников давления и размещенной в волноводе Пекериса [1, 2].

В ряде работ рассматривается работа антенн, состоящих из комбинированных приемников или двуслойных антенн [3, 4]. Дальнейшим обобщением является анализ работы вертикальной линейной антенны в водном слое в режиме излучения [5, 6]. Также для данной задачи рассматриваются вопросы помехоустойчивости [3, 4], влияния течений [7] и др.

В качестве примера практического применения двуслойной дискретной вертикальной линейной антенны можно привести систему «Агам» [8, 9], состоящей из нескольких таких антенн. Это система высотой 17 м, шириной 4,1 м, длиной 102,5 м.

Еще одним примером практического применения являются системы обращения времени [10, 11], которые в своем неусеченном варианте включают в себя два типа дискретных вертикальных антенн: пассивную – в районе размещения пробного источника, и трансиверную – собственно реализующую алгоритм обращения времени.

В настоящей работе для дискретной вертикальной линейной антенны, размещенной в однородном водном слое, лежащем на жидком полупространстве, рассматривается алгоритм выделения пространственного спектра, учитывающий естественное усечение интервала ортогональности из-за невозможности размещения достаточного количества приемников в дне, а также потери на распространение и неполноту системы собственных функций. К сигналам виртуальной вертикальной антенны, полученной из исходной интерполяцией, применяется дискретное преобразование Фурье (ДПФ) с модифицированным базисом (МДПФ). Модификация базиса является обобщением асимптотического краевого условия Дирихле [12] на случай обратной задачи и сводится к растяжению базиса за счет введения эквивалентного дна. В результате это позволяет согласовать антенну с истинным дном.

Широкополосность алгоритма вытекает из представления амплитуды собственной функции и волновода Пекериса, имеющего с оценку:

 $u_n \{1-O[(n\pi\Delta h/h)^2]\},\$

где n номер функции; h — толщина водного слоя; Δh — расширение эквивалентного дна относительно истинного. Широкополосность, в свою очередь, позволяет использовать в алгоритме восстановления пространственного спектра сложные сигналы и взаимную корреляционную обработку принятых элементами антенны сигналов с излученным.

На рисунках 1 и 2 для отношения плотностей слоя и полупространства 0,625, отношения скоростей звука и полупространства 0,5, горизонтального расстояния от источника до антенны, равного 10h, при условии возбуждения широкополосным источником восьми однородных мод, приведены расчеты классического восстановления пространственного спектра (ДПФ без модификации) и с использованием МДПФ. На рисунке 1 – для заглубления источника 0,05h, на рисунке 2 – для заглубления источника 0,5h.

Эффект применения МДПФ заключается в существенном снижении потерь преобразования, обусловленных взаимным просачиванием пространственных частот. На рисунках это может быть оценено уровнем паразитных отсчетов, соответствующих отсутствующим в спектре модам с номерами 9–14.

Из приведенных результатов следует, что моды первых номеров выделяются с большей точностью, чем высшие моды. При этом совпадение



Рис. 1. ДПФ (а) и МДПФ (б) для заглубления источника 0,05h



Рис. 2. ДПФ (а) и МДПФ (б) для заглубления источника 0,5h

с теоретическим спектром для МДПФ, в отличие от классического ДПФ, почти полное.

В заключение отметим, что рассмотренный выше алгоритм восстановления пространственного спектра легко обобщается на случай двуслойных вертикальных антенн и вертикальных антенн, регистрирующих векторные звуковые поля. Применение сложных сигналов в алгоритме восстановления пространственного спектра источника и МДПФ, улучшающего качество восстановления, может быть использовано для решения различных гидроакустических задач: звукоподводной связи, позиционирования подводных объектов и др.

Литература

1. Елисеевнин В.А. Выделение нормальных волн в мелком море вертикальной линейной антенной // Акуст. ж. 1986. Т. 32, С. 54–60.

2. *Елисеевнин В.А.* О работе вертикальной линейной антенны в водном слое // 1981. Т. 27, с. 228–233.

3. *Баскин В.В., Смарышев М.Д.* Помехоустойчивость плоской антенны, состоящей из комбинированных приемников // Акуст. ж. 2008. Т. 54. № 4. С. 629–636.

4. Смарышев М.Д. Максимизация помехоустойчивости двухслойной гидроакустической антенны // Акуст. ж. 2008. Т 54. № 5. С. 831–836.

5. *Елисеевнин В.А*. Концентрация энергии в одну нормальную волну, излучаемую в водном слое вертикальной линейной антенной // Акуст. ж. 2007. Т. 52. № 2. С. 275–279.

6. Голубева Е.В., Елисеевнин В.А. Мощность, излучаемая вертикальной компенсированной линейной антенной в волноводе Пекериса // Акуст. ж. 2008. Т. 54. № 5. С. 767–773.

7. Гордиенко В.А., Некрасов В.Н., Краснописцев Н.В. Особенности поведения гидроакустических вертикально распределенных приемных систем при наличии подводных течений // Акуст. ж. 2014. Т. 60. № 2. С. 179–189.

 Карлик Я.С. Гидроакустическая антенна – мощный инструмент для прогноза цунамигенных землетрясений // Сборник статей международной конференции «Локальные цунами: предупреждение и уменьшение риска». М.: Янус_К. 2002. С. 72–74. 9. Из истории становления отечественной гидроакустики / Г. Афруткин, Л. Бреховских, В. Гордиенко и др. Наука, С-Пб, 1998. С. 690.

10. Sabra K.G., Roux P., Hee-Chun Song, et al. Experimental demonstration of iterative time-reversed reverberation focusing in a rough waveguide. Application to target detection // J. Acoust. Soc. Am. 2006. V. 120. P. 1305–1314.

11. Song H.C., Hodgkiss W.S., Kuperman W.A., et al. Experimental demonstration of adaptive reverberation nulling using time reversal // J. Acoust. Soc. Am. 2005. V. 118. P. 1381–1387.

12. Аксенов С.И., Каменев С.И., Касаткин Б.А. Некоторые характеристики звукового поля в клине, лежащем на жидком полупространстве // Акуст. ж. 1986. Т. 32. №5. С. 585–590.

СИНТЕЗ СЛОЖНЫХ АКУСТИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ ДЛЯ ПРОФИЛИРОВАНИЯ МОРСКОГО ДНА

С.И. Каменев

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, kamenev@poi.dvo.ru

Одним из перспективных методов сейсмоакустического зондирования морского дна, пришедших на смену стандартному применению для морской сейсморазведки пневмопушек, спаркеров и других некогерентных источников [1, 2], является использование гидроакустических источников когерентных импульсных сигналов [3–6]. Наибольший интерес при этом представляют сложные сигналы. При взаимной корреляционной обработке принятого сигнала с опорным удается сконцентрировать в максимуме корреляционной функции практически всю мощность принятого сигнала [7, 8]. Общим признаком сложных сигналов является значение базы сигнала В, которая определяется как произведение эффективной длительности сигнала Т и эффективной ширины его спектра F, то есть B=TF. Для сложных сигналов B>>1.

Например, эффективная ширина спектра F для фазоманипулированных сигналов в виде М-последовательностей связана с длительностью элементарного символа последовательности τ как F = 1/ τ , а эффективная длительность сигнала T=L τ , где L – число символов последовательности. Таким образом, для данного типа сложных сигналов база определяется числом символов последовательности: B=L. Для сигналов с ЛЧМ эффективная ширина спектра F – это разность частот, изменяющихся линейно во времени (девиация частоты). Время, за которое осуществляется девиация, является эффективной длительностью Т ЛЧМ-сигнала.

Автокорреляционная функция описываемых сигналов имеет главный лепесток шириной 2/F и симметричную систему боковых лепестков, уровень которых для М-последовательности в среднем равен 1/√L от величины главного лепестка, а для ЛЧМ-сигнала составляет 21% для ближайших к главному, 13% – для следующих и т.д. Такой вид корреляционной функции позволяет использовать сложные сигналы в задаче сейсмопрофилирования, разделяя, соответствующим выбором эффективной ширины спектра F, приходы сигналов от различных отражающих слоев, составляющих структуру морского дна.

Повторяемость излучаемых источником сложных сигналов при практически любой скважности открывает возможность когерентного накопления энергии серии сигналов, что, в свою очередь, позволят снизить мощность излучения при обеспечении нужной глубины зондирования, а также повысить несущую частоту для увеличения пространственного разрешения.

Однако, существенным ограничением применимости таких сигналов в задаче сейсмопрофилирования является необходимость снижения уровня боковых лепестков корреляционной функции при заданной длительности сигнала, которую желательно тоже уменьшать, так как часто не удается различить отражение от реального слоя структуры дна и боковой лепесток.

Приведенные ниже результаты синтеза сложных сигналов для сейсмопрофилирования (см. таблицу) основаны на предложенном в работах [1, 2] подходе по модификации 5-позиционного сигнала Баркера путем дополнительной амплитудной манипуляции составляющих его символов.

При синтезе были рассмотрены модификации трех-, четырех-, пяти-, и семисимвольных фазоманипулированных последовательностей (N = 3, 4, 5, 7). В таблице для этих последовательностей приведены как

№	Последовательность длиной N	Нормированный на 2N максимум корреляционной функции (КФ)	Нормированный на 2N уровень боковых лепестков КФ	
1	{1,1,-1}	0.500000	-0.166667	
2	{1, 2, -1}	1.000000	-0.166667	
3	{1, 4, -1}	3.000000	-0.166667	
4	{1, -1.5, 3, 2}	2.031250	0.250000	
5	{1, -1.788854, 4, 2.236068}	3.150000	0.279508	
6	{1, -2.666667, 8, 3}	10.138889	0.375000	
7	{1, 1, 1, -1, 1}	0.500000	0.100000	
8	$\{1, 2, 2, -2, 1\}$	1.400000	0.100000	
9	{1, 4, 8, -4, 1}	9.800000	0.100000	
10	{1, 1, 1, -1, -1, 1, -1}	0.500000	-0.071429	
11	{1, 2, 2, 0, -2, 2, -1}	1.285714	-0.071429	
12	{1, 4, 8, 6, -8, 4, -1}	14.142857	-0.071429	

Корреляционные свойства последовательностей

собственно амплитудно-фазовые распределения (манипуляция фазы на 180°), так и нормированные максимумы корреляционных функций и нормированные уровни боковых лепестков. Для сравнения последовательностей разной длины нормировка осуществлена на длину в отсчетах корреляционной функции, то есть на 2N.

Последовательности с номерами 1, 7 и 10 представляют собой соответствующие немодифицированные последовательности Баркера, для которых характерно расположение боковых лепестков по всей длине их корреляционных функций. Для остальных последовательностей существует только два боковых лепестка на краях их корреляционных функций.

В заключение отметим, что синтезированные последовательности при ограниченной длительности отличаются значительным подавлением боковых лепестков, что может существенно повысить эффективность работ по сейсмопрофилированию морского дна.

Литература

1. *Мешбей В.И*. Методика многократных перекрытий в сейсморазведке – М.: «Недра», 1985, 264 с.

2. Уотерс К. Отражательная сейсмология - М.: «Мир», 1981, 456 с.

3. Лазарев В.А., Малеханов А.И., Мерклин Л.Р., Романова В.И., Стромков А.А., Таланов В.И., Хилько А.И. Экспериментальное исследование возможностей сейсмоакустического зондирования морского дна когерентными импульсными сигналами // Акустический журнал, 2012, т. 58, № 2, с. 227–236.

4. Гринюк А.В., Бурдуковская В.Г., Кравченко В.Н., Коваленко В.В., Лучинин А.Г., Малеханов А.И., Трофимов А.Т., Трусова О.И., Смирнов И.П., Стромков А.А., Хилько А.И. Экспериментальные исследования возможностей оптимизации зондирующих сигналов при низкочастотной акустической томографии мелкого моря // Акустический журнал, 2012, т. 58, № 3, с. 316–329.

5. Гринюк А.В., Кравченко В.Н., Лазарев В.А., Малеханов А.И., Петухов Ю.В., Романова В.И., Хилько А.И. Реконструкция параметров осадочных слоев морского дна мелкого моря с использованием широкополосных сейсмоакустических источников // Акустический журнал, 2013, т. 59, № 3, с. 354–362.

6. Лазарев В.А., Малеханов А.И., Мерклин Л.Р., Романова В.И., Таланов В.И., Хилько А.И. Когерентное сейсмоакустическое профилирование морского дна с использованием широкополосных сигналов // Океанология, 2013, т. 53, № 6, с. 843–850.

7. Ширман Я.Д., Манжос В.Н. Теория и техника обработки радиолокационной информации на фоне помех – М.: Радио и связь. 1981. 416 с.

8. Вакман Д.Е. Сложные сигналы и принцип неопределенности в радиолокации – М.: Сов. радио. 1965. 303 с.

9. Тихонов В.И. Статистическая радиотехника – М: Советское радио, 1966, 680 с.

10. Бенжамин Р. Анализ радио- и гидролокационных сигналов. М: Воениздат, 1969. 256 с.

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПОЛЕЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ХЛОРОФИЛЛА «А» И ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА ПО СУДОВЫМ И СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

Т.И. Клещёва, М.С. Пермяков, П.А. Салюк, И.А. Голик

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, tit@poi.dvo.ru, permyakov@poi.dvo.ru

Проблемы пространственной изменчивости океана чрезвычайно актуальны для океанологии и интенсивно исследуются с середины прошлого века. В последние десятилетия эта проблема приобрела особое значение в связи с развитием дистанционных спутниковых методов в океанологии и приложений их к решению практических океанологических задач (экология, хозяйственная деятельность в морях, проблемы безопасности плавания и другие) [1]. Анализ статистических характеристик изменчивости полей гидрологических элементов и концентрации пигментов в приповерхностных слоях, и, в частности спектры пространственных масштабов позволяют судить о физических механизмах изменчивости океана и турбулентности. Знание статистической структуры полей гидрофизических и гидрооптических характеристик акваторий необходимо для построения алгоритмов оптимальной обработки и интерпретации данных спутниковых дистанционных измерений для задач океанологии.

По спутниковым и судовым данным за 2003–2004 гг. исследовалась пространственная изменчивость полей поверхностной температуры (ТПО) и концентрации хлорофилла «а» (Chl_a) в окраинных морях северозападной части Тихого океана. При этом использовались судовые данные проточных измерений спектров лазерно-индуцированной флуоресценции и ТПО [2] и соответствующие им по времени спутниковые данные сканера цвета моря SeaWiFS и спектрометра MODIS в следующих районах: Корейский пролив (КП) (126°E-131°E и 32°N -37°N), Тайваньский пролив и северная часть Южно-Китайского моря (ПСМ) (112°E и 21°N -25°N), центральная часть Южно-Китайского моря (ЮКМ) (112°E и 21°N -25°N), центральная часть Южно-Китайского моря (ЮКМ) (112°E и 21°N -25°N), центральная часть Южно-Китайского моря (ЮКМ) (112°E и 21°N -25°N), центральная часть Южно-Китайского моря (ЮКМ) (112°E и 21°N -25°N), центральная часть Южно-Китайского моря (ЮКМ) (112°E и 21°N -25°N), центральная часть Южно-Китайского моря (ЮКМ) (112°E и 21°N -25°N), центральная часть Южно-Китайского моря (ЮКМ) (112°E и 21°N -25°N), центральная часть Южно-Китайского моря (ЮКМ) (112°E и 21°N -25°N), центральная часть Южно-Китайского моря (ЮКМ) (112°E и 21°N -25°N), центральная часть Южно-Китайского моря (ЮКМ) (112°E и 21°N -25°N), центральная часть Охеане с мора и спектрометра мора и спектрометра и спектрометра мора и спектрометра и спектр

-118°E и 13°N -17°N), Японское море (ЯМ) (129°E -134°E и 38°N -43°N). Анализ проводился на статистически однородных участках вдоль траектории судна, которые выделялись по оценкам 75% доверительного интервала дисперсии концентрации Chl_[3,4].

Средние соотношения «шум/сигнал» судовых Chl, и TПО, оцененные по структурным функциям, составили около 5% и 9%, соответственно, SeaWiFS и MODIS-37% и 51%, соответственно. Радиусы декорреляции (r), полученные по пространственным автокорреляционным функциям, судовых Chl и TПО на субмезомасштабах лежали в диапазонах 2-7 км и 2.5-20 км, соответственно. Расхождение оценок достигало наибольших значений в районах интенсивных температурных фронтов, а наименьших – на мелководье (прибрежные зоны и Тайваньская банка с глубинами менее 100 м). Такое различие биологических (Chl.) и физических (ТПО) масштабов означает, что процессы, определяющие распределение ТПО и Chl, значительно отличаются в районе температурных фронтов, в то время как в мелководных районах они схожи. Эта особенность была отмечена и для полей SeaWiFS и MODIS, хотя разница между из масштабами декорреляции была ниже. Величины *r* полей SeaWiFS изменялись в пределах 2-7 км и были в среднем в 1.3 раза выше судовых значений. Радиус декорреляции ТПО MODIS лежал в диапазоне 1.5-11 км, что существенно ниже оценок для судовых ТПО. Наибольшие расхождения оценок были получены в Тайваньском проливе и Южно-Китайском море и вероятно обусловлены временным сдвигом в 3 дня между спутниковыми и судовыми измерениями, что хорошо согласуется с временными масштабами декорреляции ТПО и Chl₂ [5], полученные для прибрежных районов.

Для исследования пространственной изменчивости ТПО и Chl_a также был сделан спектральный анализ, который, учитывая неравномерность распределения данных вдоль траектории судна, в настоящей работе проводился методом интегрирования сильно осциллирующих функций с использованием сплайновой интерполяции [6]. Полученные пространственные спектры ТПО и Chl_a обычно аппроксимируются зависимостью $E(k) \sim k^p$, где *k*-волновое число. Наклоны спектров *p* ТПО и Chl_a, оцененные методом наименыших квадратов, в диапазоне длин волн 1км< λ <100 км изменялись в пределах 0.9÷3.1 и 1÷3.3, соответственно. В таблицу сведены средние для различных районов значения спектральных наклонов.

В среднем спектральные плотности ТПО и Chl_a подчиняются степенному закону с показателем -2.1 ± 0.6 в указанном диапазоне длин волн. Наименьшие \bar{p} были получены в районе интрузии течения Куро-

ъv	Chl	a	SST		
Раион	\overline{p}	$\bar{\lambda}_{_{\tau}}(\kappa m)$	\overline{p}	$\overline{\lambda}_{\tau}(\mathbf{K}\mathbf{M})$	
КП	-1.9 ± 0.4	6.5	-1.8 ± 0.6	6.2	
ТΠ	-1.5 ± 0.3	9.2	-1.7 ± 0.6	8.1	
ЮКМ	-1.9 ± 0.6	10.2	-2.2 ± 0.2	9.5	
ЯМ	-2.5 ± 0.5	6	-2.6 ± 0.5	5	
Среднее	2.1±0.6	7.6	2.1 ±0.6	7.2	

Спектральные наклоны \overline{p} и переходные зоны λ_{τ} в исследуемых районах

сио в Тайваньском проливе в феврале 2003 г, наибольшиев марте 2004 в районе Полярного фронта Японского моря. Для большинства спектров характерны переходные зоны, где происходит изменение спектральных наклонов, что означает различие механизмов, контролирующих наблюдаемую изменчивость

ТПО и Chl_a [7, 8]. В среднем изменение наклонов спектров ТПО и Chl_a наблюдалось на масштабах $\overline{\lambda}$, 7.2 км и 7.6 км, соответственно.

Судовые измерения ТПО и Chl, дополненные спутниковыми данными позволили связать изменчивость их статистических характеристик с конкретными гидрологическими структурами, такими как фронты, меандры, течения, вихри и т.д. Например, на рис.1. показаны спектры ТПО и Chl₂, нормированные на их дисперсии и полученные по судовым и спутниковым данным в районе антициклонического вихря Полярного фронта в Японском море 26 марта 2004. Здесь спектры ТПО и Chl имеют наклоны -2.6 и -1.2, соответственно, на масштабах 3-100 км. На рисунке показаны наклоны спектров на масштабах от 50 до λ_t = 3.2 км и λ_t =6.4 км для ТПО и Chl,, соответственно. Полученные значения близки к наклонам, которые предсказывает для температуры и пассивного трассера теория квази-геострофической турбулентности [9], предназначенная для районов с сильной бароклинной неустойчивостью, таких как районы Гольфстрима или Полярного фронта с их высокой вихревой активностью. Спектры по спутниковым данным MODIS/SeaWiFS значительно отличаются от судовых длинами волн концентрации спектральной плотности и их наклонами, и в диапазоне длин волн 3–100 км подчиняются степенным законам -1.4/-1.8 и больше соответствуют значениям, которые дает теории квазигеострофической турбулентности в верхнем перемешанном слое [9].

Нормированные спектры ТПО (a) и Chl_a (b), полученные по судовым (сплошная линия) и спутниковым (пунктирная линия) данным в районе антициклонического вихря Полярного фронта в Японском море 26 марта 2004

Литература

1. Пермяков М.С., Тархова Т.И. Дистанционные методы в исследовании пространственной изменчивости верхнего слоя океана и морей. В сб. «Дальневосточные моря России»: в 4 кн./ Гл. ред. В.А.Акуличев. М.: Наука, 2007. кн.4: Физические методы исследования, С.568–578.

2. Майор А.Ю., Букин О.А., Павлов А.Н., Киселев В.Д. Судовой лазерный флуориметр для исследования спектров флуоресценции морской воды// ПТЭ. 2001, №4. С.151–154.

3. Буров Д.В., Пермяков М.С., Тархова Т.И. Особенности пространственной изменчивости полей гидрологических и биооптических элементов в различных районах Мирового// Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2008. в.5, т.2, С.62–68.

4. Пермяков М.С., Акмайкин Д.А., Тархова Т.И., Салюк П.А., Смолин П.В. Статистические характеристики поля концентрации хлорофилла в Охотском море//Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса. 2007, в.4, т.1, С.325–331.

5. *Abbott M.R., Letelier R.M.* Decorrelation scales of chlorophyll as observed from bio-optical drifters in the California Current//Deep-Sea Research II. 1998, 45, P.1639–1667.

6. Завьялов Ю.С., Квасов Б.И., Мирошниченко В.Л. Методы сплайнфункций.-М.: Наука, 1980.

7. *Martin A*. P. Phytoplankton patchiness: the role of lateral stirring and mixing// Progress in Oceanography. 2003, 57. P.125–174

8. *Smith R. C.*, Zhang X., Michaelsen J. Variability of Pigment Biomass in the California Current System as Determined by Satellite Imagery 1. Spatial Variability// Journal of Geophysical Research. 1988, 93 (D9), P.10863–10882.

9. *Callies J., Ferrari R.* Interpreting Energy and Tracer Spectra of Upper-Ocean Turbulence in the Submesoscale Range (1–200 km)// Journal Of Physical Oceanography. 2013, P.2456–2474.

ПЕРСПЕКТИВНЫЙ ВЕКТОРНЫЙ ПРИЁМНИК С УЛУЧШЕННЫМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ

С.Н. Ковалёв

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук

Комбинированные гидроакустические приемники (КГП) известны и широко используются в гидроакустике. КГП позволяют получать дополнительную информацию о гидроакустических полях за счёт того, что они определяют не только скалярное давление в поле акустической волны, но и вектор колебательной скорости. Такой подход, помимо определения направления прихода акустических колебаний в рабочем диапазоне частот, позволяет рассчитывать характеристики потока мощности, за счёт чего может быть получено преимущество при пеленговании шумов в изотропном поле шумов моря. Кроме того, наличие характеристики направленности дипольного типа позволяет выполнить пеленгование источника шума во всём рабочем диапазоне частот, при этом размеры такой приёмной системы могут быть (в сравнении с длиной волны регистрируемых колебаний) точечными.

КГП включает в себя канал акустического давления и три ортогональных канала для определения вектора колебательной скорости или ускорения. Приемники снабжены системами электропитания и передачи информации. Кроме этого приемник снабжают системой, удерживающей его в определенном положении. Одной из проблем, ухудшающей характеристики приёмников, являются вибрационные помехи, возникающие по разным причинам и передающиеся на корпус приёмника за счёт механической связи между приёмником и элементами подвеса и наличия кабелей (кабеля) для подвода электропитания и/или вывода полезной информации. По этим же причинам за счёт проникновения акустических колебаний на корпус приёмника опять же через элементы подвеса и подводящие кабели происходит искажение характеристики направленности.

Для защиты приемника от шума, вызванного турбулентным обтеканием корпуса при наличии течения, приемник помещают в полупроницаемый для водной среды защитный звукопрозрачный каркас, что приводит к снижению скорости обтекания приемника и, соответственно, помех приёму. Как правило, крепление КГП внутри каркаса осуществляют посредством лонжей, изготовленных из эластичной и ограничительной нитей, закреплённых на корпусе и на каркасе.

Упругие элементы системы подвеса КГП, удерживающие корпус приёмника внутри каркаса, имеют жёсткость, которая определяет резонансную частоту подвеса. Имеются трудности, связанные с учетом влияния этого резонанса на характеристики чувствительности и направленности самого приёмника, поэтому стремятся вывести частоту резонанса за пределы рабочего диапазона приёмника. Для ряда задач гидроакустики важно осуществлять приём в как можно более низкочастотной области (единицы герц). При этом, для снижения резонансной частоты подвеса приходится снижать жёсткость упругих элементов, что, в свою очередь, приводит либо к уменьшению поперечного сечения упругих элементов, либо к увеличению их длины. Снижение поперечного сечения ведёт к снижению прочности и имеет предел, определяемый надёжностью упругого элемента, а увеличение длины ведёт к увеличению габаритов приёмного устройства, что всегда нежелательно. С другой стороны, в зависимости от гидрологических условий в точке размещения приёмника (имеется в виду скорость обтекания при наличии течения), необходимо обеспечить жёсткость подвеса, которая бы препятствовала перемещению приёмника, вызывающее касание корпуса приёмника элементов ограждения. С учётом этого обстоятельства, разработчики вынуждены устанавливать подвес с жёсткостью, которая в ряде случаев оказывается избыточно большой – например, если скорость обтекания по каким-либо причинам уменьшается.

Для устранения искажений характеристик направленности, возникающих из-за механического контакта конструктивных элементов (подводящих кабелей и системы подвеса), для снижения уровня помех от вибраций, возникающих на элементах конструкции защитного каркаса, а также для оперативного управления жёсткостью подвеса предлагается конструкция КГП с неконтактным подвесом и системой передачи/хранения информации, в которой отсутствуют электрические кабели, осуществляющие механический контакт корпуса приёмника с другими конструктивными элементами.

Задача, решаемая данным предложением – улучшение рабочих характеристик КГП за счет устранения искажений движения корпуса в поле акустической волны и снижения уровня вибрационных помех.

Поставленная задача решается предлагаемой конструкцией КГП, включающей систему стабилизации корпуса в определенном положении, системы электропитания и передачи информации, при этом система стабилизации корпуса выполнена неконтактной и содержит жесткий каркас, по периметру которого размещены датчики положения корпуса и электромагниты, подключенные к электронной системе регулирования. Напротив электромагнитов внутри корпуса установлены постоянные магниты, а системы электропитания и передачи информации выполнены дистанционными. Система электропитания состоит из передающей части, расположенной на каркасе в непосредственной близости от корпуса, и содержит либо колебательный контур либо катушку с магнитопроводом, и приемной части, содержащей либо настроенный на частоту колебательного контура передающей части колебательный контур либо катушку с магнитопроводом. При этом магнитопроводы передающей и приёмной частей разделены зазором, обеспечивающим возможность колебательного движения корпуса КГП. Система передачи информации включает передающую часть, размещенную в корпусе и соединенную с электронным блоком преобразования акустических колебаний, и сопряжённую с ней соответствующую ей приемную часть, установленную на каркасе и соединенную с блоком преобразования полученных сигналов, хранения и/или передачи информации.

Техническим результатом комбинированного гидроакустического приемника является улучшение формы характеристики направленности, снижение порогового уровня, позволяющее расширить возможности приемника при обнаружении слабых сигналов, возможность оперативного регулирования резонансной частоты подвеса, расширение частотного диапазона приемника в область низких частот.

На рисунке представлена схема предлагаемого приемника, где 1жесткий каркас; 2 – корпус; система приёма акустических колебаний, где 3 – груз, 4 – чувствительные элементы, 5 – электронный блок преобразования акустических колебаний; система дистанционной передачи информации, где 6 – передающая часть, 7 – приёмная часть, 8 – электронная система преобразования сигналов и хранения или передачи полученной информации; система дистанционной подачи электропитания для компонентов внутри корпуса, состоит из двух частей и включает приёмную часть, состоящую из катушки с конденсатором 9 и блока преобразования 10, и передающую часть, состоящую, в свою очередь, из катушки с конденсатором 11, генератора 12, связанного с источником энергии, например аккумулятором (на рисунке не показан); система стабилизации положения корпуса состоит из датчиков положения 13, постоянных магнитов 14, размещённых внутри корпуса 2, электромагнитов 15, размещённых на наружном каркасе 1, и электронной системы 16, регулирующей протекающий в электромагнитах ток.


Схема приёмника

Следует отметить, что в качестве датчиков положения 13, могут быть использованы, например, акустическими датчиками расстояния или датчиками Холла, которые вырабатывают сигналы в зависимости от силы магнитного поля, возникающего из-за наличия в корпусе постоянных магнитов и меняющегося при изменении положения корпуса относительно датчиков. Кроме того, изменяя характеристики электронной системы 16 можно изменить изменяется жёсткость подвеса, а значит и резонансную частоту подвеса, которая может быть дополнительно снижена при наличии благоприятных условий окружающей среды (например, отсутствие течений) и оперативно увеличена при ухудшении внешних условий (например, возрастание скорости обтекания). Что касается системы дистанционной передачи информации (блоки 6 и 7), то она может быть реализована любым приемлемым способом – например, передающая часть системы может представлять собой либо светоизлучающее устройство (светодиод), либо устройство, генерирующее переменное магнитное поле (катушку), а приёмная часть может представлять собой, соответственно, либо светоприёмное устройство (фотодиод), либо устройство, чувствительное к переменному магнитному полю.

Описанное устройство представляет собой существенное усложнение имеющихся конструкций и может быть оправдано лишь при достаточно больших преимуществах подобной конструкции по сравнению с имеющимися; однако можно предложить вариант, существенно более простой, по сравнению с описанным. Следует, правда, указать, что его применение имеет ограничение, связанное с отсутствием получения данных в реальном масштабе времени. При этом система записи информации размещается непосредственно в корпусе КГП, дистанционная система электропитания замещается аккумуляторными батареями, а следящая система, управляющая положением КГП в защитном каркасе, также размещается внутри корпуса. Такое решение позволит существенно сократить объём оборудования, размещаемого в непосредственной близости от корпуса приёмника, что дополнительно улучшит его характеристики, также повысится надёжность за счёт исключения гермовводов и кабелей.

ВЛИЯНИЕ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ НА ЛЕДОВИТОСТЬ ОХОТСКОГО МОРЯ

Е.Г. Колесова, В.А. Романюк

Государственное бюджетное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Сахалинский государственный университет» г. Южно-Сахалинск, evgenya-kolesova@rambler.ru, kunashir18@rambler.ru

Ледовые условия формируются вследствие сложных механизмов взаимодействия атмосферы и океана и оказывают существенное влияние на формирование климата, термического режима вод и другие процессы. Поиск связей между характеристиками атмосферы и ледяного покрова всегда вызывает большой научный и практический интерес. Целью работы является поиск взаимосвязи атмосферных процессов с ледовитостью Охотского моря за ледовые сезоны (с декабрь по май) 2007–2014 гг. Указанные переносы рассчитывались путем разложения приземного барического поля в ряд по полиномам Чебышева.

Охотское море расположено в зоне действия азиатско-тихоокеанской муссонной циркуляции умеренных широт, связанной с взаимодействием сезонных центров действия атмосферы, что определяет периодический характер атмосферных процессов. Наряду с муссонным, оно имеет черты субарктического и арктического климата, что обуславливает наличие сезонного ледяного покрова [1].

Ледяной покров обладает значительной инерционностью [2], поэтому он является оптимальным индикатором крупномасштабной изменчивости в системе «океан – ледяной покров – атмосфера». Одним из главных показателей ледового режима моря является ледовитость [3].

Важнейшим условием обеспечения безопасности работ, производимых в сложной гидрометеорологической обстановке Охотского моря, является знание и учет основных закономерностей и особенностей развития ледяного покрова в районах зимнего плавания и промысла.

Исходными данными для анализа послужили ежедневные синоптические карты приземного анализа Японского метеорологического агентства (JMA) за 00 час по Гринвичу. Были выделены районы исследования: 1) 40–60° с.ш. и 130–160° в.д., охватывающий всю акваторию Охотского моря; 2) 40–50° с.ш. и 130–160° в.д. – южная часть акватории; 3) 50– 60° с.ш. и 130–160° в.д. – северная часть; 4) 50–60° с.ш. и 130–145° в.д. – северо-западная часть; 5) 50–60° с.ш. и 145–160° в.д. – северо-восточная часть.

В узлах координатной сетки с шагом в 5° снимались значения давления, которые использовались для количественной оценки направления и интенсивности атмосферной циркуляции (воздушных переносов) над Охотским морем путем разложения приземного барического поля в ряд по полиномам Чебышева [4]. Анализировались вариации коэффициентов A₁₀ и A₀₁, отражающие меридиональный и зональный переносы воздуха. Положительные значения коэффициентов A₁₀ и A₀₁ характеризуют соответственно южный и западный переносы, а отрицательные – северный и восточный. Площадь ледяного покрова за исследуемый период рассчитывалась с использованием ПК «ЛЁД» по ледовым картам-схемам, публикуемым JMA в свободном доступе в Интернете (Пищальник и др., см. наст, сборник).

Поиск взаимосвязи ледовых условий и атмосферных процессов проводился путём сравнительного анализа накопленных значений площади ледяного покрова, вычисленных для районов I иерархического уровня [5], и коэффициентов атмосферных переносов. Сопоставление рядов проводилось на основе метода корреляционного анализа.

Анализ динамики сезонных значений коэффициента A₁₀ показал, что для меридионального переноса хорошо выражены межгодовые колебания (см. рисунок). Следует отметить, что в меридиональном переносе в течение исследуемого периода преобладали северные потоки. Корреляционный анализ межгодового хода коэффициента A₁₀ для рассматриваемых районов позволил выявить прямую устойчивую связь, за исключением хода значений в северо-восточной части (см таблицу). Необходимо отметить наличие высокой корреляционной зависимости между значениями A₁₀ в Охотском море, северной и южной частях.

Анализируя характер интенсивности и направленности зонального переноса (см. рисунок), можно сделать вывод, что с 2007 г. наблюдается тенденция усиления западного переноса в рассматриваемых районах. Для южной части моря характерно преобладание восточных потоков над западными, с минимумом в сезон 2009 г. и максимумом в 2011 г. В целом, ход зонального переноса во всех рассматриваемых районах имеет положительную устойчивую связь (см таблицу). Кроме того, выявлена высокая зависимость A₀₁ в северном, северо-восточном и северо-западном иерархических районах.

Анализ значений коэффициентов A₁₀ и A₀₁ показывает наличие хорошей положительной связи меридионального с восточным переносом в южной части и зонального с северным переносом в северо-западной части моря (см. таблицу).



Межсезонный ходледовитости, меридиональной (A₁₀) и зональной (A₀₁) составляющих ветра в исследуемых районах Охотского моря в ледовые сезоны (декабрь-май)

В период с 2007 по 2014 гг. ледовитость во всех рассматриваемых районах положительно коррелировала с меридиональным переносом в северо-восточной части и отрицательно с северными потоками в северозападной части (см. таблицу). Также площадь дрейфующего льда и меридиональный перенос имели положительную связь в южной части. Зональный перенос над всей акваторией Охотского моря хорошо согласуется с ледовитостью в южной части моря.

Обобщая результаты анализа вариаций ледовитости и коэффициентов атмосферных переносов за ледовые сезоны 2007–2014 гг., можно сделать следующие выводы:

 Над южной частью акватории Охотского моря зимой преобладал восточный перенос, что обуславливало заток тёплых воздушных масс со стороны океана и ослабляло процессы местного образования льда. При этом было выявлено, что при усилении восточного интенсифицируется и

Перенос	A ₀₁ OX_M	А ₀₁ -Юж	A ₀₁₋ Ceb	A ₀₁₋ C-3	A ₀₁₋ C-B	A ₁₀ Ox_M	А ₁₀₋ Юж	A ₁₀ -Ceb	A ₁₀₋ C-3	A ₁₀ -C-B
A ₀₁ OX_M	1									
А ₀₁ -Юж	-0,19	1								
A ₀₁ CeB	0,58	0,57	1							
A ₀₁ _C-3	0,54	0,45	0,91	1						
$A_{01-}C-B$	0,59	0,55	0,94	0,72	1					
A ₁₀ _Ox_M	-0,30	0,57	0,04	-0,30	0,26	1				
А ₁₀ -Юж	-0,03	0,50	0,17	-0,21	0,41	0,96	1			
A ₁₀₋ Ceb	-0,52	0,77	0,03	-0,16	0,13	0,83	0,69	1		
A ₁₀₋ C-3	-0,19	0,74	0,61	0,41	0,64	0,52	0,45	0,58	1	
A ₁₀₋ C-B	-0,32	0,10	-0,55	-0,50	-0,50	0,28	0,20	0,49	-0,42	1
Ледовитость										
Охотское море	0,31	-0,01	-0,08	-0,05	-0,06	-0,07	0,05	-0,10	-0,60	0,50
Северная часть	0,18	-0,04	-0,13	-0,05	-0,16	-0,20	-0,12	-0,16	-0,62	0,45
Северо-зап.	0,05	-0,07	-0,27	-0,24	-0,26	-0,01	0,05	-0,08	-0,61	0,49
Северо-вост.	0,30	-0,02	0,01	0,14	-0,05	-0,37	-0,28	-0,22	-0,56	0,37
Южная часть	0,53	0,08	0,10	-0,04	0,24	0,32	0,49	0,09	-0,33	0,46

Матрица корреляционных связей ледовитости с атмосферными переносами в анализируемых районах за ледовые сезоны 2007-2014 гг. северный перенос, это можно объяснить увеличением барического градиента;

2. За исследуемый период увеличение ледовитости Охотского моря сопровождалось усилением северного переноса над северо-восточным районом и уменьшением его интенсивности над северо-западным;

3. Увеличение ледовитости в южной части Охотского моря происходило при усилении северо-западного переноса, что обуславливало усиление дрейфа массива льда в южном и юго-восточном направлении от мест его генерации в северо-западной части моря;

4. Устойчивой закономерности между ледовитостью и атмосферными переносами не обнаружено. В дальнейших исследованиях планируется рассмотреть более длительный ряд наблюдений, а также изучить другие факторы, влияющие на ледообразование.

Литература

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т.9: Охотское море, вып. 1: Гидрометеорологические условия. – М.: Гидрометеоиздат, 1998. – 342 с.

2. Плотников В.В. Сезонная и межгодовая изменчивость ледовитости дальневосточных морей // Тр. ДВНИГМИ. 1990. Вып. 40. С. 65–75

3. *Крындин А.Н.* Сезонные и межгодовые изменения ледовитости и кромки льда на дальневосточных морях в связи с особенностями атмосферной циркуляции / А.Н. Крындин // Тр. ГОИН. – 1964. – Вып. 71. – С. 5–80

4. *Кудрявая К. И., Серяков Е. И., Скриптунова Л. И.* Морские гидрологические прогнозы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 310 с.

5. Минервин И.Г., Романюк В.А., Пищальник В.М., Трусков П.А., Покрашенко С.А. Районирование ледяного покрова Охотского и Японского морей// Вестник РАН, 2015. – Т. 85. – № 1. – С. 24–32

ТЕХНОЛОГИЯ ПОЛЯРИЗАЦИОННОГО ВИДЕОМОНИТОРИНГА АКВАТОРИИ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ

О.Г. Константинов

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук olegkon@poi.dvo.ru

В настоящее время трудно указать ту область деятельности человека, где бы не использовались системы видеонаблюдения и видеоконтроля. Невысокая стоимость, простота эксплуатации видеосистем и высокая информационная емкость видеосигнала – это те основные факторы, которые обеспечивают их широкое использование в охранных системах зданий и территорий, устройствах контроля транспортных средств на дорожных магистралях. Тем не менее, приходится удивляться тому, что до последнего времени системы видеоконтроля не находили должного применения в многоуровневых системах экологического мониторинга окружающей среды.

В Тихоокеанском океанологическом институте ДВО РАН разработан и работает на протяжении ряда лет специализированный видеокомлекс, предназначенный для мониторинга прибрежной зоны в оптическом диапазоне, картирования органических пленок на морской поверхности и контроля судоходства в поле зрения видеосистемы [1]. В состав комплекса входят поляризационная сканирующая видеосистема для регистрации объектов на морской поверхности и две оптические системы определения характеристик морского волнения (уклоны и высоты). Поляризационная сканирующая видеосистема состоит из безкорпусной видеокамеры в термостабильном корпусе, закрепленной на валу шагового двигателя, обеспечивающего дискретное сканирование морской поверхности в секторе 270 градусов с шагом по азимуту 7.2 градуса. Полное время формирования панорамного изображения составляет 17 секунд. Для повышения контраста объектов на морской поверхности перед объективом видеокамеры размещен поляризатор-анализатор, выделяющий Р компоненту излучения, рассеянного и отраженного морской поверхностью. Математическое обеспечение комплекса автоматически переносит панорамное изображение на карту местности для оценки динамических характеристик объектов и их координат в каждый момент времени. Дискретное позиционирование видеокамеры, когда для каждого кадра панорамного изображения известно точное время съемки и положение видеокамеры в пространстве, а именно: высота расположения, зенитный и азимутальный углы оптической оси камеры в географической системе координат с известным фокусным расстоянием объектива, позволяет трансформировать панорамные изображения на карту с высокой точностью. Возможность наблюдения динамических процессов, в том числе и вихревой структуры на морской поверхности, обусловлена эффектом гашения мелкомасштабного волнения органическими пленками, повсеместно распространенными в прибрежных акваториях и называемых в литературе пленками поверхностно активных веществ (ПАВ). Пленки ПАВ, увлекаясь поверхностным течением в теле вихря, проявляются на изображениях морской поверхности в виде сликов (областей с пониженным ветровым волнением), оконтуривающих спиралевидные рукава



Рис. 1. а-д – фрагменты панорамы, снимок бухты Витязь; б-г – изображения, трансформированные на горизонтальную поверхность; б – микромасштабные вихри; в – скорость и направление приповерхностного ветра; г – поверхностные проявления внутренних волн; д – положение судна относительно микромасштабного вихря



Рис. 2. Трансформация солитона ВГВ в цуг внутренних волн. a - 07:03; 6 - 08:49; в - 10:03

океанического вихря. Области вне сликов приобретают более темный оттенок из-за того, что при малых углах наблюдения к поверхности и развитом мелкомасштабном волнении в поле зрения камеры попадает сравнительно большее число площадок, повернутых в сторону наблюдателя, уменьшая тем самым средний коэффициент отражения морской поверхности, а значит и яркость отражённого морем излучения неба. Механизм поверхностного проявления прибрежных внутренних волн (ВВ) несколько иной. Приповерхностные течения, генерируемые ВВ модулируют мелкомасштабное поверхностное волнение, что в свою очередь вызывает изменение яркости отраженного поверхностью излучения. Видеосистема для оценки пространственно-временных характеристик поверхностного волнения позволяет получать временную последовательность изображений участка поверхности одновременно в трех поляризациях. Ориентации поляроидов-анализаторов составляют 0°, -45° и 45° относительно вертикальной плоскости, проходящей через оптическую ось видеосистемы. Совместный анализ информации позволяет рассчитать параметры Стокса излучения, формирующего элементы изображения поверхности и их пространственную ориентацию, и реконструировать рельеф поверхности. Реконструкция рельефа поверхности по её наклонам – это не тривиальная задача, особенно при перспективной съемке. В настоящее время проводятся исследования, направленные на повышение точности измерений пространственной ориентации уклонов элементов поверхности и совершенствование методики реконструкции рельефа. На рисунках 1, 2 приведены примеры использования видеокомплекса для оценки состояния прибрежной акватории.

Литература

1. Константинов О.Г. Видеосистема контроля состояния морской поверхности // Приборы и техника эксперимента. 2012. N 6. С. 121–123.

2. Комплексный контроль состояния морских акваторий оптическими методами. Часть 1. Концепция построения многоуровневых оптических систем для экологического мониторинга морских акваторий / Ю.Н. Кульчин, О.А. Букин, О.Г. Константинов, С.С. Вознесенский, А.Н. Павлов, Е.Л. Гамаюнов, А.Ю. Майор, С.Ю. Столярчук, А.А. Коротенко, А.Ю. Попик // Оптика океана и атмосферы. 2012. Т. 25, № 7. С. 633–637.

3. Константинов О.Г., Павлов А.Н. Комплексный контроль состояния морских акваторий оптическими методами. Часть 2. Регистрация загрязнений на морской поверхности. // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25. № 10.

4. Константинов О.Г., Павлов А.Н. Комплексный контроль состояния морских акваторий оптическими методами. Часть 3. Регистрация динамических процессов по сликам на морской поверхности // Оптика атмосферы и океана. 2013

ОТКРЫТЫЙ ПОЛЬЗОВАТЕЛЬСКИЙ ИНТЕРФЕЙС Для координации и обработки Экспериментальных данных

А.В. Кошелева

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, kosheleva@poi.dvo.ru

На протяжении ряда лет сотрудниками лаборатории статистической гидроакустики проводятся комплексные экспериментальные акустикоокеанологические исследования в заливе Посьета, направленные на выявление закономерностей формирования звуковых полей и динамики вод в шельфовой зоне. Изучаются характерные пространственно-временные масштабы флуктуаций поля скорости звука, исследуется сезонная, суточная и часовая изменчивость скорости звука в водном слое, её зависимость от метеорологических и гидродинамических процессов [1, 2].

При помощи гидрологических зондов, оснащенных датчиками электропроводности, температуры и давления (СТД-зондов), выполняются следующие виды работ: фоновые съемки – однократные измерения по всей площади полигона; разрезы – однократные измерения в 6–10 точках, лежащих на одной прямой; суточные станции – измерения в одной точке в течение суток каждые 15 или 30 минут; частые зондирования в течение 60–100 минут с интервалом 2 минуты в фиксированной точке; однократные гидрологические станции. С целью мониторинга температуры водного слоя с августа 2010 г. устанавливаются термогирлянды с количеством датчиков от 12 до 38, накопление данных на которых происходит в течение 1-10 суток. В экспериментах задействуются измеритель течений Argonaut 3160 и другие приборы и оборудование. Данные о температуре и давлении воздуха, направлении и скорости ветра поступают с метеостанции ТОИ ДВО РАН Aanderaa (м. Шульца), а также с метеостанции "Посьет", расположенной на северо-западном побережье залива Посьета [3]. В центре коллективного пользования регионального спутникового мониторинга окружающей среды ДВО РАН [4] можно заказать спутниковые снимки интересующего региона в период проведения экспериментальных работ.

Таким образом, актуальной становится задача не только сбора, хранения, обработки и анализа поступающей разнородной информации, представленной самыми разнообразными форматами бинарных, текстовых и графических данных, но и их координации, интеграции и обобщения, а также, что немаловажно, подбора удобного для исследователя инструмента для осуществления этих функций. Такой инструмент должен быть гибким, настраиваемым, предусматривающим возможность дальнейшего развития и связи с новым программным обеспечением и внешними источниками данных, и при этом практичным и доступным.

Пользовательский интерфейс в общем смысле – это система правил и средств, регламентирующая и обеспечивающая способы взаимодействия пользователя с программным или техническим комплексом. Мы будем использовать это понятие для обозначения дружественной пользователю программной среды, обеспечивающей удобное взаимодействие исследователя и применяемых им программных продуктов.

Ядром предлагаемого пользовательского интерфейса естественным образом стала база данных, содержащая информацию о проведенных в 2007–2014 гг. экспериментальных исследованиях. В настоящее время она содержит сведения о почти 6000 зондированиях, выполненных в рамках 150 гидрологических съемок (фоновые съемки, разрезы, суточные, частые и одиночные станции). Каждая запись базы соответствует одному этапу работ и может содержать данные о различном количестве зондирований (одно для отдельной станции и более сотни для суточных наблюдений).

Каждая запись содержит 21 поле (пример см. на рис. 1). Форматы полей различаются в зависимости от их содержимого, которое носит, в

Дата:	28.07.2012	Фазы прилива:	БПВ 12:20
Время начала:	11:30	Данные:	EXP_2012\1 sructed data\07 июль август\RBR_
Время окончания:	15:10	Обработанные данные:	EXP_2012\2 ready data\07 июль август\RBR_20
Количество зондирований:	51	Данные для ODV:	EXP_2012\3 ODV converted data\RBR_FR_2012
Вид работ:	частая	Коллекция ODV:	EXP_2012\4 ODV Collections\RBR_2012_FR.odv
Время между зондированиями (мин):	2	Верхний горизонт (м):	1.2
Район работ:	42.52/131.116	Нижний горизонт (м):	41
О районе работ:		Шаг по глубине (м):	0.5
	обычная для суточной точка	Поправка к солености (‰):	0
Оборудование:	RBR XRX-620	Журнал:	EXP_2012\journals\Journal(E120723-120805).djv
Погодные условия:	очень жарко, ветер слабый, волнение слабое, в море ветер умеренный	Записей в базе:	150
Примечание:		Количество зондирований:	5957



основном, информационный характер. Значения таких полей как "Вид работ", "Время между зондированиями" и "Оборудование" являются фиксированными, их значения выбираются из выпадающего списка. Фильтрация, как правило, осуществляется по дате эксперимента, виду работ и использованному оборудованию. Поля, содержащие гиперссылки, предоставляют быстрый и удобный доступ к файлам данных, обеспечивают запуск ассоциированного с расширением файла программного обеспечения, от просмотровщика журналов экспериментов в формате djvu до запуска коллекции программного комплекса для хранения, обработки и визуализации океанологических данных Ocean Data View (ODV) [5].

Заполнение полей происходит постепенно, по мере обработки полученной информации. По окончании очередного этапа работ полученные данные размещаются в соответствующей директории «raw data" (рис. 2). Для предотвращения случайной перезаписи эти данные доступны только для чтения. Если данные в бинарном виде, то производится их конвертация в текстовые ASCII файлы, затем следуют протоколирование и описание – сколько зондирований в серии, когда и где проводились, какое оборудование использовалось и т.д. Эти данные являются структурированными и хранятся в отведенной им директории "structured data". Затем происходит разбиение на отдельные зондирования, выделение подъемов и опусканий прибора, фильтрация и приведение к горизонтам. Эти данные уже могут быть использованы, хотя и являются промежуточными, и занимают свою собственную директорию "ready data". Затем файлы подготавливаются для импорта в базу данных ODV с учетом требований, предъявляемых этим программным обеспечением к структуре данных ODV Spreadsheet, они содержат значения температуры, солености, электропроводности и скорости звука для каждого горизонта, а также информацию о рейсе, глубине места и географические координаты каждой станции ("ODV converted data"). И, наконец, готовые ODV коллекции размещаются в "ODV collections"

Для обеспечения всего вышеописанного применяется ряд программных средств и используются различные справочные материалы. Для удобства хранения и обработки предлагается следующая схема размещения информации: на жестком диске компьютера создается набор директорий определенной структуры, которая строго выдерживается для обеспечения работоспособности гиперссылок при переносе на другой компьютер, записи на DVD или устройство облачного хранения. Она предусматривает хранение и систематизацию не только данных, но и справочной информации, данных об используемом оборудовании, а так-



Рис. 2. Схема организации данных, программного обеспечения и вспомогательных материалов

же программного обеспечения, как в виде дистрибутивов, так и установленного и готового к использованию. По мере добавления данных, нового оборудования, программных средств для обработки и визуализации или справочных материалов могут пополняться существующие директории или создаваться новые в соответствии с принятой структурой. Для имен файлов желательно подбирать информативные имена, например: *'CTD_PR_8_20090515.txt' = Tun зонда_вид работ_количество выполненных погружений дата в формате ггггммдд*.

Для создания базы данных использовалась реляционная СУБД Access, входящая в состав пакета Microsoft Office. Программные средства для конвертации данных из внутреннего формата СТD-зонда в ASCII файлы взяты на сайтах разработчиков соответствующего оборудования [6, 7]; программы обработки разработаны сотрудниками ТОИ ДВО РАН [8, 9]; для просмотра текстовых, графических файлов и журналов используется популярное бесплатное программное обеспечение. Таким образом, отпадает необходимость использования дорогостоящих программных продуктов и комплексов.

Итак, в докладе предлагается концепция интегрированного рабочего места для сопровождения научно-исследовательских задач. Оно является более функциональным и гибким инструментом, чем просто база данных, и включает в свой состав как наборы экспериментальных данных, дневники наблюдения и результаты обработки, так и программы обработки и анализа, а также предусматривает дальнейшее количественное и качественное развитие.

Литература

1. Кошелева А.В., Леонтьев А.П., Самченко А.Н., Пивоваров А.А., Храпченков Ф.Ф., Швырев А.Н., Ярощук Е.И. Экспериментальные исследования внутренних волн в заливе Посьета // Физика Геосфер: Восьмой Всероссийский симпозиум, 2–6 сентября 2013 г., Владивосток, Россия: мат. докл. – Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 136–140.

2. Самченко А.Н., Пивоваров А.А., Кошелева А.В. Результаты гидрологических и геолого-геофизических исследований залива Посьета // Подводные исследования и робототехника. Владивосток: ИПМТ ДВО РАН, 2011. № 1 (11). С. 64–68.

- 3. http://meteocenter.net/31969.htm.
- 4. http://www.satellite.dvo.ru.
- 5. Schlitzer, R. Ocean Data View, http://odv.awi.de, 2015.
- 6. http://rbr-global.com/support/software.
- 7. http://www.seabird.com/software.

8. Свидетельство № 2014619779 о государственной регистрации программы для ЭВМ «Коррекция данных глубоководных гидрологических наблюдений СТДзондов (CTD-data_Processing)». Лазарюк А.Ю., Кошелева А.В. Бюл. Программы для ЭВМ. Базы данных. Топологии интегральных микросхем, №10 (96) 2014.

9. Свидетельство № 2014611495 о государственной регистрации программы для ЭВМ «WindDirection». Кошелева А.В. Бюл. Программы для ЭВМ, базы данных, топологии интегральных микросхем, №2 (88) 2014, 20.02.2014 ББК 32.973-018.2.

СТРАТИФИКАЦИЯ РАЙОНОВ ИССЛЕДОВАНИЙ ТИНРО-ЦЕНТРА ПО ДАННЫМ ГИДРОАКУСТИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ И СОПУТСТВУЮЩИХ ИЗМЕРЕНИЙ

М.Ю. Кузнецов, И.А. Убарчук, Е.В. Сыроваткин

Тихоокеанский научно-исследовательский рыбохозяйственный центр (ТИНРО-Центр), kuznetsovm@tinro.ru

Гидроакустический эхоинтеграционный метод активно используется в системе мониторинга водных биологических ресурсов ДВ морей для оценки текущего состояния запасов, сезонной и межгодовой динамики численности, биомассы и пространственного распределения массовых промысловых объектов в Беринговом и Охотском морях и прилегающих водах Восточной Камчатки и Курильских островов.

В настоящее время работы обеспечены специализированными цифровыми научно-исследовательскими эхолотами Simrad EK-60 (EY-60), использующими технологию расщепленного луча и обладающих большим динамическим диапазоном, приборами контроля орудий лова и программно-техническими средствами сбора, накопления и постпроцессорной обработки гидроакустических и сопутствующих измерений, необходимыми для проведения эхоинтеграционных тралово-акустических съемок. Используя возможности дистанционного обзора водной среды и непрерывной регистрации гидроакустических данных в процессе съемки можно изучать с высоким разрешением горизонтальную и вертикальную структуру зарегистрированных скоплений, границы распространения и плотности рыб.

За 18 лет эксплуатации научных эхолотов на сервере лаборатории промысловой гидроакустики ТИНРО-Центра накоплен значительный объем исходных акустических измерений (порядка 9 Тбайт) в файлах формата RAW [1] размером 50 или 100 Мбайт на частотах 38 и 120 кГц с разрешением по глубине от 5 см до 18 см. Все сопутствующие этим измерениям данные: биологические (по результатам контрольных тралений), навигационные, гидрологические содержатся в интегрированной базе данных, которая является информационной основой для постпроцессинговой обработки акустических измерений. База ежегодно пополняется данными о видовом составе уловов, данными о параметрах тралений, результатами промеров длины и биологического анализа рыб, состава и описания размерно-частотных ключей, слоев и границ страт, на которых проводится обработка материалов, дополнительными записями пройденных маршрутов съёмок и журналов событий, списком галсов съёмок и другими параметрами и запросами, необходимыми для расчёта численности и биомассы, пространственного распределения объектов, а также ряд промежуточных и вспомогательных таблиц, необходимых для пополнения основных в среде Access.

С использованием разработанных в лаборатории программных средств можно воспроизводить эхограмму на частотах 38 и 120 кГц и сопутствующую ей информацию из базы данных в любой точке обследованной акватории Берингова и Охотского морей и открытых вод СЗТО в реальном масштабе времени [2]. Результаты обработки могут быть представлены в виде значений плотности, численности и биомассы гидробионтов или распределения численности и биомассы по размерновозрастным рядам с задаваемым размером отдельного элемента сетки по дистанции (обычно 0,5 мили) и 1 м по глубине в пределах выделенных слоев.

С целью развития методов видовой идентификации водных биологических объектов на основе материалов, хранящихся в интегрированной базе данных, сформирован метаархив типовых акустических изображений основных видов рыб бассейна Охотского и Берингова морей. Для пополнения метаархива был разработан алгоритм анализа данных и соответствующее программное обеспечение, которое позволяет осуществлять выборку (фильтрацию) из интегрированной базы фрагментов эхограмм и сопутствующих им биологических, навигационных и промысловых данных по заданным параметрам [3]. Метаархив содержит фрагменты акустических изображений (эхограмм) различных видов нектона, сопровождаемых данными о размерном (возрастном) составе скоплений, стадии зрелости, сезоне, районе работ, параметрах траления, батиметрического распределения, времени суток и др.

Целью дальнейшей работы являлось обобщение и структурирование гидроакустической информации и сопутствующих наблюдений, накопленных в интегрированной базе данных, по размерному составу, характеру эхограмм, плотности и распределения морских биологических объектов в районах исследований ТИНРО-Центра в СЗТО.

Исследования выполняли объединяя массивы постпроцессорной обработки эхограмм, накопленных в интегрированной базе данных в период 2009–2014 гг. Были использованы данные о плотности (тыс. экз./ миля²) рыб, усредненные в пределах сетки квадратов размером 30'х60' и



Рис. 1. Распределение плотности минтая (тыс. экз./миля²) по размерным группам в Охотском море (среднемноголетние данные 2009–2014 гг.)

стандартных биостатистических районов по слоям глубины 5 м и по размерным классам с различной дискретностью в зависимости от вида рыб (например, для минтая менее 9 см, 10–19 см, 20–29 см, 30–39 см и более 40 см; для сельди – менее 13 см, 14–22 см, 23–39 см).

В результате обработки информации для каждой размерной группы гидробионтов получены среднемноголетние значения их плотности в пределах статистических квадратов 30'х60' и биостатистических районов. Выполнена стратификация районов исследований ТИНРО-Центра по плотностным характеристикам рыб в виде карт распределения плотности по статистическим квадратам (рис. 2). Для визуализации акустических изображений объектов ресурсных исследований в интересующем нас районе достаточно ввести координаты центра соответствующего ста-



Рис. 2. Диаграммы вертикального распределения плотности минтая и температуры вод, средних за 2009–2014 гг.: А – юго-западная Камчатка, Б – северо-западная Камчатка



Рис. 3. Батиметрическое распределение А – минтая, Б – сельди в Охотском море (все районы) по размерным группам (2009–2014 гг.)

тистического квадрата и программа отобразит список характерных для данного квадрата эхограмм из метаархива [3].





По профилям CTD станций выбирались соответствующие плотности значения температуры по слоям глубины 5 м и рассчитывались их среднемноголетние значения. В результате выборки и группировки данных были получены средние значения плотности рыб (тыс. экз./миля²) и температуры вод (°C) по глубине за ряд лет. На основании этих данных строились среднемноголетние зависимости вертикального распределения плотности рыб и температуры вод в пределах квадратов и биостатистических районов, пример которых приведен на рис. 2. Для каждого биостатистического района и акватории съемки в целом получены усредненные за ряд лет оценки батиметрического распределения массовых видов рыб по размерным группам (рис. 3). Построены интегральные характеристики вертикального распределения плотности рыб и температуры вод вдоль стандартных акустических разрезов (рис. 4).

Используя интегрированную базу данных гидроакустических измерений можно получать информацию как об усредненном (за ряд лет) количественном распределении, так и межгодовой и сезонной динамике различных видов нектона, как по горизонту, так и по глубине с визуализацией акустических изображений объектов в любом районе исследований ТИНРО-Центра. Данная информация может использоваться для контроля состояния водных биоресурсов, оценки влияния различных факторов на их распределение и разработки прогноза изменения этих параметров.

Литература

1. *McQuinn I.H., Reid D., Berger L., Diner N., Heatley D., Higginbottom I., Andersen L.N., Langeland O., Lapierre J.P.* Description of the ICES HAC Standard Data Exchange Format, Version 1.60 // ICES Cooperative Research Report. 2005 No. 278. 86 p.

2. Николаев А.В., Кузнецов М.Ю., Убарчук И.А. Инструментальные средства и информационные технологии акустического мониторинга рыбохозяйственных акваторий // Рыбное хозяйство. 2000. № 4. С. 37–39

3. Кузнецов М.Ю., Убарчук И.А. Формирование библиотеки типовых акустических изображений рыб Охотского и Берингова морей (структура и процедура пополнения) // Известия ТИНРО

ТЕРМОХАЛИННАЯ СТРАТИФИКАЦИЯ ВОД АМУРСКОГО ЗАЛИВА В ХОЛОДНЫЙ ПЕРИОД ГОДА

А.Ю. Лазарюк

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, lazaryuk@poi.dvo.ru

Мелководные районы залива Петра Великого в период формирования ледяного покрова и зимней конвекции остаются слабоизученными. По этой причине, существуют противоречивые оценки пространственновременной изменчивости вертикальной термохалинной стратификации (TXC) вод этих районов в течение зимы [3–5].

Гидрологические наблюдения, выполненные в холодный период 2010–11 гг. (октябрь-март) с использованием автономных СТД зондов SBE-19plus (США) и XR-620 (Канада), показали три стадии эволюции ТХС вод северной части Амурского залива [2]. С октября по декабрь вследствие холодовой конвекции, вызванной атмосферными процессами, устойчивая летняя стратификация вод трансформируется в квазиоднородную. На следующей стадии рассол, образовавшийся при ледообразовании, накапливается у дна, формируя слой высокосолёных вод. Поток тепла от донных осадков повышает температуру этого слоя [1]. Наблюдается характерная двухслойная ТХС: холодный, но менее солёный верхний слой, и придонный, относительно тёплый и более солёный. В дальнейшем, после достижения максимальной толщины ледяного покрова рассол не образуется, но тепло от осадков продолжает поступать в придонный слой [1], и конвективные процессы постепенно разрушают двухслойную структуру вод [2].

Последующие циклы наблюдения зимней стратификации вод северной части Амурского залива производились в 2012–2015 гг. преимущественно с января по март.

Анализ архива метеорологических характеристик (http://rp5.ru) и данных гидрологических наблюдений 2010–2015 гг. выявил связь между особенностями пространственно-временного распределения термохалинных параметров вод Амурского залива в холодный период года и количеством поступившего атмосферного холода и осадков, выпавших в летний/осенний сезоны.

Данные метеоархива показали значительный разброс по продолжительности периодов отрицательных температур и их суммам, «градусодням мороза». Зима 2009–10 гг. выдалась затяжной, 141 сутки при сумме -1339°С, а зимы 2013–14 и 2014–15 гг. длились на месяц короче и атмосферного холода поступило меньше на 25–30% (см. таблицу). По количеству осадков осенние сезоны 2009 и 2010 гг. соответствовали среднемноголетним (220 мл), а последующие три года были аномальными: засушливая осень 2011 г. (85 мл) и обильные осадки осенью 2012 г. (475 мл), а также летом 2013 г. (более 380 мл). Осень 2014 г. при сумме осадков 290 мл можно отнести к первой группе (т.н. «нормальных осенних сезонов»), т.к. 1/2 этого объёма выпало в сентябре.

Сценарий эволюции ТХС исследуемых вод, описанный по результатам 2010–11 гг. [2], наблюдался на исследуемой акватории залива укрытой льдом в холодные периоды с «нормальными» и засушливым осенними сезонами (зимы 2010, 2011, 2012 и 2015 гг.). Перестройка ТХС в холодные периоды 2012–13 и 2013–14 гг. при обильных летних/осенних осадках протекала на фоне пониженных значений солености вод залива, и к концу второй стадии в придонном слое содержалось меньше рассола, на 0,7–1,1 епс (см. рисунок). Этот слой, «нагреваемый» донными осадками, имел меньшую плотность, чем холодные солёные воды, поступающие через Муравьёвский порог из южной части Амурского залива (которая, в свою очередь, находится под влиянием прилегающих открытых районов Залива Петра Великого [3]). В результате, усложнялась стратификация вод северной части Амурского залива, наблюдались сложные вертикальные термохалинные структуры, которые разрушались с большей интенсивностью.

Меньшие значения солёности в подлёдном слое аномально короткой зимой 2014 г. (см. рисунок), также были обусловлены меньшей толщиной ледового покрова (на 15–25 см или 30%, при сравнении с данными про-

	2009–2010	2010-2011	2011-2012	2012-2013	2013-2014	2014-2015
дата начала периода	09 11	22 11	13 11	17 11	25 11	28 11
дата окончания периода	30 03	26 03	20 03	28 03	12 03	15 03
продолжитель- ность, сутки	141	124	127	131	107	108
суммарная тем- пература, °С	-1339	-1136	-1238	-1310	-1037	-951
средняя темпе- ратура, °С	-9,50	-9,16	-9,75	-10,00	-9,69	-8,81

Периоды стабильно-отрицательных среднесуточных температур воздуха на метеостанции Владивосток-гора с ноября 2009 г. по апрель 2015 г. (http://rp5.ru)



Профили температуры и солёности, измеренные в точках 43° 12' с.ш., 131° 51' в.д. 11 февраля 2010, 2011, 2012, 2013 г., 43° 13' с.ш. 131° 52' в.д. 11 февраля 2014 г. и 43° 13' с.ш. 131° 50.5' в.д. 11 февраля 2015 г.

шлых лет). Следует отметить, что при тождественности атмосферных показателей зим 2014 и 2015 гг., а соответственно, и параметров ледового покрова, солёность вод залива в феврале 2015 г. была заметно выше (на 0,3 епс, см. рисунок). Это подтверждает важность учёта количества атмосферных осадков, выпавших летом и осенью, при исследовании динамики ТХС вод Амурского залива в зимний период.

Литература

1. *Буров Б.А., Лазарюк А.Ю., Лобанов В.Б.* Исследование теплового потока на границе вода – донные осадки в Амурском заливе Японского моря в зимний период // // Океанология, 2014, том 54, № 6, с. 744–753.

2. Лазарюк А.Ю., Лобанов В.Б., Пономарёв В.И. «Эволюция структуры вод Амурского залива подо льдом» // Вестник ДВО РАН. 2013. №6. С.59–70.

3. Ластовецкий Е.И., Вещева В.М. Гидрометеорологический очерк Амурского и Уссурийского заливов. Владивосток.: Владивостокская гидрометеорологическая обсерватория, 1964. 264 с.

4. *Лучин В.А., Сагалаев С.Г.* Океанологические условия в Амурском заливе (Японское море) зимой 2005г. Известия ТИНРО. 2005. Т.143, С.203–218.

5. Пономарев В.И., Лобанов В.Б., Рудых Н.И., Воронин А.А., Мельниченко Н.А., Кушнир П.Г., Тювеев А.В. Структура вод Амурского залива в период зимней конвекции // Гидрометеорология Дальнего Востока и окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ДВНИГМИ. 2005. С. 57–59.

АВТОНОМНЫЙ АНАЛОГО-ЦИФРОВОЙ МНОГОКАНАЛЬНЫЙ ИЗМЕРИТЕЛЬНЫЙ КОМПЛЕС

А.П. Леонтьев, С.Н. Ковалев

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук

Многоканальный цифровой автономный измерительный комплекс предназначен для регистрации аналоговых и цифровых сигналов в ходе проведение гидроакустических и геофизических экспериментов. К одной из задач, в которой возникает необходимость синхронной регистрации сигналов является проведение измерений комбинированным гидроакустическим приемником[1,2]. Комбинированные гидроакустические приемники (КГП) известны и широко используются в гидроакустике. КГП позволяют получать дополнительную информацию о гидроакустических полях за счёт того, что они определяют не только скалярное давление в поле акустической волны, но и вектор колебательной скорости [4,5,6]. Такой подход, помимо определения направления прихода акустических колебаний в рабочем диапазоне частот, позволяет рассчитывать характеристики потока мощности, за счёт чего может быть получено преимущество при пеленговании шумов в изотропном поле шумов моря. Кроме того, наличие характеристики направленности дипольного типа позволяет выполнить пеленгование источника шума во всём рабочем диапазоне частот, при этом размеры такой приёмной системы могут быть (в сравнении с длиной волны регистрируемых колебаний) точечными. КГП включает в себя канал акустического давления и три ортогональных канала для определения вектора колебательной скорости или ускорения. Приемники снабжены системами электропитания и передачи информации. Кроме этого приемник снабжают системой, удерживающей его в определенном положении [3].

Структурная схема комплекса представлена на рисунке. Комплекс логически разделен на несколько функциональных блоков, что позволяет изменять конфигурацию комплекса в зависимости от решаемых задач. Основополагающим блоком комплекса является блок АЦП Современные требования к высокой разрешающей способности и широкому динамическому диапазону измерительных устройств предполагают применение не менее 24 разрядного АЦП К подобному типу относится и использованная в данном проекте микросхема AD7766–24 разрядный аналого-цифровой преобразователь последовательного приближения. Особенностью данного преобразователя является возможность каскадного подключения нескольких преобразователей в единую измерительную схему с общим механизмом синхронизации, управления и передачи данных. Каждый канал АЦП реализован в виде отдельной платы включающей микросхему АЦП AD7766, согласующего операционного усилителя, и стандартных разъемов ввода-вывода и питания. В зависимости от решаемой задачи количество каналов изменяется добавлением или удалением плат АЦП На структурной схеме представлена реализация четырехканального варианта комплекса позволяющего осуществлять одновременный опрос каждого канала.

Синхронизация производится по каналу SYNC/PD. Частота дискретизации определяется частотой сигнала MCLK и достигает значений до 10МГц. Динамический диапазон комплекса составляет 115 дБ. Каждый



Структурная схема четырех-канальной приемного комплекса

отчет в виде 24 разрядного слова данных передается по единой шине данных по протоколу SPI.

Центральный блок управления и обработки данных построен на базе 32-разрядного микроконтроллера PIC32MX795F512H. Архитектура микроконтроллера позволяет реализовывать различные алгоритмы сбора и обработки данных, а высокая производительность позволяет выполнять алгоритмы сбора данных в режиме реального времени. Наличие встроенных блоков стандартных интерфейсов передачи данных позволяет осуществлять подключение различных цифровых датчиков и модулей. Возможность изменения кода исполнительной программы написанной на языке высокого уровня, позволяет конфигурировать комплекс для выполнения различных задач сбора и обработки данных в автономном режиме.

Опорным генератором комплекса является термостатированный кварцевый генератор ГК193-ТС. Сигнал стабильной частоты 10МГц и точностью 2×10⁻¹² используется для обеспечения тактовой частоты микроконтроллера и для формирования частоты дискретизации блока АЦП Частота дискретизации контролируется модулем ОС (Output Compare) интегрированным в микроконтроллер, что позволяет изменять частоту дискретизации в широком диапазоне значений. Особенностью комплекса определяющего его автономность является возможность сохранения непрерывного потока данных на съемную твердотельную память -SD карту. Поддержка стандарта FAT32 позволяет использовать карты объемом до 128ГБ, таким образом, автономность определяется только энергопотреблением комплекса и электрической емкостью батарей питания. Кроме возможностей автономного использования комплекса существует возможность применения режима реального времени при лабораторных исследованиях или в режиме градуировки. Такая возможность определяется наличием стандартного блока USB и блока последовательной асинхронной передачи данных с поддержкой протоколов RS232 и RS 485 в составе комплекса.

В настоящие время данный универсальный комплекс используется в качестве системы сбора данных КГП включающей три канала градиента давления и канала скалярного давления. Комплекс помещается в герметичный контейнер и располагается в непосредственной близости от КГП, что позволяет проводить работы на глубинах до 40м и на различных удалениях от берега, без ограничений на длину кабеля. Наличие различных портов ввода-вывода микроконтроллера с поддержкой стандартных протоколов передачи данных позволило организовать дополнительный измерительный канал – трехканальный цифровой компас на базе модуля НМС5885. Модуль является гибридной микросхемой предназначенной для регистрации слабых магнитных полей. Интегрированный в модуль 12-разрядный АЦП позволяет регистрировать значение проекции вектора магнитной индукции с разрешающей способностью 5 мГс в пределах ± 8 Гс, что позволяет определять направление с точностью до 1°. Наличие в модуле цифрового интерфейса передачи данных I2C позволяет разместить плату компаса внутри корпуса КГП. Синхронная регистрация значений проекций векторов магнитной индукции позволяет регистрировать ориентацию каналов градиента давления КГП с частотой до 100Гц.

Литература

1. Гордиенко В.А. Векторно-фазовые методы в акустике. М.: Физматлит, 2007 г., 480 с.

2. Скребнев Г.К. Комбинированные гидроакустические приемники. СПб.: Элмор. 1997. 200с.

3. *Иванов В.Е.* Анализ влияния подвески векторного приемника на его характеристики // Акустический журнал.1988.Т.34.№1.С.95–101.

4. Ковалев С.Н. Комбинированный гидроакустический приемник. Заявка на полезную модель. №2012143580, приоритет от 11.10.12, положительное решение от 08.11.2012.

5. Ковалев С.Н. Маятниковый низкочастотный вибростенд. Заявка на изобретение. № 20121377983, приоритет от 06.09.12.

6. *Ковалев С.Н.* Устройство для определения параметров гидроакустических приемников. Заявка на полезную модель, направлена 06.11.12.

ПРОИЗВОДСТВЕННЫЕ ИСПЫТАНИЯ АВТОМАТИЗИРОВАННОЙ СИСТЕМЫ «ЛАЗЕРНЫЙ ДЕФОРМОГРАФ» ДЛЯ ПРЕЦИЗИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ОТНОСИТЕЛЬНЫХ СМЕЩЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ ГОРНЫХ РАБОТ

Г.И. Долгих¹, С.Г. Долгих¹, И.Ю. Рассказов², В.А. Луговой², А.В. Гладырь², Д.И. Цой²

¹Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, sdolgikh@poi.dvo.ru ²Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт горного дела Дальневосточного отделения Российской академии наук, Хабаровск lugovoy@dst.khv.ru

В 2012 году, в подземном руднике ОАО «Приаргунского производственного горно-химического объединения» (г. Краснокаменск) на глубине более 300 м был установлен 50-метровый лазерный деформограф, оптическая часть которого собрана на основе модифицированного интерферометра Майкельсона и частотно стабилизированного лазера фирмы MellesGriott [1]. Анализ первых полученных данных определил основные направления исследований: 1) Регистрация и пеленгация источника деформационного возмущения инфразвукового диапазона (для этого в одном месте шахты необходимо установить трёхкоординатный лазерный деформограф или три лазерных деформографа с взаимноперпендикулярными плечами); 2) Определение частот и добротностей собственных колебаний геоблоков, минигеоблоков, горных выработок, штолен и т.п. зоны расположения подземного рудника (шахты); 3) Изучение динамики частот и добротностей собственных колебаний вышеуказанных природных и искусственных объектов и определение по ним зон консолидаций и деконсолидаций горных пород с установлением места и времени разрыва сплошности среды. В настоящее время продолжаются исследования с целью внедрения лазерного деформометра для контроля геодинамических явлений в горном массиве.

Производственные испытания 2014 года предполагали проведение 33 штатных взрывов в определенных районах горной выработки и регистрацию взрывов лазерным деформографом с целью исследования диаграммы направленности, чувствительности в направлении главной оптической оси лазерного деформометра и степени затухания сигнала с переменной энергетической характеристикой при прохождении через массив горных пород.

С учетом производственных условий было осуществлено всего 9 штатных взрывов в трех скважинах. Схема размещения скважин для зарядов взрывчатых веществ (ВВ) в соответствии с фактическими планами выработок представлена на рис. 1.

В докладе в качестве характерного примера представлена регистрация взрывов в точке №5

Три штатных взрыва произведены в 14:27, 14:37 и в 14:45. Масса заряда первого взрыва – 9 кг, второго – 21 кг, третьего – 30 кг. Лазерный деформограф располагался на 4 горизонте с координатами $X_{4,a}$ = 77180,2; $Y_{4,a}$ = 111716,5; $Z_{4,a}$ = 485,6. Взрывы производились на 5 горизонте в точке 5 (рис. 1) с координатами $X_{5,5}$ = 77300,6; $Y_{5,5}$ = 110679,7; $Z_{5,5}$ = 426,5. Высота между горизонтами 4 и 5 равна ΔZ = 59,1. Расстояние от деформографа до места взрыва составляет 1045,4 м

Взрыв массой в 9 кг в 14:27 вызвал смещение земной коры по оси лазерного деформографа в 2,58 мкм, взрыв массой в 21 кг в 14:37 вызвал смещение земной коры в 1,57 мкм, а третий взрыв массой 30 кг в 14:45 вызвал смещение в 2,95 мкм.



Рис. 1. Схема размещения скважин для зарядов взрывчатых веществ



Рис. 2. Участок записи лазерного деформографа в период с 13:26:43 по 17:20:53 13 декабря 2014 года

Лазерный деформограф регистрирует проекцию сигнала смещения на оптическую ось деформомера. По логике зарегистрированное смещение от большего заряда должно быть большим, что не согласуется экспериментом. Это может быть связано с особенностями трансформации полной энергии в акустическую в скважине, характером установки заряда в скважине, либо с изменением трассы распространения акустического сигнала.

Рассчитанные значения добротности Q и затухания k для каждого взрыва составляют:

для первого взрыва	- $Q = 69$	k = 0,004
для второго взрыва	- Q = 77	k = 0,005
для третьего взрыва	- $Q = 86$	k = 0,005

Эксперимент со взрывами позволил определить параметры колебания штольни, в которой распложен деформометр на частоте 88 Гц (собственная частота колебаний штольни установлена в предыдущих экспериментах)

На рис. 3 представлены две спектрограммы: За – спектрограмма записи лазерного деформографа до взрывов, на которой выделяется пик частотой около 88 Гц и амплитудой 7,91·10⁻⁴ мкм; Зб – спектрограмма записи лазерного деформографа, после взрыва проведенного в 14:27, частота 88 Гц ярко выражена с амплитудой 9,92·10⁻³ мкм.

Взрывы возбуждают собственные колебания одного из геоблока с периодом 7.3 секунды и колебания с периодом 4 мин. 48 сек. После завершения взрывов колебания медленно затухают.

Значительно сокращенная программа внедрения деформометра изза сложности проведения взрывных работ в условиях действующего рудника не позволила в полной мере решить поставленные задачи, но позволяет сделать некоторые выводы об измерительных возможностях лазерного деформометра в условиях шахты.

 Установлено в результате экспериментов, что разрешающая способность лазерного деформографа по амплитуде составляет 60 пикометров или 60·10⁻¹² метра или 60·10⁻⁵ микрометра.

От взрывов на расстоянии 1 км до деформометра была зарегистрирована ам-



Рис. 3. Спектр записи лазерного деформографа



Рис. 4. Спектр записи лазерного деформометра, полученный при обработке временной вышеприведенной записи, по которому можно определить уровень шума деформометра. Как видно из спектра, уровень шума находится на уровне около 59 пм, а деформация на базе прибора равна 1.2×10⁻¹². Если учесть, что метрологический запас измерений составляет порядка 10, то измерения смещений могут поводиться с точностью до 10⁻¹¹ м, что составляет 0,1 ангстрема

плитуда порядка 10 микрон. С учетом рассчитанного коэффициента затухания и рассеяния звука зона контроля деформометра составляет не менее 10 км.

2. На таком расстоянии деформометр можно рассматривать как точечный приемник, диаграмма направленности которого определяется проекцией энергии сигнала на оптическую ось деформографа и описывается выражением $\eta = \eta_0 \cos \alpha$, где η_0 – чувствительность по оптической оси интерферометра, α – угол между направлением, с которого пришел сигнал и оптической осью.

3. Возможность по амплитудно- временным характеристикам рассчитывать добротности и коэффициент затухания сигналов указывает на возможность выделять по этим параметрам источники акустических сигналов, классифицировать их, создавая акустическую карту зоны контроля.

Литература

1. Долгих Г.И., Рассказов И.Ю., Аникин П.А., Луговой В.А., Цой Д.И., Яковенко С.В., Швец В.А. Краснокаменский лазерный деформограф // ПТЭ, №5, 2013, с. 138.

О ПРИЧИНАХ ФОРМИРОВАНИЯ ОПАСНОГО ПРИРОДНОГО ЯВЛЕНИЯ В ОХОТСКЕ 7 ФЕВРАЛЯ 2014 ГОДА

Ю.В. Любицкий¹, В.Б. Тюрнин²

¹Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Дальневосточный региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт Дальневосточного отделения Российской академии наук, Хабаровск, YuVadLub@gmail.com
²Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Колымское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды Дальневосточного отделения Российской академии наук, Магадан, more@meteo.magadan.ru

Утром 7 февраля 2014 г. во время выхода на акваторию Охотского моря глубокого циклона произошло подтопление поселка Охотск Хабаровского края. Жители частных домов, попавших в зону затопления, были временно переселены в школу-интернат поселка. В результате подъема уровня моря и ветрового волнения были частично разрушены дворовые строения, размыт запас угля тепловой станции. По свидетельствам очевидцев, вода подняла и передвинула на 100–150 м вездеход ГТТ, автомашина, оставленная у дома, была перенесена на другую улицу.

Ввиду необычного характера проявления опасного явления (значительная часть площади акватории Охотского моря была покрыта льдом, высота ветрового волнения не превышала 2–2,5 метра, подтопление поселка продолжалось в течение всего трех часов) потребовалось объяснение причин его формирования. К сожалению, в настоящее время наблюдения над уровнем моря в Охотске не выполняются, что существенно затруднило исследования.

Поиск исторических аналогов явления позволил установить, что подтопление объектов, расположенных в районе Охотска, ранее наблюдалось неоднократно. Имеются документальные свидетельства 44 таких опасных явлений (ОЯ).

Похожие ОЯ возникали и в период наиболее значительного развития ледяного покрова в Охотском море, например, в феврале 1943 г. и 1–2 февраля 1968 г., что свидетельствует о том, что подтопление Охотска 7 февраля 2014 г. не является уникальным событием. В процессе исследований были рассмотрены несколько версий возможных причин формирования ОЯ.

Версия 1. Цунами

По информации, опубликованной в СМИ, 6 февраля 2014 г. в Японии произошло землетрясение мощностью 5,6 баллов по шкале Рихтера. Подземные толчки ощущались на северо-востоке страны – на острове Хонсю. По прогнозу Японского метеорологического агентства (JMA) угроза возникновения цунами отсутствовала.

Действительно, цунами не было, о чем свидетельствуют данные наблюдений над уровнем моря в бухте Нагаева (Магадан), в Поронайске и Стародубском. Во всех перечисленных пунктах наблюдалось лишь небольшое усиление сейшевых колебаний уровня моря, вызванное прохождением над акваторией Охотского моря 5–7 февраля 2014 г. циклона.

Версия 2. Метеорологическое цунами (метеоцунами)

По характеру проявления и масштабам метеоцунами аналогичны обычным волнам цунами, но они возникают в результате воздействия метеорологических факторов – атмосферных фронтов, штормов и шквалов, резких скачков приземного атмосферного давления и т.д. [1].

Во время формирования рассматриваемого ОЯ над Охотским морем перемещался глубокий циклон. Тем не менее, очевидно, что он не мог вызвать метеоцунами в Охотске.

Во-первых, наблюдения над уровнем моря в бухте Нагаева свидетельствуют об отсутствии каких-либо экстраординарных явлений в данный интервал времени, хотя в соответствии с результатами исследований, выполненных для различных районов Мирового океана, в бухте Нагаева величина метеоцунами должна быть значительно больше, чем на открытом побережье в районе Охотска. Это объясняется тем, что необходимым условием формирования метеоцунами является наличие «двойного» резонанса – шельфового резонанса и резонанса бухты [1].

Во-вторых, факты возникновения метеоцунами в Охотске не выявлены при анализе данных многолетних (1973–1975, 1977–1994 гг.) наблюдений над уровнем моря, включающих другие случаи подтопления поселка, несмотря на существование ситуаций, близких к 7 февраля 2014 г., по синоптическим и ледовым условиям.

В-третьих, наличие метеоцунами в Охотске 7 февраля 2014 г. не подтверждают результаты численных гидродинамических расчетов по
модели, положенной в основу метода краткосрочного прогноза изменений уровня моря на побережье и акватории Охотского моря [2].

Версия 3. Штормовой нагон

В пользу версии, что основной причиной возникновения ОЯ в Охотске 7 февраля 2014 г. является штормовой нагон, свидетельствуют следующие факты.

Во-первых, в бухте Нагаева по данным наблюдений повышение непериодической составляющей уровня моря имело продолжительный характер (отметка 20 см была превышена в течение 16 часов).

Во-вторых, подъем уровня моря произошел на всем северо-западном побережье Охотского моря, на что указывают взлом припая в бухте Аянской и наблюдавшиеся рыбаками подтопление берега и выход воды на припай в устье реки Иня утром 7 февраля.

Анализ материалов многолетних гидрометеорологических наблюдений в Охотске позволил установить, что подтопление поселка ранее происходило только во время штормовых нагонов величиной более 50 см и ветровом волнении высотой не менее 5 метров.

Для оценки количественных характеристик явления и исследования механизма его формирования применялось численное гидродинамическое моделирование [2]. Во всех экспериментах использовались одни и те же прогностические поля ветра и приземного атмосферного давления. Для учета распределения ледяного покрова на акватории Охотского моря привлекались данные ДЦ ФГБУ «НИЦ Планета»» и JMA. Для оценки качества расчетов привлекались материалы наблюдений над уровнем моря в бухте Нагаева (см. таблицу).

Эксперимент 1. Лед в пределах всего объекта отсутствует.

Рассчитанные в рамках этого эксперимента максимальные величины штормового нагона явно завышены (таблица 1). В Охотске полученная оценка (151 см) превышает наибольшее значение, зафиксированное в данном пункте за весь период многолетних наблюдений (127 см). При этом ОЯ 7 февраля 2014 г. уступает многим другим явлениям по величине нанесенного экономического ущерба и негативному воздействию на жизнедеятельность населения.

Эксперимент 2. Влияние ветра на водную поверхность в пределах областей, покрытых льдом, полагается отсутствующим (условие «жесткой крышки»).

Рассчитанная при этом условии максимальная величина нагона невелика (см. таблицу). Это неудивительно, так как при используемом способе учета влияния ледяного покрова на сгонно-нагонные колебания уровня моря, вариации этих колебаний должны быть близки к статическим, определяемым «законом обратного барометра».

Эксперимент 3. Учитывается наличие вдольбереговой полосы чистой воды (первичных видов льда).

По данным береговых гидрометеорологических станций и информации, поступающей с ИСЗ, вдоль северо-западного побережья Охотского моря в начале февраля 2014 г. наблюдалась вдольбереговая полоса чистой воды (первичных видов льда) шириной около 10 км.

Для оценки влияния этого фактора на величину штормового нагона, для участка побережья от мыса Оджан до полуострова Лисянского принималось условие отсутствия льда (следовательно, учитывалось действие ветра на водную поверхность) в ближайшем к берегу узле крупномасштабной метеорологической сетки. Так как пространственный шаг этой сетки составляет 50 км, можно полагать, что используемое приближение является вполне достаточным для исследования роли рассматриваемого эффекта.

Полученные результаты свидетельствуют, что наличие полосы чистой воды вдоль северо-западного побережья Охотского моря приводит к увеличению максимума нагона в Охотске всего на 17 см (см. таблицу).

Эксперимент 4. Учитывается смещение кромки льда в результате воздействия ветра в период прохождения циклона.

С помощью анализа спутниковой информации было установлено, что под действием ветровой системы циклона, вызвавшего ОЯ, в ледяном покрове сформировался залив протяженностью 200–300 км, ориентированный по направлению к Охотску.

Для оценки влияния данной особенности на величину штормового нагона в Охотске расчеты были выполнены для распределения ледяного покрова, наблюдавшегося 9 февраля 2014 г. Увеличение площади водной поверхности, подверженной непосредственному воздействию ветра, привело к возрастанию нагона в Охотске более чем в два раза (см. таблицу).

Эксперимент 5. Учитывается напряжение трения на границе раздела «лед-вода».

Очевидно, что условие «жесткой крышки», исключающее передачу энергии от движущегося льда воде, не соответствует реальному физическому процессу. Для приближенного учета данного эффекта была выполнена серия расчетов, в которых предполагалось, что касательное напряжение трения на границе раздела «лед-вода» составляет некоторую долю от касательного напряжения ветра на поверхности чистой воды.

Установлено, что влияние трения на границе раздела «лед-вода» на величину штормового нагона в Охотске является довольно значительным (в таблице приводятся рассчитанные значения максимальных величин нагона при величине этой доли 30 %).

Максимальные величины штормового нагона 7 февраля 2014 г., рассчитанные в рамках различных численных экспериментов, см

Пункт	При от- сутствии льда	При условии «жесткой крышки» в зонах наличия льда	С учетом на- личия вдоль бе- реговой полосы чистой воды	С учетом смещения кромки льда	При учете на- пряжения трения на границе раздела «лед-вода»		
б. Нагаева	70	11	11	58	34		
Охотск	151	37	54	84	79		

Наибольшая величина нагона в бухте Нагаева по материалам наблюдений составила 62 см.

Выполненные численные эксперименты, несмотря на очевидные упрощения реального процесса, позволяют объяснить причины возникновения штормового нагона относительно большой величины на северозападном побережье Охотского моря 7 февраля 2014 г., несмотря на значительное развитие ледяного покрова в данное время. По-видимому, на формирование нагона в той или иной степени оказали влияние все рассмотренные факторы: наличие полосы чистой воды (первичных видов льда) вдоль берега, смещение кромки льда под действием ветра к побережью, передача энергии ветра воде в результате дрейфа льда.

Выполненные исследования позволяют сделать вывод, что подтопление Охотска 7 февраля 2014 г. произошло в результате штормового нагона, сформированного глубоким циклоном, который вышел на акваторию Охотского моря с Тихого океана.

В Охотске максимум нагона совпал с полной водой прилива, в результате чего суммарный уровень моря поднялся выше критической отметки. Небольшая продолжительность ОЯ объясняется тем, что сразу после максимума суммарного уровня моря начался отлив, во время следующей полной воды прилива величина штормового нагона уже была незначительной.

Тем не менее, сочетание рассчитанного подъема уровня моря и ветрового волнения высотой 2–2,5 метра не должно было привести к воз-

никновению опасной ситуации. По-видимому, определяющую роль сыграла особенность, отмеченная начальником ГМС Охотск В.И. Сазоновым – из-за морозов, продолжавшихся в течение длительного времени, дно моря в прибрежной полосе обледенело. В результате, накат волн был более значительным, чем в обычных условиях. Отметим, что ранее В.Д. Кравцовым был установлен факт увеличения площади затопления поселка в холодное время года из-за промерзания грунта [3]. Не исключено, что некоторое влияние на характер развития события оказало плохое состояние берегозащитных сооружений.

Литература

1. *Rabinovich A.B., Vilibic I., Tinti S.* Meteorological tsunamis: atmospherically induced destructive ocean waves in the tsunami frequency band // J. Physics Chem. Earth. 2009. 34 (17/18). P. 891–893.

2. Любицкий Ю.В. Метод краткосрочного прогноза уровня моря на побережье Охотского моря и прилегающих к нему районов // Материалы докладов Восьмого Всероссийского симпозиума «Физика геосфер». Владивосток: ТОИ ДВО РАН. 2013. С. 156–159.

3. *Кравцов В.Д.* Катастрофические подъемы уровня воды в районе Охотска и возможности их предсказания // Сб. работ Магаданской ГМО. 1970. Вып. 3. С. 115–125.

ВНУТРЕННИЕ ВОЛНЫ БОЛЬШОЙ АМПЛИТУДЫ В ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЕ МОРЯ

Н.В. Гаврилов¹, В.Ю. Ляпидевский², В.Ф. Кукарин³, Ф.Ф. Храпченков⁴

¹Институт гидродинамики им. М.А. Лаврентьева СО РАН, Новосибирск ²Новосибирский государственный университет, Новосибирск ³Институт неорганической химии им. А.В. Николаева СО РАН, Новосибирск ⁴ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток

Рассматривается распространение внутренних волн конечной амплитуды над шельфом. Представлены результаты лабораторных и натурных экспериментов по распространению уединенных волн на склоном, включая зону «заплеска» внутренних волн. На основе математической модели многослойной мелкой воды построены аналитические и численные решения, описывающие эволюцию приповерхностных и придонных уединенных волн в прибрежных водах.

Нелинейные внутренние волны, генерируемые внутренним приливом и при взаимодействии течений с топографией, играют важную роль в процессах массообмена в шельфовой зоне моря. Основным отличием внутренних волн от поверхностных является возможность генерации и распространения внутренних волн большой амплитуды на большие расстояния без их обрушения. Одной из характерных черт волн большой амплитуды является наличие «захваченного ядра» в волне, то есть области, в которой скорость движения частиц близка, и даже превосходит, скорость волны. Так как уединенные волны движутся со скоростью близкой к постоянной на масштабах длины, сравнимой с глубиной жидкости, то эффективной гипотезой оказывается предположение о гидростатичности распределения давления в «захваченном ядре». В то же время, негидростатичность распределения давления во внешней области течения определяет форму волны и ее способность распространяться на большие расстояния без существенной потери энергии. Перечисленные свойства позволили построить достаточно простую модель, передающую основные особенности генерации, распространения и взаимодействия волн большой амплитуды [1]. В представленной работе приводится обзор лабораторных экспериментов по верификации модели, выполненных в ИГиЛ СО РАН и иллюстрируются новые возможности применения построенных аналитических и численных решений для интерпретации натурных экспериментов [2].

Лабораторные эксперименты. Эксперименты проводились в лабораторном лотке длиной 330 см, шириной 20 см и глубиной 35 см. Стенки лотка изготовлены из плексигласа. Лоток разделялся на две части вертикальной герметичной перегородкой, которая могла подниматься и опускаться для формирования уединенной волны. Для создания плотностной стратификации использовался разбавленный раствор сахара. Особенностью проведения экспериментов является использование специальных методик, позволяющих визуализировать неоднородность поля плотности и связанную с ней тонкую структуру течения в уединенных волнах различного типа. Внешняя граница волнового возмущения может быть четко определена по фотографиям как граница, на которой происходит искажение параллельных линий, соответствующих однородной плотности. Поэтому такая методика удобна для определения профиля волны при сопоставлении с результатами теоретических и численных расчетов. Для визуализации картины течения применялась также новая методика LIF (Laser Induced Fluorescence) с использованием «светового ножа», позволяющая дать количественную информацию о распределении плотности на фронте волны, включая зоны обрушения волн. Для сравнения результатов эксперимента, использующего оцифрованное изображение уединенной волны с данными натурных наблюдений, в которых применяются неподвижные регистраторы, была разработана методика, позволяющая перейти от пространственной картины течения (рис.1а), полученной на одном кадре в фиксированный момент времени, к временной развертке процесса (рис.1б).



Рис. 1. Уединенная волна в придонном слое. Сплошные линии – численный расчет: *а* – фотография волны; *б* – развертка по времени

Математическая модель. Для описания эволюции приповерхностных волн может быть использован аналог уравнений Грина – Нагди. В безразмерных переменных уравнения двухслойного течения с учетом гидростатичности давления в верхнем слое принимают вид (h – глубина нижнего слоя, u, v – скорости в нижнем и верхнем слоях) [1]:

$$h_{t} + (hu)_{x} = 0, \quad hu + (1 - h)v = Q(t),$$

$$(u - v)_{t} + uu_{x} - vv_{x} + h_{x} + \frac{1}{3h}(h^{2}\frac{d^{2}h}{dt^{2}})_{x} = 0.$$
(1)

Эти же уравнения пригодны для придонных волн (достаточно поменять слои местами). Точные решения (1), описывающие распространение уединенных волн большой амплитуды могут быть получены в явном виде [1]



Рис. 2. Распределение температуры в уединенной волне. а – приповерхностная волна [3]; б – придонная уединенная волна [2]. Сплошной линией 1 обозначено решение (1)

Натурные эксперименты. Непрерывная регистрация колебаний температуры воды с помощью описанной в [2] распределенной системы термодатчиков на глубинах до 30 метров осуществлялась в течение достаточно длительного периода наблюдений (август – октябрь 2009–2012 г.). Получен большой объем информации о структуре внутренних волн в прибрежных районах Японского моря. В частности, удалось проиллюстрировать динамику внутренних волн в зоне «заплеска», т.е. в ситуации, когда глубина залегания основного термоклина существенно превосходит глубину в районе измерительного комплекса. В этом случае внутренние волны наблюдаются только в течение определенного периода суток, когда амплитуда внутренних волн, генерируемых в шельфовой зоне, обеспечивает их «заплеск» на достаточно большие расстояния. Фрагменты записи температуры, изображенные на рис. 3, показывают детальную структуру поля температуры в пакете внутренних волн. Отметим, что при прохождении внутренних волн большой амплитуды температуры воды



Рис. 3. Зависимости температуры от времени на фиксированных горизонтах

меняется в нижнем 10-ти метровом слое в течение нескольких минут на 5–10°С. Поэтому рассматриваемый процесс является очень важным для вентиляции шельфовой зоны, существенно влияет на горизонтальный и вертикальный массообмен в прибрежных водах, на распространение звука в воде и другие физические явления. Зависимости температуры от времени на фиксированных горизонтах, изображенные на рис. 3, дают представление о частоте и амплитуде внутренних волн, т.к. синхронное изменение температуры сразу на нескольких уровнях определяет амплитуду волны, проходящей через гирлянду датчиков. Однако структуру волны более полно отражает изменение положения изотерм со временем, рассчитанное по результатам измерения поля температуры на одной из вертикальных гирлянд (рис.4).



Рис. 4. Изменение положения изотерм со временем на одной из вертикальных гирлянд

На рис. 4 показана эволюция изотерм в придонном слое при распространении волновых накатов в районе станции южнее м. Шульца в сентябре 2011 г. Уклон дна в районе станции достаточно большой (α =4.5°). Среднее заглубление основного термоклина в период измерений составляло 20–25 м. Поэтому обе гирлянды датчиков, установленные на глубине 13 м и 19 м и фиксирующие вертикальное распределение температуры в придонном 10-ти метровом слое с интервалом 0.5 м, находились в зоне «заплеска» внутренних волн. Расстояние между гирляндами – 76 м, азимут – 146°. На глубине 19 м внутренние волны содержат линзы холодной воды, разделенные более теплой водой (рис.4). Структура этих волн соответствует внутренним волнам с «захваченным ядром», реализованным в лабораторном эксперименте.

Выводы. Проведенные лабораторные исследования уединенных волн большой амплитуды, распространяющихся в приповерхностных и придонных слоях, показали возможность применения модели (1) для расчета нестационарных волновых процессов и выяснения основных закономерностей трансформации уединенных волн и нелинейных волновых пакетов большой амплитуды в шельфовой зоне моря.

Работа выполнена в рамках Программы Президента РАН (проект 18.6), а также поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (проект 15-01-03942).

Литература

1. Гаврилов Н.В., Ляпидевский В.Ю. Ляпидевская З.А. Влияние дисперсии на распространение внутренних волн в шельфовой зоне // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2013. Т. 6, № 2. С.25–34.

2. Кукарин В.Ф., Ляпидевский В.Ю., Навроцкий В.В., Храпченков Ф.Ф. Эволюция внутренних волн большой амплитуды в шельфовой зоне моря // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2013. Т.6, № 2. С.35–45.

3. *Lien R.-Ch., Henyey F. Ma B., YangY.J.* Large-amplitude internal solitary waves observed in the northern South China sea: properties and energetic // J. Phys. Oceanography. 2014. V.44, No.4. P.1095–1115.

СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД В ГЛУБОКОВОДНОЙ ЧАСТИ БЕРИНГОВА МОРЯ

С.С. Марченко, Г.А. Власова, Н.И. Рудых

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, sv_marchenko@poi.dvo.ru

Рассчитана циркуляция вод от поверхности до дна для глубоководной части Берингова моря в зимний (декабрь) и летний (август) сезоны под влиянием «северо-западного» типа атмосферных процессов [1] на основе численного моделирования [2]. Входной информацией послужили: среднемесячные данные в одноградусных квадратах по температуре и солености из WOA13 за период 1955–2012 гг. [3]; поле атмосферного давления, соответствующее «северо-западному типу атмосферных процессов; вертикальное среднемесячное распределение плотности на основе WOD13 [4]; глубины моря (GEBKO-01 [5]). В расчетах применялась равномерная сетка с шагом 30'х 30'по долготе и широте, стандартные горизонты по вертикали.

При действии «северо-западного» типа атмосферных процессов траектории циклонов пролегают в направлении с юго-запада – на восток, северо-восток или с запада, юго-запада – на восток, северо-восток. Воздушные массы начинают двигаться от Японских островов, между 40° и 45° с.ш., далее на северо-восток к алеутской депрессии в районе 50-55° с.ш. При действии указанного типа наблюдаются два антициклональных поля. Один антициклон располагается над Дальним Востоком (Хабаровский край, Магаданская область, северная часть Охотского моря), другой – находится над юго-востоком северной части Тихого океана (к юго-востоку от 120-175° в.д.). Поля высокого давления обширны и квазистационарны, с одним или несколькими центрами, и имеют значительный сезонный ход по интенсивности и занимаемой площади. Интенсивность развития синоптических процессов осенью, и особенно зимой, велика и нередко достигает экстремальных характеристик. Весной и особенно летом процессы очень слабые, градиенты атмосферного давления очень слабые. На акваторию Берингова моря с северо-востока и востока поступают с полуострова Аляска и североамериканского континента сухие холодные массы зимой и сухие теплые летом, постепенно трансформируясь, переваливают полуостров Камчатку и выходят на акваторию Охотского моря.

В результате расчетов получены сезонные схемы течений с мозаикой гидродинамических структур разного знака и масштаба.

В зимний период наблюдается чередование циклонов и антициклонов (см. рисунок). В целом, на акватории наблюдаются четыре крупные гидродинамические структуры, из которых две антициклонические и две циклонические. Первый глубокий циклонический круговорот расположен в центре исследуемого района и ограничен координатами 53–61° с.ш. и 174–179° в.д. (14 Св). Указанный циклонический круговорот с двух сторон окружен двумя мощными антициклонами: с восточной стороны он ограничен координатами 53–61° с.ш. и 171–174° в.д. (22 Св) и с западной – 52–593° с.ш. и 176° в.д.-180° (14 Св). Второй глубокий циклонический круговорот расположен рядом с западным антициклоном с координатами 52–58° с.ш. и 179–178° в.д. (14 Св). В юго-западной части острова Беринга наблюдается локальный антициклонический вихрь



Интегральные функции тока от поверхности до дна в августе, декабре при северозападном типе атмосферной циркуляции (Св)

(24 Св). Восточнее острова Медный наблюдается также небольшой циклонический вихрь (18 Св). По всей остальной исследуемой акватории наблюдаются вихри различного масштаба и знака.

В летний период картина циркуляции от поверхности до дна в целом сохраняется, но преимущественно преобладает циклоническое движение вод (см. рисунок). Сокращается площадь акватории, занимаемая циклоническими и антициклоническими структурами, и уменьшаются значения полных потоков. Так, для антициклонического вихря у острова Беринга они падают до 3.5 Св, а у циклонического вихря у острова Медный до значения 2.3 Св. Глубокий циклонический круговорот сохраняется, но расход воды составляет около 2 Св, у восточного антициклонического круговорота до 3 Св, а у западного антициклонического – до 2 Св. На остальной исследуемой акватории наблюдаются вихри различного масштаба и знака.

В результате проделанной работы для глубоководной части Берингова моря получена мозаичная картина циркуляции вод от поверхности до дна в виде циклонических и антициклонических структур, которая сохраняется в зимний и летний сезоны. При этом в летний период преобладает циклонический характер движения вод с вихрями различного масштаба и знака, и значения полных потоков значительно уменьшаются в летний сезон. Вероятно, это связано с действием «северо-западного» типа атмосферных процессов, максимальная интенсивность действия которого проявляется в зимний период и падает до минимального действия летом.

Наши результаты расчетов в зимний и летний сезоны находятся в пределах нормы [6].

Литература

1. Полякова А.М. Календарь типов атмосферной циркуляции с учетом нестационарности над северной частью Тихого океана и их краткая характеристика. Владивосток, Изд-во ДВГУ, 1999, 115 с.

2. Власова Г.А., Васильев А.С., Шевченко Г.В. Пространственно-временная изменчивость структуры и динамики вод Охотского моря. М.: Наука, 2008. 359 с.

3. World Ocean Atlas 2013, Volume 1–2. S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS, 79 pp.

4. http://www.nodc.noaa.gov/OC5/SELECT/dbsearch/dbsearch.html

5. IOC, IHO, and BODC, 2003, "Centenary Edition of the GEBCO Digital Atlas", published on CD-ROM on behalf of the Intergovernmental Oceanographic Commission and the International Hydrographic Organization as part of the General Bathymetric Chart of the Oceans; British Oceanographic Data Centre, Liverpool.

6. *J. Clement Kinney, W. Maslovski.* On the oceanic communication between the Western Subarctic Gyre and the deep Bering Sea // Deep-Sea Research Part I. 2012. Vol. 66. P. 11–25.

СОСТОЯНИЕ И ТЕНДЕНЦИИ ЦЕНТРОВ ДЕЙСТВИЯ АТМОСФЕРЫ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ

Л.И. Мезенцева¹, Н.И. Друзь²

¹Дальневосточный научно-исследовательский региональный гидрометеорологический институт, ²Дальневосточный государственный рыбохозяйственный университет, LMezenceva@ferhri.ru

Одним из индикаторов колебаний климатической системы являются интенсивность и положение центров действия атмосферы. Смещение центров и вариации их интенсивности влияют на распределение воздушных течений и отражаются в изменении климатического режима. В настоящей работе оценивалась интенсивность региональных летних и зимних центров действия атмосферы, положение которых в пространстве не подвержено значительным межгодовым колебаниям. В полной мере это относится к барическим объектам, положение которых во многом определяется орографическими особенностями местности. По этому признаку и значимости влияния на климат в регионе были выбраны следующие объекты, летние: азиатская депрессия (район 30-40° с. ш., 85-100° в. д.), летняя дальневосточная депрессии (циклон в районе среднего течения Амура, район 45-55° с. ш., 115-130° в. д.), охотский антициклонов (район 45-55° с. ш., 140-160° в. д), западный отрог субтропического антициклона (район 30-40° с. ш., 150-170° в. д), и зимние: ленско-колымский отрог (район 62-68° с. ш., 130-160° в. д), циклоны северо-западной части Тихого океана (район 45–55° с. ш., 150–170° в. д). Период исследований включает 1948-2014 гг. Норма рассчитана за период 1971-2000 гг.

Инструментом для количественной оценки состояния центров действия атмосферы послужили следующие индексы: усредненные нормированные значения атмосферного давления и геопотенциальной высоты по выделенным районам, нормированные разности атмосферного давления между барическими объектами (индексы подобные SOI – Southern Oscillation Index). Индексы рассчитаны на основе данных реанализа NCEP/NCAR [6].

Выявлено, что в теплый период года (май-август) в середине 70-х годов 20-го века имело место значительное ослабление циклонической деятельности над Азией – азиатская и амурская депрессии перешли в фазу «покоя» по отношению к 50-м 60-м годам (рис. 1, 2). Над Охотским

морем за период исследования значимых изменений в поле давления не произошло, однако некоторые тенденции можно проследить. К ним относятся ослабление процессов антициклогенеза над морем с середины прошлого столетия до конца 70-х годов и повышенная антициклоническая деятельность с 1980 до 2012 гг. (рис. 3). Похожие тенденции прослеживаются и в области западного отрога субтропического максимума с той лишь разницей, что смена фаз наступает раньше примерно на два года (рис. 4). Полученные выводы согласуются с результатами исследований, изложенными в работах [2–5].



Рис. 1. Состояние азиатской депрессии за период май-август (R²=0,47)



Рис. 3. Состояние охотского антициклона за период май-август (R²=0,05)

Рис. 2. Состояние амурской депрессии за период май-август (R²=0,59)



Рис. 4. Состояние западного отрога субтропического максимума за период май-август (R²=0,11)

Зимой с помощью выбранных объектов можно проследить ослабление ленско-колымского отрога в течение периода исследования. Давление в области отрога в среднем превышало норму в период с начала 50-х до конца 70-х годов и чаще всего было ниже нормы с середины 80-х до 2013 г. При этом, сезон зимы неоднороден по проявлению указанных тенденций. Формирование тренда обусловлено процессами, которые сложились во второй половине синоптической зимы, в феврале-марте (рис. 5). Следует добавить, что активность ленско-колымского отрога значительно влияет на зимние условия погоды многих районов Дальнего Востока. Так, зимние морозы в Приморском крае напрямую зависят от активности этого центра, коэффициенты корреляции между зимними средними за месяц температурами воздуха и усредненным давлением в области отрога достигают значений 0,4–0,6.

Полувековые тенденции давления в области активного циклогенеза в северо-западной части Тихого океана вблизи северной и центральной частей Курильской гряды [2] почти отсутствуют, прослеживаются периодичности меньшего порядка. Можно лишь отметить некоторое ослабление циклонической активности в этом районе в последние два десятилетия прошлого столетия и самом начале нынешнего (рис. 6).



Рис. 5. Состояние ленско-колымского ядра в период февраль-март (R²=0,14)



Рис. 6. Состояние циклонической деятельности в северо-западной части Тихого океана в период декабрь-январь (R²=0,03)

В данной работе не рассматривалась активность азиатского антициклона и алеутской депрессии в зимние месяцы, поскольку эти барические объекты могут в значительной степени удаляться от среднего многолетнего положения, что делает некорректным оценки давления в фиксированном районе применительно к этим объектам. Принималась во внимание и их относительная удаленность от дальневосточного побережья (за исключением беринговоморского побережья).

Состояние барических пар отразилось на интенсивности муссонной циркуляции в регионе. Во второй половине 20-го века наблюдалось значительное ослабление летнего дальневосточного муссона. Индексы типа SOI имеют выраженный сдвиг на рубеже 1967 г. ($R^2=0,58$, где R^2 – коэффициент детерминации линейного тренда), в особенной мере это относится ко второй фазе летнего муссона [1]. Зимой барическая напряженность в умеренных широтах Дальнего Востока также характеризуется яркой сменой фаз от высокой в 50–60-ые годы 20-го столетия к слабой либо умеренной после 1968 г., и тенденций к обострению зимней фазы муссона не наблюдается до настоящего времени (рис. 7).



Рис. 7. Стандартизованная разность аномалий атмосферного давления (SOI) между районами бассейна Амура и циклонической деятельности в северозападной части Тихого океана за период декабрь-март (R²=0,18)

Изменения В состоянии основных барических объектов и атмосферной циркуляции в регионе проявляется в повышении летних температур воздуха над бассейном Амура, над районами Приморского края, Сахалина и Японии. Зимние температуры на побережье Дальнего Востока в начале 21-го века часто оставались выше средних многолетних значений. Над бассейном Амура, отдельными районами Охотского моря, Сахалина, на севере Китая в

начале века в теплый период года отмечалось уменьшение осадков. [4, 5 и др.]

Литература

1. Мезенцева Л.И., Соколов О.В., Друзь Н.И. Климатические тренды параметров дальневосточного муссона: материалы XVI конференции по промысловой океанологии / Калининград, 8–12 сентября 2014 г. / ФГУП «ВНИРО», ФГУП «АтлантНИРО» – Калининград: АтлантНИРО, 2014. С. 98–102.

2. *Тунеголовец В.П.* Интенсивность циклогенеза во второй половине XX столетия / В.П. Тунеголовец // Тр. ДВНИГМИ Владивосток: Дальнаука, 2009. Вып. 151. С. 140–153.

3. Шатилина Т.А., Анжина Г.И. Изменчивость интенсивности дальневосточного муссона в 1948–2009 гг. // Известия ТИНРО. 2011. Том 167. С. 146–159.

4. Шатилина Т.А., Анжина Г.И. Особенности атмосферной циркуляции и климата на Дальнем Востоке в начале 21-го века // Известия ТИНРО. 2008. Том 152. С. 225–239.

5. *Yihui Ding* et al. Weakening of the Asian Summer Monsoon and Its Impact on the Precipitation Pattern in China // International Journal of Water Resources Development. 2010. Vol. 26, I. 3. P. 423–439.

6. CDAS-NCEP/NCAR Reanalysis [Electronic resource] Режим доступа: http:// nomad3.ncep.noaa.gov/ncep_data/index.html.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК ВОД ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ЯПОНСКОЕ – ОХОТСКОЕ МОРЯ (ПРОЛИВ ЛАПЕРУЗА)

В.В. Мороз, Н.И. Рудых

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, moroz@poi.dvo.ru

Пролив Лаперуза – условная граница северо-восточной части Японского моря – линия длиной около 43 км (самая узкая часть) между мысом Крильон острова Сахалин на севере и мысом Соя острова Хоккайдо на юге. В то же время пролив представляет собой важное связующее звено между Японским и Охотским морями, как район активного судоходства, а также – это зона перспективного освоения шельфа и продуктивный промысловый район.

При высокой экономической значимости пролив Лаперуза весьма сложен в гидрологическом отношении. Здесь происходит активный водообмен Японского и Охотского морей. Процессы обмена в сочетании приливными явлениями, с неоднородным рельефом дна и мелководностью пролива (от 50 до 100 м), изрезанностью береговой черты и своеобразными климатическими условиями (резко выраженный сезонный ход направления и скорости муссонных ветров) обусловливают изменчивость структуры вод в проливе и прилегающих акваториях. Вместе с тем до настоящего времени нет ясности в понимании гидрологического режима района в целом (море-пролив-море), единого мнения насколько велико взаимное влияние каждого из морей.

Цель настоящего исследования – изучение пространственно временной изменчивости термохалинных полей пролива Лаперуза и прилегающих акваторий Японского и Охотского морей на основе значительного объема накопленных к настоящему времени данных.

В работе использованы материалы информационной базы данных ТОИ ДВО РАН, включающей материалы гидрологических данных экспедиционных исследований 1970–2015 гг., а также массив гидрологических данных натурных измерений 100 мильной шельфовой зоны острова Сахалин [1] и массив спутниковых данных ИАПУ ДВО РАН за период 2008–2014 гг. Для анализа данных было привлечено, как инструмент, программное обеспечение ODV, которое содержит иллюстративную и расчетную основу для построения графических изображений и визуализации полей температуры и солености, а также геострофической циркуляции вод [2].

Изучение изменчивости структуры вод проведено на основе анализа *T*,*S* – кривых в проливе и прилегающих акваториях, а также распределения среднемноголетних термохалинных характеристик и параметров геострофической циркуляции на картах и разрезах для каждого годового сезона.

Как показали проведенные нами исследования, воды данной акватории представляют собой формирующиеся в зоне Цусимского течения модификации вод япономорской субтропической структуры, которые, трансформируясь в проливе в зоне течения Соя, проникают в Охотское море в весеннее-осенний период. Кроме того, в проливе Лаперуза наблюдаются конкурирующие модификации субарктической структуры япономорского (зона Татарского пролива) и охотоморского происхождения.

В результате проведенного анализа установлено, что в условиях мелководности акватории каждая из модификаций состоит из поверхностного и подповерхностного (придонного) слоя. При этом для термохалинных характеристик вод каждой из модификаций имеет место выраженная сезонная изменчивость (см. таблицу).

При формировании характеристик водных масс района основными структурообразующими факторами являются: атмосферное воздействие, муссонный характер изменчивости атмосферой циркуляции, динамика вод – изменчивость поступления и транзита вод охотоморского или япономорского происхождения с трансформацией в зоне пролива на фоне приливных явлений, перераспределение модификаций вод на прилегающих акваториях системами вихрей и течений. Для формирования подповерхностных и придонных водных масс основополагающими являются также вертикальные движения вод.

Муссонный характер атмосферой циркуляции определяет поле ветра района, которое отличается выраженной сезонной изменчивостью с преобладанием ветров южных румбов в теплый период года и более сильных устойчивых ветрах северных и северо-западных румбов в холодный [3]. Изменчивость ветровых условий в значительной мере определяет развитие и направление циркуляции вод района (сезонная интенсификация течения Соя, формирование системы течений у побережья о. Сахалин, вертикальные движения вод в циклонических и антициклонических образованиях) на фоне мелководности исследуемой акватории. Термохалинные характеристики вод Пролива Лаперуза и прилегающих акваторий

				0		0								Γ		
	Н, м		050	50-10	0-75	75-25(>250		0-30	30–50	0-20	20-50		050	50-75	
осень	S,%0		34.00– 34.07	34.00 - 34.09	33.75- 33.95	34.05 - 34.15	34.09– 34.12		33.80 - 33.90	33.95 - 34.00	33.75- 33.85	33.85 - 33.90		33.30 - 33.60	33.55 - 33.70	00.00
	T,°C		10.0–9.5	9.5-8.5	8.0–9.0	4.0-7.5	0.5-2.5		9.0–9.4	8.0–9.0	7.0-7.9	4.0-6.0		8.0–9.0	4.0-7.0	
	Н, м		0-30	30-100	0-50	50-250	>250		0-30	30–50	0-20	20-50		0-30	30–75	
лето	S,%o		33.80- 33.90	34.00- 34.05	33.70– 33.80	34.00- 34.15	34.09– 34.12		33.65- 33.75	33.80- 34.03	33.65 - 33.70	33.70- 33.98		33.30 - 33.60	33.60– 33.80	33.00-
	T,°C	-	16.5-20.0	9.5-14.0	16.0–18.5	5.5-7.0	1.0–2.5	-	17.0–18.5	16.5–17.0	16.0-17.5	8.0-15.0		15.0-18.0	5.0-14.0	0 1 2 0 1 2 0
	Н, м	ое море	0-30	30-100	0-50	50-200	>200	Іаперуза	0-30	30–50	0-20	20-50	е море	0-30	30–75	
весна	S,%0	Японск	$\frac{33.75}{33.90}$	$\frac{33.95}{34.00}$	33.80- 33.95	34.00 - 34.10	34.06– 34.08	Пролив J	33.60	33.65 - 33.70	$\frac{33.55}{33.70}$	33.75- 33.86	OXOTCK	33.30 - 33.60	33.50- 33.65	33.00-
	T,°C		6.5-7.0	5.0-6.5	5.0-6.0	3.0-4.5	0.5–2.5		7.0-6.5	6.5-6.7	5.0-5.5	5.1-5.9		5.5-6.2	5.0-6.0	0 2 0 0
Н, м		100	001-0	100	001-0	>150				0-30	30–50				0 100	
зима	S,%o		33.90-	34.00	33.95-	34.00	34.05		нет	нет	$\frac{33.75-}{33.90}$	$\frac{33.85}{33.95}$		нет	нет	33.30-
	T,°C		и с с	C.C-0.C	0 6 -	1.0-2.0	0.5-2.5				лед 0.2-0.5	1.0-2.0				дец
ţ	Водные массы		Субтропическая поверх- ностная	Субтропическая подпо- верхностная	Субарктическая поверх- ностная	Субарктическая подпо- верхностная	Придонная		Субтропическая поверх- ностная	Субтропическая подпо- верхностная (придонная)	Субарктическая поверх- ностная	Субарктическая подпо- верхностная (придонная)		Субтропическая поверх- ностная	Субтропическая подпо- верхностная	Субарктическая поверх-

Такой важный фактор в перераспределении модификаций вод на исследуемой акватории, как вихревая и динамическая активность, хорошо проявляется на спутниковых изображениях температурных полей. Спутниковая информация весьма полезна для детализации некоторых участков поверхностной циркуляции вод.

Анализ ИК изображений температурных полей (см рисунок) позволил выявить ряд особенностей гидрологического режима района. Проникновение субтропических вод течения Соя (определяемое полосой повышенных поверхностных температур) через пролив в Охотское море отмечается с июня по ноябрь – декабрь, что соответствует развитию ветров юго-западных, западных румбов. В период развития течения Соя, как правило, отмечается зона более холодных вод у м.Крильон, связанная с подъемом вод субарктической структуры в области циклонического образования, в виде пятна (см. рисунок а) или «пояса» (рисунок б), распространяющегося вдоль течения. В осенний период часто этот пояс холодных вод увеличивается при включении сюда зоны холодных поверхностных вод, формирующихся при апвеллинге у япономорского побережья о.Сахалин и распространяющихся в зону пролива с развитием северо-западных ветров. Кроме того, спутниковый мониторинг позволил констатировать возможность значительного проникновения в зону Японского моря (вплоть до побережья Приморья) холодных охотоморских вод, маскирующих теплые воды течения Соя (рисунок в), связанного с прохождением циклона.

В результате проведенных исследований выявлены особенности формирования и изменчивости характеристик термохалинных полей про-



Поля поверхностной температуры по спутниковым наблюдениям (светлые тона соответствуют теплым водам, темные – холодным)

лива Лаперуза, как зоны перехода Японское – Охотское море, на основе обобщенного массива гидрологических данных за полувековой период и материалов экспедиционных наблюдений в этом районе.

Выявлена структурообразующая роль пролива Лаперуза в гидрологии прилегающих зон Японского и Охотского морей. Показаны характерные отличия модификаций структуры вод в проливе и прилегающих акваториях. Определены термохалинные индексы водных масс их сезонная изменчивость.

Установлено, что наряду с муссонным характером атмосферной циркуляции, определяющей сезонную изменчивость циркуляции вод района, на состояние и изменчивость термохалинных полей оказывает влияние прохождение циклонов, вызывающих резкую смену установившихся ветровых условий, что влечет аномальные вторжения холодных охотоморских вод в Японское море через пролив.

Полученные данные являются важным вкладом в понимание особенностей гидрологических условий данного района.

Литература

1. Пищальник В., М., Бобков А.О. Океанографический Атлас шельфовой зоны острова Сахалин. Южно-Сахалинск // Изд СахГУ. 2000. Ч. 1 174 с., Ч. 2 105 с.

2. *Schlitzer R.* Ocean Data View (ODV5.7, 2000). Electronic data and program, http://www.awi-bremerhaven.de/GEO/ODV/ Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven: Germany, 2004.

3. *Трусенкова О.О.* Многомерный статистический анализ спутниковых полей напряжения и завихренности ветра в районе Японского моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8, № 2. С. 111–120.

АНАЛИЗ ЗАПИСЕЙ ЛАЗЕРНЫХ ДЕФОРМОГРАФОВ МЭС «М. ШУЛЬЦА» ТОИ ДВО РАН

В.В. Овчаренко

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, ovcharenko@poi.dvo.ru

В состав сейсмоакустико-гидрофизического комплекса установленного на МЭС ТОИ ДВО РАН "м. Шульца" в настоящий момент входят 3 лазерных деформографа. Это 17,5 метровый деформограф с ориентацией запад-восток (ЗВ) и два 52,5 метровых деформографа с ориентацией север-юг [1]. Все деформографы обладают одинаковыми оптоэлектронными схемами и позволяют регистрировать вариации микродеформаций земной коры с точностью 0,3 нм в диапазоне частот от 0 до 1000 Гц при практически неограниченном динамическом диапазоне. Особенностью нынешней конфигурации установки является то, что деформографы ориентированные по оси север-юг не только имеют одинаковую длину и ориентацию, но и общую оптическую скамью, установленную на суглинке большой плотности. Отражатель одного прибора установлен на скальной породе (СЮ1), а отражатель другого установлен на основании имеющем в своей конструкции песчаную прослойку (СЮ2). Таким образом, данная конфигурация позволяет оценивать разницу, которую вносят конструктивные особенности установки в уровни регистрируемых сигналов.

25 апреля 2015 года в 6:11:23 на территории Непала произошло сильное землетрясение с магнитудой 7,9 [2]. Эпицентр землетрясения находился в точке с координатами 28°12' северной широты, 84°82' восточной долготы на глубине 10 км. На рисунке представлены синхронные записи микродеформаций земной коры, вызванные данным землетрясением, полученные лазерным деформографом СЮ2, деформографом ЗВ и деформографом СЮ1 соответственно.

Период основных колебаний, зарегистрированный всеми приборами составил 14,4 с, максимальная амплитуда колебаний составила 5,3 мкм, 6,77 мкм и 7,1 мкм для каждого прибора соответственно. Максимум чувствительности деформографов направлен вдоль оси прибора. Поскольку азимут эпицентра землетрясения составлял около 56°, то прибор, ориентированный по оси запад-восток имел предпочтительное расположение,



Синхронные записи лазерных деформографов

однако в 3 раза меньшая длина измерительного плеча отражается на его чувствительности. Песчаная прослойка отражателя деформографа СЮ2 также снизила уровень регистрируемого сигнала этого прибора приблизительно в 1,3 раза по сравнению с СЮ1. Примерно через 38 мин после регистрации максимальных колебаний произошло усиление ветра, что вызвало увеличение уровня шума, наблюдаемое на записях сигналов.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке программы «Дальний Восток» 2015 года и гранта РНФ (соглашение №14-17-00041).

Литература

1. Долгих Г.И., Будрин С.С., Долгих С.Г., Овчаренко В.В., Плотников А.А., Чупин В.А., Швец В.А., Яковенко С.В. Сейсмоакустико-гидрофизический комплекс ТОИ ДВО РАН: современное состояние // Материалы докладов седьмого всероссийского симпозиума «Физика геосфер». 2011. с. 251–255.

2. [Электронный ресурс] Геофизическая служба Российской академии наук http://www.ceme.gsras.ru/cgi-bin/ceme/quake_stat.pl?sta=20151406&l=0

СТРУКТУРА ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ ПО ДАННЫМ МИРОВОЙ СЕТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ГРОЗ

М.С. Пермяков¹, Е.Ю. Поталова¹, Е.А. Кукаренко¹, А.Н. Мельников², Д.В. Санников²

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, регтуакоv@poi.dvo.ru, ²Институт космофизических исследований и распространения радиоволн

Дальневосточного отделения Российской академии наук

Одним из развивающихся в последнее время пассивных методов наблюдения за погодой является регистрация грозовых разрядов сетью пеленгаторов, использующих диапазон электромагнитных волн очень низких частот (3–30 кГц). Молниевая активность над океанами и морями может не только быть следствием локальных процессов в конвективных облаках; она также связана с динамикой развития погодных систем больших – мезо и синоптического – масштабов. В тропических циклонах (ТЦ) изменение частоты молний может предшествовать и сопутствовать их углублению, что объясняется усилением конвективных движений в развивающихся ТЦ и, как следствие, усилением электрических процессов в облачных системах [1,4]. Однако распределение и изменение молниевой активности в ТЦ может также дать знания не только об эволюции тропического циклона, но также дополнить сведения об их структуре и её изменении в процессе развития и затухания ТЦ.

В своей работе мы попытались связать молниевую активность в тропических циклонах с мезомасштабными процессами в них и по временному и пространственному распределению молниевых разрядов рассмотреть структуру циклонов, её элементы, такие как мезовихри, стена глаза, облачные полосы.

Использовались данные по молниевой активности Всемирной Сети локализации гроз (WWLLN, http://webflash.ess.washington.edu), данные по приводному ветру с пространственным разрешением 12 км. скаттерометров ASCAT со спутника Метор-А, а также данные по ТЦ с архивов best tracks Японского Метеорологического Агентства (JMA, www.jma. go.jp) и американского Объединённого Центра предупреждения тайфунов (JTWC, www.usno.navy.mil/JTWC).

Данные и методы. Исходно были выбраны наиболее интенсивные (скорость ветра не менее 33 м/с) ТЦ северо-западной части Тихого океана 2012–2013 г. Для каждого циклона выбирались данные по приводной скорости ветра ASCAT, и затем вычислялся вихрь скорости. Вместе с этим по координатам центра ТЦ делалась выборка данных WWLLN в области влияния (которая определялась как квадрат ~10x10° ш.) в определённом интервале времени, вычислялась плотность разрядов. Таким образом, для дальнейшего анализа были получены поля приводной скорости ветра и её вихря, пространственные распределения грозовых разрядов в соответствующие дни и сроки и поля плотности грозовых разрядов, в которых выделялись структурные элементы. Поля кинематических характеристик сопоставлялись с полями молний, выделялись экстремумы плотностей молниевых разрядов. Подробнее методики изложены в работах [2,3].

Результаты и обсуждение. Распределения зарегистрированных в сети WWLLN разрядов и построенные по ним поля грозовой деятельности дали возможность выявлять элементы структуры ТЦ, оценивать их характеристики и параметры самого ТЦ. Временной ход частоты молний и характеристик ТЦ показал связь частоты молний с процессами, происходящими в тропическом циклоне, что представлено на примере ТЦ Санба, рис.1.



Рис. 1. Суточный ход молний в ТЦ Санба (№ 1216) 14 сентября 2012 г.(а) и объединённый график хода молний и давления в центре циклона (б)



Рис. 2. Молнии в центре ТЦ Хайян 13:00 UTC 7 ноября 2013 г. Стрелками и изолиниями показаны векторы и модуль скорости ветра

В пространственном распределении молний в области ТЦ выявляются структуры, располагающиеся вблизи центра. На рис.2 показано распределение молниевых разрядов в тайфуне Хайян (№ 1330) в день его максимальной интенсивности 7 ноября 2013 года.

Как видно из рисунка, в расположении молний отчётливо видна кольцевая структура, располагающаяся практически вокруг глаза. Оценка размеров таких колец показала, что диаметры их сопоставимы с радиусами максимального ветра и глаза ТЦ, даваемыми в best tracks.

В работе показаны результаты применения данных Всемирной сети локализации гроз WWLLN для исследования тропических циклонов. Частота и пространственно-временное распределение молний в ТЦ рассматривались как индикатор процессов, происходящих в ТЦ, таких как изменение интенсивности, конвективные мезомасштабные процессы в циклоне и другое. Показано, что по распределению зон молний и областей их повышенной плотности возможно провести количественные оценки геометрических характеристик ТЦ.

Литература

1. Ингель Л.Х., Петрова Л.И. Тропические циклоны: новые идеи // Природа. 2012. №5. С. 27–35.

2. Пермяков М.С., Чернева Н.В., Шевцов Б.М., Поталова Е.Ю., Holzworth R. Исследование связи грозовой активности со структурой погодных систем над северозападной частью Тихого океана // Сб. материалов XX Международного симпозиума "Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы". 23–27 июня 2014. Новосибирск. Томск: Изд-во ИОА СО РАН. С. 257–260.

3. Поталова Е.Ю., Пермяков М.С., Клещёва Т.И. Мезомасштабная структура тропических циклонов в поле приводного ветра // Метеорология и гидрология. 2013. №11. С. 22–29

4. *Kumar A., Kumar S.* Tracking of tropical cyclones and their intensity changes in South Pacific region using World-wide lightning location network// Proceedings of Pacific Inter-Science Congress. Suva, Fiji Islands. 8–12 Jul. 2013.

ОСОБЕННОСТИ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ В ОХОТСКОМ МОРЕ И ТАТАРСКОМ ПРОЛИВЕ В ЗИМНИЙ СЕЗОН 2014–2015 ГГ.

В.М. Пищальник, И.Г. Минервин, В.А. Романюк

Государственное бюджетное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Сахалинский государственный университет» г. Южно-Сахалинск, vpishchalnik@rambler.ru, kunashir18@rambler.ru, igor@minervin.ru

Современные изменения климата характеризуется, прежде всего, явно выраженным повышением общего температурного фона атмосферы, которое в настоящее время все более отчетливо проявляется на Земном шаре. В качестве интегрального индикатора крупномасштабных изменений природных систем исследователи нередко используют колебания величины площади ледяного покрова, формирование которого происходит в результате сложных механизмов взаимодействия атмосферы и океаносферы. Мониторинг изменения характеристик ледяного покрова позволяет производить количественную оценку процессов, происходящих в атмосфере планеты [3, 6]. Как показано в работе [7], на акваториях Охотского и Японского морей с конца 1970-х годов проявляется устойчивая тенденция уменьшения ледовитости. Поэтому научный и практический интерес представляет анализ ледовых условий прошедшего сезона на фоне долгопериодных колебаний площади ледяного покрова в морях. Важным аспектом представляется также оценка климатического сдвига ледовых характеристик в начале XXI в. – период активной разработки шельфовых проектов Сахалина и интенсивной работы судов-снабженцев в ледовых условиях. Обсуждению этих вопросов и посвящена настоящая работа.

Исходными данными для расчета вариаций ледовитости являлись карты-схемы JMA (http://ds.data.jma.go.jp/gmd/goos/data/database.html), построенные на основе спутниковых наблюдений за площадью ледяного покрова. Площадь льда вычислялась с помощью разработанного в СахГУ пакета программ «ЛЁД» (Пищальник и др., см. наст. Сборник) в границах районов первого иерархического уровня: северо-западного (I), северо-восточного (II), северной (I + II) и южной (III) частей Охотского моря, Охотского в целом (I + II + III) и Татарского пролива (IV) (рис. 1) [2, 3, 5]. Расчет ледовых характеристик выполнялся в географи-



Рис. 1. Районирование акватории исследований

ческих границах морских акваторий, принятых в Российской Федерации [1]. По результатам расчетов был построен сезонный ход ледовитости на исследуемых акваториях по годам и вычислены её осредненные величины для периода 2001–2015 гг. Климатические нормы, согласно рекомендациям WMO, рассчитаны для периода 1961–1990 гг. по данным авиационных наблюдений за площадью ледяного покрова, любезно предоставленные проф. В.В. Потниковым (ТОИ ДВО РАН). По оценкам [7] ошибка при вычислении площади льда по данным авиационных наблюдений не превышает 5%, а современных спутниковых наблюдений – 2–3% от площади исследуемого района.

Характер межгодовых колебаний накопленной в зимний сезон (с декабря по май) площади льда (далее по тексту ледовитости) за последние 15 лет в Охотском море и в Татарском прол. практически идентичен (рис. 2). На фоне общей тенденции понижения ледовитости выделяются её локальные максимумы в 2010 и 2012 гг. в Охотском море и в 2012 и 2013 гг. в Татарском проливе. На графиках также следует отметить и не полное совпадение минимумов по годам. Проанализируем сезонные колебания в годы максимальной и минимальной ледовитости, а также их средние значения за период 2001–2015 гг. для каждого исследуемого района, которые представлены на рис. 3.



Рис. 2. Межгодовые колебания накопленной площади льда (тыс. км²) в Охотском море и Татарском проливе в период 2001–2015 гг



Рис. 3. Сезонные колебания накопленной площади льда (тыс. км²) в иерархических районах первого уровня

Северо-западный район (I) полностью заполняется льдом в февралемарте только в суровые зимы (рис. 3а). В среднем в начале XXI в. район наполнялся льдом немногим более 90%. В годы с минимальной ледовитостью (2006, 2009 и 2014 гг.) наибольший разброс её значений наблюдался в первой половине ледового сезона (на фазе интенсивного ледообразования). После достижения максимума ледовитости, который приходится на первую половину марта, разрушение массива льда во все годы происходит по одному сценарию равномерного уменьшения площади ледяного покрова, что можно объяснить уменьшением циклонической активности.

Северо-восточный район (II) полностью заполнился льдом только один раз в суровую зиму в марте 2001 г. (рис. 3б). В среднем он наполняется льдом на 56–57%. Ледообразование в минимально ледовитый год (2014) было ослаблено в результате затоков тепла, которое регулярно доставляли циклоны, проникающие в северную часть Охотского моря. Так с января по март в северную часть моря был зафиксирован выход 10 глубоких циклонов. Пять из них наблюдались в феврале, в результате чего почти треть ледяного массива была разрушена.

Характер сезонных кривых в северной части моря (I + II) свидетельствует о том, что колебания площади льда именно в этой части моря определяют характер колебания ледовитости в Охотском море в целом (рис. 3в,д). Он также полностью был заполнен льдом только в 2001 г., но в среднем его наполнение не превышало 70%. Годом минимальной ледовитости являлся также 2014 г., а локальный минимум сезонного хода в феврале обусловлен разрушением массива и, как следствие, резким сокращением площади льда в районе II.

Южная часть Охотского моря является естественной ловушкой для дрейфующего из северных районов льда. Колебания ее ледовитости здесь определяются двумя причинами: 1 – интенсивностью ледообразования в северо-западной части моря и 2 – активностью господствующих ветров, определяющих скорость переноса льда из северо-западной части моря в южную. Минимально ледовитым был 2009 г. Условия для его формирования были созданы ветрами, которые вызывали глубокие циклоны, перемещавшиеся преимущественно через крайнюю южную часть Охотского моря. В 2014 г., несмотря на минимум ледообразования в северной части моря, большая часть сформировавшегося массива льда ветрами была вынесена в южную часть и ледовитость здесь строго соответствовала средней в XXI в. (рис. 3г). Заполнение льдом южной части моря в максимально ледовитые зимы достигало 85%, а в среднем не превышает 50%.

Для всего Охотского моря минимально ледовитыми зимами были сезоны 2006 и 2009 гг. с величинами накопленной площади льда соответственно 8721,4 и 8738,4 тыс. км² (рис. 3д). Отсюда следует вывод, что ледовитость иерархических районов первого уровня и Охотского моря в целом совпадают далеко не всегда и при решении практических задач всегда следует строго соблюдать пространственные и временные мас-

штабы исследования. В начале XXI в. Охотское море максимально заполнялось льдом на 95%, а в среднем – на 66%.

В Татарском проливе, несмотря на резкие изменения площади льда практически в каждом ледовом сезоне её колебания варьируют около средних многолетних значений (рис. 3е). Отчетливо выделяются только кривые в абсолютно суровую (2001 г.) и абсолютно мягкую (2015 г.) зимы. До середины прошедшего сезона ледовитость пролива соответствовала средним значениям и даже превышала их в январе. Из литературы известно [4], что при прочих равных условиях на процессы образования льда здесь существенно влияет орография берегов и наличие «мешка холода» в районе Шантарских островов. Второй по абсолютной величине минимум ледовитости также, как и южной части Охотского моря, наблюдался в 2009 г.

Анализ представленных графиков позволяет заключить, что только абсолютные экстремумы ледовитости наблюдаются во всех исследуемых районах одновременно. Наибольший разброс значений площади льда характерен для сезонов с минимальной ледовитостью, поэтому минимум ледовитости не имеет четко выраженной закономерности и в различных районах наблюдается в разные годы. Исключением являлся прошедший ледовый сезон, в начале которого ледовые процессы повсеместно развивались по типу нормальной зимы, однако в первой половине января ледообразование пошло по типу мягких зим, а со второй половине января ледообразование пошло по типу мягких зим, а со второй половины февраля площадь ледяного покрова во всех районах наблюдалась ниже самых минимальных ее значений. Таким образом, можно констатировать факт, что в 2015 г. зафиксирован абсолютный минимум ледовитости за всю историю наблюдений с 1929 г.

Можно сделать предположение, что условия для формирования абсолютного минимума ледовитости на акватории Охотского моря и Татарского пролива образовались в результате планетарного сдвига центров действия атмосферы прошедшей зимой. Так Азиатский антициклон сместился в северном направлении и долгое время располагался над районами центральной Сибири, что обусловило перераспределение потоков холода с Охотского моря на арктические моря Сибири. В то время как при традиционном расположении его над районами центральной Монголии мощный заток холодных воздушных масс осуществляется от полюса холода Северного полушария на акваторию Охотского моря. В пользу выдвинутой гипотезы свидетельствует средняя месячная температура воздуха на северном побережье Охотского моря: в январе-феврале 2015 г. она была на 33 % выше, чем в 2001 г. (ГМС Охотск, Магадан). В свою очередь, смещение Азиатского антициклона к северу, предопределило смещение Канадского антициклона в южном направлении, что вызвало снегопады редкой интенсивности в районе средних широт в Северной Америке, которые отмечались в прошедшую зиму.

Сравнение осредненного сезонного хода за период 2001–2015 гг. с климатической нормой 1961–1990 гг. позволяет сделать вывод, что ледовитость Охотского моря в период максимального развития (февральмарт) уменьшилась на 16% (рис. 4). Время наступления максимума ледовитости сместилось на 8–12 сут. в сторону более ранних сроков и в XXI в. приходится на первую декаду марта. Развитие массива льда происходит в среднем с запаздыванием на 15–20 сут., а очищение начинается на 15–20 сут. раньше. В Татарском проливе в пределах точности наших расчетов климатического сдвига ни в изменении сроков развития, ни в изменении площади массива льда не наблюдается (рис. 5).





Рис. 4. Осредненные значения площади льда по декадам (тыс. км²) в Охотском море

Рис. 5. Осредненные значения площади льда по декадам (тыс. км²) в **Татарском проливе**

Обусловлено это, как отмечалось выше, конфигурацией бассейна и особенностями циркуляции атмосферы. В заключение следует отметить, что на момент написания статьи ледовый сезон еще не закончился и после выполнения окончательных расчетов абсолютные значения расчетных величин могут несколько измениться. Однако данное обстоятельство не сможет оказать существенного влияния на сделанные ниже выводы:

1. В Охотском море зимой 2014–2015 гг. зафиксирован абсолютный минимум ледовитости за всю историю наблюдений с 1929 г. Причиной его, по-видимому, стало смещение Азиатского антициклона в северном направлении, что привело к перераспределению воздушных потоков от полюса холода Северного полушария: усилился заток холода на акватории арктических морей Сибири и значительно ослаб на акваторию Охотского моря (в январе-феврале 2015 г. средняя температура воздуха в Охотске и Магадане была на 33 % выше, чем в 2001 г.).

2. Типы зим по ледовым условиям в иерархических районах первого уровня и Охотского моря в целом совпадают только в абсолютно суровые и абсолютно мягкие зимы (2001 и 2015 гг. соответственно). Во всех остальных случаях типы зим в отдельных районах, как правило, не совпадают, поэтому при решении практических задач рекомендуется строго соблюдать пространственные и временные масштабы исследования.

Литература

1. Границы океанов и морей. № 9031. СПб.: ГУНиО МО, 2000. С. 127–137.

2. Минервин И.Г., Романюк В.А., Пищальник В.М., Трусков П.А., Покрашенко С.А. Районирование ледяного покрова Охотского и Японского морей // Вестник РАН, 2015. Т. 85. № 1. С. 24–32.

3. *Минервин И.Г.* Особенности развития ледовых процессов в Охотском море в зимнем сезоне 2013–2014 гг. // Ученые записки Сахалинского государственного университета / И.Г. Минервин, В.М. Пищальник. Южно-Сахалинск: изд-во СахГУ, 2015. (в печати).

4. Петров А.Г. Районирование акватории Татарского пролива по характеру формирования ледяного покрова в суровые по ледовым условиям годы // Тематический выпуск ДВНИГМИ №2, Владивосток, Дальнаука. 1999. С. 138–144.

5. *Pishchalnik V.M.* Okhotsk Sea Ice Cover Zoning / V.M. Pishchalnik, V.S. Tambovsky, P.A. Truskov, I.G. Minervin, V.A. Melkiy, V.A. Romanyuk, A.A. Galtsev // Proceedings of the 28th International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice. 17–21 February 2013, Mombetsu, Hokkaido, Japan. C. 312–315.

6. *Pishchalnik V.M., Minervin I.G., Romanyuk V.A., Batukhtina A.S.* On the modern climate shift in the regime of iciness of the Sea of Okhotsk and the Sea of Japan / V.M. Pishchalnik, I.G. Minervin, V.A. Romanyuk, A.S. Batukhtina // Proceedings of the 30th International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice. Mombetsu, Hokkaido, Japan, 2015. C.103–106.

7. *Romanyuk, V.A.* Recovery ice cover Okhotsk and Sea of Japan for the period from 1929 to 2014 //, V.A. Romanyuk, A.A. Kozeka // Proceedings of the 30th International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice. Mombetsu, Hokkaido, Japan, 2015. C. 254–256.

ОСОБЕННОСТИ РАЗРАБОТКИ И СОЗДАНИЯ ПРИЕМНИКОВ ГРАДИЕНТА ДАВЛЕНИЯ НА ОСНОВЕ ЛАЗЕРНО-ИНТЕРФЕРЕНЦИОННЫХ МЕТОДОВ

А.А. Плотников

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, Lotos toi@mail.ru

При решении обратных задач современной гидроакустики, например, когда по изменениям акустического поля в некоторой области пространства, требуется определить свойства среды, ее границ или источников, находящихся в ее толще, измерения векторно-фазовой структуры акустического поля оказывается более предпочтительными, чем измерения только поля давления [1]. В связи с этим уже более 50 лет ведутся активные работы по разработке и внедрению различных приемников градиента давления. Помимо этого, в последние время, с применением лазерноинтерференционных методов было разработано несколько устройств, позволяющих проводить измерения вариаций гидросферного давления, с высокой точностью десятки мкПа, и в широком диапазоне частот от 0 до 1000 Гц [2,3]. В связи с чем, возникала идея разработки лазерноинтерференционного трехкомпонентного приемника градиента давления.

Прибор планируется выполнить в виде сферического корпуса из нержавеющего материала (см. рисунок а). В качестве чувствительных элементов будут использоваться шесть мембран из нержавеющей стали. Каждая мембрана закреплена в корпусе прибора таким образом, что одна ее часть контактирует с водой, а другая покрыта зеркальным напылением и является частью смонтированного внутри корпуса интерферометра Майкельсона. В основе прибора лежит шесть таких интерферометров, по одному на мембрану (см рисунок б). Пары интерферометров, работающих с мембранами расположенными параллельно друг другу, представляют системы для определения градиента давления, они расположены взаимно перпендикулярно друг другу. В нашем случае приемник будет трехкоординатным, поскольку имеет три пары таких интерферометров. Для каждой пары используется один источник лазерного излучения.

Рабочий диапазон частот такого устройства, будет ограничен в высокочастотной области. Для приемников такого типа известно, что для обеспечения качественных измерений их размер (расстояние от одной мембраны до другой) должен быть в десять раз меньше регистрируемой длины волны.



Внешний вид макета лазерно-интерференционного трехкоординатного приемника градиента давления

Таким образом, при диаметре прибора 0.6 м верхняя граница его рабочего диапазона частот будет составлять величину порядка 250 Гц. При этом прибор будет регистрировать сигналы и большей частоты, однако интерпретировать полученные данные будет сложнее. При желании путем уменьшения геометрически размеров устройства можно сдвинуть верхнюю границу рабочего диапазона в более высокочастотную область. Нижняя граница рабочего диапазона частот ограничена лишь временем измерения.

Точность измерений разрабатываемого устройства будет зависеть от стабильности частоты излучения лазерных модулей, на основе которых будут собираться интерферометры и параметров мембран. Планируется, что ее величина будет достигать десятков мкПа.

Подведя краткий итог, отметим, что данная работа посвящена особенностям разработки и создания трехкоординатного приемника градиента давления на основе лазерно-интерференционных методов.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке программы «Дальний Восток» 2015 года и гранта РНФ (соглашение №14-17-00041).

Литература

1. Гордиенко В.А. Векторно-фазовые методы в акустике. М.: Физматлит 2007.

2. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Ковалев С.Н., Швец В.А., Чупин В.А., Яковенко С.В. Лазерный измеритель вариаций давления гидросферы // Приборы и техника эксперимента. 2005. № 6. С. 137–138.

3. Долгих Г.И., Плотников А.А., Швец В.А. Лазерный гидрофон // Приборы и техника эксперимента. 2007. №1. С. 159–160

ВЛИЯНИЕ ЦИРКУЛЯЦИОННЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ АТМОСФЕРЫ НА ХАРАКТЕР ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ В ОХОТСКОМ МОРЕ

В.В. Плотников

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, vlad_plot@poi.dvo.ru

Исследования возможных механизмов формирования ледовых условий дальневосточных морей показали, что основными причинами, определяющими крупномасштабные аспекты их эволюции, являются характеристики циркуляционных процессов в атмосфере и термический режим окружающих вод [1–6 и др.]. Наиболее общими показателями атмосферных макропроцессов являются индексы циркуляции.

В работе оценивалось влияние индексов циркуляции А.А. Гирса и О.К. Ильинского на развитие ледовых условий в Охотском море.

А.А. Гирс, развивая идеи В.Г. Вангенгейма, для тихоокеанскоамериканского сектора получил три основных типа макропроцессов: один зональный – (3) и два меридиональных – (M1) и (M2) [3,5-6]. Зональная циркуляция в большинстве случаев приводит к относительно легким ледовым условиям на Охотском море. Меридиональные процессы *M1* и *M2* принципиально отличны друг от друга. При типе *M1* гребень гавайского максимума сильно распространяется к северо-западу в направлении на Алеутские острова, формируя там центр высокого давления. В результате этого морские циклоны, двигаясь с юга на север, выходят на Камчатку и Охотское море. При типе M2 гребень тихоокеанского максимума распространяется на западную часть Америки. Алеутский минимум при этом сильно развит, а его ложбины распространяется далеко к юго-востоку и к северо-востоку. В этом случае морские южные циклоны идут на восток, не оказывая влияния на воды Охотского моря. Соответственно, при первом типе в большинстве случаев следует ожидать малой, а при втором – большой ледовитости в Охотском море.

О.К. Ильинским выделил пять форм атмосферной циркуляции: западная (3), центральная (**U**), восточная (**B**), смешанная (**C**) и зональная (**Ш**) [1,6]. Зимой при западной и восточной формах циркуляции циклоны минуют Охотское море. Над Охотским морем преобладают северо-
западные потоки, несущие сухие холодные воздушные массы, что способствует формированию суровых зим. При смешанной форме циркуляции (C) над Охотским морем преобладают потоки, несущие тепло из юго-восточных районов азиатского материка, что приводит к смягчению ледовых условий. Почти такая же картина, но с более выраженной эффектом наблюдается при зональном переносе (Ш). Центральная форма атмосферной циркуляции(Ц) не дает каких либо ярко выраженных связей с типом ледовых условий.

Одновременно следует учитывать, что отмеченные закономерности имеют диагностический характер. В случае прогноза, когда включаются механизмы заблаговременности, картина может кардинально меняться за счет чередования форм атмосферной циркуляции.

В качестве исходной информации использовались данные о распределение ледовитостей Охотского моря за период с 1960 по 2014 гг. (архив ТОИ ДВО РАН) и данные о чередовании индексов А.А. Гирса и О.К. Ильинского за тот же период (рассчитываются в ААНИИ и ДВНИГМИ, соответственно, [1,3,5]).

Исходные архивы декадных значений ледовитостей для Охотского моря по степени ледовитости были разбиты на пять равновероятных классов. Именно такие равновероятные классификации, имеющие максимальную энтропию более всего интересны и удобны для дальнейшего исследования и прогнозирования [6].

Проведенные классификации позволили перейти от непрерывных распределений параметров к дискретным и сформировать календарь типов ледовитостей.

Задача оценки влияния индексов атмосферной циркуляции на формирование ледяного покрова (на примере ледовитости) сводится к нахождению условных статистических вероятностей (повторяемостей) появления определенной фазы ледовитости по каждому из предикторов (формы циркуляции А.А. Гирса, О.К. Ильинского для Охотского моря с заблаговременностью 1, 3 и 6 месяцев (см. таблицу а и б). Из приведенного распределения (таблица а.) видно, что при наличии зональной формы циркуляции (по Гирсу), с заблаговременностью 1-6 месяцев в первой половине ледового периода (декабрь – февраль) с повторяемостью близкой к 70% в Охотском море следует ожидать ледовитость меньше нормы. При этом, если в начальный период (декабрь-февраль) преобладание зональной формы циркуляции приводило обычно к малоледовитым ситуациям, то в завершающий период характер ледовых условий меняется на противоположный. При меридиональных процессах М, отмечается повышенная повторяемость малоледовитых зим для Охотского моря. При процессах М, отмечается противоположная картина.

											1																		
		5	•	11	25	25	0	34	33	5 2 0			0	Ι	25	50	17	•	I	25	0	25	33	0	0	0	27		
(M2))	Апрель	4	100	22	0	0	0	22	0	20 12			17	Ι	0	0	17	•	I	0	0	25	•	0	0	0	18		
		3	0	45	12	0	40	22	17	0^{20}			50	Ι	50	0	16	•	I	50	34	25	34	0	0	0	36		
		2	0	11	25	25	40	11	33	0 25		(()	•	Ι	0	2 0	50	67	I	0	33	13	33	0	50	50	6		
	Март	1	0	11	38	50	20	11	17	3 8 38		ная(І	33	Ι	22	0	0	33	I	25	33	18	•	100	50	50	6		
ьная		5	50	50	6	0	29	22	17	50 18		наль	43	0	0	100	0	14	0	20	50	25	33	14	Ι	I	17		
онал		4	0	17	18	33	0	34	33	0 81		5-301	14	0	5	0	40	14	100	40	0	25	17	43	Ι	I	0		
идис		Э	25	1	6	17	0	52	17	00		нная(С);	14	0	0	0	20	29	0	0	0	0	•	0	Ι	Ι	33		
law e		7	25	16	27	17	43	Ξ	33	510			29	0	25	0	40	14	0	20	50	0	33	29	Ι	Ι	17		
ropas	Февраль	1	0	0	36	33	29	11	0	50 27		меша	•	100	Ι	0	0	29	•	20	0	•	17	14	Ι	Ι	33		
; 3- B1		5	0	0	40	20	0	13	33	33		; 4-ci	0	Ι	25	0	37	40	Ι	50	0	11	25	29	0	I	14		
(IM1)		4	0	0	30	10	00	25	0	5033		ыя(B)	99	Ι	0	0	38	20	I	0	0	33	50	29	0	Ι	0		
ьная		3	0	50	20	20	0	52	0	08		3HH0	•	Ι	50	34	0	•	I	50	34	11	•	14	100	I	14		
гнал		2	67	9	0	30	0	12	34	20		-BOC1	33	Ι	0	33	25	40	I	0	33	11	25	14	0	Ι	29		
иди	нварь	1	33	40	10	20	0	25	33	17		II); 3	11	Ι	52	33	0	•	Ι	•	33	33	•	14	•	Ι	43		
I mep		5	0	14	34	17	40	13	•	0 52		ная(]	29	0	20	0	25	0	0	0	•	27	33	50	Ι	Ι	17		
pBas		4	0	29	22	33	20	12	25	0 61		алы	29	0	50	0	52	0	0	0	50	5	14	30	Ι	Ι	0		
2-пе		3	33	14	22	0	20	25	25	100		ентр	14	10(0	ŝ	0	0	0	0	0	20	0	50	Ι	Ι	17		
я(3);	Я	2	67	43	0	17	20	38	0	31); 2-II); 2-II); 2-II	14	0	40	50	25	67	100	0	50	20	0	10	Ι	Ι	99
льна	Декабрь	1	0	0	22	33	0	12	50	13 0		ая(3)	14	•	20	0	25	33	•	100	•	9	33	20	Ι	Ι	0		
(1-зонал		5	10		13	33	0	10	•	34 O		падн	20	Ι	0	0	11	16	29	Ι	Ι	0	67	×	Ι	0	0		
		4	20	50	18	•	50	18	33	14 22		1-3a	40	Ι	0	0	33	50	0	Ι	0	33	33	18	Ι	100	34		
		З	20	50	37	33	0	27	34	29 22			40	50	0	0	22	17	43	Ι	Ι	0	0	33	Ι	0	0		
		2	30	0	25	17	50	27	0	57 11			0	50	10	5	5	17	5	Ι	Ι	34	0	33	Ι	0	33		
		-	20	•	-	17	0	18	33	0 =			0	Ι	0	34	Ξ	0	0	I	I	33	0	8	I	•	33		
	·		-	2	e	-	2	e	-	200			-	2	m	4	S	-	2	e	4	S N	-	2	3	4	n		
(a)	ч	(mec)		-			e			9		(0)			-					e					9				

Условные повторяемости (P_{ij}%) формирования градаций ледовитости при заблаговременности (t) от одного до шести месяцев в зависимости от форм атмосферной циркуляции по А.А. Гирсу (а) и О.К.Ильинскому (б) Вероятностные следствия от процессов, характеризуемых смешанной формой, зональным переносом и, в ряде случаев, центральной формой циркуляции по О.К. Ильинскому, адекватны следствиям, представленным выше при зональной форме циркуляции по А.А. Гирсу (малоледовитые или нормальные зимы). При других типах циркуляции повышается вероятность ледовитых зим.

Анализ матриц условных повторяемостей (таблица, а и б)) подтвердил, что период предзимья (октябрь – ноябрь) по сравнению с другими периодами наиболее полно определяет возможный характер будущих ледовых условий на Охотском море. Этот период характеризуется максимальным динамизмом эволюционных процессов, что, в свою очередь, предопределяет гидрометеорологический режим региона, а следовательно, и ожидаемые ледовые условия на морях.

Разумеется, по мере накопления статистического материала некоторые оценки будут пересмотрены, но общий характер взаимосвязей, не противоречащих существующим физическим представлениям об эволюции крупномасштабных климатообразующих процессов, должен сохраниться. Следовательно, рассчитанные матрицы условной повторяемости уже в настоящее время могут служить пособием при выработке практических рекомендаций об ожидаемых ледовых условиях.

Проведенные исследования, направленные на создание вероятностных моделей прогноза ледовых условий на дальневосточных морях России.

Литература

1. Калачикова В.С., Николаева Е.В. Календарь форм циркуляции над северным полушарием, форм циркуляции и типов синоптических процессов над Восточной Азией – Владивосток. 1980. ФОЛ ПУГКС. 50 с.

2. *Каракаш А.* И. Прогноз крупных аномалий ледовитости неарктических морей. Тр. ГМЦ, 1975, Вып. 161, с. 69–97.

3. Каталог параметров атмосферной циркуляции. Северное полушарие: Центры действия атмосферы. Планетарная высотная фронтальная зона. Блокирующие антициклоны / Под ред. М.Х. Байдала, А.И. Неушкина. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1988. С. 3–27.

4. *Крындин А.Н.* Сезонные и межгодовые изменения ледовитости и положение кромки льда на дальневосточных морях в связи с особенностями атмосферной циркуляции. Тр. ГОИН, 1964. Вып. 71. с.5–83.

5. Переведенцев Ю.П., Измагилов Н.В., Шанталинский К.М. Центры действия атмосферы и их взаимодействие с макроциркуляционными процессами северного полушария// Метеорология и гидрология. 1993. № 3.

6. Плотников В.В. Изменчивость ледовых условий дальневосточных морей России и их прогноз // Владивосток. Дальнаука. 2002. 172 с.

РАЗРАБОТКА И АПРОБАЦИЯ ТЕХНОЛОГИИ МОБИЛЬНОГО НАУЧНОГО МОНИТОРИНГА ПРИБРЕЖНЫХ АКВАТОРИЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ СУДОВ

Л.А. Подольский, А.Е. Суботэ, В.К. Фищенко

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, podolsky@poi.dvo.ru

С 2008-го года сотрудниками отдела информационных технологий ТОИ ДВО РАН ведутся работы по развертыванию системы оперативного научного наблюдения за побережьем и акваториями з. Петра Великого[1]. Целью проекта является создание инфраструктуры, предоставляющей ученым и другим заинтересованным лицам возможность получать информацию о состоянии залива в режиме, близком к реальному времени. Один из активно развивающихся компонентов этой инфраструктуры – система научного судового мониторинга акваторий. Идея технологии научного судового мониторинга состоит в следующем: задействовать работающие в заливе маломерные научно-исследовательские суда путем оснащения их набором средств для проведения «попутных измерений» различных характеристик природной среды, которые осуществлялись бы непрерывно вне зависимости от того, какими научными задачами занимается конкретный экспедиционный отряд, эксплуатирующий судно. Такими устройствами могут быть дистанционно управляемые видеокамеры, фиксирующие обстановку на море по ходу движения судна, эхолоты, измеряющие глубину моря вдоль маршрута судна, метеостанции, температурные датчики и многое другое. Испытание технологии на примере научно-исследовательских судов обозначит перспективы ее использования в сочетании с другим морским транспортом залива, транспортными и промысловыми судами, что в свою очередь способствовало бы оперативному формированию наиболее полной и достоверной картины состояния з. Петра Великого.

В целях первичного испытания технологии на борту маломерного научно-исследовательского судна «Малахит» был развернут программноаппаратный комплекс, схема которого приведена на рис.1.



Рис. 1. Схема программно-аппаратного комплекса мобильного научного мониторинга, реализованная на НИС Малахит

Основные измерительные приборы, задействованные для испытания технологии: метеостанция Airmar PB200 и видеокамера Axis-214. Данные метеостанции оперативно передаются на береговой сервер приема по протоколу обмена асинхронными сообщениями при наличии сетевого соединения, либо локально накапливаются на буферном судовом коллекторе, на базе неттопа, откуда поступают на центральные сервера ТОИ при попадании в зоны действия акваторных сетей связи. Данные видеонаблюдения регистрируются в двух режимах: каждую минуту формируется текущий снимок-изображение («снапшот»), раз в 30 минут выполняется запись видео продолжительностью 30 секунд. Наличие данных видеонаблюдения позволяет, в первую очередь, получить визуальную оценку состояния акватории в данной точке в данный момент проведения научного эксперимента. Кроме того, разработанные сотрудниками отдела информационных технологий программные средства предоставляют возможность использования накопленных видеозаписей для оценки спектральных характеристик параметров волновых процессов. С целью осуществления координатной привязки собираемых данных, судно было оборудовано высокоточным GPS-приемником, непрерывно сообщающим данные местоположения судна.

Немаловажной задачей является поддержание максимально достижимой устойчивости сетевого соединения комплекса с центральными серверами ТОИ. В связи с этим судно было оборудовано маршрутизатором Mikrotik 750b, реализующим схему резервирования каналов с задействованием трех интерфейсов беспроводной связи: Wi-Fi (в зоне действия беспроводных сетей стационаров и причалов), 4G (в черте города, в отсутствие Wi-Fi), 3G (в других участках з. Петра Великого с покрытием сотовыми операторами). Разработан алгоритм автоматического выбора активного канала, реализованный через набор сценариев на языке оболочки RouterOS. Выбор осуществляется по результатам периодического выполнения ІСМР-запросов на центральный сервер ТОИ. Поверх активного TCP/IP канала разворачивается PPTP-соединение с VPN-сервером ТОИ, поддерживая виртуальную защищенную сеть между узлами локальной сети судна и корпоративной сети института. Текущее состояние маршрутизатора отслеживается через протокол SNMP. Доставка данных на берег осуществляется автоматически при попадании в зону доступности сети с высокой пропускной способностью, в целях избежать перегрузки канала.

Для решения задачи интеграции данных судовых наблюдений со службами сбора данных системы мониторинга зал. Петра Великого разработано программное обеспечение, непрерывно осуществляющее регистрацию данных судовых измерительных приборов, разбор, приведение к основному формату сообщений киберинфраструктуры системы мониторинга зал. Петра Великого, сериализацию и доставку на берег через инфраструктуру обмена асинхронными сообщениями. Данный режим работы позволяет передавать данные судовых датчиков получателям в режиме, близком к реальному времени.

Разработан специальный веб-интерфейс, предоставляющий данные текущего местоположение судна, состояния каналов связи и всех измерительных устройств судна авторизованным пользователем. Отображение координат судна и пройденных маршрутов осуществляется через картографический сервис OpenStreetMaps. Поддерживается поиск и визуализация метеоданных, видео и снимков по пространственно-временным критериям. В качестве механизма хранения данных используется СУБД MongoDB. Данные доступны для экспорта в форматы ESRI SHP (ArcGIS), KML (Google Earth) и другие. Привилегированным пользователям предоставляется возможность управления судовой видеокамерой в режиме реального времени. Дополнительные возможности пользовательского интерфейса предоставляются океанологической информационноаналитической системой ДВО РАН[2].

В настоящее время технология мобильного мониторинга акваторий с использованием морского транспорта проходит стадию испытания.



Рис. 2. Веб-интерфейс предоставления сведений о текущем состоянии комплекса и визуализации данных судовых измерений

Дальнейшее расширение измерительного комплекса планируется осуществить через подключение к нему судового эхолота GARMIN Fishfinder 400С с целью непрерывного сбора батиметрических данных. Ведутся работы по развертыванию аналогичного комплекса на маломерном НИС «Импульс». Также планируется оборудование обоих судов температурными датчиками DS18B20 для проведения гидрологических исследований

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» на 2015–2017 годы (проект 15-I-4–062).

Литература

1. Фищенко В.К., Голик А.В., Антушев С.Г. О проекте корпоративной океанологической информационно-аналитической системы ДВО РАН и задаче развертывании глобальной GRID-инфраструктуры Отделения // Открытое образование. 2008. № 4. С. 47–64

2. Голик А.В., Суботэ А.Е., Антушев С.Г. Поддержка задач оперативного мониторинга природных процессов в океанологической информационно-аналитической системе ДВО РАН // Тезисы докладов конференции молодых ученых «Океанологические исследования». Владивосток. 21–25 мая 2007. С. 8–10.

ПРИМЕНЕНИЕ ОБРАЩЕННЫХ ВО ВРЕМЕНИ АКУСТИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ ДЛЯ ОБНАРУЖЕНИЯ И ЛОКАЛИЗАЦИИ ИСТОЧНИКОВ ЭМИССИОННОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В ГАЗОЖИДКОСТНОЙ СРЕДЕ

Ю.А. Половинка, А.О. Максимов

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, yrivlad@poi.dvo.ru

Методы обнаружения и локализации источников эмиссионного излучения в газожидкостной среде относятся к акустике газожидкостных сред, конкретно, к способам, позволяющим обнаруживать, идентифицировать и определять положение резонансных источников эмиссионного излучения звука в жидкости. Предлагаемый, новый активно-пассивный, метод может использоваться в нефтегазовой промышленности – для контроля герметичности и обнаружения утечек газа из газопроводов и технических систем добычи углеводородов под водой, в частности на шельфе о-ва Сахалин. В экологии и мониторинге окружающей среды данный пассивно-активный метод позволяет дистанционно обнаруживать, идентифицировать и определять положение случайных во времени природных выходов газа или аварийных утечек газа из технических систем добычи в водную среду и рассчитывать количественные параметров газовых потоков для широкого диапазона размеров выходящих пузырьков газа.

Одним из основных объектов эмиссионного излучения в жидкой среде являются газовые пузырьки. В основу метода положен резонансный характер акустического излучения пузырька при его рождении, что позволяет идентифицировать процесс выхода газа по излучению отдельных пузырьков, которые отделяются от твердой поверхности и излучают эмиссионные сигналы, свойства которых известны. Обнаружение этих сигналов, обращение во времени, переизлучение и прием резонансно рассеянных пузырьками сигналов позволяет идентифицировать объекты эмиссии. Надежность отнесения полученного сигнала к вышедшему пузырьку газа обусловлена уникальностью газового пузырька, как резонансной системы с высокой добротностью и собственной резонансной частотой, определяемой радиусом пузырька, параметрами газа и окружающей жидкости. Три основных фактора обеспечивают высокую эффективность предлагаемого метода: 1 – использование для идентификации начала технической утечки или природного выхода газа, момента образования пузырька, который отделяется от твердой поверхности и излучает эмиссионный сигнал, 2 – усиление и переизлучение обращенного во времени эмиссионного сигнала и его фокусировка на пузырьке, а также 3 – резонансный характер эмиссионного излучения и рассеяния пузырьком обращенного акустического сигнала. На рисунке приведен вид сигналов и последовательность действий в процессе реализации метода.

На пассивной, стадии реализации способа осуществляют непрерывный прием акустических сигналов в заданном рабочем диапазоне частот, из возможного диапазона 0,1 кГц до 5 МГц, с помощью приемноизлучающих датчиков (ресиверов), образующих антенну, стационарно размещенную в области измерений. Вид эмиссионного сигнала (**a**, см. рисунок), излучаемого пузырьком при его рождении, описывается выражением (1)

$$p(\vec{r},t) = -\frac{p_0}{2\pi} \left(\frac{R_0}{r}\right) \exp\left[-\beta_{tot}(t-t_0-r/c)\right] \times \\ \times \sin\left[\Omega_*(t-t_0-r/c)\right] \times \Theta(t-t_0-r/c),$$
(1)





времени волны – (с), вертикальная приемно-передающая антенна – (d), газовый пузырек в месте утечки – (e), место выхода пузырька – (f), горизонтальное расстояние от источника до антенны – *L*, расстояние между ресиверами – h/2 здесь R_0 – радиус пузырька, $\Omega_*=2\pi f_R$ – круговая частота собственных колебаний пузырька, β_{tot} – суммарный коэффициент затухания за счет тепловых и вязких потерь, а также радиационного излучения, *с* – скорость звука, p_0 – амплитуда давления, (в лабораторных экспериментах это давление на расстоянии 10 см от источника составляет 20-40 Па) [1]. Обнаружение эмиссионного сигнала в пассивной стадии измерений проводят путем фильтрации и анализа спектров и спектрограмм со всех приемных датчиков. Критерием обнаружения эмиссионного сигнала пузырька и задание начала активной стадии идентификации и локализации возможного выхода газа будет появление и обнаружение на спектрограмме (спектрограммах) импульсного узкополосного сигнала (1) с экспоненциально затухающей амплитудой, причем время затухания амплитуды дискретной составляющей соответствует по времени 5-30 периодам пульсаций сигнала. После обнаружения в принимаемом шумовом сигнале импульсов, соответствующих виду эмиссионного сигнала (1), выполняют фильтрацию сигналов $s_n(t)$ со всех приемных датчиков антенны во временном окне Т_{ое}. Фильтрация сигнала выполняется с помощью полосового пропускающего фильтра $F(\omega, \Omega_*)$ с центральной частотой $\omega_{\mu} = \Omega_*$. Полученные после фильтрации сигналы $s_{n\Omega_*}(t)$, $s_{n\Omega_*}(t)=F(\omega,\Omega_*)\otimes s_n(t)$, представляют собой серию реплик исходного импульсного эмиссионного сигнала

пузырька, $s_{n\Omega_*}(t) = \sum_{j=1}^{t} B_{nj} p(t, \Omega_*)$, так как прошедший через среду сигнал

содержит отраженные от границ и преломленные в среде компоненты, которые, могут накладываться друг на друга или быть разнесены во времени. Сигналы со всех приемных датчиков антенны после фильтрации обращаются во времени и усиливаются $s_{n\Omega_*}^{u_{H}}(t) = K \times s_{n\Omega_*}(t)$ с коэффи-

циентом K=10-1000, и каждый сигнал в момент времени t_0' , излучается соответствующим датчиком, в среду. Излучаемые, инвертированные во времени сигналы, имеют вид (**b**, на рисунке). Результирующее поле обращенных во времени сигналов, в соответствии с базовым принципом обращения времени, фокусируется назад в точку положения источника. Резонансный характер пульсаций пузырька, как резонансной колебательной системы, приводит к резонансному рассеянию падающей на него обращенных во времени акустических сигналов вида (**b**, см. рисунок) на резонансном пузырьке показали, что выражение для формы сигнала обратного рассеяния $p_{bs}(t)$ пузырька может быть представлено в форме [2]:

$$p_{bs}(t) = \frac{Kp_0 R_0^2 R_t \Omega_*}{4\rho_w \tilde{\Omega}^2 hL} \arctan\left(\frac{a}{L}\right) \left\{ \frac{\cos\Omega_* |t-T|}{\beta_{tot}} e^{-\beta_{tot}|t-T|} \times (1 - e^{-2\beta_{tot}|t-L/c|}) - \frac{1}{\sqrt{\Omega_*^2 + \beta_{tot}^2}} \begin{bmatrix} \cos[\Omega_* |t-T| - \phi] e^{-\beta_{tot}|t-T|} - \\ -\cos[\Omega_* (t+T - 2L/c) - \phi] e^{-\beta_{tot}|t+T - 2L/c|} \end{bmatrix} \right\}$$
(2)

здесь φ =arctg($-\Omega_* / \beta_{tot}$), $R_t \sim 1$ м – параметр, характеризующий излученный сигнал, a = (h/2)N - эффективная апертура антенны. Амплитуда рассеянного на пузырьке сигнала линейно (с коэффициентом*K* $) зависит от амплитуды обращенного во времени и усиленного сигнала, а длительность отраженного импульса больше в два раза длительности эмиссионного импульса, <math>\tau_p \approx 2\beta^{-1}_{tot}$, (**c**, см. рисунок). Рассеянный пузырьком акустический сигнал $p_{bs}(t)$ распространяет-

Рассеянный пузырьком акустический сигнал $p_{bs}(t)$ распространяется от пузырька к антенне, отражаясь от границ и преломляясь в среде. Сигналы, принимаемые датчиками антенны, будут содержать реплики импульсного сигнала обратного рассеяния (2)

$$s_{nr\Omega_*}(t) = \sum_{j=1}^J B_{nj} p_{bs}(t).$$

Зарегистрированные электрические сигналы $s_{nr\Omega^*}(t)$ обрабатываются по методике сходной с той, что была описана выше для сигналов $s_n(t)$. Обработка включает выделение в электрических сигналах $s_{nr\Omega^*}(t)$ со всех приемных датчиков антенны, рассеянных на пузырьке импульсных сигналов вида (с, см. рисунок), путем определения частотных составляющих спектров $s_{nr\Omega^*}$. Временной интервал T_{cra} спектрального анализа рассеянного сигнала с репликами вида (2), выбирается в соответствии с длительностью рассеянного пузырьком обращенного сигнала (с, см. рисунок). Указанная длительность в два раза больше длительности эмисси-онного импульса (а, на рисунке) и $T_{cra} = 2 \times T_{ca}$.

Локализация утечек газа выполняется по известным методикам позиционирования «шумящих» подводных объектов в пассивном режиме путем приема первичного эмиссионного сигнала пузырька, расчета задержек $\Delta \tau_{ij} = \tau_i - \tau_j$, с датчиков антенны и расчете углов прихода сигнала на каждый датчик. Уточняющая локализация выполняется на второй, активной стадии, по разнице времени между временем прихода первых импульсов рассеянного на пузырьке сигнала t_{pri} и излученным инвертированным эмиссионным сигналом t_0' на всех приемных датчиках антенны, путем расчета дистанций L_i от эмиссионного пузырька до каждого элемента антенны, $L_i = (t_{pri} - t_0') \times c$, где c – скорость звука в среде распространения. Точность локализации в активном режиме выше, чем для пассивной локализации, за счет лучшего соотношения сигнал/шум и большей «полезной» длительности каждого импульса по сравнению с результатами пассивной локализации. Дополнительно, данный метод позволяет по полученным данным произвести расчет потока газа за счет выходящих газовых пузырьков на интервале времени $t \equiv [t_n, t_k]$ по формуле

$$V_{t} = \sum_{p=t_{n}}^{t_{k}} \sum_{R_{\min}}^{R_{\max}} (4/3) \pi R_{kp}^{3},$$

где *p* – это номера циклов измерений во времени, *k* – индекс суммирования по пузырькам разных радиусов в момент измерений.

Предложенный метод обнаружения и локализации источников эмиссионного излучения в газожидкостной среде позволяет, по сравнению с аналогами [3], повысить вероятность идентификации и точность определения координат мест выхода газожидкостных потоков, а также рассчитывать объемы выходящих газовых потоков и проводить мониторинг процессов выхода газа в области дна в течение длительных периодов времени.

Работа частично выполнена в рамках гранта Президента РФ для поддержки научных школ НШ-60804.2014.5, гранта РФФИ 14-05-00344 и гранта ДВО РАН 15-I-1-021.

Литература

1. Leighton T. G. The Acoustic Bubble. Academic Press, London. 1994. 613p.

2. *Maksimov A. O.* and *Polovinka Yu. A.* Time reversal technique for gas leakage detection // J. Acoust. Soc. Am. 2015. (accepted).

3. *Fink M., Lewiner J.* Method and device for detecting and locating a reflecting sound source» // US Patent 6161434 A. December 19. 2000.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ РЯДА ЛЕДОВИТОСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ С 1882 ПО 2015 ГГ.

В.А. Романюк, И.Г. Минервин, В.М. Пищальник

Государственное бюджетное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Сахалинский государственный университет» г. Южно-Сахалинск, kunashir18@rambler.ru, igor@minervin.ru, vpishchalnik@rambler.ru

За последние 20 лет произошло существенное увеличение интенсивности освоения континентального шельфа России с целью добычи полезных ископаемых. Это обусловлено как истощением запасов нефтяных углеводородов на суше, так и сокращением площади ледяного покрова замерзающих морей. Разработка и освоение месторождений в акватории Охотского моря, соответствуют очень высокому уровню сложности: отдельные участки шельфа по суровости ледовых условий сравнимы с арктическими. Поэтому при планировании народно-хозяйственной деятельности региона крайне важно иметь прогноз состояния ледяного покрова. Кроме того, на фоне современного изменения климата, изучение данного вопроса имеет чисто научный интерес. В настоящей работе сделана попытка восстановления и приведения к однородности всей доступной информации о ледовитости Охотского моря.

Согласно [1], наблюдения за ледовитостью Охотского моря по способам получения можно условно разделить на три этапа – морской, авиационный и спутниковый. Использование данных, выполненных с различной дискретностью и разными методами, затрудняет их анализ. Кроме того, в настоящее время отсутствует общепринятая методологическая основа обработки исторической и современной ледовой информации. Исходными данными для выполнения работы послужили исторические данные о площади массива льда в Охотском море, выполненные с использованием судовых (1929–1960 гг.) [2] и авиационных (1956–1992) наблюдений [3,4]. Современные данные о площади ледяного покрова (1971-2015 гг.) представлены официальными данными Japan Meteorological Agency (JMA) (http://www.data.jma.go.jp) и данными, рассчитанными при помощи пакета программ «ЛЁД» (Пищальник и др., см. наст, сборник). При ретроспективном анализе ледовитости и температуры воздуха использовались среднесуточные данные о температуре воздуха на прибрежных гидрометеорологических станциях (ГМС) [5, 6, 7]. В качестве дополнительной информации привлекались архивы снимков, полученные после 1967 г. с искусственных спутников Земли серии «Космос» и «Метеор» и карты-схемы ледовых авиаразведок Сахалинского УГМС.

Для любых исследований большое значение имеет качество исходных данных, которые должны быть однородны для последующей статистической обработки. В полной мере это относится и к исследуемому ряду наблюдений за ледовитостью Охотского моря. Для периода судовых наблюдений характерна месячная дискретность, авиационных – декадная, спутниковых – пентадная. Следовательно, статистически однородный ряд за весь период можно составить только с месячной дискретностью.

Для восстановления ряда ледовитости Охотского моря с месячной дискретностью наблюдений была разработана методика приведения их к условию однородности. Для рядов с декадной дискретностью производилась выборка значений площади ледяного покрова на середину второй декады каждого зимнего месяца, для данных с пентадной дискретностью – среднемесячные значения вычислялись посредством расчета среднего арифметического по трем датам (10, 15, 20 число каждого месяца). Восстановление пробелов и корректировка значений в полученных рядах данных реализовывались с использованием статистических методов и экспертных оценок с учетом гидрометеорологических факторов, которые обуславливают изменения ледяного покрова. Искомая характеристика ледовитости рассчитывалась как последовательная сумма среднемесячных значений площади ледяного массива с декабря по май.

Оценка точности вычисления площади ледяного покрова для периода совместных авиационных и спутниковых наблюдений показала, что ошибки расчетов начали значительно уменьшаться с 1979 г. В настоящее время они не превышают 2–3% от площади исследуемого района (Пищальник, и др., см. наст, сборник).

Количество холода, поступающее с побережья на акваторию моря за зиму, является одним из основных показателей скорости генерации ледяного покрова и характеризуется суммой градусодней мороза (СГМ), которая определяется как последовательная сумма среднесуточных температур с даты их устойчивого перехода через 0 °С осенью и весной [8]. Для выявления связей процессов ледообразования с количеством накопленного холода за сезон был выполнен статистический анализ накопленной ледовитости с СГМ. С целью уменьшения случайных ошибок и повышения репрезентативности, значения температуры воздуха выбирались для нескольких опорных пунктов: Охотск, Магадан, Александровск-Сахалинский, Поронайск, Николаевск-на-Амуре. Наибольшие значения

Таблица 1. Коэффициенты корреляции данных ледовитости с СГМ

Охотск	-0.73			
Магадан	-0.72			
Александровск-	-0.69			
Сахалинский	-0.07			
Николаевск-на-Амуре	-0.69			
Поронайск	-0.71			
$\sum_{t} \Gamma MC$	-0.81			

∑_t ГМС – сумма значений накопленного холода выбранных станций

коэффициента корреляции были получены для ГМС Охотск и Магадан (табл. 1). Такую тесную взаимосвязь ледовитости с поступающим на акваторию моря холодом можно объяснить местоположением станций [9]. Однако, сумма температур по всем выбранным ГМС (\sum_{t} ГМС) имеет более сильную взаимосвязь с площадью ледяного покрова, и выражается значением коэффициента корреляции (-0.81). Данная расчетная величина и использовалась при реконструкции ряда ледовитости с 1882 по 1928 гг.

Результаты корреляционного анализа значений накопленной ледовитости со значениями СГМ до и после их восстановления представлены в таблице 2. Анализ приведенных в таблице данных позволяет заключить, что взаимосвязь ледовитости и количества холода, поступающего на акваторию Охотского моря, является достаточно устойчивой. Наибольшая зависимость отмечена для периода исключительно спутниковых наблюдений с 1993 по 2015 гг., – период эксплуатации спектрорадиометров второго поколения. Для всего восстановленного ряда аналогичное значение равно (-0.80). Применение этого коэффициента к среднемесячным значениям температуры воздуха позволило реставрировать (восстановить) межсезонные колебания ледовитости Охотского моря с 1882 по 1928 гг.

Восстановленный с 1882 г. ряд представляет собой чередование периодов уменьшения и увеличения ледовитости (рис.1). На графике от-

Период	BOCCTAH	СН	AH	JMA	ПК «ЛЁД»
1929–1956 гг.	- 0.72	-	-	_	-
1957–1960 гг.	- 0.82	-0.78	- 0.80	-	-
1961–1970 гг.	-0.70	-	-0.69	-	-
1971–1992 гг.	- 0.78	-	- 0.77	- 0.78	-0.78
1993–2015 гг.	- 0.82	-	-	-0.82	- 0.82
1929–2015 гг.	-0.80	_	-	_	-

Таблица 2. Коэффициенты корреляции данных восстановленного и исходных рядов ледовитости Охотского моря со значениями накопленного холода (СГМ)

ВОССТАН - восстановленные значения ледовитости; СН - данные судовых наблюдений; АН – авиационные наблюдения; JMA – данные Japan Meteorological Agency;

ПК «ЛЁД» – данные, рассчитанные при помощи пакета программ «ЛЁД»



Рис. 1. Межгодовые колебания ледовитости Охотского моря

Рис. 2. Аномалии ледовитости Охотского моря относительно климатической нормы 1961–1990 гг.

четливо выражены положительные (1905–1931гг. и 1958–2001 гг.) и отрицательные (1882–1904 гг., 1932–1957 гг. и 2002–2015 гг.) тенденции изменения ледовитости. Выполненный спектральный анализ значимо выделяет периоды с колебаниями 19–20 лет. Наибольшие значения ледовитости наблюдались в зимы (1931, 1967, 1979). Минимально ледовитыми являются зимы (1996 и 2015 гг.). При этом, зима 2015 года является самой малоледовитой за всю историю наблюдений (Пищальник, и др., см. наст, сборник). Следует отметить интенсивное снижение ледовитости конца 1970-х годов. Это хорошо видно на графике аномалии ледовитости относительно климатической нормы 1961–1990 гг. (рис.3). Так

с 1984 г. наблюдаются преимущественно мягкие по суровости ледовых условий зимы, за исключением зимы 2001 г. (Батухтина, Романюк, см. наст, сборник). Среднее значение ледовитости в начале XXI в. по отношению к рекомендуемой WMO климатической норме (1961–1990 гг.) снизилось на 16%.

Литература

1. Пищальник В.М., Иванов В.В., Трусков П.А. Сверхдолгосрочный прогноз ледовитости Охотского моря // Физика геосфер: Седьмой Всероссийский симпозиум, 5–9 сентября 2011 г. Владивосток. Россия: мат. докл. / Учреждение Российской академии наук Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 165–173.

 Крындин А.Н. Сезонные и межгодовые изменения ледовитости и кромки льда на дальневосточных морях в связи с особенностями атмосферной циркуляции // Тр. ГОИН. 1964. С. 5–81.

3. Плотников В.В. Изменчивость ледовых условий дальневосточных морей России и их прогноз. Владивосток: Дальнаука. 2002. 172 с.

4. Плотников В.В., Якунин Л.П., Петров А.Г. Ледовые условия и методы их прогнозирования // Проект «Моря». Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. IX: Охотское море. Вып. 1: Гидрологические условия. СПб: Гидрометеоиздат. 1998. С. 291–340.

5. *Разуваев В.Н.* Суточные данные о температуре воздуха и сумме осадков по 233 станциям СССР. Обнинск: НИИ гидрометеорологической информации. 1993. 133 с.

6. Режим доступа 1: http://rp5.ru/

7. Режим доступа 2: http://meteo.infospace.ru

8. Наставления гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 9. Ч. 1. Л.: Гидрометеоиздат. 1984. С. 233–238.

9. Минервин И.Г., Романюк В.А., Пищальник В.М., Трусков П.А., Покрашенко С.А. Районирование ледяного покрова Охотского и Японского морей // Вестник РАН, 2015. Т. 85. № 1. С. 24–32.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ НИЗКОЧАСТОТНЫХ ГИДРОАКУСТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ШЕЛЬФЕ (ЗАЛИВ ПОСЬЕТА ЯПОНСКОГО МОРЯ)

А.Н. Самченко, И.О. Ярощук, А.Н. Швырев, А.П. Леонтьев, А.А. Пивоваров

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, samchenco@poi.dvo.ru

В современной международной литературе отмечается, что наилучшие результаты при обработке гидроакустических экспериментов, получались в том случае, когда в работе участвовали океанологи, геологи и геофизики [6]. Обобщение опыта проведения крупных гидроакустических натурных исследований в различных регионах мирового океана, позволило сформировать следующие критерии, необходимые для успешного выполнения поставленных задач: сформировать геоакустическую модель дна в месте проведения экспериментальной деятельности, а также, необходимо выяснить особенности динамики вод и выполнение сопровождающих гидрологических работ во время эксперимента. В заливе Посьета Японского моря регулярно проводятся низкочастотные гидроакустические экспериментальные исследования, сопровождающиеся гидрологическими измерениями [7]. Кроме того, в заливе Посьета построена детальная геоакустическая модель дна [3]. Авторами, совместно с коллегами института ТОИ ДВО РАН, гидрологические исследования в заливе проводятся на протяжении более 7 лет [5]. Результаты акустических исследований на шельфе показывают, что с уменьшением частоты используемого сигнала все большую роль играют в распространении звука донные осадки и коренные породы, слагающие дно.

На шельфе залива Посьета были проведены низкочастотные гидроакустические экспериментальные исследования в 2014 г. (рис. 1). В эксперименте использовались низкочастотные гидроакустические излучатели, погруженные с борта НИС «Малахит» на глубину порядка 15 м. Частота дискретизации регистрируемых сигналов составляла от 700 до 1024 Гц. Излучались сигналы с несущей частотой 33 Гц, фазоманипулированные М-последовательностями длиной 63, 127, 255 и 511 символов, с 4–10 периодами несущей частоты на символ. Конструктивные особенности излучателей обеспечивали существенный уровень излучения третьей гармоники (78 и 99 Гц соответственно), также являющийся фазоманипулированным. Приемной системой в эксперименте использовалась автономная донная приемная двухканальная гидроакустическая станция [1]. Излучение акустического сигнала проводилось в 4 точках залива (точки 1–4 R22/35 на рисунке 1), «веером» от точки приема (A01 на рисунке 1). Акустические исследования сопровождались гидрологическими работами. В заливе были установлены пять автономных термогирлянд (рис. 1). Термогирлянды представляют собой равномерно распределенные по глубине термодатчики на расстоянии 3 м между собой – 4 термогирлянды и по 1 м – 1 термогирлянда. Данные с термодатчиков передаются по кабелю в автономную донную станцию с помещенной в ней электронной частью.

Рассмотрим вариант, когда точка излучения 1. Расстояние между точкой излучения 1 и приемной системой составило примерно 9200 м. По геолого-геофизическим данным, отраженным в геоакустической модели, в точке излучения 1 мощность всего осадочного слоя порядка 60 м. Донные отложения в точке излучения 1 включают в себя два слоя рыхлых осадков, верхний слой мелко-среднезернистого песка познеплейстоценоголоценового возраста (Q_{Ш.IV}), мощностью 20 м и второй слой грубозернистого песка нижнего-среднего плейстоцена (Q_{1,1}), мощностью 40 м. По данным геоакустической модели первый осадочный слой вдоль акустического профиля имеет среднюю продольную скорость звука порядка 1620 м/с. Во втором осадочном слое средняя продольная скорость звука равна 1750 м/с. Акустический фундамент в месте проведения гидроакустического эксперимента представлен диорит-гранитным гамовским комплексом познепермского возраста (уР,). В геоакустической модели продольная скорость гранитного слоя равна 5500 м/с. Мощность осадков в точке приема акустического сигнала порядка 180 м. Осадки в точке приема состоят из слоя мелко-среднезернистого песка познеплейстоценоголоценового возраста (Q_{III-IV}), мощностью порядка 20 м, слоя грубозер-нистого песка нижнего-среднего плейстоцена (Q_{III}), мощностью 140 м и третий осадочный слой неогенового возраста, состоящий из грубозернистого песка и галечника, мощностью около 20 м. Вдоль акустического профиля от точки излучения 1 до приема сигнала дно моря достаточно ровное с глубиной порядка 37-40 м, а верхняя граница гранитного слоя имеет наклонную границу. Глубина залегания границы гранитного слоя в точке излучения 1 равна 100 м относительно уровня моря, в точке приема



Рис. 1. Схема гидроакустического эксперимента

сигнала глубина порядка 220 м. Третий осадочный слой неогенового возраста по акустической трассе выклинивается приблизительно на 2 км от точки приема, что дает возможность исключить его при анализе и обработке гидроакустического эксперимента.

Принятый сигнал 33 Гц на приемной станции с точки излучения 1 превышает на 50 Дб шумы океана, а превышение третьей гармоники сигнала (99 Гц) по отношению к шуму составило более 15 Дб. На рисунке 2 приведена корреляционная функция гидроакустического основного сигнала М-последовательности с частотой 33 Гц и его третья гармоника 99 Гц, излученного в точке 1 и принятого на автономной приемной станции. На корреляционных функциях ноль временной шкалы соответствует времени прихода основного сигнала. На рисунке 2 видно, что акустический сигнал с частотой 33 Гц сформировал одну моду в точке излучения 1. В то же время на коррелограмме видно, что пик третьей гармоники 99 Гц акустического сигнала распался на три составляющие, которые, по нашему мнению, соответствуют трем модам, сформированным под влиянием двух осадочных слоев в точке излучения 1. Авторами было проведено моделирование распространения акустического сигнала в слоистой среде с помощью метода тензорных импедансов, который позволяет свести краевую задачу теории упругости к задаче Коши для матричного и скалярного уравнений типа Риккати [2, 4]. Модель упростили, взяли ровные



Рис. 2. Приведена корреляционная функция гидроакустического основного сигнала с частотой 33 Гц и его третья гармоника 99 Гц, излученного в точке 1 и принятого на автономной приемной станции (рис. 1)

границы осадков и гранитного слоя, средние по акустической трассе. Акустические характеристики слоев были взяты из геоакустической модели и приняты средними для всего слоя. В случае с сигналом частотой 33 Гц имеется одна нулевая мода с фазовой скоростью близкой к скорости волны Релея на границе воды и твердого полупространства. На частоте 99 Гц происходит расщепление – с нулевой модой появляются донные моды. Фазовая скорость нулевой моды на 99 Гц близка к скорости волны Шолте на границе рыхлых осадков и твердого фундамента. Фазовые скорости остальных мод находится под влиянием только рыхлых осадков, скорость которых значительно меньше, чем в фундаменте, что и отражается на их отставании. Грубая модельная оценка распространения акустических волн с учетом слоистого дна находит свое отражение в экспериментальных гидроакустических работах. Для наилучшего совпадения теоретических и экспериментальных данных необходимо усложнить модель, задав наклонные границы и градиент изменения продольной и поперечной скоростей с глубиной в рыхлых осадках.

Один из важных выводов гидроакустического эксперимента заключается в том, что до проведения исследований низкочастотных акустических полей крайне важно иметь общие, а лучше детализированные, модели акустических параметров геологических структур и гидрологической обстановки в месте проведения гидроакустического эксперимента. При этом необходимые данные могут быть получены только в результате комплексного геолого-геофизического изучения дна интересующей акватории, а также, выяснения особенностей динамики вод и выполнение сопровождающих гидрологических работ во время эксперимента.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов ДВО и Президиума РАН.

Литература

1. *Леонтьев А.П., Пивоваров А.А.* Автономная приемная двухканальная гидроакустическая станция // Приборы и техника эксперимента. 2013. № 4. С. 144–145.

2. Мачевариани М.М., Тютекин В.В., Шкварников А.П. Импедансный метод расчета характеристик упругих слоисто-неоднородных сред. Акустический журнал. 1971. Т. 17. № 1. С. 97–102.

3. Самченко А.Н., Карнаух В.Н., Аксентов К.И. Геолого-геофизические исследования верхней части осадочного чехла и геоакустическая модель шельфа залива Посьета (Японское море) // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 1. С. 65–75.

4. *Тютекин В.В.* Нормальные волны твердых слоисто-неоднородных волноводов. АЖ 1984. Т 30. № 3. С. 373–379.

5. *Ярощук И.О., Леонтьев А.П., Кошелева А.В.* и др. Экспериментальные исследования внутренних волн в прибрежной зоне Японского моря // Подводные исследования и робототехника. 2013. № 1. С. 37–44.

6. Lynch J.F., Tang D. Overview of Shallow Water 2006 JASA EL special issue papers // J. Acoust. Soc. Am. 2008. Vol. 24. No. 3. Pt. 2. EL. 63–66.

7. Samchenko A.N., Kosheleva A.V., Shvyrev A.N., Pivovarov A.A. Low-frequency hydroacoustic experiments on the shelf using the data of geoacoustic sediment model // Chin. Phys. Lett. Is. 12, Vol. 31, 2014. 124301.

ИССЛЕДОВАНИЯ РАССЕЯНИЯ ЗВУКА И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БИОМАССЫ В ЯПОНСКОМ МОРЕ И ВОСТОЧНОЙ АРКТИКЕ

В.А. Буланов, А.В. Стороженко

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, bulanov@poi.dvo.ru, storozhenko and@poi.dvo.ru

Одним из важных аспектов акустического мониторинга биоресурсов является определение концентрации, размерного и видового состава зоопланктона. Эти данные необходимы при изучении особенностей пространственного распределения, поведения рыб и других гидробионтов, при оценке промысловой значимости скоплений, состояния запасов популяции и т.п. [1–3] Зондирование на основе рассеяния звука является дистанционным методом и в целом ряде случае является наиболее предпочтительным в практике океанологических исследований.

Особый интерес представляет разработка методов решения обратных задач, которые являются основой для применения методов акустического зондирования. Основу составляет использование связи между коэффициентом рассеяния звука m_v и распределением биомассы в морской среде. В настоящей работе используется формула для коэффициента рассеяния звука, включающая различные полуэмпирические сечения рассеяния на одиночном включении и два типа функций распределения включений по размерам – степенное и гауссовское [4,5]. Постановка задачи в общих чертах традиционна. Новый подход заключается в использовании полуэмпирических формул для сечения рассеяния на одиночном включении и двух практически важных типов функций распределения включений по размерам, который позволил выявить связь между экспериментальными и теоретическими характеристиками.

Для описания рассеяния звука использовалась величина коэффициента рассеяния, экспериментальное значение которого можно написать в виде [1–3].

$$m_{\nu} = (2/\pi \theta^2 c \tau) (P_{h_s}/P_i)^2.$$
 (1)

где $I_{bs} \sim P_{bs}^2$, $I_i \sim P_i^2$ – интенсивности падающего на неоднородность и рассеянного звука соответственно, при этом P_i и P_{bs} – соответственно, амплитуды падающей на объем V волны и рассеянной в обратном на-

правлении, V – импульсный рассеивающий объем среды, $V=\pi r^2\theta^2 c\tau/2$, где θ – ширина диаграммы направленности излучателя, c – скорость звука, τ – длина импульса звука. С помощью приведенной формулы можно экспериментально определить частотную зависимость $m_v(\omega)$, которая позволяет установить тип рассеивателей, а также некоторые их характеристики, например, функцию распределения по размерам g(R) или объемную концентрацию V_0 . Имея объемную концентрацию включений можно определить массовую концентрацию по формуле [5,6]

$$m_{g}(r) = (4\pi/3) \int_{R_{\min}}^{R_{\max}} \rho'(r) R^{3} g(R, r) dR, \qquad (2)$$

где $\rho'(r)$ – плотность включений в различных точках пространства.

Общее выражение, позволяющее по экспериментальным данным для m_{g} получать данные по распределению биомассы m_{g} в рамках двух распределений – степенного и гауссовского можно написать в виде:

$$m_g^{(P,G)}(r,f) = D^{(P,G)}(f)m_v(r,f),$$
(3)

где коэффициент $D^{(P,G)}(f)$ имеет сложный вид и подробно проанализирован в работе [5].

Данные по более чем 40 трассам в акватории залива Петра Великого Японского моря позволили выявить сезонную динамику зоопланктона и его распределение в заливе [7]. Важным было сравнить полученные концентрации биомассы с результатами облова *in situ* [8]. Для сопоставления двумерной картины распределения биомассы в море, полученной на основе данных рассеяния звука с результатами обловов, данные коэффициентов рассеяния звука усреднялись по формуле [7]

$$m_{V} = \frac{1}{Lh_{\max}} \int_{0}^{L} \int_{0}^{h_{\max}} m_{V}(r, z) dz dr.$$
 (4)

В заливе Петра Великого на протяжении большей части года наиболее многочисленной группой планктонных сообществ являются копеподы [9]. По данным, полученным в результате обловов [9] в 2011 г. в б. Посьет доминируют 2 рода копепод: Acartia и Oithona с длиной особи 1 и 0,3 мм соответственно. Оценка $D^{(P)}$ для частоты $f\sim250$ кГц дает $D^{(P)}\sim$ $4\cdot10^4$ г×м/л = $4\cdot10^{10}$ мг/м². На рис. 1 представлены акустические результаты [11], полученные в тех же районах залива Петра Великого Японского моря, что и результаты, полученные биологами в различные месяцы [8], а также результаты [9] в б. Посьет в мае, августе 2011 г. Из рис. 1 видно, что акустические данные достаточно хорошо повторяют структуру данных облова in situ.



Рис. 1. Сравнение результатов для концентрации биомассы, полученных на основе рассеяния звука и в результате облова *in situ* в различные сезоны года: $1 - m_g(r)$ по данным рассеяния звука [7], $2 - m_g(r)$ по результатам облова [8], $3 - m_g(r)$ по результатам облова [9]

Впервые проведены сравнительные исследорассеяния вания звука в различных дальневосточных морях: в Японском. Охотском море восточной И Арктике (Чукотское море). Исследования выявили существенно большее рассеяние звука в восточной Арктике, что связано с большей концентрацией планктона (см. данные на рисунке 2).

Важной характеристикой рассеяния звука в море являются суточные

вариации коэффициента рассеяния звука. В глубоководной части в умеренных и экваториальных частях океана обычно четко видны суточные вариации коэффициента рассеяния звука, обусловленные суточными перемещениями планктона по глубине. Контрастом такому поведению ЗРС выступают неклассические картины миграции звукорассеивающих слоев в Чукотском море, что иллюстрируется данными на рис. 3, представленными для коэффицентов рассеяния звука $m_v(t,z)$, их средних значений по



Рис. 2. Сравнение оценок концентрации биомассы в Японском море и в Арктике





глубине $m_V(t) = (1/h) \int_0^h m_V(z,t) dz$, а также гидрологических данных – за-

висимостей от глубины температуры T и солености S. Таким образом, проведенные исследования в Японском, Охотском море и восточной Арктике выявили существенно большее рассеяние звука и связанные с ним концентрации планктона в арктических морях.

Таким образом, в работе показано, что акустическая оценка биомассы совпадает с результатами биологических измерений in situ. Впервые проведены сравнительные исследования рассеяния звука в Японском море и восточной Арктике. Исследования выявили существенно большее рассеяние звука в восточной Арктике, что связано с большей концентрацией планктона, суточная миграция которого существенно отличается от миграции планктона в теплых морях.

Литература

1. *Андреева И.Б.* Рассеяние звука в океанических звукорассеивающих слоях.// В кн.: Акустика океана, под ред. Л.М.Бреховских, М.:Наука. 1974. С.491–558.

2. Weibe P., Greene C., Stanton T. Sound scattering by live zooplankton and micronecton // J. Acoust. Soc. Am. 1990. Vol.88. No 5. PP.2346–2359.

3. *Gorska N*. Chu D. Some aspects of sound extinction by zooplankton // J. Acoust. Soc Am., 2001, vol. 110. No. 5. p. 2315–2325.

4. *Цейтлин В.Б.* Размерное распределение пелагических организмов в тропических районах океана // Океанология. 1981. Т.21. №1. С.125–131.

5. Акуличев В.А., Буланов В.А. «Исследования неоднородностей морской среды методами акустического зондирования» / В кн. Дальневосточные моря России: в 4 кн./ Гл. ред. акад. В.А.Акуличев. Кн.4. Физические методы исследования/ отв.ред. Г.И.Долгих. М.: Наука 2007 С.129–231.

6. Акуличев В.А., Буланов В.А., Стороженко А.В. Оценка распределения планктона в океане методом акустического зондирования. // Доклады Академии наук. 2011. Т.438. №2. С.267–270.

7. Акуличев В.А., Буланов В.А., Корсков И.В., Стороженко А.В. Мониторинг экологического состояния акваторий с применением акустического зондирования // Подводные исследования и робототехника. 2012. № 2 (14). С.43–55.

8. Касьян В.В. Распределение и сезонная динамика обилия Centropages abdominalis sato и с. tenuiremis thompson et scott (Сорерода) в Амурском заливе Японского моря // Биология моря. 2004. Т. 30. № 2. С. 87–95.

9. Раков В.А. Состояние планктонных и бентосных сообществ в бухтах залива Посьета // Отчет о НИР «Динамика и биопродуктивность экосистем дальневосточных морей России в условиях современной хозяйственной деятельности и глобального изменения климата» Гос. рег. №01200956695. / рук. НИР В.П. Челомин, Владивосток: ТОИ ДВО РАН. 2012. С. 138–154.

О ЗАДАЧЕ РАЗРАБОТКИ УНИВЕРСАЛЬНОЙ ПОДВОДНОЙ НАБЛЮДАТЕЛЬНОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.Е. Суботэ

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, as@poi.dvo.ru

Современный уровень развития вычислительных и телекоммуникационных средств позволяет реализовать три качественных перехода в океанологических исследованиях – от разовых и экспедиционных наблюдений к постоянным, от локальных к сетевым, от отложенного анализа данных к анализу в реальном времени. Это предположение является главным основанием американского проекта Ocean Observatories Initiative (OOI) и европейского MyOcean.

В настоящем докладе ставится задача разработки унифицированной стационарной наблюдательной платформы для комплексных океанологических наблюдений, и предлагаются средства её решения. Актуальность проблемы подтверждается передовым зарубежным опытом и вектором развития отечественных средств океанологических исследований [1].

Уровень развития аппаратных средств информационных технологий даёт следующие важные преимущества: стандартизированные интерфейсы передачи данных, масштабируемые средства связи, мощные и компактные вычислительные средства. Стандартизированные интерфейсы позволяют легко комплексировать множество разных датчиков в один наблюдательный модуль. Масштабируемые средства связи позволяют объединять наблюдательные модули в сети для покрытия протяжённых территорий или организации перекрывающихся секторов наблюдения; строить звездообразные, гирляндные, многосвязные сети, легко их перестраивать. Мощные вычислительные средства позволяют организовать обработку данных – от предварительной до полного цикла – на борту наблюдательной платформы или на рабочем месте оператора в реальном времени. Ещё одним преимуществом сетецентричных наблюдательных систем становится сбор гетерогенных данных на единой технологической основе, что позволяет обрабатывать их параллельно, выявляя взаимосвязи множества процессов, протекающим в разных средах и на произвольном удалении друг от друга.

Для предъявления требований к пилотному образцу ограничимся наблюдениями в прибрежной зоне залива Петра Великого. Положим рабочую глубину до 50 метров, удалённость от берега – до 400 метров, электропитание от берегового пункта по кабелю, возможность подключения датчиков с интерфейсами rs-232, i2c, spi, 1-wire и модулей с интерфейсом Ethernet.

Тогда для реализации вычислительного ядра платформы достаточно будет одноплатного компьютера Raspberry Pi, оснащённого в зависимости от её энерговооружённости и требований к локальному хранению информации. Помимо вычислителя внутри базового подводного модуля размещаются устройства электропитания, связи, и вспомогательные устройства. За его габариты выносятся внешние датчики (температуры, солёности, прозрачности и т.п.) и модули, закрепляемые на внешних держателях или размещаемые на удалении. Внешним модулем может быть батарейный блок, самостоятельный наблюдательный прибор или ещё один базовый модуль, увеличивающий мощность станции или образующий следующую станцию в цепочке или сети.

Наблюдательным модулем может быть термокоса, гидрофонный модуль, видеокамера и т. п. Исполнительные устройства – осветители, очистители, излучатели, актуаторы и прочие устройства обеспечения наблюдений. Базовый модуль может оснащаться фотовидеокамерой на высокоскоростном интерфейсе CSI, управляемой непосредственно с вычислителя, позволяющей записывать видеоматериал и выполнять фотосъёмку по произвольному алгоритму, реализованному на одном из множества популярных языков программирования.



Общая схема наблюдательной платформы

Подключение базового модуля к глобальным телекоммуникационным сетям позволит организовать непрерывную оперативную передачу всех собираемых данных к центрам обработки или непосредственно абонентам наблюдательной сети по всему миру [2,3]. В лаборатории информационных технологий ТОИ ДВО РАН разработана и эксплуатируется система долговременного подводного видеонаблюдения с широкими возможностями комплексирования, которая может послужить технической основой для описанного базового модуля. Наличие технического задела, актуальность поставленной задачи и практическая значимость разработки универсальной наблюдательной платформы вынуждают нас к созданию изделия и апробированию технического решения в реальных условиях в целях мониторинга прибрежных акваторий залива Петра Великого.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» на 2015–2017 годы (проект 15-I-4-062).

Литература

1. *Мокиевский В.О.* Современные методы и средства океанологических исследований. Материалы XIV Международной научно-технической конференции «МСОИ-2015»: в 2 т. – М.: АПР, 2015. С. 311–315.

2. Barnes C.R., Best M.M.R., Johnson F.R., Pautet L., Pirenne B. "Challenges, Benefits, and Opportunities in Installing and Operating Cabled Ocean Observatories: Perspectives From NEPTUNE Canada" // Underwater Technology (UT), 5–8 April 2011 IEEE Symposium on and 2011 Workshop on Scientific Use of Submarine Cables and Related Technologies (SSC), pp.1,7.

3. Фищенко В.К., Голик А.В., Гончарова А.А., Олейников И.С., Подольский Л.А., Суботэ А.Е. Развёртывание киберинфраструктуры и элементов системы комплексного оперативного мониторинга побережья и акваторий залива Петра Великого. // Современные методы и средства океанологических исследований. Материалы XIV Международной научно-технической конференции «МСОИ-2015»: в 2 т. М.: АПР, 2015. С. 300–303.

ОБСЛЕДОВАНИЕ ДНА АКВАТОРИЙ МЕТОДОМ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ

Ю.А. Сухобок, В.В. Пупатенко, Г.М. Стоянович

Дальневосточный государственный университет путей сообщения yusukhobok@mail.ru

Задача определения рельефа дна акваторий традиционно решается с помощью методов гидроакустики (применение эхолотов и гидролокаторов). Ограничения традиционных методов связаны, в основном, с возрастанием погрешностей при сильном волнении и течении, а в зимнее время – с наличием льда.

Одним из перспективных методов геофизического обследования рельефа дна акваторий является метод георадиолокации. Он основан на излучении георадаром широкополосного электромагнитного сигнала в обследуемую среду и приеме сигнала, являющегося суперпозицией амплитуд прямых, отраженных и преломленных волн.

Эффективное использование метода при работе на акваториях подтверждено рядом отечественных и зарубежных исследований [1, 2, 4, 6]. В летнее время при обследовании с водной поверхности задача существенно упрощается за счет наличия только одного слоя воды. Простая однослойная модель позволяет выделить на радарограмме границу дна с высокой точностью.

При производстве работ в зимний период со льда обследуемая среда состоит из четырех однородных слоев: снега, льда, воды и минерального дна. Скорости распространения радиоволн резко меняются при переходе из слоя в слой (для льда – 0.150–0.170 м/нс, воды – 0.030–0.037 м/нс, грунтов дна – 0.095–0.113 м/нс [4, 5]), но и в этом случае граница дна обычно уверенно выделяется на радарограмме. Влияние воздушных помех в связи с открытым характером местности, как правило, невелико.

Дополнительные возможности при выполнении обследования георадаром заключаются в получении информации о подповерхностных слоях донных отложений и построении геологического разреза до глубины около 10 м от дна. Кроме того, на разрезе выделяются подводные объекты: затопленные суда (рис. 1), подводные кабели, коммуникации и другие металлические объекты, которые могут находиться и ниже поверхности дна.



Рис. 1. Фрагмент георадарного профиля с выделенным очертанием затопленной баржи

В течение последних десяти лет в ДВГУПС выполняются работы на акватории р. Амур. Используются георадары серий ЛОЗА-В и ЛОЗА-Н в комплекте с антеннами с центральной частотой излучаемого сигнала от 25 до 150 МГц. Обследование выполняется в модификации георадарного профилирования с постоянным расстоянием между антеннами георадара.

В сложных случаях для преобразования временного георадарного разреза в глубинный разрез производятся дополнительные испытания по технологии георадарного зондирования на переменной базе (wide angle reflection and refraction method, WARR [4]).

Обработка радарограмм выполняется с применением усовершенствованной методики анализа годографов для многослойной среды с сильной дифференциацией по скоростям распространения электромагнитных волн [3]. Прослеживаются гиперболические годографы волн, отраженных от каждого слоя (рис. 2), по которым определяются скоростные характеристики сред.

Методика экспериментально проверена прямыми



Рис. 2. Радарограмма с выделенными годографами отраженных волн



Рис. 3. Глубинный разрез по дну р. Амур на двух участках: 1, 2 – расчетное положение дна на двух участках; **■**, **▲** – контрольные данные

измерениями промеров глубин, выполненных лотом при бурении с лунок со льда и при контрольном бурении скважин буровой установкой (рис. 3). Невязка в русловой зоне не превышает 6–15% в зависимости от точности контрольных промеров.



Рис. 4. Объемная модель дна акватории

В результате обработки продольных и поперечных георадарных профилей строится объемная модель рельефа дна (рис. 4).

Методика применялась и хорошо зарекомендовала себя при обследовании подводных тоннелей, водоводов, проложенных по дну, контроле объемов грунтовых работ в зоне опор мостов. Дальнейшее развитие методики связано с увеличением глубинности и информативности георадарных разрезов.

Литература

1. *Владов, М.Л.* Введение в георадиолокацию: учебное пособие / М.Л. Владов, А.В Старовойтов. М.: Издательство МГУ, 2004. 153 с.

2. Вопросы подповерхностной радиолокации: коллективная монография / под ред. А.Ю. Гринева. – М.: Радиотехника, 2005. 416 с.

3. Пупатенко, В.В. Литологическое расчленение разреза по данным георадиолокации / В.В. Пупатенко, Ю.А. Сухобок // Мир транспорта. 2013. № 3. С. 154–161.

4. Ground Penetrating Radar / edited by David J. Daniels. London: the Institution of Electrical Engineers, 2009. 734 p.

5. *Saarenketo, T.* Electrical properties of road materials and subgrade soils and the use of ground penetrating radar in traffic infrastructure surveys / T. Saarenketo. Oulu: Oulu university press, 2006. 121 p.

6. *Sun W.* Application of ground penetrating radar with GPS in underwater topographic survey / W. Sun, Q. Xu, G. Xie // 2nd International Conference on Artificial Intelligence, Management Science and Electronic Commerce (AIMSEC) 8–10.08.2011. IEEE. pp. 1946–1949.

7. *Tzanis, A.* MatGPR Release 2: A freeware MATLAB® package for the analysis and interpretation of common and single offset GPR data / A. Tzanis // FastTimes. 2010. no. 15 (1). p. 17–43.

ОБОСНОВАНИЕ ПРИМЕНИМОСТИ КОСВЕННЫХ МЕТОДОВ ПОИСКА ОПАСНЫХ ОБЪЕКТОВ В МОРЕ

А.А. Максимов¹, Д.В. Гичев¹, В.Л. Высоцкий², А.С. Филиппов², А.А. Тагильцев³, М.Ю Черанев³, Р.А. Гончаров³

¹ООО «ДВ Нуклид», Владивосток ²Институт проблем безопасного развития атомной энергетики РАН, Москва ³Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, poi61@poi.dvo.ru

В сентябре 2014 года по заданию МЧС РФ, в рамках общей системы государственных мероприятий по созданию и ведению Реестра подводных потенциально опасных объектов во внутренних водах и территориальных морях Российской Федерации, была проведена плановая экспедиция по поиску радиоизотопного теплоэлектрогенератора (РИТЭГ), аварийно затопленного в районе м. Низкий Охотского моря в 1987 году. В подготовке и проведении экспедиции кроме ООО «ДВ Нуклид» как головного исполнителя принимали участие Институт проблем безопасного развития атомной энергетики РАН и Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН. Отличительной особенностью данной морской экспедиции являлось применение косвенных способов обнаружения РИТЭГ по его вторичному тепловому полю.

Автономные радиоизотопные энергетические устройства предназначались для электропитания необслуживаемых автоматически действующих средств навигационного оборудования, расположенных в труднодоступных районах морского побережья. Они широко использовались в период до 2000–2010 гг. и в настоящее время сняты с эксплуатации и демонтированы на всех объектах, расположенных в прибрежной полосе на всей территории России. Аварийный сброс РИТЭГ в море был произведен при его транспортировке вертолетом в создавшихся критических условиях полета. Неоднократные поиски РИТЭГ с применением гидролокационных, магнитометрических, радиометрических средств, видеонаблюдения, осмотра площадок водолазами, а также с привлечением многоцелевого необитаемого подводного аппарата «Клавесин» [1] до настоящего времени успехом не увенчались. Причинами этому являются крайне сложные условия района поиска, неопределенность коорди-
нат точки сброса, малоконтрастность создаваемых объектом физических полей на фоне природных аномалий района, усугубляемая вероятностью полного заиливания объекта.

При планировании очередной поисковой экспедиции нами было учтено, что, несмотря на длительный срок, прошедший с момента утери, РИТЭГ способен и сейчас оказывать активное температурное воздействие на морскую среду и окружающий слой грунта – это подтверждают результаты обследования найденного у м. Мария и поднятого на поверхность аналогичного генератора. С другой стороны, необходимо было оценить, возможно, ли привлечь методы и средства контроля температуры, которые в гидрофизике хорошо развиты, к выявлению присутствия тепловыделяющего объекта на основе изучения температурных аномалий района. Являясь в данном случае косвенным, метод поиска объекта по температурному следу мог стать весьма полезным как для поиска, так и для классификации обнаруженных контактов. Развить и дополнить этот метод могла и его разновидность – контроль градиента температуры в придонной области. Реализация последнего способствует повышению разрешающей способности и упрощает задачу метрологического обеспечения при подготовке к использованию температурных зондов.

Для представления о степени и характере изменении температуры окружающей среды вблизи РИТЭГ в лаборатории прикладной механики сплошных сред ИБРАЭ РАН решалась задача естественной конвекции, связанной со всплытием воды, исходящей от постоянно подогревающего ее источника, расположенного на дне моря. В связи с большим количеством неопределенностей по состоянию объекта и условиям его нахождения решение задачи имело оценочный характер.

Общий вид температурного поля для заиленного теплового источника с постоянной мощностью 1000 Вт и поперечником 1 м, излучающая поверхность которого расположена на уровне грунта, представлен на рис.1.

При наличии устойчивого придонного течения и температуры поверхности 50 °C на высоте до 0,2 м от дна будет формироваться область устойчивого сплошного температурного следа в виде линейной области с повышенной на 0,01–0,1 °C температурой по сравнению с окружающей средой. Сплошная область температурного следа может иметь размеры до 2 м в ширину и 10–15 м в длину (рис.2).

По результатам математического моделирования можно заключить, что:

- полученная величина температурной аномалии в покоящейся жидкости, при отсутствии сноса придонным потоком от источника с темпе-



Рис. 1. Нарушение стратифицированного состояния температурного поля (градусы Кельвина) морской воды: (а) – температура поверхности 10 °C, высота теплового факела до 0,5–0,7 м; (б) – температура поверхности 50 °C, высота теплового факела 1–2 м



Рис. 2. Линейные размеры температурного следа, который может сформироваться в морской воде над заиленным до уровня грунта РИТЭГ на высоте 0,05 м при скорости течения (ламинарный поток) 0,2 м/с (квадрат слева показывает источник)

ратурой излучающей поверхности 10 °C не превышает 0,2 °C на высоте 0,5 м от дна. Ширина области аномалии находится в пределах 0,5 м;

 при наличии в придонной области стационарного течения со скоростью 0,2 м/с высота аномалии для подобного источника тепла находится в пределах нескольких сантиметров;

 увеличение температуры излучающей поверхности источника до 50 °C в расчётах с покоящейся средой незначительно увеличивает размер аномалии, но повышает в 2–3 раза перепад температуры на ее внешней границе;

 при наличии течения, поток у дна сносит тёплую воду и аномалия над источником уменьшает свои размеры, одновременно образуется тепловой след либо квазисплошной структуры (при приближении к ламинарному типу потока), либо в виде различных размеров тепловых аномалий и линз, движущихся по направлению генерального течения, с возможностью подъема над грунтом (в турбулентном потоке с переменным направлением течения).

Из приведенных расчетов следует, что поиск затопленного теплового источника по температурным возмущениям возможен при измерении температуры в непосредственной близости у дна и в придонном слое высокочувствительными малоинерционными детекторами температуры. Учитывая то, что подобную задачу необходимо решать с использованием портативных зондов-логгеров в режимах вертикального температурного профилирования или буксировки, было подобрано необходимое оборудование и специально разработан термоградиентометр с высокоразрешающим датчиком глубины (2ТД-зонд).

С целью подтверждения возможности использования как стандартных гидрологических приборов, так и 2ТД-зонда, в б.Витязь на морской станции ТОИ ДВО РАН был проведен натурный эксперимент. В качестве точечного теплового источника, использовался нагретый до ~ 130 °С и погруженный на дно чугунный гидрологический груз. С использованием профилографа температуры и солености фирмы «Sea-Bird» SBE37-SI MicroCAT, а также разработанного 2ТД-зонда, над источником и вблизи него выполнялось профилирование, и проверялся режим буксировки. В результате натурного эксперимента было установлено, что тепловой источник, находящийся на дне, изменил исходную (фоновую) структуру температурного разреза, создав в придонном слое на высоте до 0,5 м от



Рис. 3. Изменение профиля температуры морской воды в придонном слое в результате нахождения на дне теплового источника (а-фоновая съемка, b-тепловой источник на дне)







Рис. 5. Пространственная структура значений температуры после размещения теплового источника на дне

дна инверсный слой с перепадом температуры +0,15 °С, который устойчиво был зафиксирован 2TD-зондом (рис.3). В придонном слое нал источником образовалась полусферическая область повышенной на 0,1 °С теплой воды радиусом ~ 0,4 м, что в два раза больше размера теплового источника. Кроме этого был зафиксирован отрыв от источника аналогичных размеров тепловой линзы и ее полъем на высоту 1-1,5 м от дна (рис.4, 5.).

В качестве недостатка применения датчиков температуры в режиме буксировки следует отметить сильную зависимость их показаний от изменения глубины, что требует оснащения буксировщика эхолотом, а также двигателем, способным устойчиво работать при скоростях до 2 узлов.

Оценки возможности обнаружения в придонной области тепловыделяющего объекта, полученные при математическом и физическом моделировании, оказались одного порядка, что позволяет надеяться на использование потенциала методов и средств измерения температуры в целях поиска и классификации подобного типа затопленных объектов.

Литература

1. Кузнецов О.Л., Матвиенко Ю.В., Рылов Н.И., Наумов Л.А. Опыт широкомасштабного поиска подводного потенциально опасного объекта в Охотском море. Подводные исследования и робототехника. 2010. №2(10). С. 36–43.

ВЛИЯНИЕ АБИОТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ ПЕРВИЧНОЙ ПРОДУКЦИИ ОХОТСКОГО МОРЯ

Е.А. Тихомирова

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, tikhomirova@poi.dvo.ru

Интенсивность продуцирования фитопланктона зависит от комплекса физико-географических и химических факторов. К первой группе относятся температура воды, динамические процессы, глубина положения слоя скачка плотности и другие. Одним из важнейших физикогеографических условий, определяющих продуктивность Охотского моря, является поступление через Курильские проливы тихоокеанских вод с высоким содержанием биогенных веществ [1], а также интенсивное горизонтальное и вертикальное перемешивание вод в проливах, способствующее переносу биогенных веществ с подповерхностных горизонтов в фотическую зону. Ко второй группе факторов относятся: интенсивность фотосинтетически активной радиации (ФАР) и биогенные элементы.

Один из подходов для расчета первичной продукции в море основан на «стартовом» запасе биогенных веществ и его убыли в фотическом слое при продукции фитопланктона [2]. «Стартовый» запас биогенных элементов в Охотском море – это концентрации биогенных веществ, сформированные в процессе осенне-зимнего конвективного перемешивания. Его пополнение в отдельных частях моря происходит также при подъеме глубинных вод, горизонтальной адвекции, материковом стоке и с атмосферными осадками. При этом, большое значение при оценке потенциальной продуктивности моря имеет соотношение запасов основных биогенных элементов, которое для природных популяций фитопланктона описывается известным стехиометрическим соотношением: Si:N:P=23:16:1 [3].

Известно, что первичная продукция в море образуется только в верхнем освещенном слое (эвфотической зоне). В этой зоне при фотосинтезе параллельно идут два процесса: рост содержания растворенного в воде кислорода за счет продукции фитопланктона и потребление кислорода на его дыхание. Глубина, на которой потребление кислорода начинает преобладать над его продукцией, называется компенсационной поверхностью. Расчеты, основанные на материалах экспедиционных наблюдений, показали, что компенсационная поверхность, рассчитанная по глубине залегания 100% насыщения вод кислородом (H_{100%}) наиболее реально отображает нижнюю границу слоя, где, в основном, формируется «новая» первичная продукция.

В работе использовали материалы океанографических наблюдений в Охотском море (120 406 станций), выполненных с 1932 по 2014 гг. Основная часть данных получена учреждениями России (Росгидромет, ТИНРОцентр, Гидрографическая Служба ТОФ, Академия Наук), дополнительно привлечены наблюдения, имеющиеся в базе данных WOD-2009 (http:// www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD09/pr wod09.html) и Japan Oceanographic Data Center (JODC) (http://jdoss1.jodc.go.jp/cgi-bin/2012/feti scalar). Вначале были сформированы два массива данных, в которые вошли наблюдения после «холодных» и «теплых» зим (метод типизации представлен в работе [4]). Затем рассчитана первичная продукция в Охотском море за майиюль отдельно для каждого типа лет. В этот период наиболее интенсивно развиваются диатомовые водоросли, и фитопланктоном утилизируется большая часть зимнего запаса биогенных веществ в фотическом слое [5]. На каждой океанографической станции проведена линейная интерполяция значений температуры, растворенного в воде кислорода, содержания фосфатов и силикатов на горизонты кратные 10 м. Вся имеющаяся информация каждого из массивов сортировалась в сферические трапеции (1°х1° по широте и долготе), которые будем называть «квадратами». В каждом из квадратов на горизонтах кратных 10 м рассчитывались среднее, максимум, минимум и среднее квадратическое отклонение. Эти характеристики относились к центрам соответствующих квадратов. В результате были подготовлены два массива средних многолетних типовых значений всех параметров от поверхности моря до горизонтов положения ядра холодного подповерхностного слоя (ХПС). Положение ядра ХПС в каждом одноградусном квадрате было определено с использованием методики, изложенной в работе [6]. По определению, концентрации биогенных элементов в ядре ХПС достаточно полно характеризуют «стартовые» концентрации фосфатов и кремния перед началом вегетационного периода.

Основой для производства первичной продукции служат биогенные элементы, важнейшими из которых являются азот, фосфор и кремний. Отсутствие достаточного количества данных по нитратному азоту не позволяет рассматривать его в данной работе. Следует отметить, что потребление азота и фосфора в результате фотосинтеза компенсируется достаточно быстрой их регенерацией из отмерших клеток фитопланктона [7]. Если учесть, что в Охотском море доминируют диатомовые водоросли, то величина первичной продукции во многом будет определяться запасами кремния, без которого они теряют плотность своих оболочек. Согласно [5], кремний является наиболее консервативным элементом и скорость его регенерации невелика. В настоящей работе расчет величины «новой» первичной продукции был основан на убыли в эвфотическом слое содержания кремния [2]:

$$PP = \frac{K_{Si} \cdot (C_{Si0} - C_{Si1}) \cdot H_{100\%}}{\Pi},$$

где PP – «новая» первичная продукция, гС/(м²·сут.); К_{si} – коэффициент перерасчета кремния в C_{opt} ; C_{si0} – концентрация кремния в ядре ХПС, мкмоль/л; C_{si1} – средняя взвешенная концентрация кремния в слое от поверхности до $H_{100\%}$, мкмоль/л; $H_{100\%}$ – глубина залегания 100% насыщения вод кислородом, м; П – продолжительность периода вегетации, сут. Коэффициент (K_{si}) рассчитан на основании стехиометрического отношения для природных популяций планктона [2]. Так как все входные значения океанографических параметров были осреднены за период с мая по июль (90 суток), то все результаты были отнесены к середине выборки (15 июня), а продолжительность вегетационного периода (Π) принималась равной 45 суткам.

«Стартовые» для весенней вспышки фитопланктона концентрации биогенных веществ формируются в результате осенне-зимнего конвективного перемешивания. В зимний период, за счет суровых метеорологических условий и наличия ледяного покрова, на исследуемой акватории практически отсутствуют глубоководные океанографические наблюдения (за исключением локальной области вблизи островов Курильской гряды и присклонового района западной Камчатки). Поэтому для оценки зимнего состояния вод деятельного слоя используют данные наблюдений в ХПС, полученные в весенний период. При этом предполагается, что параметры вод в ядре ХПС достаточно корректно отражают океанографическое состояние конвективного слоя, сформированного в осеннезимний период. Ядро ХПС располагается между горизонтами 50 и 130 м. Максимально оно заглублено в проливах Курильской гряды и на прилегающей к ним акватории Охотского моря.

По материалам экспедиционных наблюдений в каждом квадрате, отдельно для «теплых» и «холодных» лет, определили $H_{100\%}$. В «теплые» годы на преобладающей части исследуемой акватории компенсационная поверхность располагается глубже (примерно на 10 м). Максимально заглублена компенсационная поверхность в центральной части Охотского моря, а также в районах распространения трансформированных тихоокеанских вод (глубоководная котловина моря и район мористее западной Камчатки). Минимально заглублена она вблизи средних проливов Курильской гряды, в районе к северу от Сахалинского залива и на шельфе восточного Сахалина.

Оценки продуктивности Охотского моря, полученные по убыли кремния, показывают, что как после «теплых», так и после «холодных» зим в представленных полях на западной, южной и юго-восточной перифериях исследуемой акватории выделяется область с пониженными, до 1 гС/(м²·сут.), значениями первичной продукции. Область с минимальными значениями первичной продукции вблизи о-ва Сахалин может быть обусловлена двумя причинами. Во-первых, повышенной стратификацией вод, связанной с речным стоком и таянием льда. Во-вторых, низкой прозрачностью прибрежных вод (как следствие, повышенной мутности вод р. Амур и высоких скоростей приливных течений на восточном шельфе о-ва Сахалин). Сравнительно низкая продуктивность вод южной части моря связана с пониженными концентрациями биогенных веществ в водах Японского моря, поступающих через пролив Лаперуза. Также известно, что в проливах Курильской гряды наблюдается интенсивное перемешивание вод. Это, во-первых, приводит к снижению плотностной стратификации вод фотического слоя и сдерживанию развития фитопланктона. Во-вторых, за счет вертикального перемешивания вод здесь происходит постоянное поступление биогенных элементов в фотический слой. Поэтому в рамках использованной схемы расчета в районах интенсивного вертикального перемешивания вод получаются заниженные оценки величин первичной продукции. Вблизи центральных и северных проливов Курильской гряды и над южной частью склона западной Камчатки содержание биогенных веществ максимально и не может лимитировать развитие фитопланктона. Пониженные значения первичной продукции в этом районе Охотского моря, в основном, формируются за счет слабой плотностной стратификации вод фотического слоя, что сдерживает развитие фитопланктона (см. рисунок).

К востоку от Шантарских островов и севернее Сахалинского залива изменчивость производства первичной продукции для различных типовых ситуаций, в основном, связана с межгодовой изменчивостью «стартовых» концентраций силикатов и фосфатов. Поэтому в этом районе Охотского моря после «холодных» зим продуцируется примерно в 2 раза больше первичной продукции, чем после «теплых» зим (см. рисунок).

Максимальные значения первичной продукции выделяются в центральной части Охотского моря. Здесь складывается комплекс благоприятных факторов для фотосинтетической деятельности фитопланктона:



Пространственное распределение первичной продукции, гС/(м²сут), в «холодные» (А) и «теплые» (Б) годы

хорошо выраженная плотностная стратификация морских вод в фотическом слое, достаточный запас «стартовых» концентраций биогенных веществ, максимальная глубина компенсационной поверхности. Отметим, что в центральной части Охотского моря наиболее ярко выражена изменчивость производства первичной продукции для различных по термическим условиям типов лет. Здесь в фотическом слое после «теплых» зим продуцируется примерно в 1.5–2.0 раза больше органического вещества, чем после «холодных» зим (см. рисунок).

Литература

1. *Бруевич С.В., Богоявленский А.Н., Мокиевская В.В.* Гидрохимическая характеристика Охотского моря // Тр. ИОАН СССР. 1960. Т. 42. С. 125–198.

2. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана. М.: Изд-во ВНИРО. 2003. 202 с.

3. *Redfield S., Ketchum B.H., Richards F.A.* The influence of organisms on the compositions of sea water // The Sea. New York. 1963. Vol. 2. P. 26–77.

4. Лучин В.А., Жигалов И.А. Межгодовые изменения типовых распределений температуры воды в деятельном слое Охотского моря и возможность их прогноза // Известия ТИНРО. 2006. Т. 147. С. 183–204.

5. Аржанова Н.В., Зубаревич В.Л. Сезонные изменения биогенных элементов в Охотском море как основа для оценки продукции фитопланктона // Комплексные исследования экосистемы Охотского моря. Сб. науч. трудов. М.: Изд-во ВНИРО. 1997. С. 92–97.

6. *Круц А.А., Лучин В.А*. Вертикальная структура толщи вод Охотского моря // Известия ТИНРО. 2013. Т. 175. С. 234–253.

7. Сапожников В.В. Комплексные экологические исследования экосистем Берингова и Охотского морей (24-й рейс научно-исследовательского судна «Академик Несмеянов», 25 июня-20 августа 1993 г.) // Океанология. 1994. Т. 34, № 2. С. 309–312.

РАЗРАБОТКА И ПРИМЕНЕНИЕ КОНСТРУКЦИИ ШИРОКОПОЛОСНОГО ВИДЕОВОЛНОМЕРА ДЛЯ РЕГИСТРАЦИИ ПОВЕРХНОСТНОГО ВОЛНЕНИЯ И КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МОРЯ

В.К. Фищенко, А.Е. Суботэ, П.С. Зимин, Л.А. Подольский

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, fischenko@poi.dvo.ru

В работе [1] были представлены некоторые результаты, связанные с разработкой и апробацией техники использования видеоволномеров для измерения параметров волновых процессов и колебаний уровня моря. Видеоволномер представляет собой конструкцию, состоящую из расположенной в море вертикальной вехи, на которую насажен свободно перемещающийся под действием волн легкий контрастный маркер известного размера, и расположенной на берегу IP-камеры, регистрирующей и передающий в центры обработки данных киберинфраструктуры системы научного мониторинга залива Петра Великого [2] видео наблюдаемой сцены с маркером. Обработка данных видеонаблюдения ведется с помощью программ, реализующих методики взаимного корреляционного анализа. Результат обработки – сигнал изменения вертикального положения маркера, измеренный в метрической шкале – сантиметрах либо миллиметрах. Он может интерпретироваться как сигнал волнения в точке постановки вехи – h(t).

Особенностью видеоволномеров является широкий диапазон анализируемых частот сигнала волнения $[f_{\min}, f_{\max}]$ либо связанный с ним диапазон анализируемых периодичностей $[T_{\min}, T_{\max}]$, где $T_{\min} = 1/f_{\max}$, $T_{\max} = 1/f_{\min}$. Максимальная частота анализа f_{\max} равна половине частоты смены кадров видео, она может доходить до 15 Гц, что соответствует минимальным анализируемым периодичностям $T_{\min} = 0.0667$ сек. Этого более чем достаточно, например, для исследования ветровых волн, частота колебаний которых в заданной точке редко достигает 2 Гц. Наименьшая анализируемая частота f_{\min} , или соответствующая ей наибольшая анализируемая периодичность T_{\max} , определяются длительностью непрерывной видеозаписи T_{\max} . На практике принято говорить о наличии в сигна-

ле некоторой периодичности *T*, если на интервале наблюдения сигнала укладывается не менее 2–3 ее периодов. Как правило, видеоволномеры способны следить за движениями маркера только в дневное время суток, т.е. $T_{\text{непр}} \approx 12$ часов, следовательно максимальный анализируемый период $T_{\text{max}} \approx 4$ часа, а минимальная частота $f_{\min} \approx 7 \cdot 10^{-5}$ Гц. Такие видеоволномеры помимо всех видов ветрового волнения способны регистрировать колебания уровня моря сейшевого диапазона – с периодами от единиц минут до нескольких часов.

Для того, чтобы еще более расширить диапазон анализируемых частот в сторону сверхмалых значений, обеспечив возможность изучения приливных полусуточных и суточных колебаний, а также еще более медленных многосуточных колебаний синоптического масштаба, необходимо реализовать круглосуточный режим работы видеоволномера. В [1] описана конструкция пирсового видеоволномера, в котором используется камера с инфракрасной подсветкой. Камера установлена на одном из оснований пирса, а веха со свободной перемещающимся вдоль нее маркером жестко закреплена на другом основании, расположенном на расстоянии около 5 метров от первого, что достаточно для наблюдении движений маркера в ночное время. Приводится пример анализа 19-суточной записи сигнала волнения, в которой зафиксировано наличие целого комплекса колебательных компонент с периодами от единиц секунд до 9 суток.

Вместе с тем желательна разработка подобного «широкополосного» видеоволномера, который можно было бы устанавливать в произвольных районах моря на достаточно больших удалениях от берега – до сотен метров. Такая конструкция нами была разработана и апробирована осенью 2014 года на акватории бухты Алексеева (о-в Попова). Веха волномера представляла собой шестиметровую металлическую трубу, которая была вбита на 1 метр в грунт на расстоянии 100 метров от берега. Поскольку глубина моря в точке постановки была равна 4 метрам, то над морем возвышался 1 метровый конец трубы. На него был надета маркерная конструкция, представляющая собой полую пластиковую трубу длиной 50 см, на нижнем конце которой была жестко закреплена плавучесть в виде плоского пенопластового цилиндра диаметром 40 см и высотой 7 см, а на верхнем – белый маркер, представлявший собой цилиндр из пенопласта диаметром 30 см и высотой 10 см. Вся маркерная конструкция свободно ходит вдоль основной вехи в вертикальном направлении под действием волн и медленных колебаний уровня. Такое усложнение маркерной системы было обусловлено желанием, чтобы маркер не заслонялся наиболее высокими волнами от камеры, установленной на берегу на мачте высотой 5 метров. При этом точность измерения волномером вертикального положения маркера составляла 0.5 см. Вторая задача состояла в обеспечении возможности круглосуточного видеонаблюдения за движениями маркера. Поскольку инфракрасная подсветка камер эффективна на расстояниях не более 20–30 метров, то она не могла решить задачу. Решение была найдено на основе использования светоотражающей катафотной ленты толщиной 5 см, которая наклеивалась на маркер, и обычного бытового фонаря, установленного рядом с камерой и автоматически включаемого при наступлении сумерек. В тестовых испытаниях дальность наблюдения камерой в темное время суток подобных маркеров с катафотной лентой доходила до 300 метров.

На рис 1 демонстрируется процесс дневного и ночного видеонаблюдения движений маркера и извлечения из него в реальном времени сигнала волнения.

На рис. 2 представлен семичасовой фрагмент сигнала волнения, записанный вечером 25 октября 2014 г. В его спектре Фурье хорошо заметны частотные отклики, соответствующие периодичностям 2–3 сек (ветровое волнение), 8 сек (волны зыби), 4 мин 30 сек, 7 мин, 10 мин, 15 мин, 18 минут, 21 мин, 1 час 5 мин. Последние 6 периодичностей по-видимому обусловлены сейшевыми колебаниями водных масс бухты Алексеева и включающего ее Амурского залива. Наиболее мощная периодичность в колебаниях уровня – 10 минут, ее присутствие в бухте неоднократно отмечалось разными исследователями, в частности, в работе [3]. Частотно-временная спектрограмма (внизу слева) дает представление о временной динамике ветрового волнения, которая очень нестационарна. Волнение с периодами порядка 0.7–0.8 сек возникает спустя



Рис. 1. Измерение сигнала волнения в б. Алексеева с помощью видеоволномера в дневное (слева) и ночное (справа) время



полтора часа от начала записи, после чего усиливается по амплитуде и становится более медленным (основная периодичность около 2 сек). Спустя полтора часа возникает еще один никл активности быстрых колебаний (периоды около 0.7 сек) с последующим переходом к периодичности 2 сек, к концу спектрограммы частотный след ветровых колебаний постепенно ослабевает. Анализ ланных с метеостанции Приморгидромета, расположенной в бухте показы-Алексеева. вает, что отмеченные моменты изменения режимов ветрового волнения согласованы с моментами резкой смены направления и скорости ветра. Бухта Алексеева открыта в северном направлении, поэтому при южном ветре волнение в точке постановки волномера практически отсутствует, при смене направления на се-

229

верное в бухте возникают ветровые волны. Отметим, что в начальной фазе записи в спектрограмме проявляются характерные для корабельных волн линейно возрастающие по частоте следы длительностью от 10 минут до 1 часа. Отметим также тот факт, что спектр волнения зыби при всех локальных изменениях метеоусловий практически не меняется – на спектрограмме соответствующая ему горизонтальная полоса на частоте около 0.125 Гц (период 8 сек) стабильно присутствует на всем протяжении записи.

Задача составления непрерывных многосуточных записей осложнялась техническими особенностями использовавшейся камеры. В ней автоматический переход с дневного на ночной режим регистрации видео происходит несколько позже положенного времени, поэтому некоторое время камера регистрирует засвеченное по всему кадру изображение, на котором маркер фактически не различим. Эта же проблема возникает и утром при переходе с ночного на дневной режим, в результате два раза в сутки по 20–30 минут сигнал волнения регистрируется с ошибкой. Эти сбойные участки в последующем заменялись линейной интерполяций между соседними «правильными» участками. При замене камеры, мы надеемся, удастся существенно сократить длительность этих участков неопределенности в моменты перехода «день-ночь».

На рис.3 слева представлен исправленный вышеописанным способом и децимированный до частоты 0.001 Гц девятисуточный сигнал колебаний уровня моря, зафиксированный волномером в бухте Алексеева в конце октября 2014 года, а также сигналы, зафиксированные в это же время постами измерения уровня моря «Посьет» и «Владивосток» Российской службы предупреждения о цунами. Правее отображены Фурье-спектры этих сигналов, еще правее – взаимные корреляционные функции пар «Волномер-Посьет», «Волномер-Владивосток», «Посьет-Владивосток».

Визуально сигналы очень похожи. В них синхронно проявляются не только приливные компоненты, но и более медленные сгонно-нагонные явления. Во всех спектрах хорошо заметен пик, соответствующий периодичности 12 часов, однако 24 часовая компонента практически не выражена в спектре сигнала с волномера. Это достаточно неожиданный факт, который требует дальнейшего прояснения, возможно, это артефакт, обусловленный процедурами устранения вышеописанных неопределенностей в сигнале при переходах «день-ночь». Максимальные значения взаимных корреляций данных волномера и постов Службы цунами в Посьете и Владивостоке (0.854 и 0.841) достаточно близки к предельному значению 1, чтобы признать корреляцию существенной.



Рис. 3. Осциллограммы, Фурье-спектры и взаимные корреляции 9-суточных сигналов колебаний уровня моря, зафиксированных волномером, постами «Посьет» и «Владивосток»

В целом, считаем, что приведенные результаты свидетельствуют о перспективности использования подобных видеоволномеров для организации в прибрежной зоне измерений характеристик широкой совокупности волновых процессов – ветрового волнения, зыби, сейшей, приливных колебаний и колебаний синоптического масштаба.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» на 2015–2017 годы (проект 15-I-4-062).

Литература

1. Гончарова А.А., Суботэ А.Е., Фищенко В.К. Программный комплекс для исследования волновых процессов и течений по данным видеосъемки акваторий // Материалы докладов 8 Всеросс. Симп. «Физика геосфер». Владивосток. 2013. С. 50–54.

2. Фищенко В.К., Голик А.В., Гончарова А.А., Олейников И.С., Подольский Л.А., Суботэ А.Е. Развертывание киберинфраструктуры и элементов системы комплексного оперативного мониторинга побережья и акваторий залива Петра Великого // Материалы докладов 14-й Международной конференции «Методы и средства океанологических исследований». ИО РАН, 19–21 мая 2015 г., Москва. 2015. С. 322–325.

3. Шевченко Г.В., Чернов А.Г., Ковалев П.Д., Горин И.И. Резонансные колебания в заливах и бухтах: натурные эксперименты и численное моделирование // Тр. Нижегород. техн. ун-та им. Р.Е. Алек-сеева. Н. Новгород, 2010. № 1 (80). С. 52–62.

ОБРАЗОВАНИЕ МЕЛКОМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ НА ВЫХОДЕ ИЗ БУХТЫ ВИТЯЗЬ

Ф.Ф. Храпченков

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук

Комплексные исследования на полигоне в шельфовой зоне моря, где происходит диссипация энергии морских приливов и внутренних гравитационных волн, трансформация волнового режима течения в периодически вихревой и генерация мелкомасштабной турбулентности, позволили получить новые сведения о характере течений, изменчивости уровня моря в прибрежной зоне, об водообмене бухты Витязь с открытой частью залива Посьет Японского моря, о влиянии на них различных факторов и о формировании термохалинной структуры вод в шельфовой зоне. Кроме того, удалось проследить изменчивость характеристик внутренних волн



Рис. 1. Схема станций, на которых проводились измерения течений осенью 2012 г.

и тонкой структуры в зависимости от изменений параметров прилива и поля ветра, а также получить представление о вертикальном и горизонтальном распределении течений при образовании и перемещении мелкомасштабного вихря на выходе из б. Витязь.

Длительные измерения параметров течений в б. Витязь, были начаты в 2009 г., и проводились практически ежегодно в период с мая по октябрь. В данной работе анализируются измерения течений выполненные в 2012 г., в трех точках в сентябре – октябре на глубинах 20 (3), 29 (2) и 33.5 (1) м (рис.1). Измерения выполнялись акустическими измерителями течений Argonaut SonTek на 10 горизонтах в точках 2 и 3, и на трех горизонтах электромагнитными измерителями течений Infinity в точке 1. По данным, полученным этими приборами, построены временные разрезы векторов течений на разных горизонтах. Кроме скорости и направления течения приборы фиксировали температуру воды у дна (в 3 точках) и уровень моря (в 2 точках, 2 и 3). В период, когда проводились



Рис. 2. Вихрь на поверхности по данным видеосъемки (Константинов) 29.09.2012

эти измерения, с помощью видеосъемки (Константинов О.) 29 сентября удалось зафиксировать образование вихря между м. Шульца и о. Таранцева и его перемещение вглубь бухты Витязь. Вихрь вращался против часовой стрелки. Время жизни вихря не превышало 10 часов и попало на период между малой и полной водой приливного цикла. Возможно подобные вихри образуются на входе в бухту Витязь регулярно во время прохождения цугов внутренних волн, но увидеть их проявление на морской поверхности затруднительно из-за практически постоянного наличия волнения.

На рис. 2 представлены два фото с видеосъемки, любезно предоставленной О. Константиновым: слева в 11:32 и справа в 12:34.

На рисунках 3 и 4 представлены фрагменты измерений скоростей течений, температуры воды в трех точках и уровня моря в двух точках. Образование вихря происходило после отлива на малой воде примерно с 9 до 12 часов утра. В это время наблюдались колебания уровня высотой 3–8 см с периодом 20–30 минут, что возможно было связано с прохождением внутренних волн, которые по-видимому и были причиной образования вихря. Измеренные течения при образовании вихря имели противоположное направление, до глубины 15 м южное, а глубже северное, скорости течений не превышали 20 см/сек. После образования вихря и при его перемещении в бухту Витязь, в точке 2 практически вся толща вод была охвачена течением южного направления и только у дна





Рис. 4. Уровень моря, вектора течений, и температура воды в точке 3

отмечено слабое течение западного направления. В точке 1 наблюдалась примерно такая же картина, а во время полной воды отмечены противоположные направления течений в среднем слое и у дна (рис. 3). В точке 3 при перемещении вихря в бухту, сначала наблюдалось течение на север, а затем на северо-восток, восток, а после его прохождения на юго-восток (рис. 4)

Таким образом, впервые удалось провести измерения течений, уровня моря и придонной температуры воды во время образования и перемещения мелкомасштабного вихря в бухте Витязь, что позволить понять природу их образования и воспроизвести их с помощью математического моделирования.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПРИБРЕЖНЫХ ТЕЧЕНИЙ В БУХТЕ ВИТЯЗЬ И В ЗАЛИВЕ ПОСЬЕТ

Ф.Ф. Храпченков

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук

Создаваемые физически обоснованные математические модели мелкомасштабных явлений в океане и атмосфере требуют тщательного исследования и параметризации процессов, имеющих характерные пространственные масштабы. В число таких процессов попадают многие волновые явления на границе раздела воздушной и водной сред и в толще атмосферы и океана. Это мелкомасштабные процессы перемешивания, формирования тонкой структуры стратификации и т.п. В частности, большой влияние на интенсификацию процессов массопереноса и диссипации энергии в прибрежной зоне океана оказывают особенности распространения нелинейных внутренних волн и гравитационных течений. Определение основных гидродинамических параметров таких течений имеет большое значение, как для уточнения граничных условий при проведении математического моделирования и интерпретации данных натурных наблюдений в шельфовой зоне, так и для оценки интенсивности ряда локальных процессов. Например, динамики перемешивания и распространения фронтов теплых и холодных вод в прибрежной зоне при взаимодействии стратифицированных приливных течений с шельфом. Однако до настоящего времени режим течений в заливе Посьет и бухте Витязь исследован недостаточно, сведения о течениях, максимальных их значениях, преобладающих направлениях и тому подобное в основном основаны на суточных, полусуточных и разовых инструментальных измерениях выполненных в 60-80-х годах прошлого столетия в бухтах залива Посьет. Условия обмена вод б. Витязь с водами открытой части залива Посьет также слабо исследованы. Практически отсутствуют инструментальные измерения течений в зимний период. Максимальные по продолжительности серии наблюдений на автономных буйковых станциях (АБС) (недельные) выполнены Приморским управлением гидрометеорологической службы (ПУГМС) в 1979–1984 г.г.[1], в б. Троица и вблизи неё. Точечные измерения течений с помощью вертушек проводились

в начале этого столетия на гидрологических разрезах Карнауховым А.А., и Лучиным В.В.

На рисунке 1 показан район работ с местами постановок измерителей течений, для длительных измерений, в 2004, 2009–2013 г.г. В заливе Посьет, кроме двух АБС в 2004 г., измерения течений проводились на суточных станциях в теплое время года. В западной части б. Витязь и в точке южнее п-ова м. Шульца измерения проводились на глубинах от 18 до 33 м, продолжительностью от нескольких дней до месяца.

В следующей таблице приведены сведения о сроках проведения измерений течений в летне-осенний период в б. Витязь и зал. Посьет.

Использовался комплекс аппаратуры:

• Автономный измеритель направления и скорости течения и температуры воды «Поток»

• Акустические измерители течений RDCP (AANDERA) и Аргонавт SonTek. Измеряемые параметры: скорость и направления течений по горизонтам, температура воды в придонном слое, уровень воды над прибором. Частоту опроса и расстояние между горизонтами необходимо задавать непосредственно перед включением прибора.



Рис. 1. Карта района проводимых работ: показаны места постановок измерителей течений

Прибор/Измерения	Сроки измерений	Примечания
2 измерителя течений и температуры воды Поток, южнее м. Гамова [2]	Сентябрь-октябрь 2004	Дискретность измере- ний – 7.5 мин
RDCP (AANDERA) и 2 S4 в бухте Витязь и южнее м. Шульца	Август-сентябрь 2009	Дискретность измере- ний – 2 мин
S4 в бухте Витязь	Август-сентябрь 2010	Дискретность измере- ний – 2 мин
Акустический измеритель течений Argonaut SonTek (2), Электромагнит- ный измеритель течений Infinity (3)	Август-сентябрь. 2011, Май, сен- тябрь, октябрь 2012 Май, август, сентябрь 2013	Дискретность измере- ний – 15 сек, 1–2 мин

Информация о длительных измерениях течений в заливе Посьет

• Электромагнитные измерители течений S4 и Infinity. Измеряемые параметры: скорость и направления течений на горизонте, температура воды. Частоту опроса и расстояние между горизонтами необходимо задавать непосредственно перед включением прибора.

На рис. 2 представлены измеренные в заливе Посьет скорости и направления течений в августе 2013 г., в точке расположенной в 3 км южнее м. Шульца на глубине 41 м. Максимальные скорости течения отмечены в приповерхностном слое, где сказывалось влияние ветра. На глубине термоклина скорость течения достигала 0.5 м/с. В придонном слое до 0.2–0.3 м/с. Преобладали течения северного направления, при этом наблюдалась большая изменчивость течений по направлению и скорости,



Рис. 2. Вектора скорости течения, по данным измерений на суточной станции в зал. Посьет 20–21.08.2013 на глубине 41 м

связанная с влиянием изменчивости поля ветра, приливов и генерацией внутренних волн. Во время прохождения внутренних волн на разных горизонтах отмечены течения противоположных направлений, а на горизонтах 8,12,16 м в период времени с 13 до 20 часов течение в течение нескольких минут менялось на противоположное.

Подобная картина наблюдалась и в течениях измеренных в б. Витязь, только на придонных горизонтах, так как термоклин здесь опускался ко дну.

Приведенный на рисунке 3, фрагмент измерений течений в бухте Витязь в мае 2013 г., на глубине 19 м показывает, как меняются течения на разных горизонтах в зависимости от направления и силы ветра. С 13 часов до 17-ти при сильном юго-западном – нагонном ветре на средних горизонтах течение со скоростью до 0.3 м/с направлено на восток из бухты, при этом на придонном горизонте течение изменялось на противоположное в течении 20–30 мин. После прекращения ветра на верхних двух горизонтах течение сохраняло восточное направление. При штилевой погоде с 20 часов на двух нижних горизонтах течение направлено на восток в бухту, на 9 метрах на юг, а на 4 метрах сначала на запад, затем на север. Ранним утром 23 мая на всех горизонтах преобладало восточное направление течения. Далее 23 мая при штиле скорости течений не превышали 0.10 м/с, а направления течений на разных горизонтах часто отличались по направлению на 90–180 градусов.

Таким образом, в результате проведения длительных измерений течений в западной части бухты Витязь и в заливе Посьет в период с мая по



Рис. 3. Вектора скорости течения, по данным измерений в б. Витязь 22–23.05.2013 на глубине 19 м

октябрь, получен большой объем информации по изменчивости течений, уровня моря и придонной температуры воды в зависимости от влияния приливных условий и изменчивости атмосферных процессов.

Литература

1. *Яричин В.Г., Рыков Н.А.* Постановки автономных буйковых станций на акватории залива Петра Великого. Препринт. Владивосток: Изд-во ДВГУ. 2003. 24 с.

2. Храпченков Ф.Ф., Дулова Н.М., Горин И.И., Сергеев А.Ф. «Долговременные измерения течений и температуры воды в заливе Петра Великого в 2004–2007 гг.» в сборнике «Современное состояние и тенденции изменения природной среды залива Петра Великого» ГЕОС. 2008. С. 9–56.

МНОГОКАНАЛЬНОЕ УСТРОЙСТВО ДЛЯ ИМЕРЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ЛЬДА

А.А. Тагильцев¹, А.Ю. Лазарюк^{1,2}, М.Ю. Черанев¹, Р.А. Гончаров¹

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, ²Дальневосточный федеральный университет, Владивосток, poi61@poi.dvo.ru

В зимний сезон в прибрежных районах дальневосточных морей наблюдаются сплошные поля морского льда. Физико-химические параметры ледового покрова изменяются в широких пределах в процессе эволюции, оказывая значительное влияние на водные массы этих районов. Тепловой баланс акваторий с атмосферой зависит от площади ледового покрова, его толщины, пористости, температуры и содержания рассола.

Морской лёд формируется в условиях высокого температурного градиента. Температура на его верхней поверхности близка к температуре воздуха, а на нижней соответствует температуре замерзания воды. Поверхностная температура льда испытывает значительные изменения, следуя за температурой воздуха, в то время как температура на нижней границе льда почти постоянна. Информация о распределении температуры в толще ледового покрова позволяет получать представление о теплофизических свойствах льда в районе проведения измерений и процессах его развития, что интересует гидрологов, океанологов, проектировщиков морских инженерных сооружений.

Нами разработано и апробировано в натурных условиях устройство для определения температурного профиля в ледовом покрове и подготовленных кернах льда. Устройство содержит измерительную и регистрирующую части, соединенные посредством кабеля связи, при этом измерительная часть представляет собой набор идентичных термощупов, на торце которых установлены цифровые термодатчики интегрального исполнения, а регистрирующая часть включает микроконтроллер, энергонезависимую память для хранения данных, часы реального времени, блок питания, а также драйвер цифровой линии и радиомодуль для связи с внешним компьютером. Отечественные и зарубежные производители выпускают достаточно широкую линейку аналоговых и цифровых датчиков температуры. Среди них наиболее известны изделия фирм Analog Device (серия ADT), Dallas Semiconductor (серия DS), Texas Instruments (серия TMP). Для данного устройства, как наиболее подходящий по точности, быстродействию, рабочему диапазону и типу корпуса, был выбран цифровой температурный датчик интегрального исполнения DS18B20 фирмы Dallas Semiconductor в корпусе TO-92.

Такой тип корпуса датчика позволил выполнить щупы в виде тонких (до 6 мм) цилиндров, обеспечивая их малую тепловую инерционность и возможность размещения на керне льда с интервалом от 20–30 мм. Защитная оболочка термощупов, кабеля и участки герметизации термодатчиков выполнены из морозостойких и однородных по физическим свойствам материалов, для предотвращения разогрева элементов измерительной части на солнце на них нанесено светоотражающее покрытие.

Датчик DS18B20 позволяет использовать провод питания и в качестве информационного, но в целях повышения надежности и помехозащищенности в данном варианте используется разделение питания и информации по разным проводникам. Регистрирующая часть устройства состоит из электрической платы модуля управления, блока питания (аккумуляторных батарей в автономном варианте), панели управления (ин-



Рис. 1. Структурная схема многоканального устройства для измерения температуры льда, где 1- измерительная часть, 2-регистрирующая часть, 3 – термодатчики, 4 – микроконтроллер, 5 – память, 6 – часы реального времени, 7 – драйвер цифровой линии, 8 – радиомодуль, 9 – блок питания, 10 – последовательный порт компьютера, 11 – приемопередатчик радиоканала

дикация и переключение), собранных в приборном контейнере (рис.2). Время преобразования датчика зависит от выбранного значения разрядности и при 12-разрядном преобразовании равно 0,75 сек. Динамический диапазон измерения температуры датчика DS18B20 задан изготовителем и находится в пределах от – 55°C до +125°C. Точность измерения при 12-разрядном преобразовании составляет ± 0,0625 °C и находится в диапазоне температуро т -10 °C до +25 °C.

Микроконтроллер считывает ASCII-код температуры с датчиков, преобразует в двоичное представление, сохраняет результаты в память DataFlash и передает в компьютер по проводной линии и/или по радиоканалу. Структурная схема устройства показана на рис. 1.

Разработанное устройство (рис.2) позволяет проводить с его помощью как долговременные измерения непосредственно в ледовой толще путем «вмораживания» щупов в лед, так и измерения температуры в подготовленных, извлечённых из ледового покрова кернах (рис.3).

Апробирование макета осуществлялось в 2014 и 2015 гг. Регулярные измерения температуры в кернах льда производились с января по март 2015 г. в б. Новик на трёх станциях (более 20 кернов) и в северной части Амурского залива на 5–6 станциях (более 30 кернов).

Керны имели диаметр 16 см и отбирались кольцевым ледобуром на чистых, незаторошенных участках ледового покрова. Керн после извлечения укладывался горизонтально на подставку, под установку термощупов на его боковой поверхности дрелью высверливались по кондуктору глухие отверстия диаметром 8 мм, глубиной 70–90 мм и шагом 30–60 мм вдоль оси керна. Термощупы устанавливались в отверстия на полную глубину. Измерения температурного профиля в свежеотобранном



Рис. 2. Внешний вид устройства

Рис. 3. Ледовый керн с установленными измерительными щупами

керне льда длились 15–25 минут. Для определения текущей температуры воздуха использовались один-два термощупа, также один щуп использовался при необходимости контроля температуры воды в лунке. На рис.4а представлены вертикальные профили температуры в кернах льда, отобранных в бухте Новик (о. Русский) зимой 2015 г. Временная изменчивость распределения температуры в толще льда обусловлена нестабильностью температурного фона атмосферного воздуха, вызванного кратковременными оттепелями и резкими похолоданиями в конце января – начале февраля и продолжительной оттепелью во второй половине февраля (рис.4б).

В 2014–2015 гг. в лабораторных и натурных условиях были выполнены серии экспериментов для определения стабильности характеристик чувствительных элементов многоканального устройства и оценки пределов случайной и методической погрешностей измерения температуры в кернах льда. Данные лабораторных экспериментов показали стабильность в течение 14 месяцев (с точностью 0,1°С) принятых значений коэффициентов калибровочных кривых используемых термоэлементов. Из натурных экспериментов, выполненных в условиях со слабыми температурными градиентами (измерения температуры воздуха в тени, либо морской воды в лунке), следует, что период термостабилизации термощупов не превышал 3 минут в воде и 7 минут на воздухе. В этих же сериях случайные погрешности, определяемые по величине среднеквадратичного отклонения после термостабилизации, составили 0,15°С.



Рис. 4. а) – профили температуры, измеренные макетом многоканального устройства в кернах льда б. Новик на станции, 43° 3.2' с.ш., 131° 50.3' в.д.; б) – график среднесуточной температура воздуха на метеостанции Владивосток-гора с 1 января по 12 марта 2015 г. (http://rp5.ru) и её измеренные значения в момент отбора кернов льда (отмечены точками). Нумерация кернов 1–6 соответствует датам отбора: 12, 27 января, 2, 10, 24 февраля и 2 марта 2015 г.

В кернах, извлечённых на стадии формирования ледяной толщи, температурные градиенты достигали 0.3° С/см, при точности определения положения термощупов 0,5 см. В результате оценка суммарной погрешности определения температуры в кернах, отобранных в январефеврале, не превышала $\pm 0.3^{\circ}$ С.

На стадии разрушения ледяного покрова состояние двухфазной системы морского льда нестабильно из-за неравномерности поглощения солнечной радиации. В этих условиях температура твёрдой фазы (кристаллы льда) близка к температуре плавления (0°С), а температура жидкой фазы может достигать положительных значений. Соотношение фаз в толще льда распределено неравномерно, и нарушается после извлечения керна и сверления отверстий под термощупы. В этом случае, погрешности определения температуры в слоях керна могут превышать установленное значение, $\pm 0,3°$ С.

Таким образом, результаты использования многоканального устройства для измерения температуры льда показали его эффективность и приемлемые эксплуатационные характеристики в натурных условиях на стадиях формирования и стабилизации ледового покрова. Измерения температурного профиля в ледовой толще на стадии разрушения ледяного покрова требуют иной методологии, учитывающей нестабильность двухфазной структуры льда, и адаптацию измерительных средств для этих условий.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ НИЗКОЧАСТОТНЫХ ГИДРОАКУСТИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ НА КОРОТКИХ И ДЛИННЫХ ДИСТАНЦИЯХ

В.А. Чупин

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, chupin@poi.dvo.ru

В целях изучения трансформации низкочастотных колебаний на границе геосфер в ноябре 2014 г. проведена экспериментальная работа по регистрации двухкоординатным лазерным деформографом сигналов, создаваемых в воде новейшим низкочастотным гидроакустическим излучателем. При обработке полученных данных исследовались особенности распространения низкочастотных гидроакустических колебаний и их трансформации в сейсмоакустические колебания при условии излучения в шельфовой и глубоководных областях Японского моря.

Экспериментальный комплекс включает следующие устройства: гидроакустическая излучающая система с центральной частотой излучения 22 Гц, применительно к условиям эксперимента, и береговой двухкоординатный лазерный деформограф, состоящий из двух, практически ортогональных друг другу плеч с длинами 52,5 м и 17,5 м. Устройства синхронизировались между собой посредством GPS-приемников.

Излучение проводилось на нескольких станциях с различным удалением от береговой приемной станции с использованием одного периода тонового и двух периодов фазоманипулированного сигналов. Методика излучения выбрана с погружением излучателя на глубину четверти длины волны (около 18 м) для получения вертикального направления максимума характеристики излучения.

На ближних дистанциях при удалении от деформографа на 17 км и глубине моря не более 100 м выполнен уверенный прием сигнала излучающей системы (см. рисунок). После обработки записанного сигнала методом свертки с записью контрольного гидрофона выявлено от 5 до 7 максимумов приходов фазоманипулированного сигнала.

При проведении излучения на станциях с удалением от 100 км, где глубины моря составляли до 3 км не выявлено сигнала излучающей



Динамическая спектрограмма участка записи лазерного деформографа при работе гидроакустического излучателя на удалении 17 км

системы в записях лазерного деформографа. Данный факт связан с выбранной методикой излучения, исключающей распространение сигнала в приповерхностном пространстве воды.

Тем не менее при работе излучающей системы в точке, удаленной от береговой приемной станции на 550 км, зарегистрирован сигнал гидроакустической системы очень малой амплитуды. Излучение выполнялось в западной части возвышенности Ямато. Сделаны выводы, что сигнал от излучающей системы трансформируется в дно в районе глубин 200–300 м.

Данные лазерного деформографа во время каждого периода работы гидроакустического излучателя, с учетом задержки прихода сигнала, также были обработаны математическими методами для поиска возможной регистрации излучаемого сигнала.

В результате апробирована методика работы с новой низкочастотной гидроакустической излучающей системой. После проведения экспериментальной части работ, при обработке данных береговых записывающих систем выявлено, что при работе излучающей системы в условиях глубокого моря применяемая методика излучения не позволяет изучать характеристики распространения гидроакустического сигнала, так как при корреляционной обработке не обнаружены приходы по ряду станций.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке программы «Дальний Восток» 2015 года и гранта РНФ (соглашение №14-17-00041).

14-БИТНАЯ РЕГИСТРИРУЮЩАЯ СИСТЕМА Для лазерно-интерференционных приборов

В.А. Швец

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, vshv@poi.dvo.ru

Применяемые для изучения закономерностей взаимодействия океана с атмосферой и литосферой в лаборатории физики геосфер ТОИ ДВО РАН приборы являются модификациями интерферометра Майкельсона, в которых в качестве источника излучения используются газовые гелийнеоновые лазеры, а в регистрирующей аппаратуре этих приборов используются компенсационные методы измерения разности хода лучей, позволяющих проводить измерения с высокой точностью [1]. Быстродействие и точность измерения регистрирующих систем такого типа зависят от частоты поискового сигнала, вводимого в оптическую схему приборов, от величины шага компенсации, который определяется разрядностью цифро-аналогового преобразователя и характеристиками усилителя выходного сигнала. Также, необходимо регистрировать множество возмущающих воздействий (влажность, давление, температура), которые часто являются шумом для приборов [2].

Разработанная в 2014–2015 гг. на базе современных контроллеров архитектуры ARM регистрирующая система для лазерноинтерференционных приборов имеет достаточно высокую частоту (64 МГц) и за счет широких возможностей работы с периферией позволяет использовать высокоразрядные цифро-аналоговые преобразователи, повышающие точность измерений, а также большой массив датчиков, располагающихся как внутри, так и снаружи приборов. Предусмотрена работа в двух режимах: непрерывного измерения и подсчета интерференционных четвертьволновых дискрет. Частота пробного (поискового) сигнала увеличена в четыре раза по сравнению с ранее созданными системами с 25 до 100 кГц, разрядность увеличена с 12 до 14 бит.

Основные технические характеристики регистрирующей системы. Источник излучения – гелий неоновый лазер с длиной волны излучения $0,63\div0,65$ мкм. Разрядность цифроаналогового преобразователя – 14, Частота пробного (поискового) сигнала – 100 кГц; тактовая частота контроллера – 64 МГц, точность измерения разности хода лучей интерферометра – 0,15 нм в непрерывном режиме регистрации и 0,08 мкм в режиме подсчета полос интерференционных полос, максимальная скорость изменения длины измерительного плеча интерферометра в режиме счетчика интерференционных полос – 6,4 см/с. Данная система может устанавливаться в береговые лазерные деформографы, лазерные измерители давления атмосферы и гидросферы.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке программы «Дальний Восток» 2015 года и гранта РНФ (соглашение № 14–17– 00041).

Литература

1. Долгих Г.И., Будрин С.С., Долгих С.Г., Овчаренко В.В., Чупин В.А., Швец В.А., Яковенко С.В. Морские внутренние волны и атмосферные депрессии // ДАН. 2015. Т. 462. №5. С. 1–4.

2. Швец В.А. Контроллер-детектор регистрирующей системы лазерного деформографа // ПТЭ. 2011. №1. С. 159–160.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ КРУПНОМАСШТАБНЫХ И ЛОКАЛЬНЫХ ВИХРЕЙ ВЕКТОРА АКУСТИЧЕСКОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ

В.А. Щуров^{1,2}, А.С. Ляшков¹, С.Г. Щеглов¹, Е.С. Ткаченко¹

¹Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, shchurov@poi.dvo.ru ²Морской государственный университет им. адмирала Г.И. Невельского, Владивосток

Значительным достижением современной векторной подводной физической акустики является обнаружение вихрей вектора акустической интенсивности в реальном волноводе мелкого моря на дистанциях много больших длины волны от источника. Ранее акустические вихревые структуры наблюдались в экспериментах только вблизи источника, на расстояниях не более длины волны. Механизм образования крупномасштабной и локальной завихренности различны. Максимальный интервал интерференции лучей (мод) определяет картину крупномасштабной завихренности. Локальные вихри возникают в тех точках волновода, в которых возникают локальные минимумы интерференции акустического давления дислокации [1]. Совокупность крупномасштабных и локальных вихрей образует вихревую структуру акустического поля интенсивности. В настоящей работе приведены результаты экспериментальных исследований крупно- и мелкомасштабных вихревых структур интерференционного акустического поля в диапазоне низких частот. Полученные результаты являются оригинальными и могут быть полезны при построении реальной акустической модели мелкого моря. Эксперимент проведен в бухте Витязь Японского моря в августе-сентябре 2013 г. Приемный модуль состоит из четырех комбинированных приемников (16 информационных акустических каналов). Комбинированные приемники располагались в вертикальной плоскости в углах прямоугольника и находились в одном общем обтекателе (рис. 1). Акустическая информация в цифровом виде транслировалась в береговую лабораторию. Как следует из рис. 1, декартовы оси координат х-, у- каналов векторных приемников расположены в горизонтальных плоскостях; оси z-каналов лежат в вертикальной плоскости и направлены от поверхности к дну волновода. Полный объем приемного модуля составляет ~ 3 м³, что обеспечивает ему значительную присоеди-



Рис. 1. Схема приемного комбинированного модуля. Обозначения: 1–4 – номера комбинированных приемников П1-П4. Оси у комбинированных приемников направлены за плоскость чертежа. Расстояние 1–4 и 2–3 равны 1,20 м; 4–3 и 1–2 равны 0,64 м; 5 – внешний обтекатель приемного модуля

где L –

ненную массу. Глубина места измерений ~30 м. После постановки приемной системы на глубину 15 м, она была осмотрена аквалангистами. на предмет правильности расположения элементов приемной системы. Источниками излучения являлись проходящие суда. Зависимость скорости звука от глубины приведена на рис. 2. Во время эксперимента состояние морской поверхности изменялось от штиля до трех баллов по шкале Бофорта.

Векторные свойства интенсивности могут быть выражены через ротор и дивергенцию комплексной интенсивности:

$$rot \vec{I}_{c}(r) = (k/c) \left[\left(\vec{I} \times \vec{Q} \right) / V \right],$$

$$div \vec{I}(r) = 0,$$

$$rot \vec{Q}(r) = 0,$$

$$div \vec{Q} = -2\omega (T - V) = -2\omega L,$$

лагранжиан; $V = \frac{1}{4\rho c^{2}} p(r) p^{*}(r)$ - потенциальная энергия;

$$T = \frac{\rho}{4}\vec{V}(r)\vec{V}^{*}(r)$$
 – кинетическая энергия. Из системы уравнений (1) сле-

дует, что вектор активной интенсивности (т.е. вектор плотности потока энергии или вектор интенсивности) по своей природе всегда будет обладать вихревыми свойствами, если $\vec{I} \times \vec{Q} \neq 0$, т.е. если вектора \vec{I} и \vec{Q} неколлинеарны. Как показывает натурный эксперимент, в интерференционном поле мелкого моря это условие выполняется [2].

Таким образом, векторное поле акустической интенсивности по определению является вихревым. структура вихревого поля представляет собой суммы крупномасштабных и локальных вихрей [3]. Рассмотрим, к чему сводится взаимодействие крупномасштабных и локальных вихревых структур на примере функций $rot_y \vec{I}(t)$ и $\Delta \varphi_z(t)$. Воспользуемся формулой [3]:
$$rot(p\vec{V}^{*}) = -i\frac{\omega\rho}{2} \left[\vec{V} \times \vec{V}^{*}\right] =$$

$$= -2\omega\rho \left[V_{y}V_{z}\sin(\varphi_{z} - \varphi_{y})\vec{i} + V_{x}V_{z}\sin(\varphi_{z} - \varphi_{x})\vec{j} + V_{y}V_{x}\sin(\varphi_{x} - \varphi_{y})\vec{k}\right] =$$

$$= -2\omega\rho \left(rot_{x}p\vec{V}^{*} + rot_{y}p\vec{V}^{*} + rot_{z}p\vec{V}^{*}\right), \qquad (2)$$

и разностью фаз между компонентами колебательной скорости $\Delta \varphi_{ij} = \varphi_i - \varphi_j$:

$$\Delta \varphi_{i,j}(r,\omega) = \operatorname{arctg} \frac{\operatorname{Im} S_{V_i V_j}(r,\omega)}{\operatorname{Re} S_{V_i V_j}(r,\omega)}, \ (i,j=x,y,z), \ i \neq j,$$
(3)

где p – акустическое давление; $\vec{V} = \vec{V}_0 e^{i(\omega t - \varphi_0)}$ – колебательная скорость; \vec{V}^* – комплексно-сопряженное значение вектора колебательной скорости; ω – круговая частота; ρ – невозмущенное значение плотности среды; V_i – амплитудное значение компонент колебательной скорости (i=x,y,z); ($\varphi_y - \varphi_z$), ($\varphi_x - \varphi_z$), ($\varphi_y - \varphi_x$) – разности фаз между компонентами колебательной скорости.

Рассмотрим группу локальных вихрей на фоне крупномасштабной завихренности на двух горизонтально разнесенных приемниках П2 и П3. Диапазон частот 166±4 Гц ($\lambda = 9$ м). Расстояние между приемниками – 1,20 м (рис. 1). Волна бежит от П2 к П3. Диаметр крупномасштабного вихря равен длине волны $\lambda \approx 9$ м и, следовательно, оба приемника находятся в области данного вихря. Локальный вихрь имеет диаметр ~ 0,9 м и, следовательно, его перемещение от П2 к П3 можно наблюдать во времени. Ограничимся рассмотрением функций $\Delta \varphi_{z}(t)$ и $rot_{y}\vec{I}(t)$ на временном интервале равном 18 с (интервал расстояний на который смещается источник

54 м). На временном интервале 3100–3105 с разностью фаз $\Delta \varphi_z(t)$ обоих приемников совпадают и у-компонента ротора на этом интервале достигает максимальной величины. При *t* – более 3105 с возникает возмущение $\Delta \varphi_z(t)$ на приемнике П2 и фазы приемников П2 и П3 начинают «расходится», что приводит к деградации крупномасштабной завихренности на рис. 36. При *t* > 3109 с появляются осцилляции $\Delta \varphi_z(t)$



Рис. 2. Зависимость скорости звука от глубины, а – положение комбинированной приемной системы в волноводе



Рис. 3. Зависимость от времени: а – разности фаз $\Delta \varphi_{\underline{c}}(t)$ на приемниках П2 и П3; б – нормированное значение *rot* $_{y}\vec{I}(t)$. Диапазон частот 166±4 Гц. Время усреднения – 0,25 с

величиной более 180° вначале на П2, затем на П3. Осцилляции в пределах 180° указывают на смену направления движения энергии «вверх-вниз», что влечет за собой «размытые» крупномасштабные завихренности. При *t* > 3115 с локальные вихри покидают приемники П2 и П3 и ротор стремится к своему максимальному значению. Таким образом, локальные вихри в определенной мере деформируют крупномасштабное вихревое поле.

Полученные результаты являются оригинальными и открывают новые возможности в исследовании сложного акустического поля мелкого моря.

Литература

1. Журавлев В.А., Кобозев И.К., Кравцов Ю.А. Дислокации фазового фронта в океаниче-ском волноводе и их проявление в акустических измерениях // Акуст. журн. 1989. Т. 35. №2. С.260–265.

2. Щуров В.А., Кулешов В.П., Ткаченко Е.С. Фазовые спектры интерференции широкополосного поверхностного источника в мелком море // Сборник трудов XXII сессии Российского акустического общества и Сессии Научного совета РАН по акустике. Т.2, -М.: ГЕОС, 2010. С.248–251.

3. Щуров В.А., Ляшков А.С. О некоторых особенностях энергетических характеристик ин-терференционного акустического поля мелкого моря // Акуст. журн. 2013. Т.59, №4. С. 459–468.

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ И СОЗДАНИЯ МЕХАНИКИ ОПТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

С.В. Яковенко

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, ser_mail@poi.dvo.ru

При построении различных оптических систем, в частности интерферометров, часто возникает необходимость в соединении деталей из металла (держатели, юстировочные платформы) с хрупкими компонентами из стекла (зеркала, делительные кубики, поляризаторы, фазовращатели и пр.) а также электромеханических элементов управления (пьезокерамики, пьезоактуаторов). В такой ситуации для соединения возможно применение зажимов различных конструкций и крепление с использованием клеящих составов. Возможности применения механических зажимов на практике ограничиваются простым неподвижным соединением единственного хрупкого элемента в держателе с использованием упругих прокладок. Использование же в одном компоненте одновременно нескольких хрупких элементов, например пьезокерамики и зеркала, не представляется возможным. Таким образом, наиболее предпочтительным, а потому и часто встречающимся на практике креплением нескольких хрупких оптических компонентов в одном узле является клеевое соединение. Основным достоинством такого соединения является низкая стоимость, однако имеется ряд существенных недостатков снижающих удобство его применения. Среди них можно отметить большое время установки деталей, сложность технологического процесса соединения и необходимость тщательного его соблюдения, потеря прочностных характеристик при работе пьезокерамических элементов, а также вследствие старения материала.

В качестве альтернативы предлагается использование специального упругого зажима, охватывающего соединяемые детали, прижимая, их друг к другу и к держателю-основанию, на котором сам зажим фиксируется винтами (см. рисунок).

Суть работы и отличие этого зажима от традиционных заключается в том, что он не удерживает детали по отдельности, а прижимает весь па-



Применение упругого устройства соединения компонентов оптических систем. 1 – металлический держатель-основание, 2 – диэлектрическая прокладка, 3 – пьезокерамика ЦТС-26, 4 – зеркало, 5 – упругий зажим, 6 – крепежные винты. Справа на врезке клеевое и безклеевое соединение. Снизу схематический разрез зажима

кет деталей к одному несущему элементу. При этом он представляет собой пространственный упругий элемент растяжения-сжатия, имеющий в установленном виде предварительно растянутое состояние. Это позволяет одновременно осуществлять упругое удержание хрупких оптических компонентов и жесткое крепление самого зажима на основании. Степень свободы за счет упругой пластичности зажима позволяет обеспечить не только плотное прилегание оптических компонентов друг к другу, но и возможность работы электромеханических элементов. Такой способ крепления имеет и другие достоинства: возможность оперативной замены компонентов, технологическая простота этой операции, низкая масса зажима. Величина предварительного растяжения, благодаря которому и происходит удержание оптических компонентов, жесткость стенок зажима выбираются индивидуально в конкретной установке исходя из требований к соединению. Прежде всего, они зависят от массы и размеров соединяемых деталей, требуемой и допустимой величин сил прижатия.

Поскольку непосредственный контакт зажима осуществляется только с двумя из соединяемых деталей (держатель-основание и самый дальний от него оптический элемент), то дизайн устройства зажима определяется, в основном, формой и размерами этих деталей, а также суммарной высотой пакета соединяемых компонентов. На рисунке приведен пример использования зажима указанного типа для удержания пьезокерамики и зеркала на металлическом держатеКорпус зажима может быть выполнен из металла или пластика. Последний является наиболее предпочтительным в силу технологической простоты изготовления. Это может быть сделано современными методами аддитивного производства или традиционными с использованием пресс-форм. При этом могут быть использованы различные виды термопластичных пластмасс с модулем упругости при изгибе 2000–3000 МПа, например пластик ABS. Зажим был разработан в среде AutoCAD и с использованием экструзионного метода «напечатан» на 3D-принтере. Удобство такого способа разработки заключается в гибкости процесса получения прототипа детали, возможности внесения изменений на любых этапах производства. В данном случае полученные прототипы являются вполне функциональными устройствами.

Испытания полученных образцов дали положительные результаты, и они могут быть рекомендованы к использованию. По результатам проведенных работ сделан вывод, что данный метод разработки и изготовления пластиковых деталей приборов может быть широко применен при однократном и мелкосерийном производстве.

На зажим нового типа оформляется правовая защита.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке программы «Дальний Восток» 2015 года и гранта РНФ (соглашение №14-17-00041), (соглашение №14-50-00034).