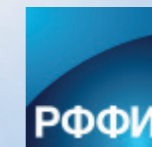


ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ  
БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ  
**ТИХООКЕАНСКИЙ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЙ  
ИНСТИТУТ ИМ. В.И. ИЛЬЧЕВА**  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ  
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК



ОДИННАДЦАТЫЙ ВСЕРОССИЙСКИЙ  
СИМПОЗИУМ

**«ФИЗИКА ГЕОСФЕР»**

МАТЕРИАЛЫ ДОКЛАДОВ

Владивосток,  
9–14 сентября 2019 г.



Научное издание

**ФИЗИКА ГЕОСФЕР**

Одиннадцатый Всероссийский симпозиум  
9-14 сентября 2019 г., Владивосток, Россия

Материалы докладов

Составитель *О.В. Новикова*

Материалы докладов печатаются  
в авторской редакции

ISBN 978-5-6043211-1-9



9 785604 321119

Подписано к печати 22.07.2019 г.  
Бумага офсетная. Формат 60×90/16.  
Усл. п. л. 31,25. Уч.-изд. л. 29,8.  
Тираж 275 экз. Заказ 11

Индивидуальный предприниматель  
Мироманова Ирина Витальевна  
690106, г. Владивосток, ул. Нерчинская, 42-102

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ  
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  
ОДИННАДЦАТЫЙ ВСЕРОССИЙСКИЙ  
СИМПОЗИУМ**

**9-14 сентября 2019 года**

**МАТЕРИАЛЫ ДОКЛАДОВ**

POI FEB RAS

**Physics of Geospheres**

11-th All-Russia Symposium  
September 9-14, 2019, Vladivostok, Russia

Proceedings

Vladivostok  
2019

УДК 550.34; 551.467; 551.467; 528.88; 534.222.2; 551.463.2

**Физика геосфер:** Одиннадцатый Всероссийский симпозиум, 9-14 сентября 2019 г., Владивосток, Россия: мат. докл. / Министерство науки и высшего образования Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2019. – 500 с. ISBN 978-5-6043211-1-9

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 геолого-геофизических структур, модельно-теоретические направления сейсмоакустико-гидрофизических процессов.

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

**Организационный комитет**

**Председатель** академик Долгих Г.И.

**Заместители председателя:**

д.ф.-м.н. Ярошук И.О.

д.ф.-м.н. Дзюба В.П.

**Секретарь:** к.т.н. Громашева О.С.

**Члены комитета:**

д.ф.-м.н. Короченцев В.И.

д.г.-м.н. Кулинич Р.Г.

д.ф.-м.н. Луговой В.А.

д.т.н. Моргунов Ю.Н.

Утверждено к печати Ученым советом ТОИ ДВО РАН.

Симпозиум проводится при финансовой поддержке ДВО РАН и РФФИ (грант №19-05-20098).

**Physics of Geospheres:** 11-th All-Russia Symposium, September 9-14, 2019, Vladivostok, Russia: Proceedings / V.I.Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS. – Vladivostok: 2019.- 500 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 geological-geophysical structures, modelling-theoretical studies of seismic-acoustic-hydrophysical processes.

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

## СОДЕРЖАНИЕ

### СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ И СРЕДСТВА МОНИТОРИНГА И ТОМОГРАФИИ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН

<i>Долгих Г.И.</i> Физика геосфер .....	10
<i>Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В.</i> Информативность солнечных нейтрино .....	14
<i>Александина М.Г., Загумёнов А.А., Леошико О.А.</i> Сравнение подходов к определению перепада уровней поверхности океана по спутниковым данным .....	20
<i>Бородин А.Е.</i> Использование радиогидроакустических систем для оперативного мониторинга гидрофизических процессов в переходных зонах .....	22
<i>Будрин С.С.</i> Применение общей функции изменения периода для расчёта основных характеристик морских поверхностных гравитационных и ветровых волн .....	26
<i>Буланов В.А., Бугаева Л.К.</i> Влияние пузырьков в приповерхностном слое моря на затухание звука и структуру акустического поля .....	29
<i>Буланов В.А., Корсков И.В., Стороженко А.В.</i> Исследования рассеяния звука с применением донных излучателей .....	34
<i>Буланов В.А., Корсков И.В., Попов П.Н.</i> Акустическая нелинейность верхнего слоя моря и способы ее измерения .....	40
<i>Буренин А.В., Лебедев Л.С., Моргунов Ю.Н.</i> Анализ результатов экспериментальных исследований по распространению звука в протяженных мелководных волноводах .....	46
<i>Вакульская Н.М., Дубина В.А., Плотников В.В.</i> Вихревая структура Восточно-Камчатского течения по спутниковым наблюдениям .....	50
<i>Гайко Л.А.</i> Особенности термических условий прибрежной зоны Приморья в 2017 году на фоне многолетних данных гидрометеорологических станций (северо-западная часть Японского моря) .....	53
<i>Голов А.А., Моргунов Ю.Н., Петров П.С.</i> Исследование вариаций эффективных скоростей звука на разных горизонтах приёма в глубоком море при излучении сигнала из шельфовой зоны .....	57
<i>Гончарова А.А., Фищенко В.К.</i> Совместный анализ данных наблюдений колебаний уровня Японского моря на береговых станциях российской службы предупреждения о цунами и станциях Японского метеорологического агентства в 2013-2018 годах .....	63
<i>Долгих Г.И., Щербатюк А.Ф., Будрин С.С., Чупин В.А.</i> Особенности применения автономного необитаемого подводного аппарата при изучении пространственной структуры гидроакустических полей .....	69
<i>Долгих С.Г.</i> Метеоцунами на юге Приморского края .....	74
<i>Дорофеева Д.В., Минервин И.Г., Пищальник В.М.</i> Методологические подходы к прогнозированию ледовитости Татарского пролива .....	77
<i>Дубина В.А., Фищенко В.К., Вражкин А.Н.</i> Зыбь в заливе Петра Великого по спутниковым изображениям .....	81

<i>Дюльдина Н.И.</i> Акустическое зондирование крупномасштабных неоднородностей океана движущимся источником .....	86
<i>Зацерковный А.В.</i> Определение характеристик течения в морской воде по видеопроекции, полученной с подводной камеры .....	91
<i>Зимин П.С., Фищенко В.К., Суботэ А.Е., Зацерковный А.В., Голик А.В.</i> Разработка и апробация в бухте Алексея (о-в Попова) технологий регистрации волнения и колебаний уровня моря, основанных на анализе видео ..	95
<i>Ковзель Д.Г.</i> Экспериментальные исследования дальности и устойчивости акустической связи комплекса «Шельф-2014» на мелководном шельфе при наличии ледового покрова .....	102
<i>Константинов О.Г.</i> Современные методы мониторинга прибрежной зоны ....	107
<i>Кошелева А.В., Ярошук И.О., Швырев А.Н., Самченко А.Н., Пивоваров А.А., Коротченко Р.А.</i> Экспериментальные исследования фоновых внутренних волн в прибрежной части залива Петра Великого .....	110
<i>Лобанов В.Б., Марьяна Е.Н., Сергеев А.Ф., Воронин А.А., Горин И.И., Щербинин П.Е., Семкин П.Ю., Крайников Г.А., Калинин В.В., Зверев С.А., Суховеев Е.Н., Рудых Я.Н., Аксентов К.И., Косьяненко А.А., Дубина В.А., Карнаух В.Н., Лазарюк А.Ю.</i> Результаты измерений буя-волнографа в юго-западной части залива Петра Великого.....	114
<i>Лобанов В.Б., Сергеев А.Ф., Марьяна Е.Н., Воронин А.А., Горин И.И., Баннов В.А., Семкин П.Ю., Шлык Н.В., Гуленко Т.А., Рудых Я.Н., Коптев А.А., Калинин В.В., Зверев С.А., Суховеев Е.Н., Аксентов К.И., Косьяненко А.А., Щербинин П.Е., Цой В., Дубина В.А., Лазарюк А.Ю.</i> Исследование состояния и изменчивости водной среды северо-западной части Японского моря.....	119
<i>Луговой В.А., Базылев П.В., Крумгольц И.В., Горбунов А.В., Цой Д.И.</i> Лазерная установка для калибровки средств измерений скорости ультразвука в морской воде .....	124
<i>Луговой В.А., Рассказов И.Ю., Цой Д.И.</i> Исследование возможности регистрации медленных деформационных волн лазерным деформографом .....	129
<i>Любицкий Ю.В., Харламов П.О.</i> Численное моделирование приливных колебаний уровня моря дальневосточных морей .....	134
<i>Мишуков В.Ф., Горячев В.А., Ярош В.В.</i> Расчет объемного распределения радионуклидов в морской среде северо-западной части Тихого океана после аварии на АЭС Фукусима-1 в марте 2011 г. ....	139
<i>Мороз В.В., Шатилина Т.А.</i> Механизмы формирования термических режимов юго-западной части Охотского моря .....	145
<i>Новотрясов В.В.</i> Нелинейная диагностика прибрежной зоны приливного моря	150
<i>Пермяков М.С., Клещева Т.И., Поталова Е.Ю., Журавлев П.В.</i> Системы локализации молний в мониторинге тропических циклонов .....	153
<i>Плотников В.В., Вакульская Н.М., Дубина В.А.</i> Цифровой портрет сплоченности ледяного покрова Берингова моря .....	158
<i>Поликутин Е.Ю., Олейников И.С.</i> Использование методов машинного обучения при распознавании переходных зон по данным численных моделей	162

<i>Половинка Ю.А., Максимов А.О.</i> Новые методы и системы акустического мониторинга газожидкостных потоков .....	165
<i>Романюк В.А., Пищальник В.М., Минервин И.Г.</i> Оценка точности результатов расчёта ледовитости Охотского моря по данным Japan meteorological agency и national ice center .....	170
<i>Рудых Н.И., Ростов И.Г., Дмитриева Е.В.</i> Проявление глобальных климатических изменений в морях западной окраины Тихого океана .....	175
<i>Рутенко А.Н., Радаев И.Р., Ущиповский В.Г.</i> Натурные и модельные исследования акустических импульсов, генерируемых раком-шелкуном .....	181
<i>Сазонов С.В.</i> О распространении солитонов в градиентных волноводах .....	186
<i>Самченко А.Н., Пивоваров А.А., Швырев А.Н., Яроцук И.О.</i> Низкочастотные экспериментальные акустические исследования на шельфе Японского моря (залив Петра Великого) .....	189
<i>Тимофеев В.Ю., Сизиков И.С., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В., Носов Д.А., Валитов М.Г., Бойко Е.В.</i> Мониторинг силы тяжести и смещений в Байкальском регионе .....	195
<i>Тимофеев В.Ю., М.Г. Валитов М.Г., Сизиков И.С., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В., Стусь Ю.Ф., Носов Д.А., Кулинич Р.Г., Горнов П.Ю., Калиш Е.Н.</i> Мониторинг силы тяжести и смещений на юге Приморья .....	200
<i>Чупин В.А.</i> Томография морского дна береговыми лазерными деформографами	205
<i>Швец В.А.</i> Лазерный деформограф с формированием квадратурных сигналов	209
<i>Шумилов И.В., Минервин И.Г., Пищальник В.М., Никонова Е.В., Терентьев Н.С.</i> Разработка прогностического правила внутрисезонной динамики ледяного покрова: начальная фаза развития .....	214
<i>Яковенко С.В.</i> Устройство автономизации гидрофизических приборов .....	220
<i>Яроцук И.О., Швырев А.Н., Пивоваров А.А., Самченко А.Н., Кошелева А.В.</i> К вопросу об определении направления на источник звука одиночным комбинированным приемником .....	224

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

<i>Бессонова Е.А., Зверев С.А., Телчико А.С., Маликов А.С., Цовбун Н.М.</i> Геоманнитные исследования на акватории и островах архипелага Римско-Корсакова (залив Петра Великого, Японское море) .....	230
<i>Бронников А.К.</i> Глубинное строение Курского разлома по результатам трёхмерной интерпретации магнитотеллурических данных .....	233
<i>Василенко Л.Н.</i> Особенности условий осадконакопления в позднем Миоцене – раннем Плиоцене в южной части островного склона Курило-Камчатского желоба .....	235
<i>Гаврилов А.А.</i> Применение материалов дистанционного зондирования из космоса для индикации морфоструктурных элементов побережий и дна прилегающих акваторий (япономорский регион) .....	240
<i>Гаврилов А.А.</i> Кольцевые структуры дна Тихого океана: вопросы индикации и идентификации .....	245
<i>Емельянова Т.А.</i> Геохимические и генетические особенности щелочного вулканизма южной части Японского моря .....	250

<i>Зверев С.А., Бессонова Е.А., Теличко А.С., Коптев А.А.</i> Геомагнитные исследования на акватории бухты Золотой Рог (залив Петра Великого, Японское море) .....	253
<i>Иволга Е.Г., Манилов Ю.Ф.</i> Структура литосферы южного Сихотэ-Алиня в геофизических моделях .....	256
<i>Каплун В.Б., Бронников А.К.</i> Геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии южного Сихотэ-Алиня по профилю с. Абражеевка – п. Валентин по данным магнитотеллурических зондирований .....	260
<i>Коломиец А.Г., Герасименко М.Д., Шестаков Н.В.</i> Геодезические наблюдения современных движений земной коры и уровень воды в озере Ханка .....	265
<i>Кулинич Р.Г., Осипова Е.Б., Валитов М.Г.</i> Плотностная неоднородность, гравитационная неустойчивость и напряжения в земной коре Центральных Курил .....	267
<i>Лепешко В.В., Мельниченко Ю.И.</i> Региональные особенности тектоники в Азиатско-Тихоокеанской переходной зоне .....	272
<i>Манилов Ю.Ф.</i> Особенности петрофизической изученности среднего и нижнего Приамурья .....	277
<i>Мельниченко Ю.И., Коптев А.А.</i> О вулканическом плато Западно-Филиппинской котловины .....	282
<i>Мишукова О.В., Шакиров Р.Б., Якук А.В., Валитов М.Г.</i> Концентрации и потоки метана как индикаторы особенностей геологического строения в области сочленения Центральной котловины и Татарского трога (Японское море) .....	287
<i>Можеровский А.В.</i> Аутигенные минералы в вулканогенно-осадочных породах северной части зоны перехода от азиатского континента к Тихому океану .....	292
<i>Никифоров В.М., Шкабарня Г.Н., Жуковин А.Ю.</i> Выделение аномалий электрической проводимости в глубинных структурах юга Дальнего Востока методом магнитотеллурического зондирования .....	297
<i>Обжиров А.И., Саломатин А.С., Телегин Ю.А.</i> Влияние потоков метана и газогидратов на физические поля геосфер .....	302
<i>Пак В.В.</i> Численное моделирование взаимодействия глубинных и поверхностных процессов в западно-тихоокеанской переходной зоне .....	309
<i>Плетнев С.П.</i> Апт–Сеноманские осадочные породы гайтов Магеллановых гор и условия их образования .....	314
<i>Полин В.Ф., Разумный А.В., Ерёмкина Т.С., Бадрединов З.Г., Кутырев А.В.</i> Геодинамические обстановки формирования и возраст палеовулканических серий Олюторского террейна (Корякия, Россия); возраст магматитов рудоносных комплексов: данные геохимии, микрофаунистической и изотопной периодизации .....	318
<i>Пономарева А.Л., Еськова А.И., Бакунина М.С., Харитонова Д.К., Шакиров Р.Б., Обжиров А.И.</i> Численность бактерий и микробиологическое окисление метана в донных отложениях Японского моря .....	326
<i>Старжинский С.С.</i> Предварительные результаты магнитовариационного зондирования Суйфунской впадины .....	333
<i>Съедин В.Т., Валитов М.Г. Аксентов., К.И., Ли Н.С., Прошкина З.Н.</i> Северное замыкание Центральной котловины Японского моря (по результатам 81-го рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев») .....	338



<i>Съедин В.Т., Валитов М.Г., [Прокудин В.Г.]</i> Геолого-геофизические особенности строения Центральной котловины Японского моря .....	345
<i>Теличко А.С., Бессонова Е.А., Зверев С.А., Емельянова Т.А., Пугачев А.А., Маликов А.С.</i> Результаты петромагнитных исследований горных пород Архипелага Римского-Корсакова (залив Петра Великого, Японское море) ..	353
<i>Уткин И.В.</i> Методика разложения гранулометрического анализа морских донных осадков на популяции для получения тренда перемещения их частиц .....	356
<i>Харченко Т.А., Терехов Е.П.</i> Возрастная корреляция сейсмических и геологических комплексов пород хребта Витязь по петрофизическим данным (Тихоокеанский склон Курильский островной дуги) .....	359

## МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЙСМОАКУСТИКО-ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН

<i>Гордейчук Т.В., Казачек М.В.</i> Измерение длительности вспышек сонолюминесценции с помощью счетчика корреляций, построенного на базе осциллографа и компьютера .....	366
<i>Горовой С.В., Наумов С.Б.</i> Сравнительный анализ сейсмосигналов, одновременно зарегистрированных разными сейсмостанциями в Приморском крае .....	370
<i>Горовой С.В., Коренбаум В.И.</i> О регистрации шумов, создаваемых ластами на мелководье .....	375
<i>Громишева О.С.</i> Проект информационной системы акустико-гидрофизического полигона МЭС «мыс Шульца» .....	380
<i>Губко М.А.</i> Математическая модель акустической линзы дельфина .....	385
<i>Долгих Г.И., Мишаков А.В.</i> Магнитудные инварианты в сопряжении с частотным законом Гутенберга-Рихтера и теоретико-размерностные инварианты в физике землетрясений .....	390
<i>Касаткин Б.А., Злобина Н.В., Касаткин С.Б.</i> Пограничные волны Рэлея-Шолте в акустике слоистых сред .....	418
<i>Касаткин Б.А., Касаткин С.Б.</i> Модуляция поля пограничных волн внутренними волнами в переходной зоне шельф - глубокое море.....	422
<i>Козицкий С.Б.</i> Численное моделирование конвекции в многокомпонентной среде .....	427
<i>Козицкий С.Б.</i> Модовое параболическое уравнение с учетом взаимодействия мод и упругих свойств дна для задач распространения звука в мелком море .....	430
<i>Короченцев В.И., Лисунов Е.В., Титов Е.М.</i> Прохождение сферической волны через границу вода - воздух .....	432
<i>Короченцев В.И., Лобова Т.Ж., Эм А.А.</i> Модель распространения электромагнитных волн на границе раздела «лед - атмосфера» .....	437
<i>Лобова Т.Ж., Короченцев В.И.</i> Синтез гидроакустических антенных решеток в мелком море .....	441
<i>Лобова Т.Ж., Короченцев В.И., Шпак Ю. В., Черненко В.А.</i> Анализ гидроакустических антенн в мелком море с ледовым покрытием .....	443
<i>Макаров Д.В., Петров П.С.</i> Теория случайных матриц для широкоугольного параболического уравнения .....	448

<i>Навроцкий В.В.</i> Геофизические и биологические эффекты внутренних волн в шельфовой зоне моря .....	450
<i>Навроцкий В.В., Ляпидевский В.Ю., Павлова Е.П., Храпченков Ф.Ф.</i> О спектральной структуре колебаний температуры и скорости течений в придонном слое в прибрежной зоне моря .....	455
<i>Плотников А.А.</i> Некоторые особенности возникновения морских инфрагравитационных волн .....	460
<i>Прошкина З.Н., Валитов М.Г., Колпацникова Т.Н., Наумов С.Б.</i> Сравнение наблюдаемого гравитационного эффекта от океанического прилива с его модельными значениями (МЭС «мыс Шульца», бухта Витязь, залив Посьет) .....	463
<i>Рыбченко А.А., Смоленский Е.В., Шабанов Г.А., Черненко В.А.</i> Исследование акустических характеристик биоакустических систем «морские млекопитающие-широкополосные излучающие системы» .....	468
<i>Смирнов С.В.</i> Исследование резонансных колебаний в заливах Японского моря .....	471
<i>Смоленский Е.В., Короченцев В.И., Рыбченко А.А., Шабанов Г.А.</i> Анализ акустических биоритмов морских млекопитающих .....	474
<i>Фищенко В.К., Гончарова А.А.</i> Программа анализа многоканальных сигналов oceansp: применение к задачам исследования собственных колебаний земли .....	478
<i>Четырбоцкий А.Н.</i> Формирование и эволюция геосфер .....	485
<i>Чугайнова А.П.</i> Особые разрывы в моделях механики сплошной среды .....	489
<i>Щуров В.А., Ляшков А.С., Щеглов С.Г., Ткаченко Е.С.</i> Динамика акустических вихревых структур в волноводе мелкого моря .....	493
Список всех участников XI Симпозиума «ФИЗИКА ГЕОСФЕР» .....	498

**СОВРЕМЕННЫЕ  
МЕТОДЫ И СРЕДСТВА  
МОНИТОРИНГА И ТОМОГРАФИИ  
ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН**

# ФИЗИКА ГЕОСФЕР

**Г.И. Долгих**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
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 микросейсм 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 с и 3-4 с, второй из которых вызван ветровыми волнами близлежащего озера Умыкий, 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 «Инфразгравитационного шума Земли» пульсациями атмосферного давления в резонансном и окологрезонансном 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 «Инфразгравитационного 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 «Инфразгравитационного шума Земли» связывают с морскими волновыми процессами: 1) инфразгравитационными 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 ам-

плитуд 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) приливно-отливными 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 главной целью настоящей работы является: 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 подпрограммы № 18-1-004 «Изучение фундаментальных основ взаимодействия разномасштабных гидроакустических, гидрофизических и геофизических процессов...».

## 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 кросс-корреляционную 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.

# ИНФОРМАТИВНОСТЬ СОЛНЕЧНЫХ НЕЙТРИНО

**О.Б. Хаврошкин, В.В. Цыплаков**

*Институт физики Земли РАН, г. Москва  
khavole@ifz.ru*

Изучение природной радиоактивности как объекта, способного менять свои временные характеристики ведется во многих странах. Интересен поиск по возможному влиянию внешних источников на радиоактивность. Циклы 5 минут, 18 минут и 53 минуты найдены в астрофизике. Цикл в 27 дней соответствует активности Солнце. Цикл в 28,4 дня обнаружили ученые Стэнфордского университета (США) П. Старрек, Г.Вальтер и М. Витленд, как пульсации потока солнечных нейтрино.

**Проведение исследования и первичная обработка данных.** Эксперименты по мониторингу природной радиоактивности и возможному влиянию Солнца, как и ранее, проводились нами путём измерения вариаций гамма-излучения образца руды из Забайкальского уранового месторождения, характеристики образца. Использовался автономный цифровой регистратор «EClerk» с ежеминутным опросом детектирующего устройства (радиометра) и последующим переносом этих данных на компьютер по несложной схеме (рис.1). Соответственно, герметичный стальной контейнер объемом 0.5л., содержащий 20г. урановой руды (1) как источник проникаем только для гамма-лучей, которые регистрируются детектором излучения (счетчик Гейгера типа СБМ19) (2) и полученное значение ежеминутно записывается в память регистратора «EClerk» (3). Затем эти данные обрабатываются на персональном компьютере (4).

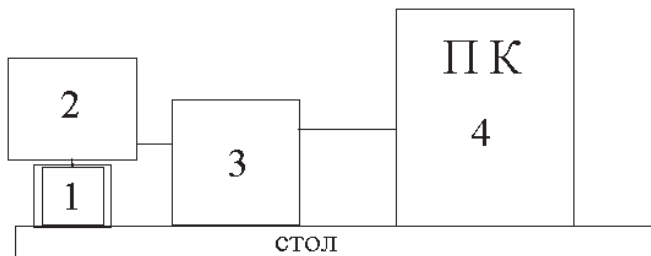


Рис.1. Схема регистрации вариаций гамма-излучения. 1 - контейнер, 2 - детектор излучения, 3 - цифровой регистратор, 4 – персональный компьютер.



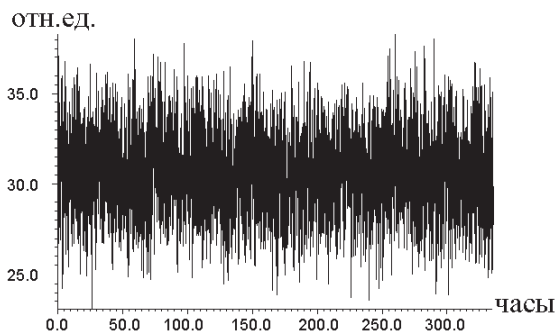


Рис. 2. Пример записи вариаций гамма - излучения руды.

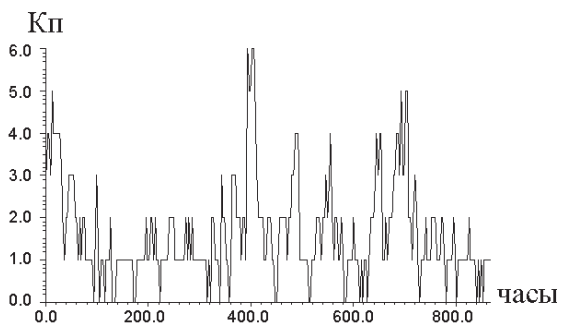


Рис. 3а. Ряд  $K_p$  - индекса.

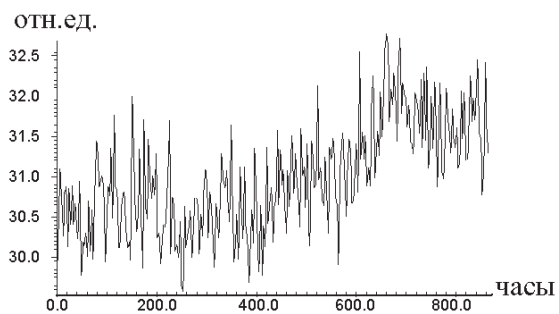


Рис. 3б. Синхронные вариации гамма излучения руды с усреднением по 3-м часовым интервалам.

Образец руды был помещен в герметизированный стальной контейнер для ограничения влияния атмосферного давления, и сквозь стенки контейнера проходило только гамма-излучение, вариации бета - излучения не регистрировались. На Рис.2 - пример записи вариаций гамма-излучения, усредненного по 4-м минутам, записанного с 1 по 18 марта 2013г.

За тот же временной отрезок наблюдения гамма – излучения был построен ряд  $K_{\Pi}$  - индекса (Рис.3а). Для сопоставления параллельных записей рядов гамма – излучения и  $K_{\Pi}$  - индекса синхронные вариации гамма излучения руды усреднялись по 3-м часовым интервалам (Рис. 3б). Затем определялась функция скользящей корреляции в 60 часовом окне (20 независимых точек). (Рис. 3в).

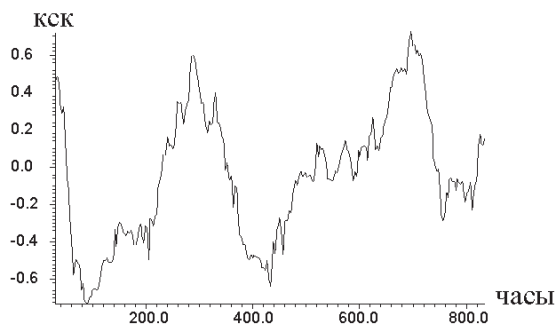


Рис. 3(а, б, в). Временные вариации солнечного  $K_{\Pi}$  - индекса (а) и гамма- излучения руды (б), а также функция скользящей корреляции между ними (в) за март 2013г.

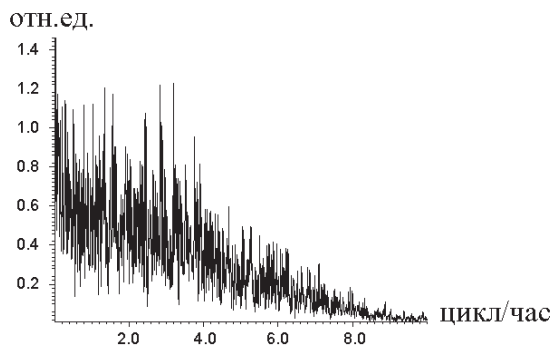


Рис. 4. Пример спектра временных вариаций гамма излучения руды за март 2013г.

При оценке значимости коэффициентов корреляции полученных в 60 часовом окне ( $n = 20$  независимых точек) по  $t$ -критерию Фишера

$$t = r \times \frac{\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}}$$

для полученного коэффициента корреляции  $r = -0,733$  по таблице распределения Стьюдента получаем двустороннюю значимость на уровне 0.001, т.е. с вероятностью  $P > 0.999$  существует связь между вариациями гамма-излучения руды и Кп индексом, что доказывает существование связи между солнечными процессами и вариациями гамма-излучения руды. Далее был получен спектр вариаций гамма-излучения руды за весь март при 4-х минутном усреднении (Рис.4), который показал существование спектральных пиков, совпадающих с периодами собственных осцилляций Солнца, а также существование суточной составляющей. Совместный анализ спектральных данных временных вариаций гамма-излучения руды и известных собственных колебаний Солнца приведен в Таблице 1. Теоретическим значениям периодов собственных осцилляций Солнца представлены соответственно данным Iben I., Jr., Mahaffy J. Значимые ( $P > 0.95$ ) наблюдаемые периоды в вариациях гамма-излучения руды и собственных колебаний Солнца представлены Таблице 1.

В таблице 1:  $T_r$  – периодичности в радиоактивном излучении источника;  $T_s$  – период собственных осцилляций Солнца;  $g, p$  – моды собственных колебаний Солнца.

Из сравнения экспериментальных (Таблиц 1) и теоретических данных [2] следует множественное совпадение периодичностей во временных вариациях активности радиоактивного источника с периодичностями собственных осцилляций Солнца с точностью до 3, 4 знака. Сам факт существования суточной компоненты также доказывает связь с солнечными процессами, так как Земля может экранировать солнечные излучения или частицы, которые влияют на вариации гамма-излучения руды. Наличие значимой отрицательной корреляции на графике ФСК (рис.2в) при низком уровне Кп индекса говорит о глубинности волновых процессов на Солнце влияющих на вариацию гамма-излучения руды. Объяснить периодичность солнечных нейтрино несложно. В результате термоядерных реакций в недрах Солнца образуются электронные анти нейтрино с широким

Таблица 1

**Сопоставление собственных периодичностей Солнца  
и распадных радиоактивности**

N	T <sub>г</sub> (час, мин) наблюдаемые	T <sub>с</sub> (мин) (Теоретич)	Примечание (мода)
1	24.0 ч	-	Сутки
2	6.4ч	-	-
3	166.2м	166.7м	<i>g15, l 3</i>
4	115.9	118.9	<i>g10, l 3</i>
5	75.9	74.9; 76.8	<i>g5, l 3; g7, l 4</i>
6	62.05	62.29	<i>p1, l 1</i>
7	58.0	57.25; 57.73	<i>p1, l 2; g3, l 4</i>
8	44.8	44.18	<i>g1, l 4</i>
9	36.8	36.98	<i>p2, l 1</i>
10	31.7	32.19	<i>p2, l 2</i>
11	25.6	25.09	<i>p3, l 2</i>
12	24.7	24.49	<i>p4, l 0</i>
13	20.8	20.52	<i>p4, l 2</i>
14	18.8	18.68	<i>p4, l 1</i>
15	15.9	15.72	<i>P5, l 4</i>
16	15.6	15.72	<i>p5, l 4</i>
17	14.8	14.93	<i>p7, l 0</i>
18	14.2	14.08	<i>p7, l 1</i>
19	13.6	13.81; 13.35	<i>p6, l 4; p7, l 2</i>
20	12.96	12.77	<i>p7, l 3;</i>
21	11.36	11.34	<i>p9, l 1</i>
22	10.73	10.78	<i>p10, l 0</i>
23	10.41	10.49;	<i>p9, l 3</i>
24	10.3	10,35	<i>p10, l 2</i>
25	10.17	10.18	<i>p9, l 4</i>
26	9.6	9.65; 9.54	<i>p10, l 3; p11, l 2</i>
27	9.05	9.15	<i>p12, l 0</i>
28	8.85	8.84	<i>p12, l 1</i>
29	8.75	8.71	<i>p11, l 4</i>
30	8.59	8.56	<i>p12, l 2</i>
31	8.45	8.50	<i>p13, l 0</i>
32	8.33	8.32	<i>p12, l 3</i>
33	7.98	7.99	<i>p13, l 3</i>
34	7.61	7.60	<i>p13, l 4</i>
35	7.51	7.49	<i>p14, l 2</i>
36	7.4	7.45	<i>p14, l 0</i>
37	7.2	7.25	<i>p15, l 1</i>
38	6.93	6.89	<i>p15, l 3</i>

спектром кинетических энергий. Их число может меняться в такт волновым процессам. В рамках принятых моделей это было невозможно, однако принципиально важно отметить – все модели взаимодействия рассматривают только стабильные ядра. То есть сечение захвата необходимо оцениваться для радиоактивного, нестабильного ядра.

**Солнечные нейтрино, сейсмичность и тепловой поток Земли (радиоактивная составляющая).** По разным оценкам радиоактивная составляющая теплового потока Земли составляет до ~80% от общей энергии. Эта составляющая обусловлена существованием природных источников радиоактивности, в первую очередь изотопов урана, тория, калия и др. Тепловой поток Земли составляет  $7 \times 10^{-2}$  Вт/см<sup>2</sup> или  $1 \times 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup> сек. и определяет энергию тепловой машины Земля, включая сейсмичность. То есть, тепловой поток как гладкая функция возмущается на известных солнечных периодах, а в глобальном масштабе в массиве горных пород коры и мантии эти вариации должны проявиться как сейсмические сверхдлинные колебания с периодами солнечных осцилляций. В первую очередь этот эффект обнаруживается в спектрах колебаний Земли. При дальнейших исследованиях обнаруженная закономерность получила определение как аномальное нейтринное радиоизотопное (АНРИ) поглощение.

**Общие выводы.** 1. Спектр временных вариаций активности образца Забайкальской радиоактивной руды содержит пики, совпадающие с периодами собственных осцилляций Солнца. 2. Спектр длиннопериодных колебаний Земли, превышающих собственные, содержит пики, совпадающие по значению с точностью 1-3% с пиками собственных осцилляций Солнца, механизм возбуждения этих колебаний подобен природе возникновения вариаций активности радиоактивного образца руды. 3. Обнаруженные эффекты входят в механизмы взаимодействия системы Земля – Солнце и влияют на сейсмичность, позволят провести поиск природного ядерного реактора во внутреннем ядре Земли.

# СРАВНЕНИЕ ПОДХОДОВ К ОПРЕДЕЛЕНИЮ ПЕРЕПАДА УРОВЕННОЙ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

**М.Г. Алексанина<sup>1,2</sup>, А.А. Загумённов<sup>1,2</sup>, О.А. Лешошко<sup>2</sup>**

*<sup>1</sup>Институт автоматизации и процессов управления ДВО РАН*

*<sup>2</sup>Дальневосточный федеральный университет  
margeo@mail.ru*

Традиционно для оценки перепада уровенной поверхности (или динамической топографии - отклонения уровня моря от его невозмущённого состояния) используются данные спутниковых альтиметрических измерений. В Мировом океане геострофическое течение направлено под углом  $90^\circ$  *cum sole* к направлению, в котором идет понижение динамических высот. 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. Восстановленные поля абсолютной уровенной поверхности и построенные по ним скорости поверхностных течений доступны на сайте AVISO [1]. Можно решить и обратную задачу – по известным скоростям оценить перепад динамической высоты на разрезе между двумя точками. Такой подход был реализован в виде программного продукта *Integral\_DT* [2].

Сравнивались данные AVISO с перепадами высот, рассчитанными через скорости перемещений морских маркеров по последовательности спутниковых изображений [3]. Предварительные результаты показали, что разница значений лежит в основном в пределах 0,05м. В то же время бывают отклонения, достигающие 15 см и более в местах, где течение испытывает значительную изменчивость на масштабах в несколько десятком километров. Это можно объяснить невозможностью существующих алгоритмов AVISO восстанавливать детальную картину течений по альтиметрическим данным из-за недостаточной плотности измерений по пространству и времени.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН “Фундаментальные

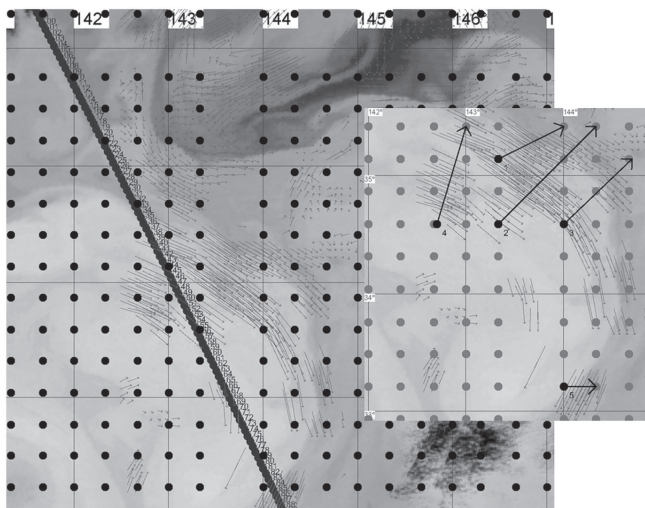


Рис. 1. Спутниковое изображение в ИК (тепловом) спектральном канале за 4 мая 2006. Сплошной линией нанесена трасса альтиметра, отдельными точками нанесено положение сетки значений AVISO, стрелками нанесены рассчитанные скорости перемещений морских маркеров, а отрезки с номерами 1,2,3,4,5 – это примеры разрезов, на которых считались перепады уровенной поверхности.

основы прорывных технологий двойного назначения в интересах национальной безопасности” – П56.

### Литература

1. AVISO gridded products: <http://www.aviso.oceanobs.com/en/data/products/sea-surfaceheight-products/global/index.html>
2. Загумённов А.А., Шувалов Б.В., Алексанина М.Г.//Расчет перепада динамической высоты синоптических вихрей по спутниковым изображениям //Физика геосфер: Девятый Всероссийский симпозиум, 21-24 сентября 2015 г., // Владивосток, Россия: материалы докладов. ТОИ ДВО РАН // Владивосток: Дальнаука. С. 83 – 85
3. А.И. Алексанин, М.Г. Алексанина, А.Ю. Карнацкий. Автоматический расчет скоростей поверхностных течений океана по последовательности спутниковых изображений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т.10. №2. С.131-142.

# ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РАДИОГИДРОАКУСТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ДЛЯ ОПЕРАТИВНОГО МОНИТОРИНГА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ПЕРЕХОДНЫХ ЗОНАХ

**А.Е. Бородин**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
borodin.ae@poi.dvo.ru*

В экспериментальной практике ТОИ ДВО РАН давно и успешно применяются радиогидроакустические буи (РГБ) с индивидуальными приемниками их сигналов. В большинстве работ их число редко превышает несколько единиц, что позволяет решать только «точечные» пространственные задачи. В интересах получения новых океанологических знаний представляется целесообразным кратное увеличение масштабов измерений путем использования многоканальных авиационных радиогидроакустических систем (РГС) военно-морского флота (ВМФ).

РГС предназначены для оперативного вскрытия подводной обстановки на больших площадях акваторий. Они состоят из аппаратуры обработки и отображения информации, сканирующей или многоканальной приемной радиоаппаратуры и комплекта распределяемых по акватории датчиков. Дополнительно комплект аппаратуры может включать радиопеленгатор и/или радиодальномер для уточнения места датчиков.

РГС входят в состав оборудования противолодочных самолетов и вертолетов ВМФ, которые используют в качестве датчиков РГБ, представляющие собой свободно дрейфующие сбрасываемые средства поиска (ССП). Для решения задач поиска, локализации и определения вектора движения гидроакустической аномалии авиация используют три типа РГБ: пассивные ненаправленные (тип 1), пассивные направленные (тип 2) и активные ненаправленные (тип 3), а так же буи со свободно тонущим измерителем скорости звука [1].

Принятые гидроакустическими преобразователями буев сигналы передаются на аппаратуру обработки по индивидуальным УКВ радиоканалам с частотной модуляцией. Одновременно могут быть выставлены несколько десятков РГБ. Дальность радиосвязи «буй-са-



молет» определяется прямой радиовидимостью с учетом мощности радиопередатчика РГБ и волнения моря. Для серийных РГБ она составляет не менее 35...40 км при высоте полета более 500 м и волнении до 2х баллов.

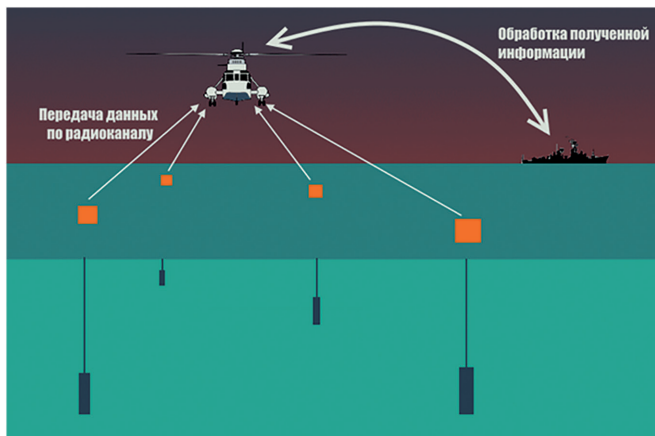


Рис. 1. Схема РГС с распределенной сетью датчиков из РГБ

По своей архитектуре и принципам работы современные РГС являются синхронными пространственно распределенными измерительными сетями с непрерывной (или квазинепрерывной) обработкой информации. Такие сети позволяют осуществлять реконструк-

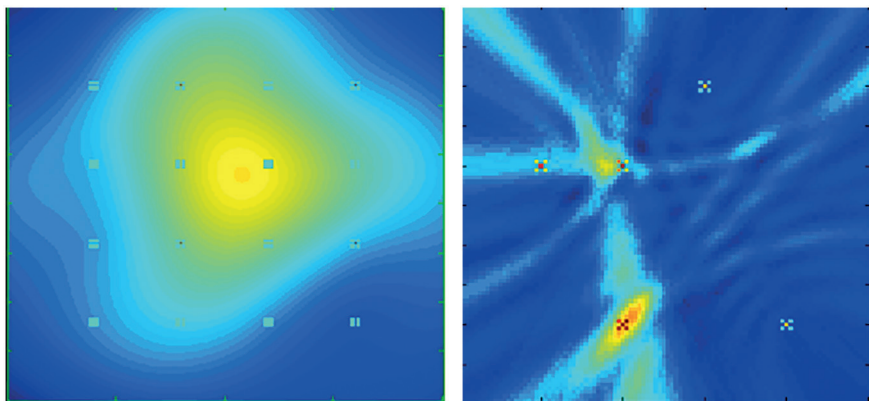


Рис. 2. Иллюстрация реконструкции пространственного распределения моделируемого гидроакустического поля при скалярной и взаимно корреляционной обработке сигналов

цию пространственного распределения физического поля (рис.2.) и наблюдать за его изменениями в реальном времени [2]. При этом время наблюдения и тип физического поля определяются вариантами исполнения датчиков сети и их чувствительных элементов.

С учетом возможностей РГС и РГБ имеемых у ВМФ наиболее очевидными областями их применения является акустическая томография и сейсмоакустические исследования морских акваторий и переходных зон. Благодаря широкому частотному диапазону гидроакустических буев совместно с ними могут применяться вся номенклатура гидроакустических излучателей института. В состав измерительной сети, кроме гидроакустических буев могут быть включены измерители вертикально распределения скорости звука, что обеспечит новое качество результатов этих исследований. При совместной работе РГС и гидроакустических маяков дальней навигации можно компенсировать погрешности из-за свободного дрейфа РГБ и увеличить продолжительность контролируемых измерений [3]. Благодаря большой площади акватории охватываемой РГС, полученные результаты могут эффективно использоваться для анализа и обработки спутниковой информации.

Возможности РГС могут быть существенно расширены за счет доработок РГБ. Для обеспечения долговременных наблюдений могут применяться РГБ в заякоренном исполнении. Приемная аппаратура при этом может размещаться на берегу или корабле. Так же могут быть установлены иные типы датчиков (термометры, акселерометры, магнитометры и пр.) и/или приемники космических навигационных систем (ГЛОНАС/GPS). Хотя доработанные РГБ не смогут выставляться с летательных аппаратов ВМФ, но, при адаптации сигналов датчиков к формату регистрируемой РГС информации, можно сохранить возможность контроля удаленных акваторий большой площади, что не осуществимо с судна-постановщика.

Значительно большей гибкости применения РГС в океанологических исследованиях можно достичь при уменьшении массогабаритных характеристик ее многоканального приемника за счет использования DDS-конверторов, технологий SDR [3] и радиоретрансляторов ТСР/Р.

В этом случае обеспечивается возможность создания выносного приемника-ретранслятора сигналов РГБ на базе беспилотных летательных аппаратов, в том числе коптерного типа. Это позволит выполнять большинство экспериментов (особенно в прибрежной зоне)

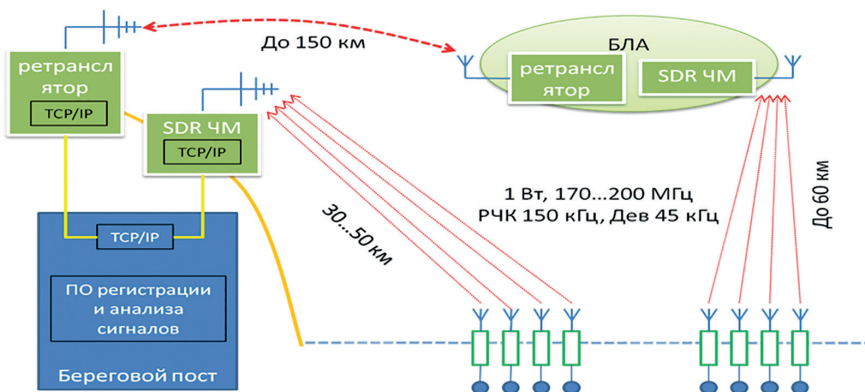


Рис. 3. Структурная схема перспективной океанографической РГС

без привлечения авиации ВМФ, а так же осуществлять контроль буями значительных акваторий с судов.

Внедрение РГС в практику экспериментальных научных исследований позволит получить качественно новые фундаментальные знания о динамике гидрофизических полей морской среды и их взаимной трансформации. Ориентирование методов и способов таких исследований на использование современных и перспективных РГС ВМФ гарантирует их прикладную значимость и обеспечивает широкие возможности для практического применения.

### Литература

1. [Электронный ресурс] Охота за подводными лодками // [https://readtiger.com/https/pikabu.ru/story/okhota\\_za\\_podvodnyimi\\_lodkami\\_chast\\_pervaya\\_4818217](https://readtiger.com/https/pikabu.ru/story/okhota_za_podvodnyimi_lodkami_chast_pervaya_4818217)
2. Бородин А.Е. Методы контроля подводной обстановки перспективными авиационными комплексами в морской сетцентрической войне // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*, 2015. Т. 8, № 4. с. 32-35.
3. Моргунов Ю.Н., Безответных В.В., Буренин А.В., Войтенко Е.А., Голов А.А. Экспериментальное тестирование технологии высокоточной подводной акустической дальнометрии // *Акустический журнал*, 2018, 64, выпуск 2, с. 191-196
4. [Электронный ресурс] АО «Insys» Модуль FMC130E с мезонинным модулем АЦП FM416x250M // <http://www.insys.ru/fmc/fmc130e>

ПРИМЕНЕНИЕ ОБЩЕЙ ФУНКЦИИ  
ИЗМЕНЕНИЯ ПЕРИОДА ДЛЯ РАСЧЁТА  
ОСНОВНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК  
МОРСКИХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ  
И ВЕТРОВЫХ ВОЛН

**С.С. Будрин**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
ss\_budrin@mail.ru*

На основе экспериментальных данных, полученных с лазерных измерителей вариаций давления гидросферы [1, 2], за 2010, 2012 и 2013 годы, была выведена общая функция изменения периода поверхностных гравитационных и ветровых морских волн. Данная функция была получена при анализе участков записей на которых, в произвольном временном интервале, происходит изменение периода ветрового волнения [3,4]. В общем виде данная функция имеет вид:

$$\bar{T}(t) = K_{10} \frac{\Delta T}{\Delta t} \cdot t + T_0, \quad (1)$$

где  $K_{10} = -2,753 \cdot 10^{-4}$ ,  $\Delta t$  – длительность участка в часах,  $T_0$  – начальный период,  $\Delta T$  – общее изменение периода за время  $\Delta t$ .

На основе функции изменения периода и основных гидродинамических уравнений для поверхностных волн на конечной глубине были получены устойчивые выражения пространственно-временного распределения амплитуды давления, мгновенных значений горизонтальной и вертикальной скоростей, горизонтальных и вертикальных смещений частиц среды, вызванных поверхностным морским волнением, на произвольной глубине в приближении мелкого и глубокого моря.

Рассмотрим выражение для давления, создаваемого поверхностной волной в водоеме конечной глубины  $h$  на глубине  $z$ , амплитуду которого можно записать как:

$$P = \rho g a \frac{\cosh \left[ \frac{2\pi(h+z)}{\sqrt{gh \cdot T}} \right]}{\cosh \left[ \frac{2\pi h}{\sqrt{gh \cdot T}} \right]}, \quad (2)$$

где  $\rho$  – плотность воды,  $h$  – глубина,  $z$  – расчетная глубина давления,  $T$  – период волнения,  $a$  – амплитуда волны на поверхности.

Заменяя период  $T$  на общую функцию изменения периода  $\bar{T}(t)$  можно перейти к пространственно-временной зависимости поля давления. Ниже представлен результат расчета данной зависимости. Расчет производился для участка записи лазерного измерителя вариаций давления гидросферы, полученной 07.09.2010 г. Начальные данные для расчета следующие: длительность участка  $\Delta t = 16.41$  ч (59100 с), начальный период  $T_0 = 12.5$  с, изменение периода  $\Delta T = 3$  с.

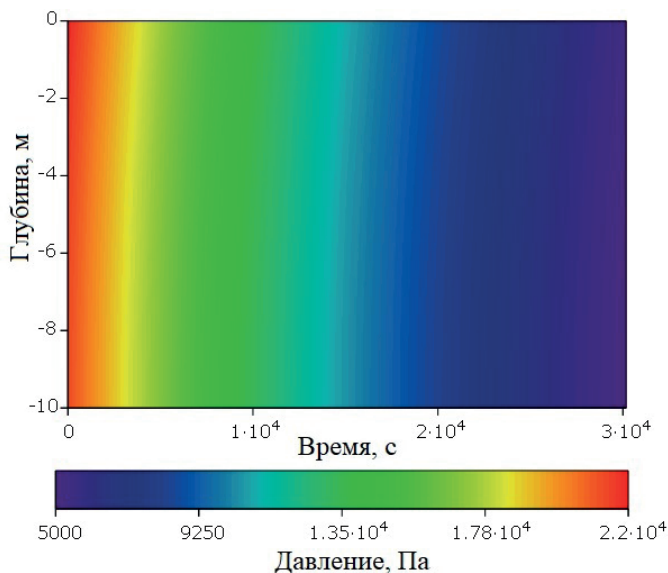


Рис. 1. Пространственно-временное распределение амплитуды давления на глубине  $z$  в водоеме конечной глубины  $h$  в приближении мелкого моря

Как показывает анализ многих экспериментальных данных метод описания изменения периода ветрового волнения посредством общей функции, и его практического применения для расчета пространственно-временного распределения характеристик волнения, является достаточно точным. К достоинствам данного метода можно отнести простоту нахождения переменных, построения и вычислений. К недостаткам можно отнести зависимость метода от субъективных факторов, таких

как определение начальных параметров, но в конечном результате отклонения не превышают допустимых пределов. При этом имеются некоторые ограничения, обусловленные применимостью метода к процессам с уменьшающимся периодом морского волнения линейного вида. Однако, это не лишает его преимуществ перед сложными и трудоемкими математическими моделями, основанными на решении нелинейных дифференциальных уравнений.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке подпрограммы № 18-1-004 «Изучение фундаментальных основ взаимодействия разномасштабных гидроакустических, гидрофизических и геофизических процессов...».

### Литература

1. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Ковалёв 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., Плотников А.А., Швец В.А. Лазерный гидрофон - Приборы и техника эксперимента. 2007. №1. С.159-160.
3. Долгих Г.И., Будрин С.С. Динамика периода ветровых волн. // Актуальные проблемы гуманитарных и естественных наук. 2015 г. №11-7. С. 171-177.
4. Будрин С.С., Долгих Г.И., Долгих С.Г., Ярошук Е.И. Исследования изменчивости периода ветровых волн. // Метеорология и гидрология. 2014 г. №1. С. 72-79.

# ВЛИЯНИЕ ПУЗЫРЬКОВ В ПРИПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ МОРЯ НА ЗАТУХАНИЕ ЗВУКА И СТРУКТУРУ АКУСТИЧЕСКОГО ПОЛЯ

**В.А. Буланов, Л.К. Бугаева**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
bulanov@poi.dvo.ru; bugaeva@poi.dvo.ru*

В настоящее время накоплен большой материал по затуханию звука в океане. Предложены эмпирические зависимости, аппроксимирующие экспериментальные результаты. Наиболее известны зависимости, предложенные Шихи и Хале, Уриком, Киблуайтом, Денхемом и Баркером, Торпом, Франсуа и Гаррисоном, Вадовым. Основные механизмы затухания низкочастотного звука на больших дистанциях связаны с поглощением звука в морской воде, обусловленными релаксационными процессами при преобразовании энергии звука во внутренние степени свободы растворенных солей, в основном, - магния и бора. Вовлечение пузырьков в толщу морской воды динамикой движений в поверхностных волнах приводит к появлению пузырьковых облаков [1], которые при сильном ветре могут достигать значительных глубин в десятки метров. Пузырьки оказывают значительное влияние на акустические свойства воды, приводя, в том числе, к избыточному поглощению и рассеянию звука [2]. Существуют противоречивые мнения о вкладе приповерхностного слоя пузырьков в затухание низкочастотного звука в океане [2-4]. В работе [3] было сделано заключение, что слой пузырьков слабо влияет на затухание звука в море вплоть до высоких скоростей ветра. В дальнейших работах, ссылки на которых можно найти в [4], показано, что вклад пузырьков в затухание звука на частотах от 1 до 8 кГц в условиях мелкого моря может оказаться преобладающим. Ниже проанализировано влияние пузырьков на структуру поля в море с привлечением новых экспериментальных результатов для функции распределения пузырьков по размерам  $g(R)$ , полученной в работах [1,2].

Пузырьки всегда присутствуют в приповерхностных слоях моря и являются эффективными поглотителями энергии звуковых волн. Коэффициент поглощения звука  $\alpha$  в зависимости от частоты  $\omega$  можно рассчитать по приближенной формуле [2]:

$$\alpha \approx \frac{\omega}{c} \operatorname{Im} \left[ 1 + \frac{4\pi}{3} \frac{\rho c^2}{\gamma P_0} \int_0^\infty \frac{g(R) dR}{q(R, R_\omega)} \right]^{1/2}, \quad (1)$$

где  $q(R, R_\omega) = 1 - (R/R_\omega)^2 (1 + i/Q_\omega)$ ,  $R_\omega = \sqrt{3\gamma P_0 / \rho} / \omega$ ,  $Q_\omega$  - добротность пузырька радиуса  $R_\omega$ ,  $\gamma = 1.4$  - постоянная адиабаты,  $\rho$  - плотность жидкости,  $\beta$  и  $\beta'$  - адиабатическая сжимаемость жидкости и газа в пузырьках ( $\beta' = \gamma / P_0$ ),  $P_0$  - гидростатическое давление в жидкости,  $g(R)$  - функция распределения по размерам,  $g = A_g R^{-n} \exp\{-n[(R_p/R) + (R/R_m)]\}$ .

На рис. 1 представлена частотная зависимость коэффициента поглощения звука  $\alpha$  в воде с пузырьками при  $T=20^\circ\text{C}$ , вычисленная для полидисперсной смеси пузырьков различных концентраций  $x$  по формуле (1). Результаты измеренного изменения во времени коэффициента поглощения звука  $\alpha(t, z)$  на частоте 145 кГц в приповерхностном слое пузырьков представлены на рис. 2. Видно, что перечисленные акустические параметры изменяются в широких пределах при обрушениях поверхностных волн и сильном ветре около 11-12 м/с, и избыточное поглощение звука в пузырьковом слое, превышающее более чем в 100 раз поглощение звука в чистой воде. На больших глубинах  $\alpha(t, z)$  стремится к значениям  $\alpha_0$  для чистой воды. Таким образом, затухание звука существенно изменяется с глубиной и аномалии в распространении звука могут быть связаны, как с наличием пузырьковых облаков, так и с относительным расположением источников звука по отношению к поглощающему пузырьковому слою и по отношению к расположению подводного звукового канала.

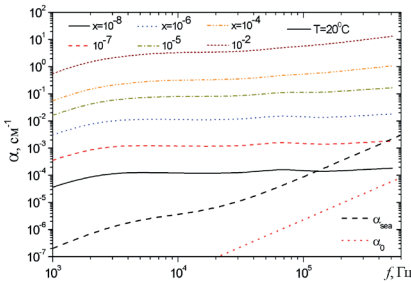


Рис. 1. Частотная зависимость коэффициента поглощения звука  $\alpha(f)$  в воде с полидисперсной смесью пузырьков при различных концентрациях  $x$

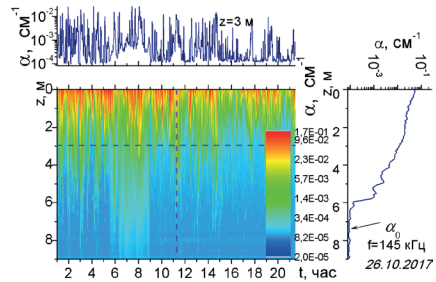


Рис. 2. Изменение коэффициента поглощения звука во времени  $\alpha(t, z)$  на частоте 145 кГц в приповерхностном слое пузырьков.



Для более подробного изучения влияния дополнительного поглощения в присутствии приповерхностного слоя пузырьков на структуру акустического поля вдоль трассы распространения звука было проведено численное моделирование при использовании приближения нормальных мод. Для простоты анализа и выявления в основном механизма перестройки поля, связанного исключительно с пузырьковым слоем, была выбрана модель простейшего горизонтально однородного изоскоростного подводного звукового канала с абсолютно отражающими границами (верхняя граница – мягкая, нижняя – жесткая). Звуковое давление представляется в виде суммы нормальных мод. Дополнительное затухание, вызванное наличием пузырькового слоя, описывается мнимой частью собственных значений мод. Расчеты звукового поля были выполнены по программе KRAKENC [5] для взаимодействующих мод. Толщина слоя пузырьков выбиралась равной 7 м. Источник тонального сигнала с частотой  $f=1$  кГц располагался на глубине 10 м.

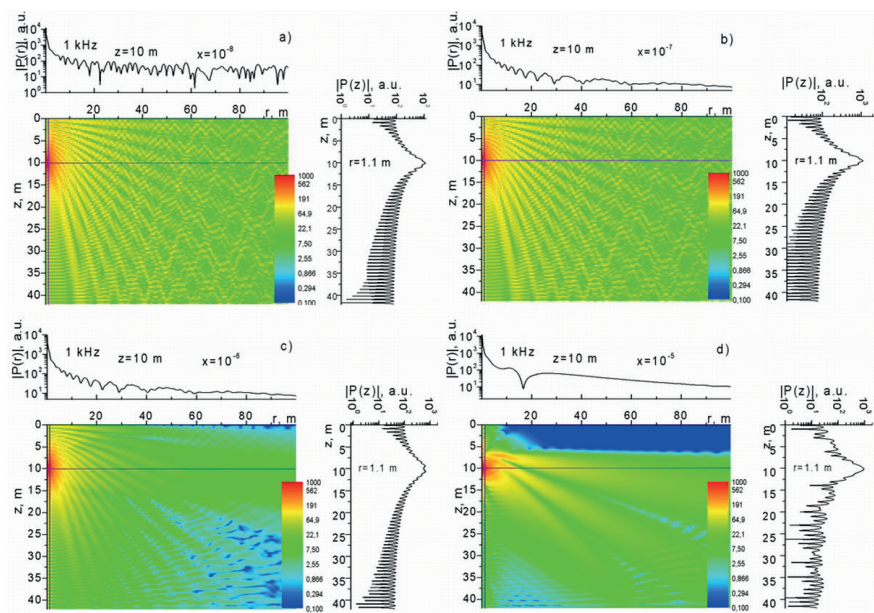


Рис. 3. Акустическое поле с частотой  $f=1$  кГц для источника на глубине 10 м в изоскоростном канале глубины 42 метра в присутствии приповерхностного пузырькового слоя толщиной 7 метров с различной концентрацией пузырьков:  $x=10^{-8}$ ,  $10^{-7}$ ,  $10^{-6}$ ,  $10^{-5}$

На рис. 3 представлено 2D изображение акустического поля для различных концентраций пузырьков в приповерхностном слое на небольшой трассе распространения звука 100 м. На рис. 4 представлено 2D изображение акустического поля для различных толщин приповерхностных слоев 2 и 7 метров на большой трассе распространения звука 1 км.

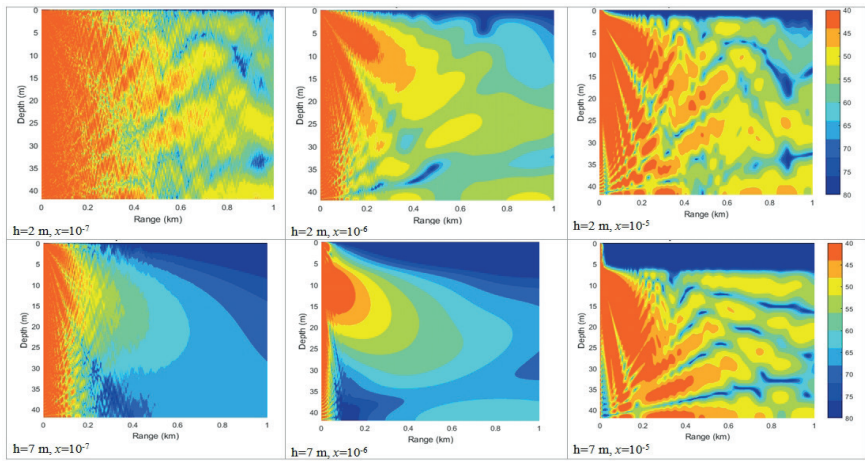


Рис. 4. Акустическое поле с частотой  $f=1$  кГц для источника на глубине 10 метров в изоскоростном канале глубиной 42 метра в присутствии приповерхностного пузырькового слоя толщиной 2 и 7 метров с различной концентрацией пузырьков  $\chi=10^{-7}$ ,  $\chi=10^{-6}$ ,  $\chi=10^{-5}$ .

Расчеты показывают сильное изменение структуры акустического поля при превышении концентрации пузырьков, равной  $10^{-6}$ . Но особенно впечатляющим представляется результат для концентрации  $10^{-5}$ . Здесь поле вблизи поверхности затухает уже в непосредственной близости к излучателю. При этом резко изменяется общая структура акустического поля в толще волновода. Видно, что с увеличением расстояния диссипативные свойства приповерхностного слоя пузырьков для распространяющегося звука уменьшаются. Это обстоятельство связано с постепенным на больших расстояниях уходом поля из слоя пузырьков.

Таким образом, показано, что влияние слоя пузырьков заключается в дополнительном спаде поля на умеренных дистанциях, вызванного затуханием части звуковой энергии, распространяющейся в пузырьковом слое. В дальнейшем эта энергия затухает и на больших

расстояниях не дает существенного вклада в суммарное поле, что в итоге приводит к отсутствию в экспоненциальном законе вклада пузырькового слоя. Следует обратить внимание на то, что наличие приповерхностного слоя пузырьков способно приводить к кардинальной перестройке структуры акустического поля. Работа выполнена по госзаданию №0271-2019-0009 и частично поддержана грантами РФФИ №17-02-00561а и программы «Дальний восток» №18-И-004.

### Литература

1. Vagle S., McNeil C., Steiner N. Upper ocean bubble measurements from the NE Pacific. // *J. Geophys. Res.*, 2010, Vol. 115, C12054, 16 p., doi:10.1029/2009JC005990.
2. Акуличев В.А., Буланов В.А. Акустические исследования мелкомасштабных неоднородностей в морской среде. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2017. – 414 с. ISBN 978-5-9909943-8-6
3. Weston D. On the losses due to storm bubbles in oceanic sound transmission // *J. Acoust. Soc. Am.* 1989. V. 86. P. 1546-1553
4. Deane G.B., Preisig J.C., Lavery A.C. The suspension of large bubbles near the seasurface by turbulence and their role in absorbing forward-scattered sound // *IEEE Journ. of Oceanic Eng.*, 2013. V. 38, NO. 4, P.632-641
5. Porter, M.B., Reiss E.L. A numerical method for bottom interacting ocean acoustic normal modes // *J. Acoust. Soc. Am.* 1985. Vol.77, p.1760-1767; <http://oalib.hlsresearch.com/Modes/index.html>.

# ИССЛЕДОВАНИЯ РАССЕЯНИЯ ЗВУКА С ПРИМЕНЕНИЕМ ДОННЫХ ИЗЛУЧАТЕЛЕЙ

**В.А. Буланов, И.В. Корсков, А.В. Стороженко**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
bulanov@poi.dvo.ru; i\_korskov@poi.dvo.ru; storozhenko\_and@mail.ru*

При развитии волнения всегда наблюдается повышенное рассеяние звука, обусловленное газовыми пузырьками, вовлеченными в толщу морской воды динамикой движений в поверхностных волнах [1]. Одновременно в верхнем слое моря наблюдается повышенное рассеяние звука, связанное с наличием планктона [2,3]. Ниже представлены результаты работы по совершенствованию акустических методов для изучения детальной структуры и динамики верхнего слоя моря с высоким пространственным и временным разрешением. Проведение долговременных исследований рассеяния звука на планктоне и других микронеоднородностях морской среды в бухте Витязь залива Петра Великого Японского моря с применением акустических донных систем позволило определить вариации рассеяния звука, связанного с наличием пузырьков и суточных вариаций планктона в толще моря [3,4]. Удалось также провести детальные морские исследования при различных погодных условиях. Были подготовлены новые акустические донные системы с инвертированными высоконаправленными эхолокаторами для исследований в верхнем слое моря, которые установлены в бухте Витязь залива Петра Великого Японского моря. Это позволило получить новые данные о суточных вариациях коэффициента рассеяния звука и связанных с ними вариациях распределения биомассы в форме зоо и фитопланктона в толще моря [4,5].

В бухте Витязь залива Петра Великого Японского моря были установлены две акустические донные системы на небольшом разнесении около 20 метров на глубинах около 10-12 метров с инвертированными высоконаправленными эхолокаторами на частотах в интервалах 54-64 кГц, 110 – 126 кГц, 138 кГц. [3]. Одна донная система состоит из 2-х акустических преобразователей с рабочей частотой 60 кГц, направленных под углом 25 градусов относительно друг друга. Другая донная система состоит из трехэлементного широкополосного направленного излучателя и приемного гидрофона, установленных на дно с направлением излучения вертикально вверх. Фотографии

систем представлены на рис. 1. На рис.2 показана функциональная схема донных систем. Схема позволяет проводить исследования рассеяния звука путем коммутации акустических излучателей и приемников в различных сочетаниях. Режимы излучения программируются цифровым генератором сигналов специальной формы (ГСПФ-053), усиливаются и передаются на выбранный излучатель. Тракт приема позволяет вести регистрацию сигналов рассеяния как в узком диапазоне частот селективным усилителем SN-233, так и в широком диапазоне усилителем SN-232.



Рис.1. Общий вид донных систем

Исследования рассеяния звука на звукорассеивающих структурах в различные сезоны позволили идентифицировать объекты рассеяния (планктон, пузырьковые облака, рассеяние, связанное с динамикой внутренних волн) и получить новые данные о сезонных и суточных вариациях коэффициента рассеяния звука в толще моря [3,4]. В качестве примера на рис. 3 представлено акустическое изображение

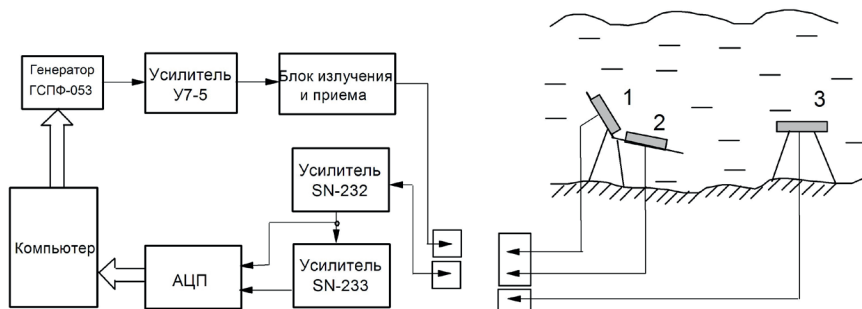


Рис. 2. Функциональная схема донных систем: 1, 2 - акустические излучатели двухэлементной акустической системы, 3 – акустический из трехэлементный излучатель.

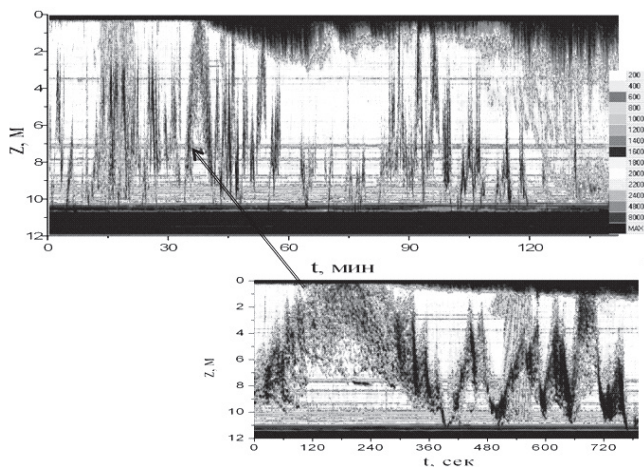


Рис. 3. Характер рассеяния звука на пузырьковых облаках по мере их развития и одновременное рассеяние звука на зоопланктоне, визуализирующим внутренние волны большой амплитуды.

приповерхностных пузырьковых облаков по мере их развития с усилением ветра и одновременное рассеяние звука на зоопланктоне, визуализирующим внутренние волны большой амплитуды, полученное с применением донных акустических систем. На рис. 4 показаны ти-

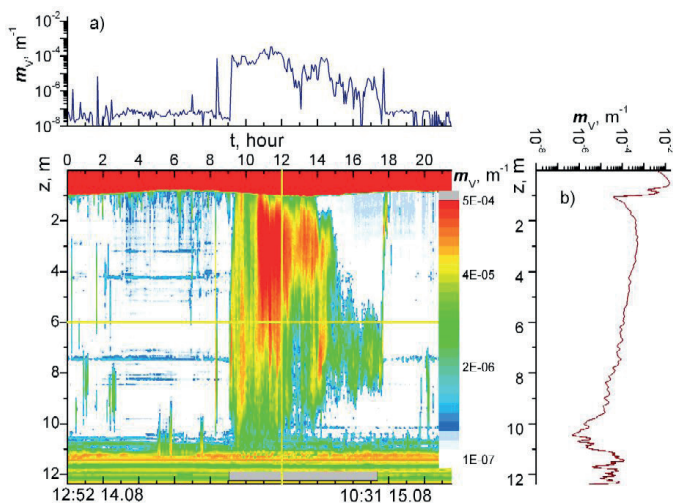


Рис. 4. Изменения коэффициента объемного рассеяния звука с частотой 138 кГц на зоопланктоне с 12:52 14 августа по 10:31 15 августа.

пичные летние коэффициенты объемного рассеяния, полученные на частоте 138 кГц в августе в течение нескольких дней. Серым цветом на оси времени везде на рисунках отмечен ночной период. Из результатов, представленных на рис. 4, видно, что основное рассеяние звука в море связано с сгущениями планктона, которые испытывает суточные изменения своей структуры. Одновременно, можно видеть, что в приповерхностном слое моря всегда наблюдается повышенная концентрация воздушных пузырьков, которая особенно сильно увеличивается при сильном ветре и волнении.

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

$$g(R(\omega)) = \frac{2}{\pi R^3(\omega) Q_\omega} m_V(\omega), \quad R(\omega) = \sqrt{3\gamma P_0 / \rho} / \omega, \quad (1)$$

где  $Q_\omega$  – добротность пузырьков на циклической частоте  $\omega = 2\pi f$ .

Полученные данные позволили получить функции распределения пузырьков по размерам, которые на рис. 5 показаны для пузырьков, резонансных на частоте 138 кГц на различных глубинах в различные временные периоды развития шторма. Кривые сверху и справа от рисунка соответствуют положению курсора на центральном рисунке. Из рис. 5 видно, что с усилением ветра происходит существенное вовлечение пузырьков в толщу моря. Полученные экспериментальные результаты позволили аппроксимировать распределение пузырьков сравнительно простой функцией  $g(R)$  вида:

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

В формуле (2) показатель степени  $n$  и критические размеры  $R_p$  (максимум  $g(R)$ ),  $R_m$  (спад  $g(R)$  при больших  $R$ ) являются естественными параметрами, которые следуют из теории Гаррета- Фармера в инерционном интервале между размерами  $R_p$ ,  $R_m$  [6]. При этом оказывается, что величина  $n \sim 3.3$ , хотя при измерениях  $g(R)$  на большом фактическом материале в умеренных состояниях моря оказывается  $n \sim 3.5-3.8$ . [3,6].

На рис. 6 показана типичная временная и спектральная характеристика динамики планктона в течение половины суток, выполняю-

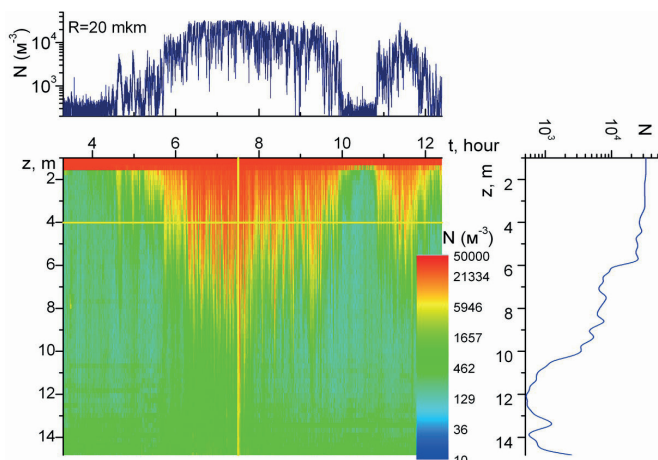


Рис. 5. Изменчивость концентрации пузырьков в пузырьковых облаках - функции  $N(t, z)$ , сверху и справа – горизонтальный ( $z=3$  м) и вертикальный профили  $N(t, z)$ .

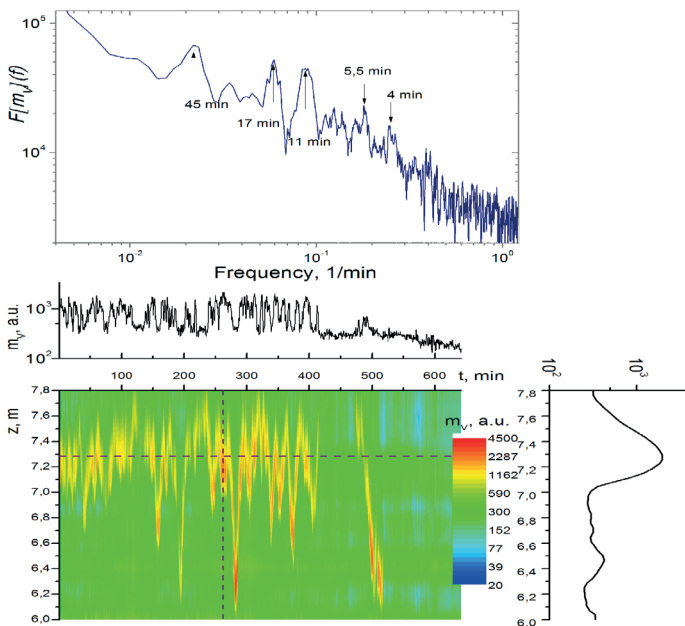


Рис.6. Динамика планктона, выполняющего роль трассера внутренних волн с наиболее ярко выраженными периодами 45 мин, 17 мин, 11 мин.



шего роль трассера внутренних волн с наиболее ярко выраженными периодами. Из рис.6 можно выявить наиболее характерные периоды в 11, 17 и 45 минут, которые могут быть связаны с характерными периодами собственных колебаний бухты Витязь, которые модулируют коэффициент рассеяния звука на планктоне в толще моря.

Таким образом, показано, что применение донных акустических систем позволяет эффективно разделить вклад в рассеяние звука, обусловленный наличием планктона и воздушных пузырьков, и позволяет дать независимую оценку газосодержания и концентрации планктона в верхнем слое моря.

Работа выполнена по госзаданию №0271-2019-0009 и частично поддержана грантами РФФИ №17-02-00561а и программы «Дальний восток» №18-I-004.

### Литература

1. Vagle S., McNeil C., Steiner N. Upper ocean bubble measurements from the NE Pacific. // *J. Geophys. Res.*, 2010, Vol. 115, C12054, 16 p., doi:10.1029/2009JC005990.
2. . Lavery A.C., Wiebe P.H., Stanton T.K., et al, "Determining dominant scatterers of sound in mixed zooplankton populations," *J. Acoust. Soc. Am.* 2007, V.122, P.3304–3326.
3. Акуличев В.А., Буланов В.А. Акустические исследования мелкомасштабных неоднородностей в морской среде. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2017. 414 с.; <https://www.poi.dvo.ru/node/470>.
4. Акуличев В.А., Буланов В.А., Стороженко А.В. Акустические исследования зоопланктона в Японском море и восточной Арктике // Доклады Академии наук, 2016, том 470, № 2, с.219-222.
5. Jech J.M., Horne J.K., Chu D., et al Comparisons among ten models of acoustic backscattering used in aquatic ecosystem research / *J. Acoust. Soc. Am.* 2015, Vol.138, No 6, p. 3742-3764
6. 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. No 9. P. 2163-2171.

# АКУСТИЧЕСКАЯ НЕЛИНЕЙНОСТЬ ВЕРХНЕГО СЛОЯ МОРЯ И СПОСОБЫ ЕЕ ИЗМЕРЕНИЯ

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

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева*  
*E-mail: bulanov@poi.dvo.ru; i\_korskov@poi.dvo.ru*

Задача исследования нелинейных характеристик верхнего слоя моря возникла в связи с необходимостью создания экспериментальных методов диагностики микронеоднородных жидкостей естественного происхождения [1,2]. Акустическая нелинейность морской воды в значительной мере связана с наличием в ней мелкомасштабных неоднородностей типа газовых пузырьков, планктона, различных взвесей естественного и искусственного происхождения и других включений и их концентрацией. В последнее время стало ясно, что наряду с традиционными линейными методами акустической диагностики океана возникла необходимость разработки других, более совершенных методов. Таковыми оказались, прежде всего, нелинейные методы, а также методы, использующие анализ более тонких, нестационарных эффектов рассеяния и распространения звука в микронеоднородных средах [2-4]. Нелинейные эффекты чувствительны к присутствию микронеоднородностей в воде, поэтому наряду с непосредственным измерением параметров термодинамического состояния морской воды и скорости звука – первой производной  $c = (\partial\rho/\partial P)_s^{-1/2}$  (где  $\rho$  - плотность,  $P$  – давление,  $s$  – энтропия), можно использовать параметр  $\varepsilon$ , связанный со второй производной уравнения состояния, который может стать информативным признаком для диагностики морской среды.

В настоящей работе проводились экспериментальные исследования структуры и динамики мелкомасштабных неоднородностей деятельного слоя моря методами акустического зондирования на основе обратного рассеяния звука и зондирования с применением опускаемого зонда для измерения нелинейных характеристик морской воды. Такие характеристики акустического поля, как коэффициент поглощения звука, нелинейный акустический параметр, коэффициент рассеяния и скорость звука, тесно связаны с наличием микронеоднородностей в морской воде, содержащей различные фазовые включения (пузырьки, твердые и мягкие взвеси, зоо и фитопланктон, и т.п.) [4].

Указанная связь позволяет ставить вопрос о возможности восстановления структуры и размерного состава неоднородностей на основе данных акустического зондирования. Ответ на сформулированный вопрос позволит решить одну из актуальных задач в акустике океана, над которыми работают коллективы видных ученых из ведущих зарубежных и отечественных научных центров.

Математически акустическая нелинейность жидкости обычно описывается путем разложения в ряд выражения, связывающего величину акустического давления с возмущением плотности жидкости в квадратичном приближении [1,4]:

$$P = P_0 + A \frac{(\rho - \rho_0)}{\rho} + \frac{B}{2} \left( \frac{\rho - \rho_0}{\rho} \right)^2 + \dots,$$

$$A = \rho_0 \left( \frac{\partial P}{\partial \rho} \right)_S = \rho_0 c^2, \quad B = \rho_0^2 c^2 \left( \frac{\partial c^2}{\partial P} \right)_S \quad (1)$$

где  $P$  – давление,  $\rho$  – плотность,  $c$  – скорость звука,  $S$  – энтропия, производные берутся при постоянной энтропии  $S$ . В качестве характеристики отклонения от линейности жидкости вводят понятие акустический параметр нелинейности  $\Gamma$  как отношение коэффициента  $B$  к коэффициенту  $A$ ,  $\Gamma = B / A = \rho_0 (\partial c^2 / \partial P)_S$ . В русскоязычной литературе более популярным является другой параметр - нелинейный акустический параметр  $\varepsilon$ , который связан с параметром акустической нелинейности  $\Gamma$  соотношением  $\varepsilon = 1 + \Gamma/2$  [1]. Нелинейный акустический параметр  $\varepsilon$  непосредственно связан с решением Римана в эволюции простых волн, согласно которому скорость распространения простой волны равна  $c = c_0 + \varepsilon v$ , где  $v$  – скорость частиц в волне. Появление зависимости скорости распространения волны от ее амплитуды приводят к искажениям профиля волны вплоть до образования ударных волн. Расстояние, на котором плоская гармоническая волна перерождается в ударную волну, принято называть расстоянием разрыва [1]. Нелинейный акустический параметр  $\varepsilon$  имеет четкий физический смысл – он определяет расстояние разрыва в волне  $r^*$ , согласно соотношению  $r^* = 1 / \varepsilon k M$ , где  $k = 2\pi f / c$  – волновое число,  $f$  – частота,  $M = v / c = P / \rho c^2$  – число Маха. В спектре гармонической акустической волны, излученной в нелинейную среду, появляются высшие гармоники. При излучении сложных сигналов, состоящих из суммы волн нескольких частот (волны накачки), возникают также волны комбинационных частот, возникших в результате взаимодей-

ствия нескольких волн накачки в нелинейной среде [1-3]. Нарастание волн комбинационных частот и высших гармоник происходит по мере распространения звуковой волны до расстояния разрыва, после этого генерация волн прекращается, и они затухают, при этом волны более низких частот затухают значительно медленней, чем волны высоких частот и накачки. Это явление используется в параметрических излучателях, когда в среду излучаются две высокочастотные акустических волны с близкими частотами, которые быстро затухают, а разностная волна распространяется на большие расстояния [1,2,4].

Эта особенность использована в разработанном нами измерителе параметра нелинейности морской воды, выполненного в виде ручного погружаемого зонда [5]. Зонд использовался в экспериментах по исследованию нелинейности морской воды. Погружаемый зонд измерителя представляет собой штангу длиной 70 см, на одном конце которой закреплен параметрический излучатель, ось излучения которого направлена вдоль оси штанги в сторону отражающей пластины, закрепленной на противоположном конце. Параметрический излучатель изготовлен на основе пьезокерамики ЦТС-19 диаметром 66 мм с резонансной частотой 650 кГц, с шириной характеристики направленности 2 градуса. Частоты накачки варьировались таким образом, что диапазон разностных частот составлял от 14 до 100 кГц. В тракте излучения использовался программируемый генератор ГСПФ-053, сигналы которого усиливались усилителем мощности У7-5. Тракт приема построен на основе селективного усилителя SN-233, который имеет коэффициент усиления до  $10^6$ . Ввод данных в компьютер проводился с помощью 12 – разрядной многоканальной платы АЦП L783, производства фирмы L-Card с максимальной частотой квантования 3 МГц.

Суть метода заключается в том, что излученный бигармонический импульс, распространяясь в нелинейной среде (морской воде) и многократно отражаясь от пластины и излучателя, производит рост нелинейно генерируемой волны разностной частоты. Параметрический излучатель имеет резонансную частоту 650 кГц и ширину характеристики направленности 2 градуса. Частоты накачки варьировались таким образом, что диапазон разностных частот составлял от 14 до 100 кГц. Измеритель нелинейности использовался при зондировании водной толщи в бухте Витязь с борта катера. Катер находился в дрейфе. Измеритель опускался вручную с борта, одновременно с этим проводилась запись сигнала разностной частоты и глубины

погружения. Излучался сигнал с частотами 698 и 718 кГц с периодичностью 40 мс. Многократно отраженный сигнал записывался в компьютер через плату АЦП L-783 с частотой оцифровки 500 кГц. При обработке данных измерялась амплитуда сигнала разностной частоты на 3-м отражении от отражающей пластины, когда сигнал еще достаточно большой, но уже не искажен мощной посылкой. Это отражение соответствует прохождению импульса посылки от источника расстояния в 4 м.

Для определения нелинейного акустического параметра использовалось выражение, связывающее нелинейный параметр с амплитудой давления волн разностной частоты на определенном расстоянии от источника в режиме Берктея (режим, когда соблюдается условие  $R_{F\omega} \ll 1/\alpha_\omega$ , где  $\alpha_\omega$  – коэффициент затухания звука, что соответствует случаю, когда взаимодействие происходит на стадии сферически расходящихся волн) [4,5] :

$$\varepsilon = A(\omega, \Omega) \frac{P_\Omega L}{P_{\omega 1} P_{\omega 2}}, \quad A(\omega, \Omega) = \frac{4\rho c^3}{R_{F\omega}^2 \Omega \ln(2\gamma_E N_A^{-2})}, \quad N_A = \sqrt{\alpha_\Omega R_{F\Omega}}. \quad (3)$$

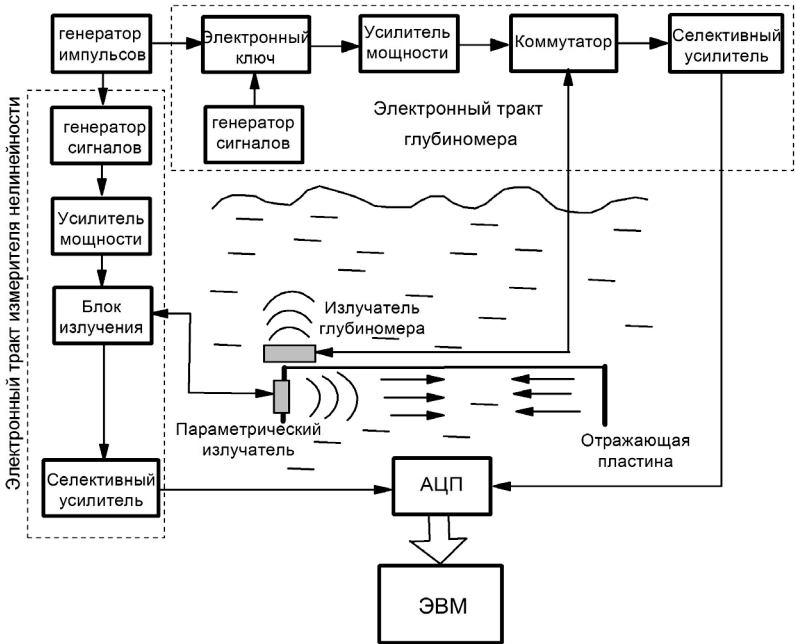


Рис. 1. Функциональная схема измерителя нелинейности морской воды.

Здесь  $R_{F\omega} = k_{\omega} d^2 / 8$  – длина ближней зоны излучателя, индекс  $\omega$  указывает, что длина ближней зоны вычисляется для частоты накачки,  $d$  – диаметр излучателя,  $\gamma_E = 1,78$  – постоянная Эйлера,  $k_{\Omega} = \Omega / c$ ,  $\alpha_{\omega}$  и  $\alpha_{\Omega}$  – коэффициенты затухания на накачке и разностной частоте соответственно,  $L$  – расстояние от излучателя до точки измерения амплитуды волн разностной частоты,  $c$  – скорость звука,  $P_{\omega 1}$  и  $P_{\omega 2}$  – давление волн накачки,  $\rho$  – плотность воды. Метод и устройство (зонд) защищены патентом [6]. На рис. 1 показана функциональная схема измерителя и график зависимости параметра нелинейности от глубины на акватории б. Витязь при опускании измерителя от поверхности до глубины 21 м.

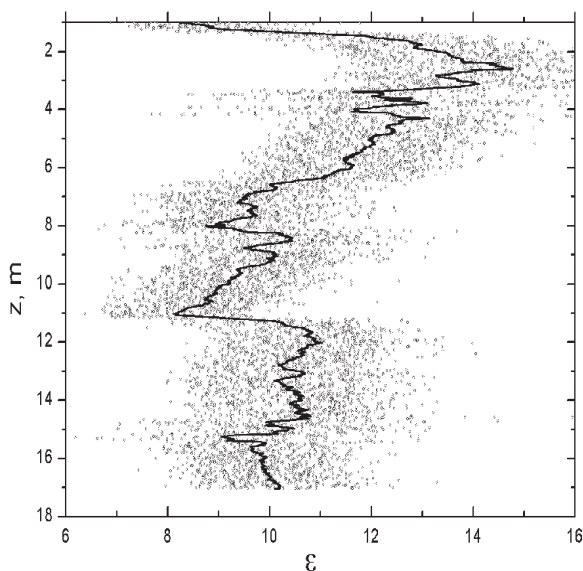


Рис. 2. Зависимость параметра нелинейности от глубины на акватории б. Витязь.

Работа выполнена по госзаданию №0271-2019-0009 и частично поддержана грантами РФФИ №17-02-00561а и программы «Дальний восток» №18-И-004.

### Литература

1. Кузнецов В.П. Нелинейная акустика в океанологии М.: Физматлит. 2010. 264 с.

2. Есипов И.Б., Рыбак С.А., Серебряный А.Н. Нелинейная акустическая диагностика земных пород и океана // УФН. 2006. Т. 176. №1. С. 102–108
3. Grelowska G., Kozaczka E. Nonlinear Properties of the Gotland Deep – Baltic Sea // Archives of Acoustics. 2015. Vol. 40. No 4. P. 595-600
4. Акуличев В.А., Буланов В.А. Акустические исследования мелкомасштабных неоднородностей в морской среде. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2017. 414 с.; <https://www.poi.dvo.ru/node/470>.
5. Буланов В.А., Корсков И.В., Попов П.Н. Измерения нелинейного акустического параметра морской воды с применением устройства, использующего отраженные импульсы // Приборы и техника эксперимента, 2017. № 3. С. 114-118
6. Метод определения нелинейного акустического параметра жидкостей и устройство для его осуществления. Пат. 2532143 С1 Российская федерация/ В.А.Буланов, И.В.Корсков, П.Н. Попов/2013130643, заявл. 03.07.2013, опубл. 27.10.2014, бюл. №30.
7. Акуличев В.А., Буланов В.А. Акустическая нелинейность, поглощение и рассеяние звука в морской воде, насыщенной пузырьками. Доклады Академии наук. 2018. Т.479, № 2. с.195-199.

# АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО РАСПРОСТРАНЕНИЮ ЗВУКА В ПРОТЯЖЕННЫХ МЕЛКОВОДНЫХ ВОЛНОВОДАХ

**А.В. Буренин, Л.С. Лебедев, Ю.Н. Моргунов**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
alex\_bu@poi.dvo.ru*

Цель доклада является представить результаты эксперимента, проведенного 26 сентября 2018 г., по апробации гидроакустической системы позиционирования в условиях мелкого моря. Кратко, приведены: 1) сопоставление результатов натурных исследований с численным моделированием; и 2) сопоставление траектории дрейфа приемной системы, вычисленной с помощью гидроакустической системы и по данным системы GPS.

Экспериментальные исследования проводились в акватории Японского моря. В качестве источников низкочастотных широкополосных сигналов использовались практически идентичные пьезокерамические излучатели. Один излучатель стационарно установлен на дне и соединен кабелем с береговым постом управления вблизи м. Шульц, в 150 м от береговой черты, на глубине 34 м (обозначим его «Ш»). Второй излучатель был свешен с судна (БГК-797) на горизонт 37 м при общей глубине места 44.5 м, которое стояло на якорю вблизи м. Лихачева («Л»). Сложные сигналы (М-последовательность на несущей, длина 1023,  $f_0=400$  Гц,  $K=4$  периода) излучались раз в 3 минуты. Для идентификации в точке прима сигналов, пришедших от различных излучателей, было применено временное и кодовое «разнесение». Приемник, регистрировавший акустические сигналы и свои географические координаты, свободно дрейфовал ( $R_{ш} \sim 20$  м,  $R_{л} \sim 136$  км, заглубление гидрофона 80 м, общая глубина места 135 м). Детальное описание методики эксперимента и используемых технических средств приведено в работе [1]. Были проведены батиметрическая и гидрологическая съёмки для акустических трасс приёмник-источник «Ш» и «Л».

Сопоставление натурных данных с результатами численного моделирования выявило следующие закономерности (рис. 1 и 2):



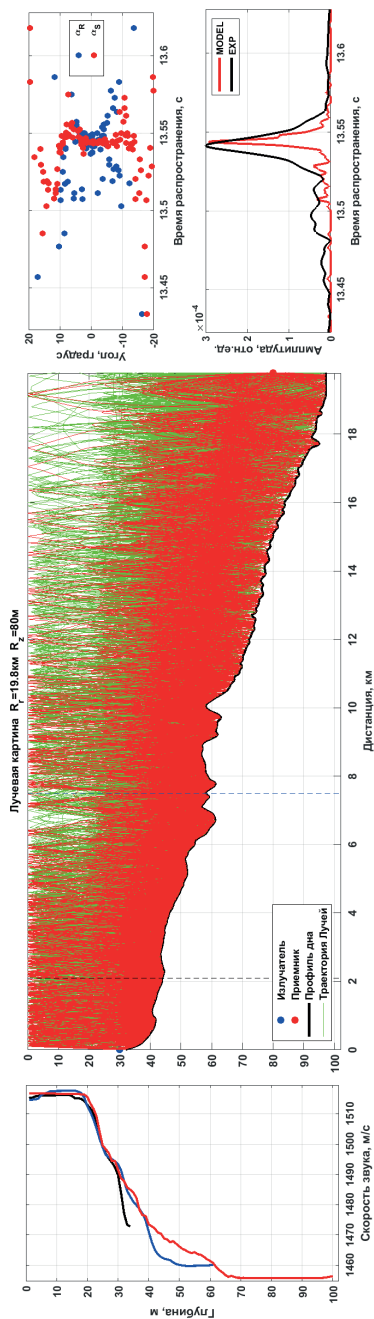


Рис. 1. Сравнение результатов численного моделирования с данными эксперимента: а) вертикальные профили скорости звука на удалении от «Ш» 0, 10 и 20 км; б) лучевая картина распространения; в) углы выхода и прихода лучей; г) импульсные характеристики при волновое.

1) максимальная энергия принятого сигнала (для каждой трассы) сосредоточена в импульсе, прошедшем под углом скольжения, близким к нулю, т.е. звук «скользит» вблизи дна;

2) для трассы приемник-«Ш» группе приходов с меньшей энергией (после основного максимума) соответствуют диапазон углов от  $\pm 5$  до  $\pm 15$  градусов;

3) для трассы приёмник-«Л» группе приходов с меньшей энергией (перед основным максимумом) соответствуют диапазон углов от  $\pm 5$  до  $\pm 20$  градусов.

Гидроакустический расчет дальностей от «Ш» и «Л» до приемной системы выполняется с помощью формулы  $R=V \times t$  ( $V$  – минимальное значение скорости звука, зафиксированное вблизи излучателей;  $t$  – время распространения сигнала от излучателя до приемной системы). Расчетные значения скорости звука для трасс  $V_{\text{Шульц}} = 1462$  м/с и  $V_{\text{Лихачев}} = 1451.54$  м/с. На рис. 3 представлены полученные результаты расчета. Для наглядности масштаб проведенного экспери-

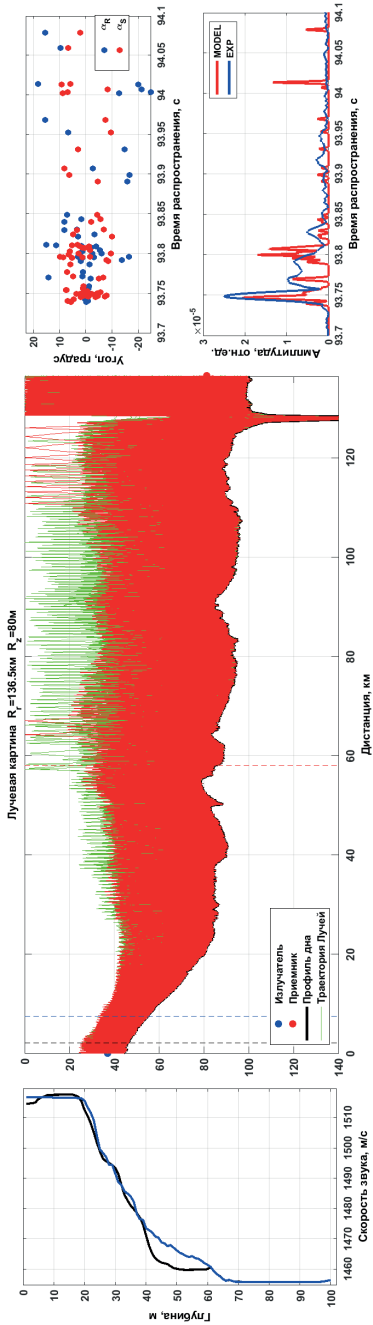


Рис. 2. Сравнение результатов численного моделирования с данными эксперимента: а) вертикальные профили скорости звука на удалении от «Л» 10 и 1360 км; б) лучевая картина распространения; в) углы выхода и прихода лучей; г) импульсные характеристики волнового фронта.

мента, в ДСК излучатель м. Шульц помещен в точку с координатами (0, 0), излучатель м. Лихачева в точку (135.073, 0), а зарегистрированные и рассчитанные координаты траектории дрейфа (ТД) приемной системы «сдвинуты» вправо от нулевой вертикали (оси Y) на 135.073 км.

Подводя итоги, отметим, что: 1) сопоставление результатов численного моделирования с натурными данными позволило идентифицировать приходы акустической энергии с лучевыми траекториями, т.к. амплитудно-временной структуры импульсных характеристик совпали; а 2) расхождение между координатами траектории дрейфа приёмной системы, рассчитанными гидроакустическим подходом и с помощью GPS данных, составило менее 50 метров на временном в 300 минут.

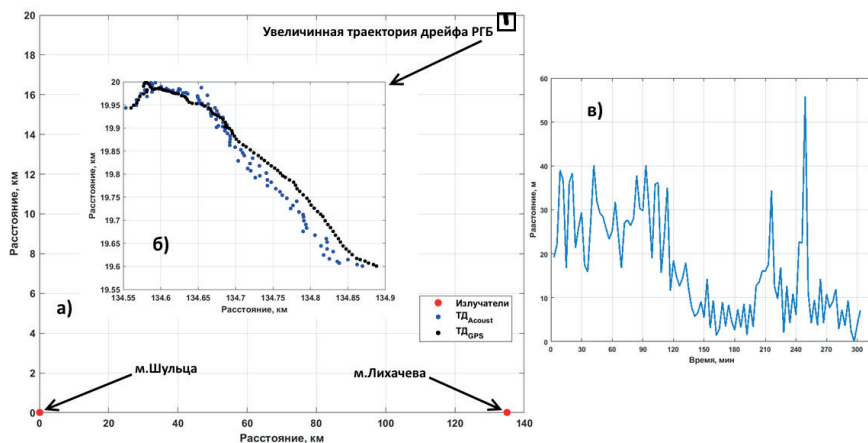


Рис. 3. Траектория дрейфа приемной системы, пересчитанная в декартову систему координат: а) общий план эксперимента; б) расчетные значения траектории дрейфа, полученные с помощью системы GPS (черные точки), акустическим методом (синие точки); в) разница в определении местоположения приемной системы между GPS и акустикой.

### 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. Т. 55, № 3, С. 374–380.

# ВИХРЕВАЯ СТРУКТУРА ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКОГО ТЕЧЕНИЯ ПО СПУТНИКОВЫМ НАБЛЮДЕНИЯМ

**Н.М. Вакульская, В.А. Дубина, В.В. Плотников**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
vakulskaya@poi.dvo.ru*

Восточно-Камчатское течение – западное пограничное течение субарктического круговорота Тихого океана. Основной поток течения следует примерно от м. Наварин в Беринговом море до центральных Курильских островов. Восточное побережье п-ва Камчатка представляет собой пять крупных заливов, в которых в разные сезоны на спутниковых изображениях регулярно регистрируются синоптические вихри [1–4]. Вихри прослеживаются в полях температуры и цвета воды, дрейфующего льда и на картах динамической топографии, построенных по спутниковым альтиметрическим измерениям. Подавляющее большинство вихрей являются антициклонами, имеют спиральную структуру и холодные ядра. Их размеры составляют 70–150 км и они смещаются в южном и юго-западном направлении со средними скоростями 1–5 км/сутки [2]. Считается, что причиной образования вихрей является влияние на Восточно-Камчатское течение неоднородностей рельефа дна и береговой черты.

Для более детального исследования вихревой структуры Восточно-Камчатского течения были использованы последовательные изображения ледяного покрова, полученные по измерениям спектро-радиометров MODIS со спутников Terra и Aqua в безоблачный период с 9 по 15 марта 2016 г. Дополнительно привлекались измерения, выполненные со спутников серии Landsat и Sentinel-1B (пространственное разрешение соответственно 15 и 10 м).

Данные MODIS отбирались и загружались через портал Rapid Response Project <http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/> центра космических полетов им. Годдарда (Goddard Space Flight Center – GSFC) в NASA. Для анализа создавались изображения в истинном цвете с разрешением 250 м, которые комбинировались из 1-го (длина волны  $\lambda = 0,645$  мкм, разрешение 250 м), 4-го ( $\lambda = 0,555$  мкм, разрешение 500 м) и 3-го ( $\lambda = 0,469$  мкм, разрешение 500 м) спектральных каналов.

Скорость и направление дрейфа льда рассчитывались методом маркеров по двум изображениям MODIS на временных интервалах 110 мин и примерно одни сутки, а также по совмещённым панхроматическим снимкам серии Landsat и радиолокационным со спутника Sentinel-1B (временные интервалы 4–24 ч). Ошибка коллокации пар изображений не превышала одного пикселя, поэтому точность расчётов оценивается не хуже 0,04 м/с.

Было рассчитано 340 векторов дрейфа на интервале 110 мин и 614 на интервале 23–25 часов, по которым построено 10 карт.

Лёд дрейфовал вплотную к берегу в полосе шириной 40–150 км (рис.1). Средняя скорость дрейфа, рассчитанная по изображениям, полученным в один день с разницей в 110 мин, составила 0,25 м/с, что в два с половиной раза превысило суточное значение. На севере и на юге района значения скорости дрейфа превышали скорости в центральной части (в заливах Карагинский и Озерной). На фоне гене-

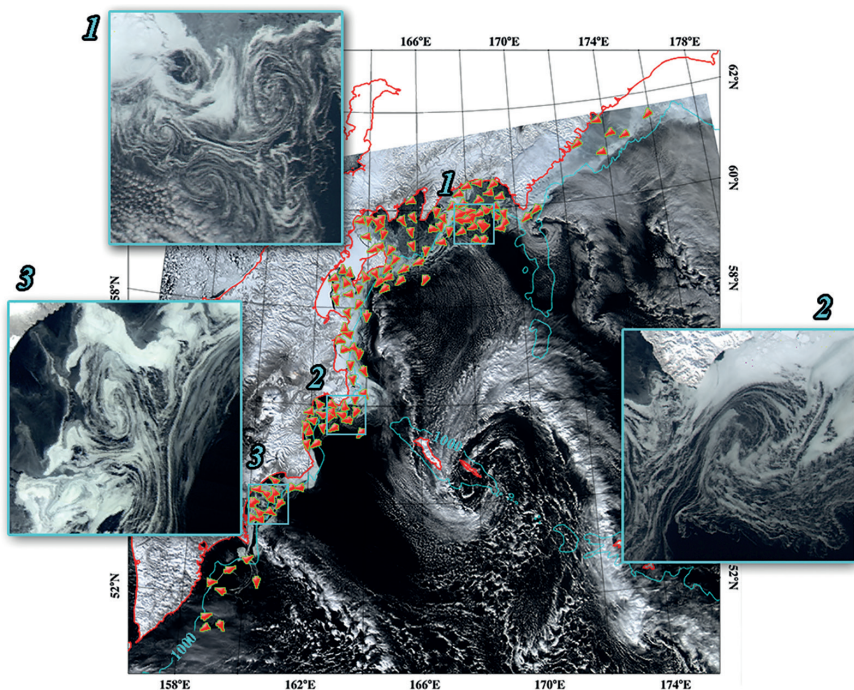


Рис. 1. Изображение в видимом диапазоне электромагнитного спектра, полученное 12 марта 2016 г. спектрометриком MODIS со спутника Terra. Стрелками показаны вектора дрейфа льда, рассчитанные на суточном временном интервале. На врезках показаны увеличенные фрагменты изображения размером 87,5x87,5 км.

рального дрейфа на юго-запад в ледяном покрове наблюдались вихри разного знака. Причём, антициклоны синоптического масштаба отмечались только в Авачинском заливе и около юго-восточной оконечности полуострова Кроноцкий (врезка 2 на рисунке). В остальных заливах регистрировались нестационарные спиральные циклоны диаметром 15–25 км (врезки 1, 3 на рисунке). Орбитальные скорости в них достигали 0,20–0,30 м/с. Эти мезомасштабные образования наблюдались на протяжении 3–4 суток, меняя свои очертания и смещаясь на юг.

### Литература

1. Радиолокация поверхности Земли из космоса / Под ред. Л. М. Митника, С.В. Викторова. Л.: Гидрометеиздат. 1990. 200 с.
2. [Электронный ресурс] Структура района Камчатского течения по спутниковым и гидрологическим наблюдениям [http://pacificinfo.ru/data/cdrom/6/htm/3\\_3\\_0.htm](http://pacificinfo.ru/data/cdrom/6/htm/3_3_0.htm)
3. Храпченков Ф.Ф. Исследование вихрей у побережья Камчатки летом 1985 г. // Океанология. 1987. Т. 27. Вып. 3. С. 391–396.
4. Solomon H., Ahlnäs K. Eddies in the Kamchatka Current // Deep Sea Research. 1978. V. 25. No. 4. P. 403–410.

# ОСОБЕННОСТИ ТЕРМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ ПРИМОРЬЯ В 2017 ГОДУ НА ФОНЕ МНОГОЛЕТНИХ ДАННЫХ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ (СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ЯПОНСКОГО МОРЯ)

**Л.А. Гайко**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
gayko@yandex.ru*

Исследование гидрометеорологического режима прибрежных вод Приморья производят 5 гидрометеорологических станций, три из которых расположены в зал. Петра Великого (ГМС Посъет, Владивосток, Находка) и две – на восточном побережье (ГМС Рудная Пристань и Сосуново). Для выявления особенностей термического режима прибрежной зоны Приморского края в 2017 г. проведено сравнение среднемесячных температур воды и воздуха по данным гидрометеорологических станций с принятой в настоящее время нормой (1981–2010 гг.), а также сравнение принятой тридцатилетней нормы со стандартной (1961–1990 гг.). Результаты расчётов приведены в таблицах 1, 2.

Таблица 1

**Аномалии среднемесячной и среднегодовой температуры воды и воздуха на ГМС Приморья в 2017 г. относительно принятой нормы (1981–2010 г.)**

ГМС	Месяц												Год
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Аномалии температуры воды, °С													
П	0,1	0,0	1,2	1,4	1,2	0,4	2,7	0,3	0,2	-0,8	0,1	-0,7	0,5
В	-0,2	0,1	0,7	1,6	1,7	1,1	2,2	1,2	1,1	-1,7	-1,1	-1,4	0,4
Н	0,5	0,2	0,8	0,7	0,5	-0,8	0,9	0,7	-2,0	-2,9	-0,6	-1,5	-0,3
Р Пр	0,3	-0,5	-0,5	-0,2	0,0	-2,4	-2,0	-1,0	-4,6	-3,0	-0,6	-0,4	-1,2
С	-0,1	-0,1	0,5	0,6	0,0	-0,1	1,4	0,3	-2,8	-4,1	-0,5	-1,1	-0,5
Аномалии температуры воздуха, °С													
П	1,9	1,6	2,4	2,4	1,4	0,8	3,1	-0,2	0,8	0,3	-1,0	-1,7	1,0
В	2,1	1,6	1,5	1,2	0,6	-0,5	1,6	-0,5	0,6	-0,4	-0,9	-2,0	0,4
Н	1,9	1,7	1,8	1,6	1,8	-0,5	2,7	-0,3	0,7	0,1	-1,5	-2,9	0,6
РП	1,9	1,8	1,3	0,6	1,0	-0,8	2,0	-1,0	0,2	-0,9	-1,9	-2,9	0,1
С	1,5	2,3	1,4	-0,1	1,5	-0,4	2,8	-0,1	-0,2	-1,5	-2,7	-2,2	0,2

Примечание. 1) П – ГМС Посъет, В – ГМС Владивосток, Н – ГМС Находка, РП – ГМС Рудная Пристань, С – ГМС Сосуново; 2) серым цветом выделены отрицательные аномалии температуры – здесь и в табл. 2.

Анализ табл. 1 позволил выявить следующие особенности в ходе температуры воды и воздуха в 2017 г. Отмечено, что положительные аномалии в ходе температуры воды в годовом аспекте в 2017 г. отмечены только на ГМС Посъет и Владивосток, и то они не превышают  $0,5^{\circ}\text{C}$ , на остальных трёх станциях они отрицательны, причём на ГМС Рудная Пристань температура понизилась на  $1,2^{\circ}\text{C}$ . Если проследить помесечное распределение температуры воды, то очевидно, что положительные аномалии прослеживаются на большинстве станций в первую половину года, а отрицательные – практически на всех станциях с октября по декабрь. Если рассматривать изменение температуры по каждой станции отдельно, то в Посъете в течение 10 месяцев происходило повышение температуры воды, наиболее тёплым был июль (на  $2,7^{\circ}\text{C}$ ), а отрицательные аномалии были отмечены только в октябре и декабре ( $-0,8$  и  $-0,7^{\circ}\text{C}$  соответственно). Во Владивостоке положительные превышения температуры также отмечены в июле ( $2,2^{\circ}\text{C}$ ), отрицательные наблюдались в холодный период года – в январе и с октября по декабрь, с максимальным понижением в октябре ( $-1,7^{\circ}\text{C}$ ). В Находке максимальные положительные аномалии также отмечены в июле ( $0,9^{\circ}\text{C}$ ), а отрицательные – в июне и с сентября по декабрь с минимумом в октябре ( $-2,9^{\circ}\text{C}$ ). А вот на ГМС Рудная Пристань практически в течение всего года наблюдается понижение температуры воды, за исключением января и мая, особенно в тёплый период, когда с июня по октябрь отрицательные аномалии превышают  $2,0^{\circ}\text{C}$ , а в сентябре достигают своего минимума ( $-4,6^{\circ}\text{C}$ ), что явилось рекордом для 2017 г. На ГМС Сосуново картина распределения температуры воды схожа с таковой на ГМС Рудная Пристань, но общий температурный фон несколько выше, отрицательные отклонения наблюдаются в течение 7 месяцев с минимумом в октябре ( $-4,1^{\circ}\text{C}$ ). Такое понижение температуры воды в районе ГМС Рудная Пристань и Сосуново можно объяснить активизацией работы апвеллинга у восточного побережья Приморья и усиление влияния на этот район Приморского течения.

Распределение температуры воздушных масс отличается большей стабильностью. Исходя из табл. 1, можно отметить, что в годовом ходе на всех станциях температура воздуха выше нормы с максимумом на ГМС Посъет ( $1,0^{\circ}\text{C}$ ) и минимумом на ГМС Рудная Пристань ( $0,1^{\circ}\text{C}$ ). В помесечном распределении практически на всех станциях с января по май наблюдались положительные аномалии, превышение



колебалось в пределах от 1,5 до 2,4°C. Но максимального значения аномалии достигли в июле: от 1,6°C на ГМС Владивосток до 3,1°C на ГМС Посыет. Данный факт подтверждает выводы предыдущих исследований, что температура воздуха в июле на побережье Приморья за последние годы по данным наблюдений на ГМС повысилась. В тоже время, в июне и августе температура воздуха стала ниже практически на всех станциях, но больше всего она понизилась в ноябре и декабре: от -0,9°C на ГМС Владивосток до -2,9°C на ГМС Находка и Рудная Пристань.

Таким образом, анализируя ход аномалий температуры воды и воздуха на ГМС Приморья в 2017 г. относительно принятой нормы (1981–2010 гг.) по сумме отклонений за год можно отметить, что в 2017 г. температура воздуха была выше нормы на всех станциях, а температуры воды – только на ГМС Посыет и Владивосток.

Также было проведено сравнение температуры воды и воздуха, осреднённых за период 1981–2010 гг. (принятая тридцатилетняя норма) с осреднёнными за период 1961–1990 гг. (со стандартная норма). Результаты расчётов приведены в табл. 2.

Таблица 2

**Сравнение принятой ВМО в настоящее время за норму для температуры воды и воздуха период с 1981 по 2010 г. со стандартной нормой (1961–1990 гг.) на ГМС Приморья**

ГМС	Месяц												Год
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Аномалии температуры воды, °С													
П	0,1	0,2	0,3	0,4	0,3	0,2	0,3	0,2	0,6	0,8	0,2	0,2	0,3
В	0,2	0,3	0,4	0,7	0,7	0,8	0,7	0,6	0,7	1,2	0,7	0,5	0,6
Н	0,2	0,2	0,3	0,6	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	1,4	0,1	0,2	0,5
РП	0,2	0,2	0,1	0,2	0,4	0,5	0,8	1,0	0,9	0,5	-0,3	-0,2	0,4
С	0,2	0,3	0,3	0,4	0,8	1,2	1,7	1,2	1,1	0,2	-0,5	-0,3	0,5
Аномалии температуры воздуха, °С													
П	0,6	1,4	0,6	0,7	0,2	0,5	0,3	0,3	0,5	0,5	0,2	0,5	0,5
В	0,7	1,7	0,7	1,0	0,6	1,0	0,9	0,7	0,9	0,5	0,4	0,5	0,8
Н	0,9	1,6	0,8	0,7	0,3	0,8	0,5	0,6	0,8	0,6	0,3	0,8	0,7
РП	0,6	1,1	0,5	0,5	0,4	0,6	0,5	1,0	0,7	0,6	0,2	0,4	0,6
С	0,4	0,3	0,2	0,3	0,3	0,8	0,6	0,8	1,0	0,6	0,4	0,2	0,5

Из данных табл. 2 видно, что в годовом ходе и температуры воды, и температуры воздуха отмечается превышение принятой нормы над стандартной. В ходе температуры воды это превышение колеблется

около  $0,5^{\circ}\text{C}$ . Температура воздуха в среднегодовом аспекте повысилась на  $0,5^{\circ}\text{C}$  и более на всех станциях.

По среднемесячным данным можно отметить, что с января по март на всех станциях отклонения колебались в основном в пределах  $0,2\text{--}0,3^{\circ}\text{C}$ , а с мая по октябрь – уже превысили  $0,5^{\circ}\text{C}$ . При этом на ГМС Владивосток и Находка температуры воды повысилась более чем на  $1,0^{\circ}\text{C}$  в октябре, на ГМС Рудная Пристань и Сосуново – в августе. Но на ГМС Сосуново такое повышение температуры воды наблюдается с июня по сентябрь с максимумом в июле ( $1,7^{\circ}\text{C}$ ). И только в ноябре и декабре на ГМС Рудная Пристань и Сосуново температура ниже стандартной нормы на величину от  $0,2$  до  $0,5^{\circ}\text{C}$ .

При рассмотрении помесечного распределения температуры воздуха можно отметить, что наибольшее повышение произошло в феврале с максимумом на ГМС Владивосток ( $1,7^{\circ}\text{C}$ ) и Находка ( $1,6^{\circ}\text{C}$ ), наименьшее – в мае и ноябре на всех станциях ( $0,2\text{--}0,4^{\circ}\text{C}$ ), а на ГМС Сосуново – с января по май и в ноябре и декабре, то есть среднемесячные температуры воды и воздуха за период 1981–2010 гг. практически на всех станциях выше, чем за период 1961–1990 гг.

Таким образом, на большинстве станций температура воды в 2017 г. была ниже нормы (1981–2010 гг.) с сентября по декабрь, а температура воздуха – на всех станциях была ниже нормы в августе и ноябре-декабре. При сравнении температуры воды и воздуха, средних за периоды 1981–2010 гг. (принятая тридцатилетняя норма) и 1961–1990 гг. (стандартная норма) практически на всех станциях в ходе температуры воды и воздуха отмечены положительные отклонения, исключение составили только станции восточного побережья, где в ноябре и декабре в ходе температуры воды наблюдались отрицательные аномалии.

# ИССЛЕДОВАНИЕ ВАРИАЦИЙ ЭФФЕКТИВНЫХ СКОРОСТЕЙ ЗВУКА НА РАЗНЫХ ГОРИЗОНТАХ ПРИЁМА В ГЛУБОКОМ МОРЕ ПРИ ИЗЛУЧЕНИИ СИГНАЛА ИЗ ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЫ

**А.А. Голов, Ю.Н. Моргунов, П.С. Петров**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
Golov\_alexander@inbox.ru*

Исследования взаимодействия гидроакустических и гидрофизических полей в слоистой водной среде при сложном рельефе дна актуальны при решении задач прикладной гидроакустики. В важных для практики случаях требуется проведение специальных экспериментов, направленных на выявление особенностей формирования акустических полей, которые могут повлиять на эффективность функционирования гидроакустических комплексов и систем на подводных объектах. Особенно это важно при проведении разработок систем позиционирования и управления АПА, функционирующих в сотнях километров от источников навигационных и информационных сигналов, размещаемых вблизи береговой черты.

Техническая реализация плана исследований осуществлялась на той же акустической трассе, на которой проводились предыдущие работы авторов с 2000-го года [1-3]. Эксперимент проводился в точке трассы на удалении ~ 198 км и заключался в приёме сложных фазоманипулированных сигналов, излучаемых источником, расположенном на шельфе, и вычислении импульсных характеристик волноводов путём свёртки принятых сигналов с репликой излучённого. Методика проведения эксперимента была следующая. В 150 метрах от береговой черты, установленный на глубине 34 метра широкополосный пьезокерамический излучатель, соединённый кабелем с береговым постом управления, три раза в минуту излучал сложные фазоманипулированные сигналы (М-последовательности, 1023 символов, 4 периода несущей частоты на символ) с центральной частотой 400 Гц. Длительность сеанса излучения составляла порядка четырёх часов.

Для приёма сигнальной информации применялась распределённая вертикальная приёмная система, состоящая из нескольких автономных ненаправленных гидрофонов, размещаемых в произвольных точках на фале, который соединён с дрейфующей вехой. На вехе

установлен GPS приёмник с передачей информации о местоположении системы по радиоканалу на обеспечивающее судно. Каждый автономный гидрофон представлял собой устройство, предназначенное для непрерывной регистрации звукового давления и текущей глубины точки приёма сигналов. Формирование, накопление пакетов (кадров) информации от гидрофона и датчика глубины осуществлялось посредством автономного цифрового блока регистрации с записью на SD-карту.

В заданной точке трассы с яхты «Светлана» проводилась постановка приёмной системы. Гидрофоны закреплялись на фале в местах соответствующим горизонтам 150 метров (глубина оси ПЗК) и 500 м. Гидроакустическая информация с этих же гидрофонов в непрерывном режиме принималась при погружении и подъёме. В данной работе рассмотрим анализ измерений полученных на гидрофоне расположенном ниже оси ПЗК.

Рисунок 1 наглядно иллюстрирует весь процесс проведения эксперимента. Наблюдаются процессы погружения и подъёма гидрофона, дрейф приёмной системы и импульсные отклики волновода. Три вкладки рисунков позволяют в любой момент времени определить импульсную характеристику волновода в зависимости от глубины погружения нижнего гидрофона, времени прохождения сигнала и расстояния между корреспондирующими точками. По импульсным откликам видно, что сигнал начинает детектироваться с горизонта 78 метров, но до глубины 100 метров его уровень сравним с уровнем корреляционных шумов. В диапазоне глубин 150-440 метров наблюдается стабильная картина с уровнем амплитуд значительно превосходящим уровень корреляционных шумов. При этом в диапазоне глубин 150-200 метров фиксируется в основном один приход акустической энергии, а глубже энергия распределяется на три импульсных прихода. Ниже отметки 440 метров также фиксируются три прихода, но с меньшими амплитудами.

Для решения целевой задачи исследования были произведены расчёты эффективной скорости прохождения импульсных сигналов от ИНС до приёмников, расположенных на разных глубинах. Для этого были использованы данные измеренных GPS расстояний между ИНС и дрейфующей вехой и времён прохождения сигналов по данным импульсного отклика (рис. 1). Результаты расчётов позволили зафиксировать очень важную закономерность, которая заключается в приблизительном равенстве эффективных скоростей

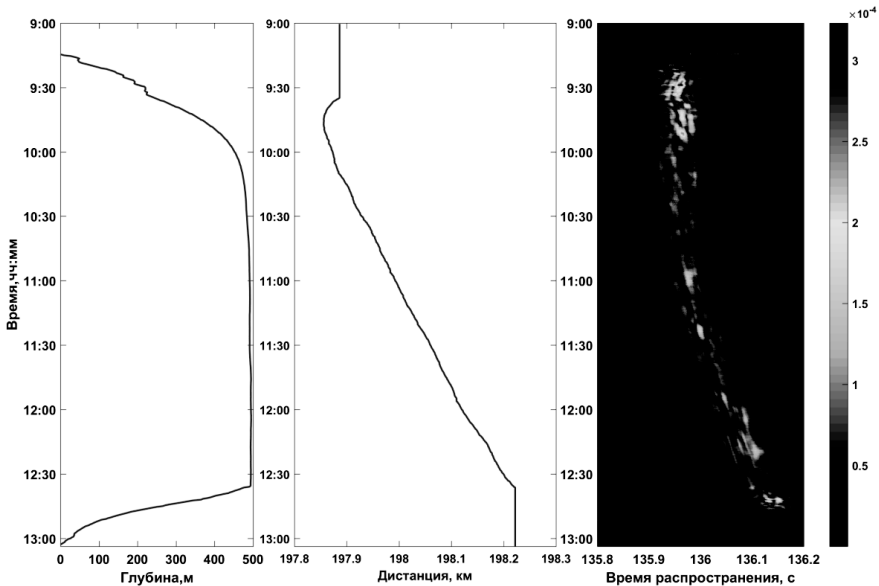


Рис.1. Данные измерений

(1456 м/с) на глубине расположения оси ПЗК и на глубинах вплоть до максимальной (500 м). Физически этот результат может быть объяснён следующим образом. Максимальная концентрация акустической энергии вблизи оси ПЗК формируется сигналами, распространяющимися под углами, не превышающими 5 градусов, со скоростью, равной скорости звука на оси ПЗК [1-3]. Акустическая энергия, в виде троек импульсов, распространяющаяся под большими углами, проходит по лучевым траекториям большей длины, но с большими, чем на оси ПЗК скоростями. Это приводит к приближительному равенству эффективных скоростей распространения звука на всех горизонтах в нашем эксперименте.

Следует подчеркнуть, что приведённые результаты имеют очень важное прикладное значение при решении задач управления АПА при выполнении миссий на больших (сотни км) удалениях от ИНС и больших глубинах (до 500м).

Для объяснения полученных результатов было выполнено моделирование описанного выше эксперимента по распространению навигационных сигналов с применением метода нормальных волн (модовой теории распространения звука). Известно, что звуковое поле для каждой тональной компоненты импульсного сигнала мо-

жет быть представлено в виде суперпозиции акустических мод в данном поперечном сечении волновода (т.е. при данном) [4,5]. С каждой модой может быть ассоциирован некоторый угол распространения волн [4,5] (относительно оси ПЗК), а также слой ее локализации, вне которого модовая функция экспоненциально затухает (границы этого слоя могут быть ассоциированы с точками заворота луча, связанного с модой) [5]. В глубоком океане групповые скорости обычно растут с номером моды (т.е. с увеличением соответствующего ей угла распространения относительно оси ПЗК).

Результаты расчётов показали, что в глубоководной части трассы наиболее выраженными (максимальными по амплитуде) будут самые медленные приходы для каждого значения глубины  $z$ . Следовательно, для решения задачи акустической дальнометрии на некотором горизонте (не обязательно совпадающем с осью ПЗК) необходимо оценить групповую скорость моды с наименьшим номером  $v^g(z)$ , интервал (вертикальной) локализации модовой функции для которой содержит данный горизонт  $z$ . Результаты такого расчёта представлены на рис. 2. Зависимость групповой скорости моды минимального номера  $v^g(z)$ , «зацепляющей» данный горизонт  $z$ , от глубины очень

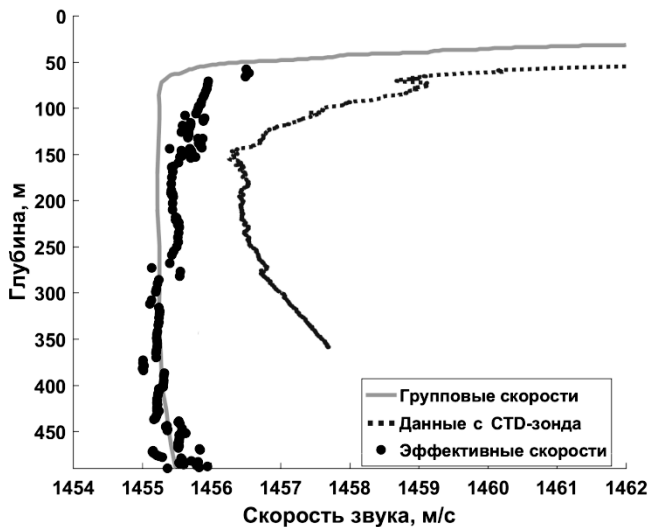


Рис. 2. Результаты сравнения групповых скоростей наиболее медленных мод, «зацепляющих» данный горизонт, с эффективными скоростями максимальных приходов на этих горизонтах.

слабая для горизонтов от 50 до 500 м (можно считать эту величину равной 1455,3 м/с, она несколько меньше значения скорости звука на оси ПЗК, составляющей около 1456 м/с). Поэтому для глубин от 50 до 500 м можно ожидать высокой точности определения дистанции до излучателя, если использовать именно это значение скорости распространения. Важно, что для этого слоя данная величина от глубины практически не зависит. При нахождении приёмника на больших глубинах (от 500 м) следует, однако, использовать уточнённые групповые скорости мод из графика на рис. 2. По-видимому, аналогичным образом следует действовать и для глубин до 50 м, однако здесь ситуация существенно осложняется многочисленными неоднородностями среды, оказывающими значительное влияние на формирование поля на этих горизонтах (например, поверхностным волнением и внутренними волнами).

Для оценки сходимости результатов моделирования с данными, полученными в натурном эксперименте, был произведено сравнение косвенно измеренных эффективных скоростей звука на всех горизонтах измерений с величинами групповых скоростей мод минимального номера на этих горизонтах. Результаты сравнения с данными моделирования представлены на рис. 2. Можно отметить, что теоретическая оценка эффективных скоростей с точностью до 1 м/с совпадает с результатами натуральных измерений этой величины на глубинах до 495 метров и со значением скорости звука на оси ПЗК.

В заключение сформулируем основные результаты и выводы, полученные при выполнении целевой задачи исследования.

1. Показано, что ИНС, размещённый вблизи берега на глубине 35 метров на шельфе Японского моря, развивающий акустическое давление 1500 Па/1м, позволяет обеспечить необходимое превышение сигнала над помехой для корреляционной обработки навигационных сигналов на всех глубинах от 50 до 495 метров при удалении от ИНС на 200 км. Глубины от 50 до 500 м засвечены весьма равномерно, что позволяет обеспечивать устойчивый приём навигационных сигналов в любом слое между этими горизонтами.

2. Структура импульсной характеристики волновода с глубиной существенно изменяется. Вместо одного мощного импульса при приёме на оси ПЗК на больших глубинах принимаются до трёх импульсов, разнесённых по времени на 20-30 мс. При этом максимальным по амплитуде может быть любой из трёх импульсов. Поскольку расчёты эффективной скорости проводятся по времени прихода макси-

мального импульса, ошибка в расчёте расстояния может быть в пределах 40-60 метров.

3. Теоретические расчёты звуковых полей и групповых скоростей для условий экспериментов с применением модовых представлений показали хорошую применимость для физической интерпретации полученных результатов, а также для проведения конкретных численных расчётов. Например, теоретически подтверждён важнейший результат данного исследования, который заключается в том, что численные расчёты зависимостей групповых скоростей от глубины с точностью до 1 м/с совпадают с результатами натуральных измерений эффективных скоростей на глубинах до 495 метров и со значением скорости звука на оси ПЗК.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке грантов ДВО РАН 15-П-1-046, 15-И-012 о, ПФИ гос. акад. наук на 2013-2020 гг. (тема АААА-А17-117030 110041-5 2017-219).

### 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. Т.55. №3, С.374–380.

2. 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 // Акустический журнал. 2010. Т. 56, № 1. С. 51–52.

3. Моргунов Ю.Н., Безответных В.В., Буренин А.В., Войтенко Е.А. Исследование влияния гидрологических условий на распространение псевдослучайных сигналов из шельфа в глубокое море // Акустический журнал. 2016. Т. 62, № 3. С. 341–347.

4. Jensen F.B., Porter M.B., Kuperman W.A., Schmidt H. Computational Ocean Acoustics. New York: Springer-Verlag. 2000.

5. Katsnelson B., Petnikov V., Lynch, J. Fundamentals of Shallow Water Acoustics. [Simmen, J. A. et al. (eds.)]. New York: Springer. 2012.



# СОВМЕСТНЫЙ АНАЛИЗ ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ НА БЕРЕГОВЫХ СТАНЦИЯХ РОССИЙСКОЙ СЛУЖБЫ ПРЕДУПРЕЖДЕНИЯ О ЦУНАМИ И СТАНЦИЯХ ЯПОНСКОГО МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО АГЕНТСТВА В 2013-2018 ГОДАХ

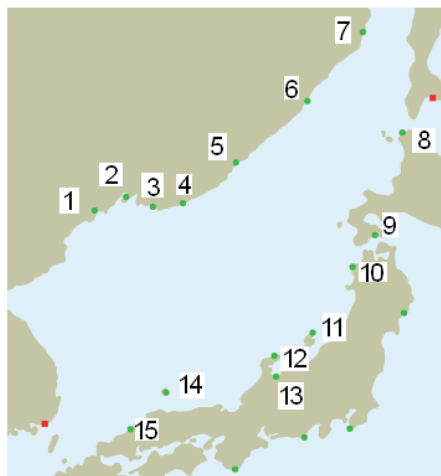
**А.А. Гончарова, В.К. Фищенко**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева  
goncharova@poi.dvo.ru*

Наблюдения колебаний уровня моря в прибрежных зонах важны для многих приложений, поэтому они ведутся на регулярной основе в разных странах мира на протяжении нескольких последних десятилетий. В середине 1980-х годов Межправительственной океанографической комиссией (ИОС) были начаты работы по развертыванию Глобальной системы наблюдения за уровнем моря (GLOSS) [1,2]. Ее задача – сбор и предоставление научному сообществу данных по уровню моря с большого числа измерительных станций, рассредоточенных по всему побережью Мирового океана. Данные в GLOSS представляются с различной временной дискретностью – годовые, месячные, суточные и т.д. Наивысшая частота – 1 отсчет в час. После катастрофического цунами 2011 г. в Японии под эгидой Межправительственной океанографической комиссии (ИОС) были интенсифицированы работы по развертыванию сети станций оперативного наблюдения уровня моря с дискретностью 1 минута. Данные более чем с 860 станций доступны сейчас на web-сайте ИОС [3]. В частности, там представлены данные 15 станций, расположенных на побережье Японского моря. Восемь из них были установлены Японским метеорологическим агентством в 2012 г., семь – Российской службой предупреждения о Цунами совместно с Примгидрометом в 2013 г. На рис. 1а показано расположение станций.

Нами были загружены с сайта ИОС и проанализированы массивы данных за 2013-2018 годы со всех 15 станций. Целью доклада является некоторое предварительное обобщение результатов анализа этих данных, отличных от стандартных GLOSS-данных существенно более высокой частотой измерений. На рис. 1б показаны осциллограммы сигналов с трех российских станций (1-Посъет, 2-Владивосток,

а



б

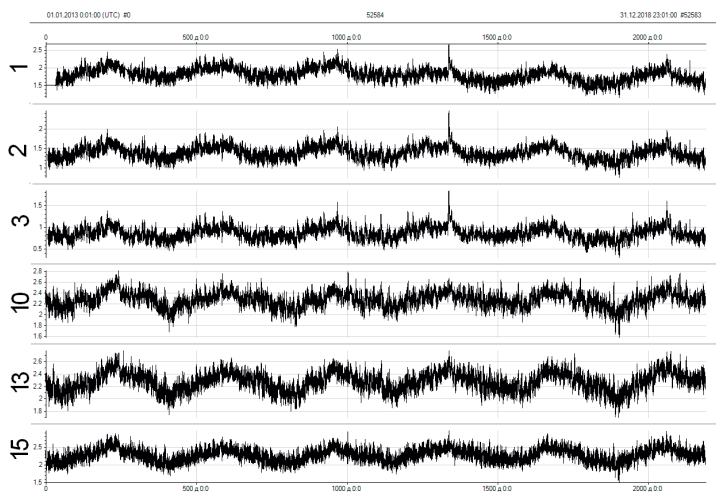


Рис. 1. Расположение ИОС-станций в Японском море (а) и 6-летние записи колебаний уровня моря на станциях Посъет, Владивосток, Находка, Фукаура, Тояма, Хамада (б).

3-Находка) и трех японских, упорядоченных по расположению с севера на юг (10-Фукаура, 13-Тояма, 15-Хамада). Отметим попутно, что визуально заметный локальный пик в сигналах с российских станций соответствует известному нагону воды в Приморском крае в период с 30 августа по 2 сентября 2016 г., вызванному тайфуном Лайонрок. Очевидно, что это наиболее сильный нагон в Японском море за 6 лет,

причем он совершенно не проявился на японской стороне моря. Далее представим кратко результаты, связанные с анализом периодических процессов различных временных масштабов.

В приведенных на рис. 1 осциллограммах хорошо заметны сезонные колебания уровня моря: летом уровень в среднем повышается, летом понижается. На рис. 2а приведены осциллограммы этих колебаний, выделенных методом вейвлет-фильтрации.

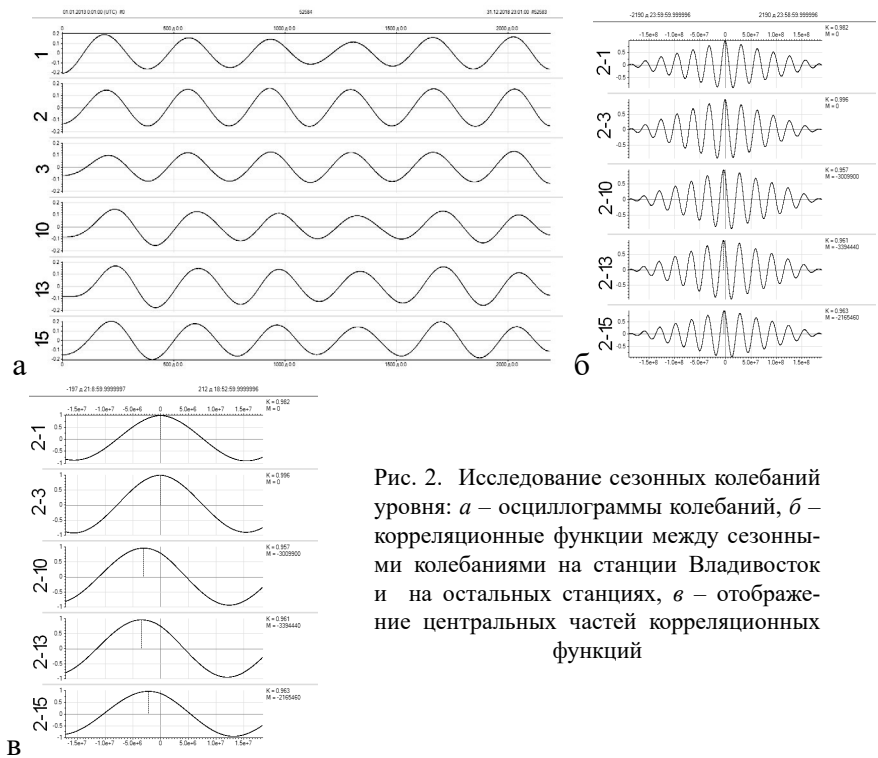


Рис. 2. Исследование сезонных колебаний уровня: а – осциллограммы колебаний, б – корреляционные функции между сезонными колебаниями на станции Владивосток и на остальных станциях, в – отображение центральных частей корреляционных функций

Средние размахи колебаний на этих 6 станциях: 28,5 см, 29.5 см, 23.4 см, 22.1 см, 27.2 см, 32.6 см. Максимумы уровня моря на российских станциях наблюдаются в третью декаду июля, на японских – в третью декада августа. Минимумы соответственно, в третью декаду января и в третью декаду февраля. Взаимные корреляционные функции между станцией Владивосток и остальными станциями (см. рис. 2а,б) показывают, что временной сдвиг между экстремумами уровня существенный: 34 дня для станции Фукаура, 39 дней для Тоямы и 25 дней для Хамады. Полагаем, факт столь значительного сдвига

нуждается в корректном объяснении с учетом всех возможных механизмов формирования сезонных колебаний уровня в Японском море.

На рис. 3 приведены некоторые результаты исследования приливных суточных и полусуточных колебаний уровня.

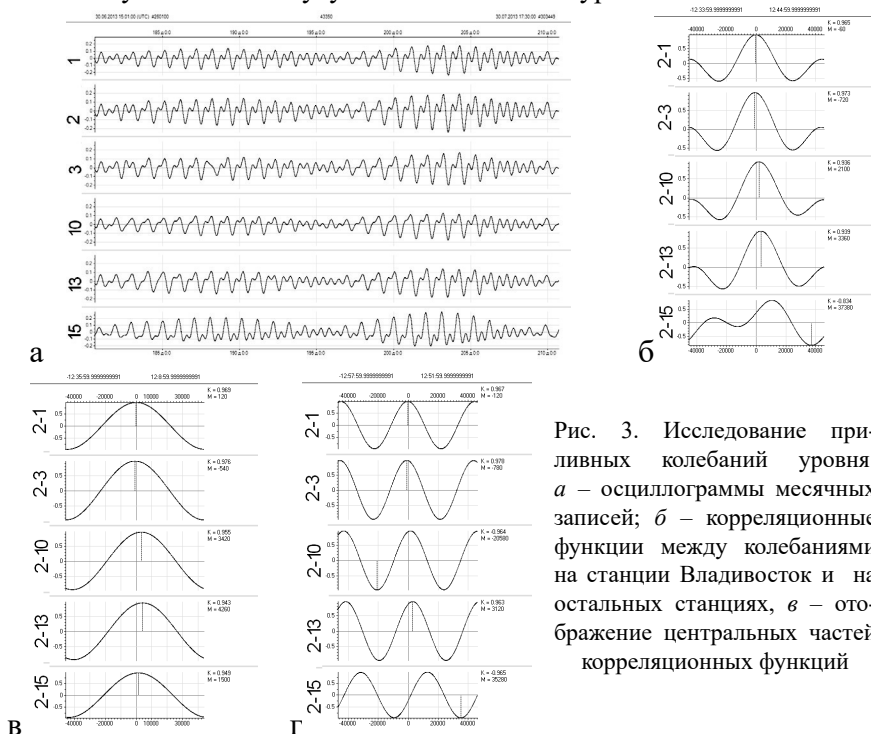


Рис. 3. Исследование приливных колебаний уровня: а – осциллограммы месячных записей; б – корреляционные функции между колебаниями на станции Владивосток и на остальных станциях, в – отображение центральных частей корреляционных функций

На рис. 3а показаны типовые месячные осциллограммы выделенных методом частотной фильтрации приливных сигналов, включающих 24 и 12 часовые компоненты. На рис. 3б,в,г приведены рассчитанные по всему 6-летнему интервалу наблюдений корреляционные функции между станцией Владивосток и другими станциями для компонент с периодами (24+12) часов, 24 часа и 12 часов. Временные задержки относительно станции Владивосток в минутах для этих компонент следующие: Посыет (-1,+2,-2), Находка (-12,-9,-13), Фукаура (+35,+57,+34), Тояма (+56,+71,+52), Хамада (+170,+25,+174). Отметим, что по GLOSS-данным временные задержки между приливными компонентами могли бы быть оценены только с точностью до 1 часа.

Наиболее полно преимущества ИОС-данных с 1-минутным шагом наблюдений проявляются при анализе т.н. сейш – собственных коле-

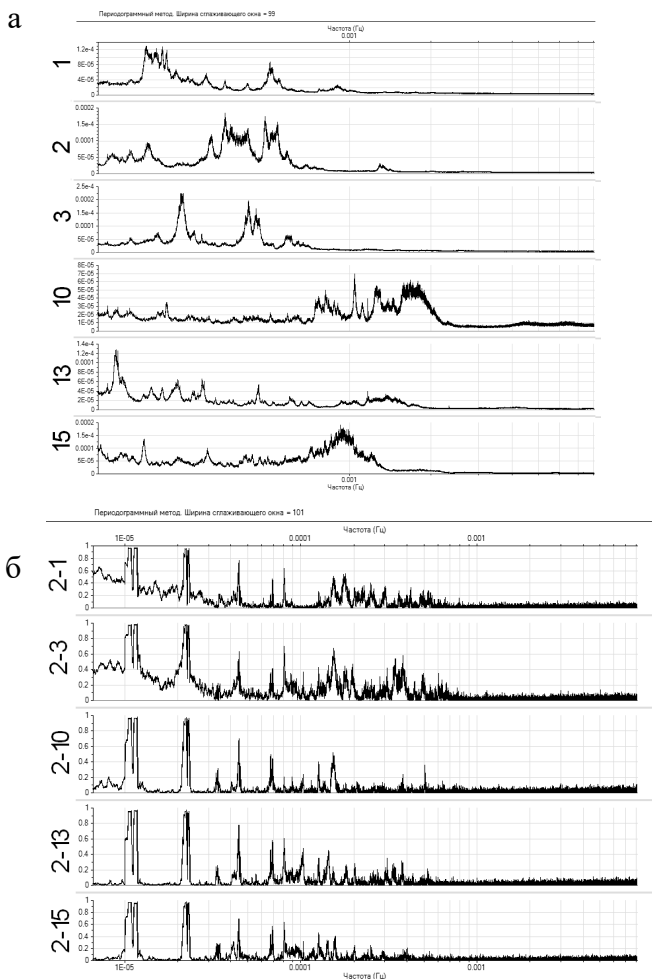


Рис. 4. Фурье спектры (а) и спектры когерентности со станцией Владивосток (б)

баний бухт и заливов. Периоды сейшевых колебаний зависят от геометрии и размеров морфологических особенностей береговой черты, они могут принимать значения от нескольких минут до нескольких часов. В стандартных GLOSS-данных вне рассмотрения оказываются сейши с периодами менее 2 часов. На рис. 4а показаны рассчитанные за 6 лет спектры колебаний уровня моря на 6 станциях в диапазоне периодичностей от 2 часов до 2 минут. Как видно, для каждой станции характерна уникальная сейшевая структура, включающая боль-

шое число частотных компонент. По спектрам могут быть оценены частоты всех сейш, их амплитуды и мощности.

Важным для теории и практических приложений является вопрос о когерентности сейшевых колебаний различных временных масштабов, регистрируемых в разнесенных точках морского побережья. Можно ожидать, что при фиксированном расстоянии когерентность должна убывать по мере увеличения частоты сейшевых колебаний, поскольку все менее пресекаются береговые зоны, участвующие в формировании сейш в обеих точках наблюдения. По этой же причине когерентность сейш должна убывать по мере увеличения расстояния между точками наблюдения. На рис. 4б показанные спектры когерентности между станцией Владивосток и остальными станциями. Отметим сразу очень высокую, близкую к 1, когерентность приливных 24- и 12-часовых колебаний. Вид спектров в диапазоне сейшевых колебаний от 6 часов до 2 минут в целом подтверждает высказанные выше предположения об убывании когерентности с увеличением частоты сейш и расстояния между точками наблюдения. Долгопериодные колебания (периоды 6ч, 4ч, 3ч 30м) существенно когерентны для всех пар точек, т.е. они присущи в целом всему Японскому морю. Вопрос о том, являются ли они сейшами либо просто гармониками приливных колебаний, до сих пор считается дискуссионным. Спектры когерентности в более высокочастотной части для каждой пары точек наблюдения имеют свою систему спектральных пиков. Их можно объяснить когерентностью именно сейшевых колебаний. Несколько удивителен факт наличия значимой когерентности между сейшами с периодом 32 минуты, наблюдаемыми во Владивостоке и на японских станциях.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке подпрограммы № 18-1-004 «Изучение фундаментальных основ взаимодействия разномасштабных гидроакустических, гидрофизических и геофизических процессов...».

### Литература

1. Pugh D.T. The global sea-level observing system // Hydrographic Journal. 1987, No.45, P. 5-8.
2. The Global Sea Level Observing System (GLOSS). URL: [www.gloss-sealevel.org](http://www.gloss-sealevel.org) (дата обращения 17.05.2019)
3. IOC - Sea level station monitoring facility. URL: <http://www.ioc-sealevelmonitoring.org/> (дата обращения 17.05.2019)

# ОСОБЕННОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ АВТОНОМНОГО НЕОБИТАЕМОГО ПОДВОДНОГО АППАРАТА ПРИ ИЗУЧЕНИИ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СТРУКТУРЫ ГИДРОАКУСТИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

**Г.И. Долгих<sup>1</sup>, А.Ф. Щербатюк<sup>2</sup>, С.С. Будрин<sup>1</sup>, В.А. Чупин<sup>1</sup>**

*<sup>1</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева*

*<sup>2</sup>Институт проблем морских технологий*

*dolgikh@poi.dvo.ru*

При обработке и анализе экспериментальных данных, полученных в ходе эксперимента на шельфе монотонно убывающей глубины, было установлено, что излучённый на частоте 33 Гц низкочастотным гидроакустическим излучателем сигнал при глубинах меньше половины гидроакустической волны трансформируется, в основном, в волны рэлеевского типа, которые регистрируются береговым лазерным деформографом [1]. В ходе обработки экспериментальных данных стало ясно, что для получения полной картины трансформации гидроакустической энергии в сейсмоакустическую, изучения закономерностей этой трансформации в зависимости от строения и состава пород морского дна, батиметрии, недостаточно полученных экспериментальных данных. Прежде всего необходимо изучение пространственно-временного распределения создаваемого низкочастотным гидроакустическим излучателем гидроакустического поля, установления его зависимости от тонкой структуры гидрофизического поля шельфовой области моря. Для этого необходимо проводить измерения исследуемых параметров во всей толще воды с пространственным разрешением по горизонтали и вертикали не хуже 1 м (лучше меньше). Эту задачу невозможно выполнить без применения подводного носителя заданных приёмных систем. В настоящее время эту функцию может выполнить эффективно только автономный обитаемый подводный аппарат.

Осенью 2018 года пробный эксперимент был выполнен в бухте Витязь Японского моря по схеме, описанной ранее в [2]. Источник гидроакустического излучения 33 Гц располагался на расстоянии 1800 м от береговой полосы у противоположного берега бухты. При измерении низкочастотного гидроакустического поля в глубоководной части бухты и вблизи у берега использовался следующий алго-

ритм движения: АНПА погружается на заданную глубину и движется горизонтально относительно морской поверхности на заданное расстояние по условной линии, соединяющей береговой пост и гидроакустический излучатель, расположенный на удалении; при достижении определенной заранее точки АНПА выполняет разворот по траектории с минимальным радиусом и одновременно выполняет погружение на 1 м; после завершения разворота АНПА возвращается в точку старта, двигаясь по новому горизонту; при достижении точки начала работы производится повторный маневр с изменением глубины и направления движения (рис. 1).

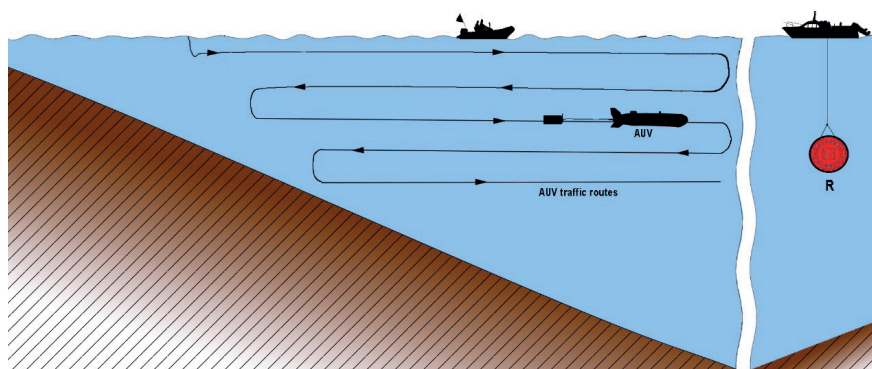


Рис. 1. Схема проведения эксперимента: R – гидроакустический излучатель, AUV – автономный подводный необитаемый аппарат на траектории.

Работы были выполнены в течение двух дней 15 и 16 сентября 2018 г. Программа-задание миссии № 1 заключалась в первоначальной отработке поставленной задачи и проходе АНПА по трассе распространения гидроакустического сигнала на заданных глубинах. Были выполнены три прохода АНПА прямолинейными галсами со стабилизацией глубины 3, 4 и 5 м в направлении от источника излучения к берегу по траектории 1 (рис. 2). Длина трассы измерения составила 968 м. Программа-задание миссии № 2 была несколько скорректирована в соответствии с условиями рельефа дна. Было выполнено восемь прямолинейных галсов в направлении от источника излучения к берегу со стабилизацией глубин погружения 2, 6, 7,8, 9, 10, 11 и 12 м. Соответственно, после прохода аппарата на глубине 2 м, был выполнен маневр разворота с погружением до 6 м и далее производилась смена глубины погружения в точках разворота с дискретностью 1 м. Длина галсов составляла 974 м. При проведении ра-



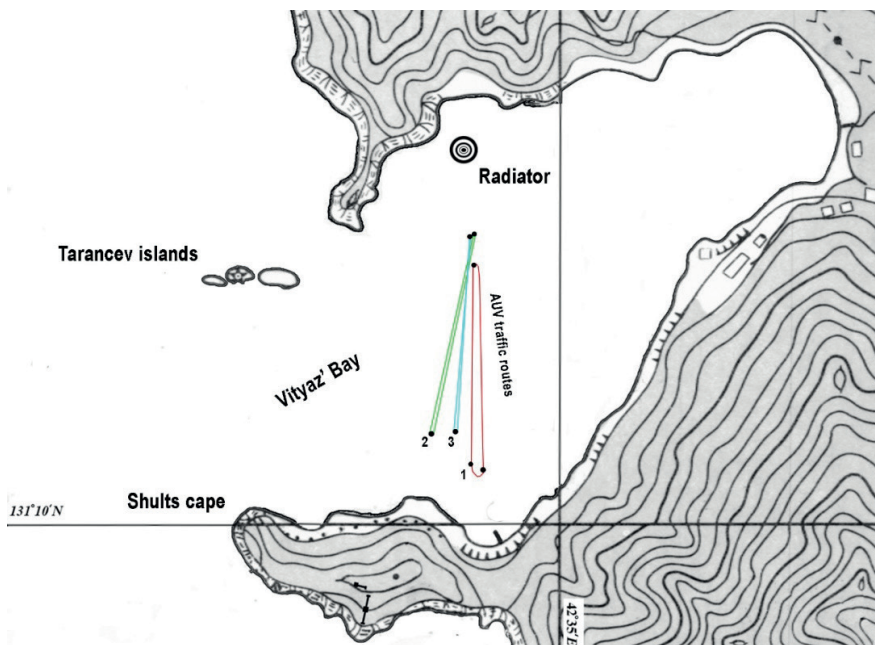


Рис.2. Карта-схема движения аппарата.

бот 16 сентября была выполнена программа прохождения АНПА по траектории 3 с изменением глубин в точках разворота в диапазоне от 13 до 22 м. Длина каждого галса составила 950 м.

Обработка экспериментальных данных выполнялась в лабораторных условиях с применением современных средств спектрального и статистического оценивания. На рис. 3 приведено пространственное распределение излучённого давления в толще воды по трассе движения автономного необитаемого подводного аппарата. Расчёт проводился по сетке, вертикальная сторона ячейки которой совпадала с траекторией движения аппарата, а горизонтальная сторона ячейки бралась размером 0.2 м. Как видно из рис. 3 наблюдаются так называемые зоны «тени» излучённого сигнала, которые связаны не с природными процессами, а с отсутствием экспериментальных данных в этих зонах. Это видно из рис. 4, на котором обозначены траектории движения автономного необитаемого подводного аппарата. Рассмотрим только те зоны, в которых присутствуют экспериментальные данные. Остановимся на толще воды с глубина от 6 до 21 м. Построим пространственное распределение излучённой энергии в этой зоне.

Рассчитанный поток энергии приведён в таблице, в которой также приведено теоретическое распределение излучённой энергии с учётом цилиндрической расходимости. При анализе результатов можно сказать, что пространственное распределение излучённой гидроакустической энергии в этом слое воды подчиняется степенному закону распределения, в соответствии с которым энергия от излучателя уменьшается медленнее, чем при цилиндрической расходимости. С одной стороны это может быть связано с отсутствием экспериментальных данных в зонах тени, но с другой стороны с нелинейными процессами, при которых гидроакустический сигнал «подпитывается» средой распространения. Второе утверждение может быть связано с существованием так называемых акустических линз в водной среде.

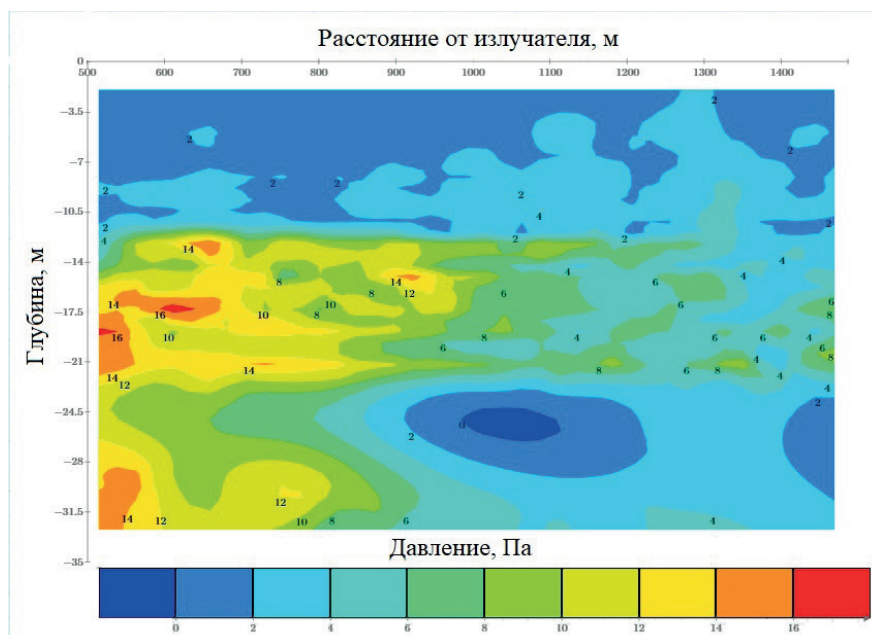


Рис. 3. Пространственное распределение излучённого гидроакустического сигнала по трассе движения автономного необитаемого подводного аппарата.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке подпрограммы № 18-1-004 «Изучение фундаментальных основ взаимодействия разномасштабных гидроакустических, гидрофизических и геофизических процессов...».

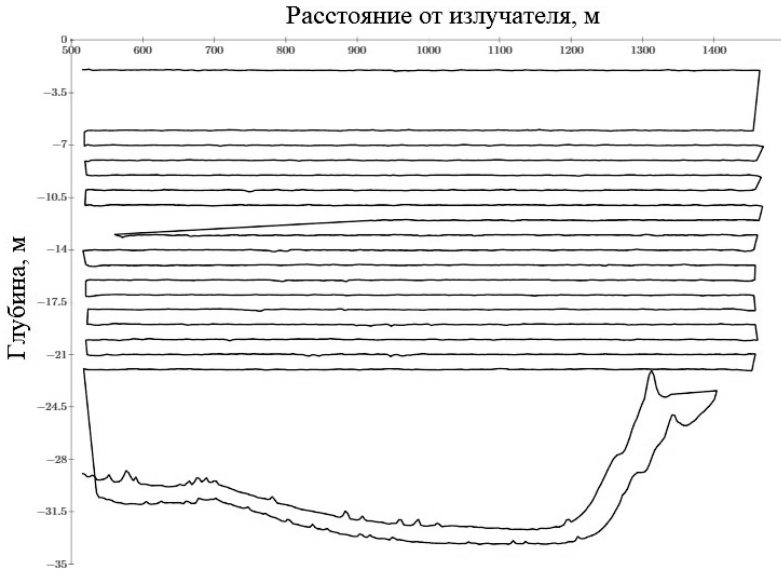


Рис. 4. Трассы движения автономного необитаемого подводного аппарата

### Литература

1. Grigory I. Dolgikh, Sergey S. Budrin, Stanislav G. Dolgikh, Vladimir V. Ovcharenko, Vladimir A. Chupin, and Sergey V. Yakovenko. Particulars of a transmitted acoustic signal at the shelf of decreasing depth // *J. Acoust. Soc. Am.* 142 (4), October 2017. PP. 1990-1996.
2. Dolgikh G.I., Chupin V.A., Scherbatyuk A.F. A Method for the Space-Time Distribution Studying of the Hydroacoustic Fields Near the Bottom Using AUV // В сб. 2017 IEEE OES International Symposium Underwater Technology. 2017. С. 7890277.

# МЕТЕОЦУНАМИ НА ЮГЕ ПРИМОРСКОГО КРАЯ

**С.Г. Долгих**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева,  
sdolgikh@poi.dvo.ru*

Термин метеоцунами все чаще стал применяться в последние годы с развитием комплексных методов и средств наблюдения. Данное явление по своим характеристикам схоже с обычными цунами, но причиной его проявления является атмосферное возмущение, которые вызывают длинноволновые колебания [1]. Волны метеоцунами были зарегистрированы в различных странах, так в июне 2014 года в отсутствие сейсмической активности на побережье Хорватии уровень воды в бухте начал подниматься, затопляя прилегающие к порту улицы и дороги. Чаще всего они были зафиксированы на побережьях Японии, Европы и Северной Америки [2, 3]. На Дальнем Востоке данное явление было зарегистрировано на южной части о. Сахалин и Курильских островах [4].

На морской экспедиционной станции Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева ДВО РАН в непрерывном режиме работает сейсмоакустико-гидрофизический комплекс [5]. При обработке данных за май 2015 года лазерных деформографов, лазерного нанобарографа, лазерного измерителя вариаций давления гидросферы, метеостанции и широкополосного сейсмографа было обнаружено природное явление, которое по своим характеристикам соответствует метеоцунами. Так на записи лазерного нанобарографа было обнаружено резкое изменение атмосферного давления порядка 13,5 гПа (рисунок а). Которое вызвало большие скачки гидростатического давления, зарегистрированное лазерным измерителем вариаций давления гидросферы. Который был установлен на шельфе Японского моря на удалении 300 метров от берега и 400 метрах от лазерного нанобарографа на глубине 33 метра (рисунок б)

На записи лазерного нанобарографа начало резкого изменения атмосферного давления было зарегистрировано в 15:20 25 мая 2015 года, а на записи лазерного измерителя вариаций давления гидросферы первое возмущение было зарегистрировано в 16:44 25 мая, а второе возмущение было зарегистрировано 04:20 26 мая. В первом случае пришла уединенная волна почти солитоподобной формы.

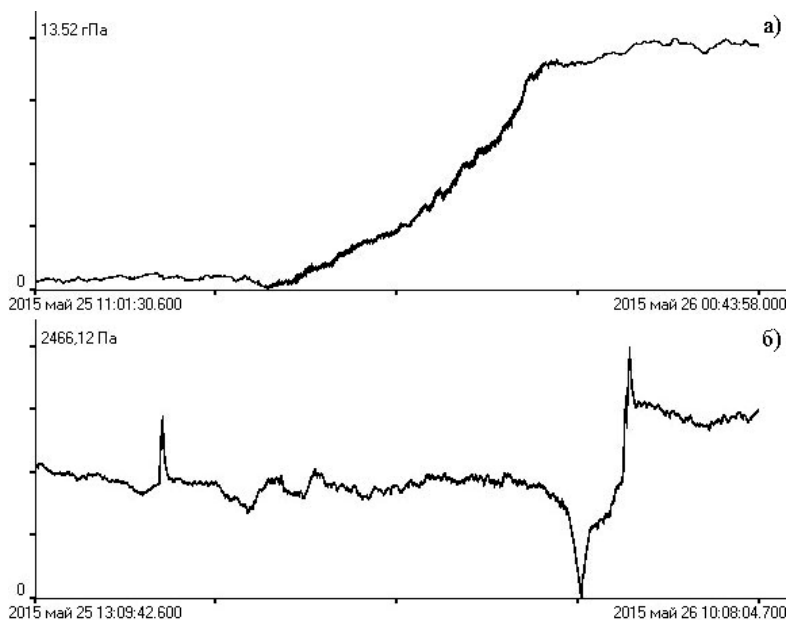


Рис. 1. Фрагменты записей лазерного нанобарографа (а) и лазерного измерителя вариаций давления гидросферы (б)

Высота данной волны почти в четыре раза больше амплитуды суточного прилива. Первая волна проходила через точку установки прибора 14,5 минут.

Во время прохождения второй волны наблюдался первоначально отток водных масс на величину примерно пяти амплитудам суточного прилива. Отток водных масс длился примерно 25,5 минут, а затем уровень воды в месте установки прибора вернулся в прежнее положение. Высота второй волны, зарегистрированной лазерным измерителем вариаций давления гидросферы, была в два раза больше высоты первой волны. Время прохождения волны метеоцунами над местом установки прибора составило 23 минуты. После прохождения второй волны уровень воды восстанавливался очень медленно, в течении нескольких суток.

Во время резкого изменения атмосферного давления было зафиксировано усиление колебаний земной коры с периодами от 2 до 2,5 минут. Данные колебания были зарегистрированы лазерными деформографами и широкополосным сейсмографом. Через несколько часов после прихода второй волны на записях лазерных деформогра-

фов и лазерного нанобарографа были зарегистрированы колебания с периодом около полутора часов.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке подпрограммы № 18-1-004 «Изучение фундаментальных основ взаимодействия разномасштабных гидроакустических, гидрофизических и геофизических процессов...».

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Rabinovich A.B., Monserrant S. Generation of meteorological tsunamis (large amplitude seiches) near the Balearic and Kuril Islands // *Natural Hazards*. 1998. №18. P. 27-55.

2. Рабинович А.Б., Шепич Я. Метеорологическое цунами: что это такое // *Природа*. 2016. №1. С. 12-26.

3. Charitha B. Pattiaratchi, E. M. S. Wijeratne Are meteotsunamis an underrated hazard // *Philosophical Transactions Of The Royal Society A*. 2015. V.373. DOI: 10.1098/rsta.2014.0377

4. Ковалев П.Д., Шевченко Г.В., Ковалев Д.П., Шишкин А.А. Метеоцунами на Сахалине и Южных Курильских островах // *Вестник ДВО РАН*. 2017. №1. С.79-87.

5. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Батюшин Г.Н., Валентин Д.И., Ковалев С.Н., Корень И.А., Овчаренко В.В., Яковенко С.В. Сейсмоакустико-гидрофизический комплекс для мониторинга системы «атмосфера-гидросфера-литосфера» // *Приборы и техника эксперимента*. 2002 г. №3 с. 120-122

# МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ К ПРОГНОЗИРОВАНИЮ ЛЕДОВИТОСТИ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА

Дорофеева Д.В.<sup>1</sup>, Минервин И.Г.<sup>2</sup>, Пищальник В.М.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Дальневосточный федеральный университет, Владивосток,  
dariadorofeyeva26@gmail.com, vpushchalnik@rambler.ru;

<sup>2</sup>Сахалинское отделение РАЕН, 693008, г. Южно-Сахалинск,  
igor@minervin.ru

Специфика формирования ледяного покрова Татарского пролива, расположенного между материком и о. Сахалин, во многом определяется ветровым режимом, перераспределяющим потоки тепла и холода, поступающие на его акваторию и отепляющим влиянием Цусимского течения [1]. Известно, что на процессы образования льда здесь существенно влияет орография берегов и распреснение поверхностного слоя воды за счет стока р. Амур вплоть до 48° с.ш. [2,3,4,5].

Количество холода, поступающее с материка на акваторию Татарского пролива под влиянием зимнего муссона, является одним из основных факторов генерации ледяного покрова. Однако, проверка гипотезы о тесноте связи процессов ледообразования с количеством накопленного за сезон холода – суммой градусодней мороза (СГДМ) свидетельствует об отсутствии прямой пропорциональной зависимости исследуемых параметров, так как коэффициенты наклона линейных трендов СГДМ и ледовитости в абсолютном большинстве сезонов существенно различаются (рис. 1).

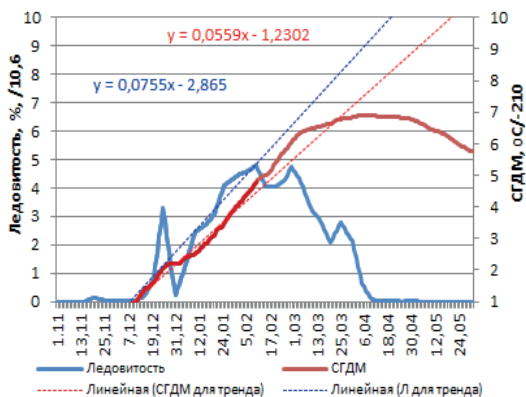


Рис. 1 – Годовой ход ледовитости в сезон 2008/09г и СГДМ на ГМС Поронайск

Данное обстоятельство подтверждает необходимость комплексного подхода в выявлении зависимости ледовитости от влияния гидрометеорологических условий окружающей среды, что позволяет более корректно осуществлять процесс поиска предикторов для прогноза ледовой обстановки.

С этой целью была проанализирована коллекция карт-схем ЯМА за период с 1979 по 2018 гг., построенных на основе спутниковых наблюдений за площадью ледяного покрова (<http://ds.data.jma.go.jp/gmd/goos/data/database.html>). Характерной особенностью этапа развития ледовитости являются резкие изменения площади льда, как, например, в сезоне 2008/09 г. Так, за 5 суток с 25 по 31 декабря зафиксировано сокращение площади льда на 32,5 %, а в последующие 5 суток с 1 по 5 января наблюдается увеличение ледовитости на 10,8 % (рис 2).

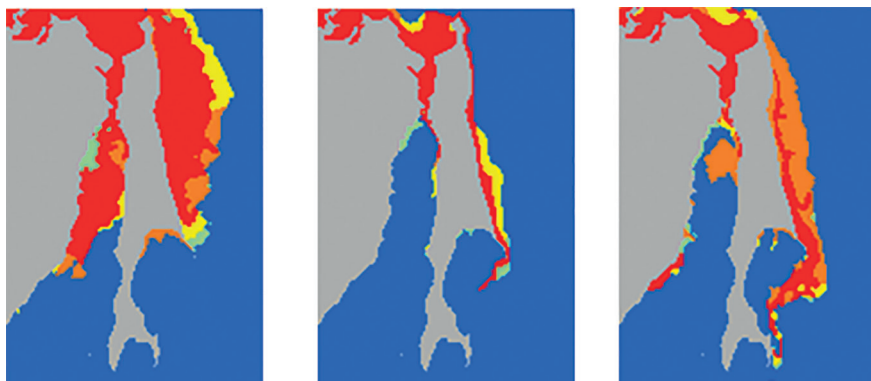


Рис. 2 – Карты-схемы ледовой обстановки ЯМА в ледовом сезоне 2008/09г  
а) за 25.12.2008  $L = 34,9\%$       б) за 31.12.2008  $L = 2,4\%$       в) за 05.01.2009  $L = 13,2\%$

С высокой вероятностью такое резкое сокращение площади льда связано с региональными особенностями процесса атмосферной циркуляции, вызванными переносом холодных воздушных масс из района Полюса холода северного полушария и влиянием затока теплых вод Цусимского течения.

Для оценки взаимосвязи ледовитости с другими гидрометеорологическими факторами проанализированы данные температуры воздуха на различных ГМС и температура воды в поверхностном слое Татарского пролива по данным реанализа за период с 1986 по 2018 гг. В связи с существенным влиянием Цусимского течения на ледовый



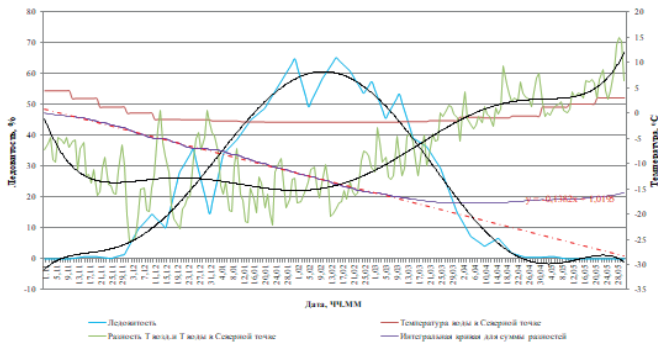


Рис. 3 – Внутрисезонный ход ледовитости и температур в ледовый сезон 2017/18г

режим пролива необходимо учитывать тепловой баланс между температурой атмосферы и воды. Установлена высокая корреляция между началом ледообразования и дальнейшим его развитием с суммой градусодной разности их температур (рис. 3).

Выявлена зависимость резких изменений ледовитости при усилении циклонической деятельности. Как правило, при этом происходит изменение направления ветра, что хорошо согласуется со сменами фаз Луны (рис. 4). Данный факт позволил методом перебора подобрать сезоны-аналоги, имеющие максимально близкую комби-

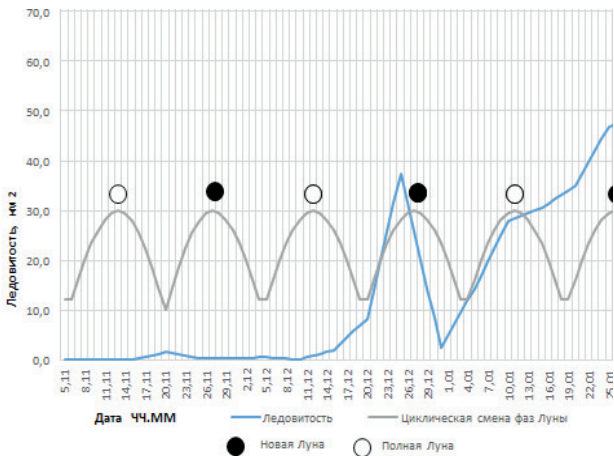


Рис. 4 – Внутрисезонная изменчивость площади льда в Татарском проливе и смена фаз Луны в ледовый сезон 2008/09 г.

нацию с повторяющимися фазами Луны (19, 11 и 8 лет) со схожей динамикой развития ледовых условий. В качестве примера на рис. 5 представлен фактический и прогнозируемый на основе Лунных циклов ход ледовитости в сезон 2008/09 г.

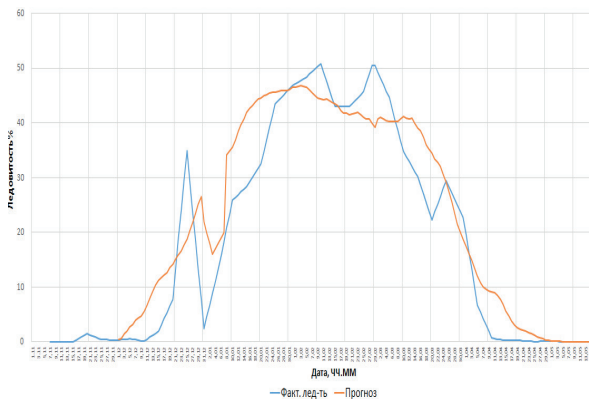


Рис. 5 – Внутрисезонный ход ледовитости в сезон 2008/09 г: фактический и прогнозируемый

### Выводы:

При прогнозировании ледовитости Татарского пролива необходимо учитывать температуру воды.

В разработке модели прогноза лучшие результаты достигаются при учете разности температур воды и воздуха и лунных циклов.

### Литература

1. Якунин Л.П., Ледовые условия / Л.П. Якунин, В.В. Плотников, А.Г. Петров // Проект «Моря». Гидрология и гидрохимия морей. Том VIII. Японское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеоздат, 2003. С. 347-394.
2. 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.
3. Ким В.И. Влияние антропогенных факторов на гидрологический режим Нижнего Амура. Автореф. дис. канд. геогр. наук // В.И. Ким. – Ин-т вод. и экол. проблем ДВО РАН, Хабаровск, 2005. 23 с.
4. Болгов М.В., Коробкина Е.А., Осипова Н.В., Филиппова И.А. Анализ многолетней изменчивости и оценка максимальных уровней в условиях увеличившейся антропогенной нагрузки на примере р. Амур // Метеорология и гидрология, 2016. № 8. С. 80–89.
5. Пищальник В.М, Дорофеева Д.В., Минервин И.Г, Шумилов И.В, Никулина И.В. Межгодовая динамика аномалий ледовитости Татарского пролива с 1882 по 2018 г. // Известия ТИНРО, 2019. Том 196.

# ЗЫБЬ В ЗАЛИВЕ ПЕТРА ВЕЛИКОГО ПО СПУТНИКОВЫМ ИЗОБРАЖЕНИЯМ

**В.А. Дубина<sup>1</sup>, В.К. Фищенко<sup>1</sup>, А.Н. Вражкин<sup>2</sup>**

*<sup>1</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева*

*<sup>2</sup>Дальневосточный региональный научно - исследовательский*

*гидрометеорологический институт*

*dubina@poi.dvo.ru*

Одной из основных задач оперативной океанологии является определение характеристик ветрового волнения и зыби. Высота значительных волн в глобальном масштабе с высокой точностью (погрешность  $\leq 10\%$  от высоты волн) восстанавливается по измерениям спутниковых альтиметров (высотомеров) [1]. Для получения детальной информации о частотно-угловых спектрах поверхностного волнения используют высокдетальные спутниковые имиджеры, в первую очередь радиолокационные станции с синтезированной апертурой (РСА), которые работают в микроволновом диапазоне электромагнитного спектра, поэтому позволяют получать изображения морской поверхности в любое время суток и при наличии облачности. Спутниковые снимки с пространственным разрешением менее метра делают возможным анализ пространственных характеристик широкого спектра поверхностных гравитационных волн, но в настоящее время они доступны только на платной основе и имеют неширокую полосу захвата - порядка 10-20 км. В свободном доступе находятся спутниковые видимые и радиолокационные изображения с размером пикселя 10-30 м и шириной полосы захвата 180-240 км - это данные со спутников серии Landsat и Sentinel-1/2. С помощью таких снимков можно получать двумерные спектры волн с длинами более 30-50 м, т.е., главным образом, зыби. Возможность индикации, точность и достоверность определяемых характеристик (длина волны и направление распространения) зависит от целого ряда условий, главным образом, от геометрии визирования и гидрометеорологической обстановки. Поэтому целесообразно верифицировать интерпретацию спутниковых данных дополнительной контактной и дистанционной информацией.

В данной работе представлены результаты спектрального анализа спутниковых изображений, инструментальных измерений частотных

характеристик и численного гидродинамического моделирования поля волнения в заливе Петра Великого 6-7 октября 2018 г. во время прохождения над акваторией Японского моря тропического циклона (ТЦ) Kong-reu.

ТЦ Kong-reu в стадии сильного тропического шторма вышел через Корейский полуостров на Японское море около 06 Гр. 6 октября в районе 37°с.ш. и за 18 часов сместился со скоростью 25-30 узлов через центральную часть моря по направлению к Сангарскому проливу. В 12 Гр., когда циклон находился в центре моря, минимальное давление в его центре составляло 980 мб, а максимальный ветер 55 узлов. На рис. 1 показаны результаты расчётов полей высот ветрового волнения и зыби по модели WAVEWATCH III version5.16 [2] на 00 часов Гринвичского времени 7 октября. Пространственный шаг расчётной сетки модели 4x4 минуты. Волнение было направлено на юго-юго-восток, его длина составляла 30,0-32,5 м, а период - 3-4 с. Первая система зыби в заливе Петра Великого распространялась на северо-запад. Её высота изменялась от 1,3 м на юге, до 0,25 м в Амурском и Уссурийском заливах. Длина этой зыби варьировала в пределах 150-130 м (с востока на запад), а период около 10 с.

В 21:21 Гр. 6 октября со спутника Sentinel-1В было получено радиолокационное изображение, а в 02:07 Гр. 7 октября со спутника Sentinel-2В - снимок в видимом диапазоне (рис. 2 сверху). Размер пикселя обоих изображений составляет 10x10 м, но у РСА это значение является интервалом дискретизации, при заявленном пространственном разрешении в данном режиме локатора 5x20 м. Двумерный спектральный анализ спутниковых данных проводился с помощью программы QAVIS [3]. Внизу на рис. 2 приводятся увеличенные фрагменты изображений и их спектры. На обоих изображениях отчётливо прослеживаются две группы волн. Более выраженная в спектрах зыбь распространялась на север и на РСА-изображении имела длину 310 м, а на видимом - 250 м. Вторая группа волн длиной 100-140 м двигалась на северо-запад. На снимке, полученном 7 октября визуально уверенно идентифицируется ветровое волнение с характеристиками, соответствующими модельным, но в спектрах оно не выражено. Модель WAVEWATCH III определяет характеристики нескольких систем зыби, но волнение с длиной, близкой к 300 м, в результатах расчётов отсутствует.

Для изучения свойств зыби в заливе Петра Великого в период с 6-7 октября применялись средства из системы научного мониторинга

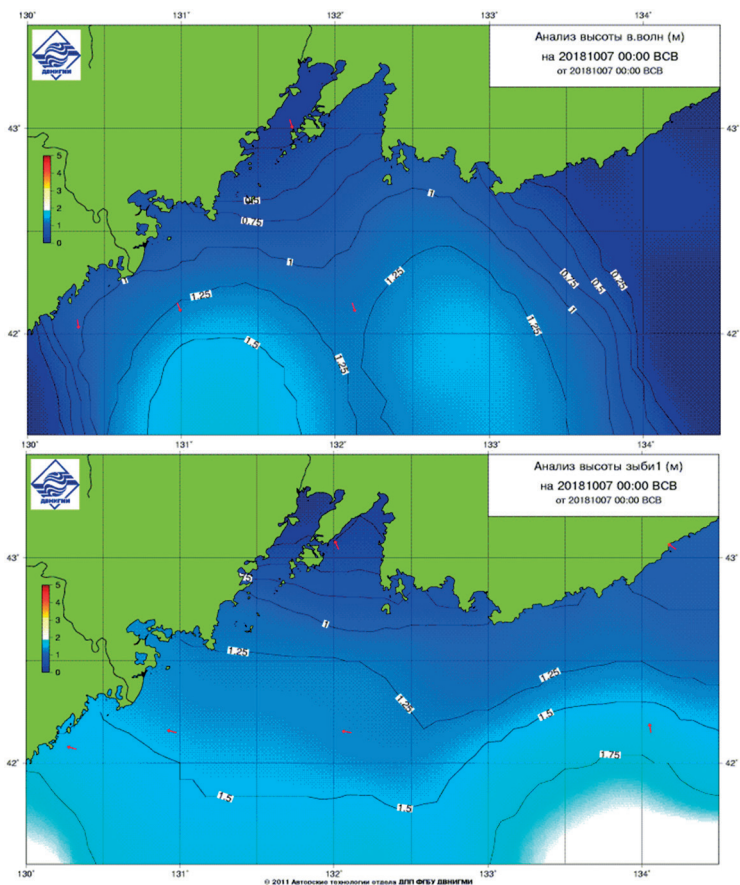


Рис. 1. Поля высот ветрового волнения и зыби по модели WAVEWATCH III version5.16 за 00 часов 7 октября 2018 г. Стрелки показывают направление распространения волн

залива [4]: комплекс подводного видеонаблюдения в бухте Алексева (о. Попова) и сейсмическая станция на м. Шульца (зал. Посыета). В ориентированном в сторону Японского моря канале сеймостанции регистрировались первичные морские микросейсм, частотный спектр которых определяется спектром зыби, накатывающей на береговую черту. В спектрограмме первичных микросейсм, начиная с 2018-10-06 18:00:00, заметен характерный для зыби частотный трек, длящийся примерно до 2018-10-08 00:00:00. Частота трека возрастает от 0.07 Гц (период 14.5 с) до 0.12 Гц (период 8.3 с). В спектрограм-

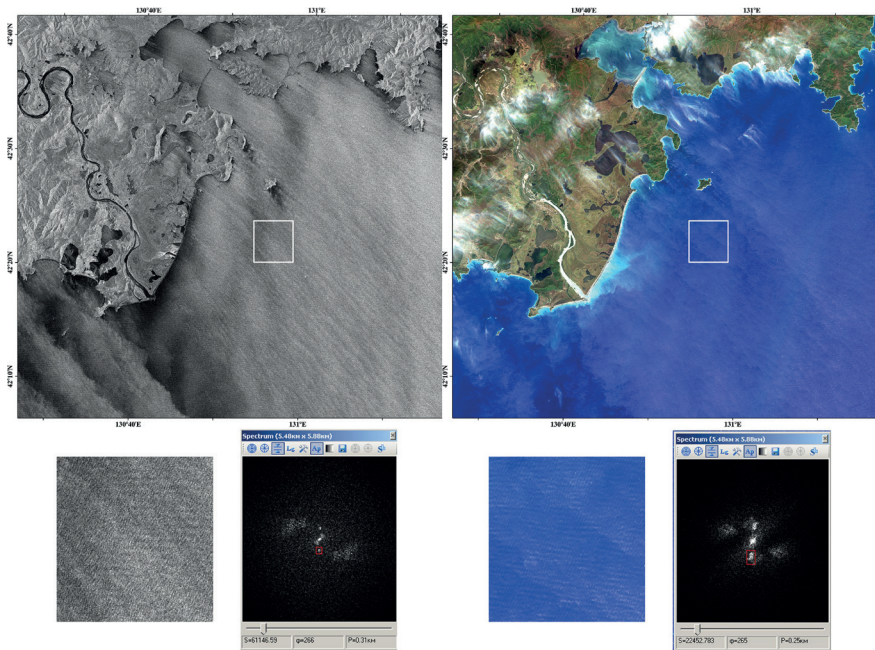


Рис. 2. РСА-изображение, принятое со спутника Sentinel-1В 6 октября в 21:21 Гр. (слева сверху) и снимок, полученный в видимом диапазоне спектра 7 октября в 02:07 Гр. (справа сверху). Белые прямоугольники очерчивают границы фрагментов, показанных внизу в увеличенном масштабе вместе с двумерными спектрами

мах подводных течений вследствие нестабильных условий видимости маркерных объектов частотный трек начинает быть виден с 2018-10-07 00:00:00, далее его динамика подобна треку микросейсмов. Значительная длительность трека (около 36 часов) и линейный рост его частоты соответствуют предположению о том, что источник зыби находился далеко от залива Петра Великого.

Срокам спутниковых наблюдений соответствовали периоды 14,0 и 12,5 с. Для волнения на глубокой воде эти периоды почти точно соответствуют длинам, полученным из спектрального анализа спутниковых изображений.

Ранее на примере залива Петра Великого была показана эффективность совместного применения спутниковых данных и наземных видеонаблюдений [5]. Интеграция спутниковых измерений в комплексные системы мониторинга прибрежной зоны повышает надёжность алгоритмов интерпретации спутниковых данных и позволяет

более полно анализировать пространственно-временную изменчивость субмезомасштабных процессов.

### **Литература**

1. Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д. Морские наблюдательные системы как составная часть оперативной океанологии (обзор) // Метеорология и гидрология. 2018. № 12. С. 5-30.
2. Tolman H. L. User manual and system documentation of WAVEWATCH III version5.16 / Technical Note 329 /NOAA/NWS/NCEP/MMAB. 2016. 361 pp.
3. Гончарова А.А., Фищенко В.К., Дубина В.А. Применение программы экспресс-анализа изображений и видео QAVIS в задачах спутникового мониторинга // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т.9. № 3. С.293-298.
4. Фищенко В.К., Голик А.В., Суботэ А.Е., Зацерковный А.В., Дубина В.А. Система научного видеомониторинга залива Петра Великого (Японское море) // Геоинформатика. 2011. № 4. С. 30-41.
5. Дубина В.А., Фищенко В.К., Константинов О.Г., Митник Л.М. Интеграция спутниковых данных и наземных видеонаблюдений в системах мониторинга // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 3. С.214-220

# АКУСТИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ КРУПНОМАСШТАБНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ОКЕАНА ДВИЖУЩИМСЯ ИСТОЧНИКОМ

**Н.И. Дюльдина**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
duldina32@mail.ru*

Большинство опытов по изучению влияния неоднородностей океана различных масштабов на формирование звукового поля вдоль трасс распространения сигналов было выполнено по схеме фиксированный приемник – перемещающийся вдоль трассы источник. Максимальные возмущения сигналов, естественно, вызывают крупномасштабные неоднородности океана (фронтальные зоны, синоптические вихри, течения) с характерными масштабами сотни километров по горизонтали и сотни метров в вертикальной плоскости.

При проведении численных расчетов источник располагают в начале трассы, в фиксированной точке, вне зависимости от того, как в реальности был проведен эксперимент, ссылаясь на принцип взаимности. Обосновывать результаты экспериментов подобными расчетами абсолютно некорректно.

Ссылка на принцип взаимности в данном случае не состоятельна. Условия применимости принципа взаимности для волноводного распространения звука и доказательства некоторых теорем приведены в [1,2]. При движении источника через неоднородность, среда распространения сигналов между источником и приемником нестационарна, изменяется со временем (расстоянием). Соответственно, изменяется структура звукового поля вдоль трассы, что приводит к изменению поля на приемной антенне и, в том числе, амплитудным пространственно-временным флуктуациям принятого сигнала. В этом случае можно рассчитать временную изменчивость амплитуды звука, введя зависимость от времени как от параметра.

Рассмотрим результаты численного эксперимента по распространению низкочастотного тонального звука при движении источника вдоль трассы, пересекающей фронтальную зону. Горизонтальная рефракция в нашем случае пренебрежимо мала, расчеты производились в рамках двумерной модели среды, скорость звука  $C(r, z)$  зависела только от двух координат,  $z$  – глубина,  $r$  – расстояние. Посколь-



ку волновод вдоль трассы неадиабатичен, горизонтальный масштаб изменений характеристик среды сравним с длиной цикла лучей, для численных расчетов была выбрана программа РАМ, реализующая решение широкоугольного параболического уравнения методом “дробных шагов Паде” (split –step Pade) [3].

Модельные параметры идентичны характеристикам среды в реальном эксперименте, выполненном под руководством Акуличева В.А. в северо-западной части Тихого океана. Описание условий и методологии натурных исследований Акуличева В.А. приведено, например, в [4]. Длина акустической трассы составляла 1200 км. Излучатель на глубине 100 м буксировался из самой южной точки на северо-восток, непрерывно излучая тональный звуковой сигнал с частотой 232 Гц. Приемная система располагалась в начале трассы. Одиночные гидрофоны системы находились на горизонтах 100, 950 и 900 м. Глубина дна вдоль трассы изменялась мало и в расчетах принята равной 5500 м.

Вертикальные профили скорости звука  $C(z)$  до глубины 1200 м вдоль трассы (вверху) и значения скорости звука на глубине излучения 100 м (внизу) показаны на рис. 1. Трасса пересекает фронтальную зону под малым углом, поэтому после резкого спада на первых 100 км, значения скорости звука  $C(z)$  на горизонте источника 100 м до расстояния 600 км изменяются мало и составляют примерно 1495 м/с. Далее  $C(z)$  на глубине 100 м “ступенчато” снижается и на последних 100 км трассы  $C(100)$  составляет 1460 м/с. Ниже горизонта 1200 м скорость звука возрастает в основном из-за увеличения гидростатического давления, градиент  $C(z)$  примерно равен 10 м/с на 600 м, значение скорости звука вблизи дна 1551 м/с. Всю трассу можно разбить на ряд участков, в пределах которых среда слоисто квазиоднородна.

При расположении излучателя в начальной точке трассы на глубине 100 м. он находится гораздо выше оси ПЗК, поле имеет явно выраженную зональную структуру, в водной толще распространяются лучи с углами выхода  $\pm 15^\circ$ . Глубины, на которые проникают лучи 3500 -5500 м. По мере удаления источника на север, при пересечении им фронтального раздела, начиная с расстояний 600 км от начала трассы,  $C_1$  уменьшается, приближаясь к значению скорости звука  $C_1=1460$  на поднявшейся на глубину 100 м оси ПЗК субарктической структуры. В толщу воды захватываются лучи с углами выхода  $\pm 21^\circ$ . «Дополнительные» 6 лучей, захваченные в канал, распространяются

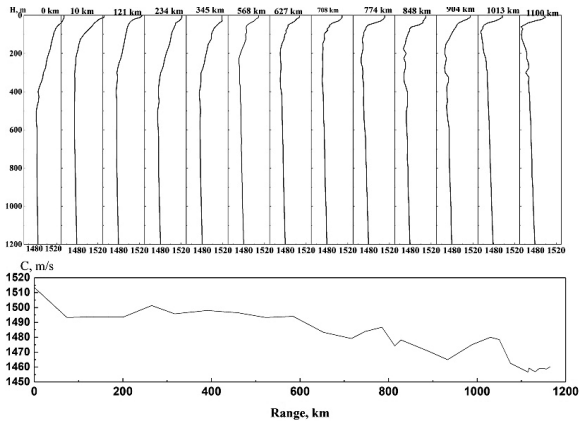


Рис. 1. Вертикальные профили скорости звука  $C(z)$  (вверху) и значения скорости звука на горизонте 100 м (внизу) вдоль трассы.

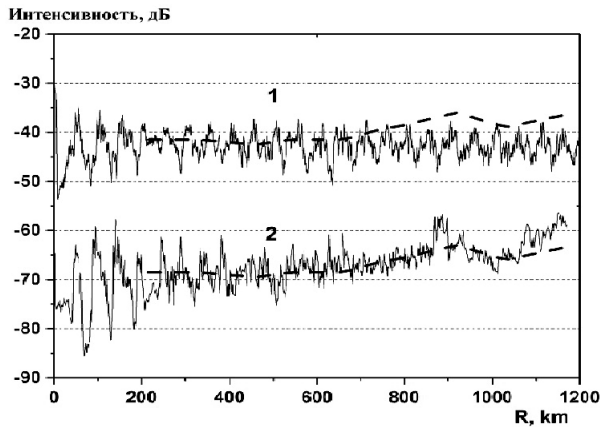


Рис. 2. Спады интенсивностей сигналов с частотой 232 Гц на глубине 650м, разнесенные на 30дБ, скорректированные на цилиндрическое расхождение и затухание. 1- Теоретическая зависимость от расстояния до источника интенсивности сигнала, излученных в начале трассы на глубине 100м. 2- Полученные в опыте Акуличева В.А. зависимости от расстояния до источника значения интенсивности сигналов, принятых в начале трассы. Пунктирные линии - расчетные зависимости интенсивности сигналов, принятых на глубине 100 м в начальной точке, от расстояния до приемника.

вблизи оси ПЗК на глубинах от 40 до 2000м, привнося в ПЗК дополнительную энергию.

На рис. 2 представлены спады интенсивности сигналов с частотой 232 Гц на глубине 650 м, скорректированные на цилиндрическое расхождение и затухание. Показаны теоретическая зависимость от расстояния до источника интенсивности сигнала. 1- Источник на глубине 100 м в начале трассы. 2- Полученные в опыте Акуличева В.А. зависимости от расстояния источника до приемника (времени) значения интенсивности сигналов, принятых в начале трассы

Пунктирные линии - расчетные зависимости интенсивности сигналов, принятых в начальной точке, от расстояния источника до приемника (времени). Расчеты были выполнены для 10 разных положений источника вдоль трассы и, как видно из графиков, они хорошо согласуются с натурными данными

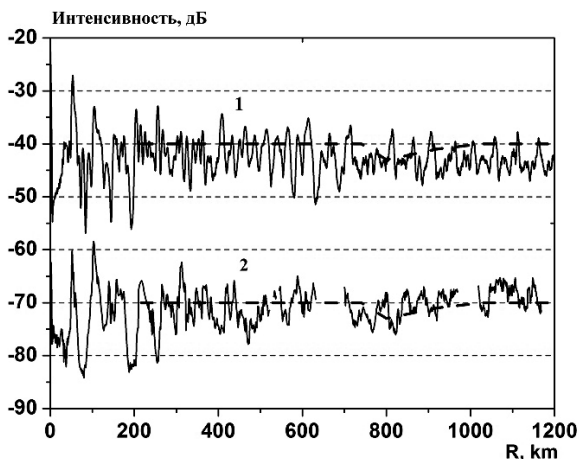


Рис. 3. Расчетные и экспериментальные спады уровней сигналов с частотой 232 Гц на глубине 100 м, разнесенные на 30 дБ. Излучатель на глубине 100 м. 1 – расчетная зависимость интенсивности сигнала от расстояния, без учета цилиндрического расхождения волнового фронта и затухания. Источник в начале трассы. 2- Полученные в опыте Акуличева В.А. зависимости от расстояния источника до приемника (времени) значения интенсивности сигналов, принятых в начале трассы, скорректированные на цилиндрическое расхождение и затухание. Пунктирные линии - расчетные зависимости интенсивности сигналов от расстояния движущегося источника до стационарного приемника (времени).

Расчетные и экспериментальные спады уровней сигналов с частотой 232 Гц на глубине 100 м представлены на рис.3. Интенсивность сигналов, принятых на этой глубине, практически не изменялась, наблюдается лишь незначительное повышение уровня звука при излучении в самом конце трассы. Расчетные значения уровня для движущегося источника и в этом случае лучше согласуются с экспериментальными данными, чем результаты расчета при фиксированном положении излучателя в начальной точке трассы.

Таким образом, можно утверждать, что интенсивность звука, принятого в фиксированной точке, является функцией положения излучателя относительно неоднородности. Вариации интенсивности звука обусловлены нестационарностью (изменение величины звуковой энергии, захваченной в ПЗК) и неоднородностью (вертикальное перераспределение энергии за счет изменения структуры звукового канала и горизонтальной изменчивости минимальных значений скорости звука на оси канала) среды вдоль трассы.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке подпрограммы № 18-1-004 «Изучение фундаментальных основ взаимодействия разномасштабных гидроакустических, гидрофизических и геофизических процессов...».

### Литература

1. Бреховских Л.М., Годин О.А. Акустика слоистых сред. М.: Наука, 1989. 214 с.
2. Wapenaar C.P.A. Reciprocity theorems for two-way and one-way vectors: A comparison // J. Acoust. Soc. Am. 1996. V.100. № 6. P.3508-3518.
3. Collins M.D. A split-step Pade solution for the parabolic equation method // J. Acoust. Soc. Am. 1993. V. 93. P. 1736-1742.
4. Акуличев В.А., Дюльдина Н.И., Моргунов Ю.Н., Соловьев А.А., Шеховцов Д.Н. Экспериментальные исследования изменчивости звукового поля в области субарктического фронта в северо-западной части Тихого океана // Морские технологии ИПМТ ДВО РАН, Владивосток: Дальнаука, 1996. С. 102-110.

# ОПРЕДЕЛЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ТЕЧЕНИЯ В МОРСКОЙ ВОДЕ ПО ВИДЕОПРОЕКЦИИ, ПОЛУЧЕННОЙ С ПОДВОДНОЙ КАМЕРЫ

**А.В. Зацерковный**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
avz@poi.dvo.ru*

Движение мелких частиц широко применяется для визуализации течений в экспериментальной гидродинамике (PIV, см., например, [1]). В медицине, в качестве частиц используемых для наблюдения за током крови, выступают маркированные клетки ([2]). В таких экспериментах применяются специальные установки (включающие специфические источники света; одну или несколько специальных видеокамер; особые частицы-маркеры в контролируемом количестве), гарантирующие надежную работу алгоритма, оценивающего движение частиц. В PIV ([1]) для восстановления движения частиц по серии изображений хорошо работают кросс-корреляционные и автокорреляционные методы, так-как в сцене практически нет «лишних» подвижных объектов. В медицинских экспериментах сцена может быть неоднородной, но, обычно, увеличение камер обеспечивает достаточную различимость форм отдельных маркеров, что делает возможным использование стандартных методов отслеживания движения объектов (Optical Flow, SIFT, ...).

На реальных подводных видео наблюдатель различает течение, благодаря видимым мелким частицам, пассивно двигающимся с током воды, несмотря на наличие в сцене множества других объектов, в том числе подвижных (например, стай подводных животных). Перечисленные выше методы трэкинга частиц с таким видео, обычно, не дают надежного результата. В докладе описана реализация метода, который обеспечивает устойчивое восстановление множества траекторий в плоскости сенсора камеры, как правило, достаточного для оценки течения в наблюдаемой на видео окрестности камеры. Метод был анонсирован в [3], однако детали реализации существенно изменились.

Цель алгоритма — выделить участки траекторий частиц, достаточно заметных в серии кадров. Места, где траектория частицы пересекается с другими объектами (например, с другой частицей, или с рыбой) исключаются (разрывают траекторию).

Сначала к кадрам применяется градиентный фильтр с гауссовской фильтрацией, задача которого уменьшить влияние шума и удалить избыточную информацию о статичных частях видеоизображения. В качестве отслеживаемых ключевых точек используются нестатичные изолированные локальные максимумы яркости на цветовой плоскости, подвергнутой действию фильтра. Для поиска ключевой точки в следующем кадре можно использовать, например, поиск ближайшего соседа, либо более сложный метод, учитывающий специфику конкретной ключевой точки. В результате работы алгоритма получается множество траекторий ключевых точек, где траектория — координаты ключевой точки в каждом из серии последовательных кадров. В итоговом множестве можно ограничиться только достаточно длинными траекториями (например, от 8 кадров и больше).

В зависимости от освещения сцены, глубины установки камеры, цветовой плоскости могут давать несколько различные сцены. Например, в дневное время при глубине камеры более 10 метров, в красной цветовой плоскости будет меньший уровень освещенности, в сравнении с зеленой и синей. Соответственно, в этой плоскости будет фиксироваться сцена с меньшим количеством «частиц» (то есть останутся наиболее яркие частицы), но и с меньшим количеством шума. Итоговое множество траекторий можно формировать по одной из плоскостей либо по комбинации результатов в разных плоскостях.

Достаточно ли описанных выше частей траекторий подмножества частиц для представительного описания течения жидкости? В алгоритмах машинного зрения для ответов на подобные вопросы используют стандартные наборы тестов. Автор не нашел доступные к скачиванию готовые наборы тестов с подводными видео под определение течений. Для тестирования использовались результаты работы двух подводных камер проекта [4] (см. Рис. 1 и Рис. 2), в различных условиях освещенности, прозрачности, направления, силы и однородности течений, активности стай животных в кадре.

В частности, выполнен эксперимент по массовому вычислению проекций траекторий для всего множества видеороликов, собранного в июле 2017 года с подводной камеры установленной в бухте Витязь, на глубине 15м, возле МЭС мыс Шульца. В коллекции находится 1175 файлов (mp4 ролики длительностью от 1 минуты, запись которых инициировалась каждые полчаса). В результате вычислительного эксперимента получен набор из 1175 файлов с проекциями траекторий, покрывающих один месяц наблюдений. 887 файлов



Рис. 1. Траектории частиц накопленные за 200 видео кадров при направленном течении.



Рис. 2. Траектории частиц накопленные за 200 видео кадров при неоднородном течении.

содержат, в среднем, более 5 траекторий на кадр (из них 797 более 10 траекторий на кадр). Направление траекторий практически всегда совпадает с визуальной оценкой течения. Есть ложные срабатывания по отдельным траекториям, но их можно исключить усложнив описание и анализ ключевых точек-максимумов, что требует больших вычислительных мощностей.

Развитие метода предполагает получение трехмерной оценки траекторий по одной или нескольким видеопроекциям (есть несколько готовых подходов к решению этой задачи). Далее, набор траекторий можно использовать как для фактического описания течений в месте установки камеры, что может быть интересно при долгосрочных наблюдениях и комбинировании с данными с других датчиков, так и для численного моделирования течений.

### Литература

1. Adrian R.J. Particle-imaging techniques for experimental fluid mechanics // *Annual Review of Fluid Mechanics*. 1991. 23(1). с. 261-304.
2. Dongmin Guo, Anne L. Van de Ven, Xiaobo Zhou Tracking and Measurement of the Motion of Blood Cells Using Optical Flow Methods // *IEEE J Biomed Health Inform.* 2014. May. 18(3). с. 991–998.
3. Zatserkovnyy A.V. Fluid flow estimation based on optical flow tracking of natural markers in marine water // М. ИПМех РАН, материалы конф. «Потоки и структуры в жидкости». 2018. с. 243-245.
4. [Электронный ресурс] Система оперативного научного мониторинга залива Петра Великого (ТОИ ДВО РАН) <http://www.poi.dvo.ru/live>



РАЗРАБОТКА И АПРОБАЦИЯ  
В БУХТЕ АЛЕКСЕЕВА (О-В ПОПОВА)  
ТЕХНОЛОГИЙ РЕГИСТРАЦИИ ВОЛНЕНИЯ  
И КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МОРЯ,  
ОСНОВАННЫХ НА АНАЛИЗЕ ВИДЕО

**П.С. Зимин, В.К. Фищенко, А.Е. Суботэ,  
А.В. Зацерковный, А.В. Голик**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева  
zimin@poi.dvo.ru*

В разворачиваемой специалистами ТОИ ДВО РАН системе научного наблюдения залива Петра Великого важное место занимают установленные на побережье и островах залива комплексы надводного и подводного видеонаблюдения [1]. Информация с сетевых IP-камер – моментальные снимки и короткие видео, по заданному временному расписанию пересылаются в основную базу данных во Владивостоке. Кроме этого в сети ДВО РАН можно наблюдать трансляции «живого видео» с нескольких камер. Среди задач, решаемых с помощью видео, значительное место отведено задаче оперативного оценивания волнения и колебаний уровня моря. В настоящей работе дан обзор работ в этом направлении, выполненных на Морской экспериментальной станции ТОИ ДВО РАН (МЭС «о-в Попова») с 2012 по 2019 годы.

Станция расположена на берегу бухты Алексеева, выход из которой ориентирован в северо-западном направлении в сторону Амурского залива. Бухта существенно защищена от интенсивных волновых процессов, идущих из открытой части Японского моря преимущественно в летнее время. Поздней осенью и весной сильные северо-западные ветры с материка порождают достаточно сильное волнение, идущее непосредственно в бухту. С конца декабря по середину марта акватория бухты покрыта льдом. Бухта удобна для практической апробации различных технологий морских исследований, разрабатываемых в ТОИ ДВО РАН.

В конце 2012 года в бухте на расстоянии 100 м от берега был установлен комплекс подводного видеонаблюдения на базе сетевой камеры IP-531mw. В поле ее зрения устанавливались и исследовались различные маркерные системы для регистрации вариаций подводных

течений. Наиболее эффективными оказались теннисный шарик с небольшой положительной плавучестью на тонкой нити, закрепленной на дне, а также вертушка, лопасти которой приводились в движение потоками воды. Для регистрации движений маркеров использовалась программа QAVIS [2], которая анализировала в реальном времени видеотрансляцию с камеры на одном из компьютеров в здании института. В сигналах горизонтальных движений маркеров были обнаружены спектральные компоненты, присущие ветровому волнению (периоды 1-5 с) и волнам зыби (6-12с). Известно, что поверхностные волны вовлекают в эллиптические движения подповерхностные слои воды, поэтому регистрируемые программой сигналы вариаций подводных течений на глубине 3-4 м несут информацию о частотном составе сигнала волнения. В низкочастотной области спектра течений также проявились узкополосные компоненты, наиболее мощная соответствует периодичности 10 мин. Она, очевидно, вызвана подтвержденными ранее многими исследователями 10 минутными сейшевыми колебаниями Амурского залива в районе о-ва Попова.

В 2014 году в бухте была развернута первая конструкция «видеоволномера», используемого для регистрации сигналов волнения и колебаний уровня моря. На расстоянии 100 м от берега на глубине 4 м в дно была жестко вбита металлическая вежа. На выступающий над водой конец надета свободно скользящая легкая конструкция с небольшой пенопластовой плавучестью внизу и маркерным объектом сверху. На маркер наклеена светоотражающая лента, позволяющая его видеть в ночное время при небольшой подсветке с берега. Установленная на берегу на высоте 6 м камера IP1536 с длиннофокусным объективом RICOM RV0550D.IR вела непрерывную трансляцию видеосцены с волномером в сеть ДВО РАН. На одном из компьютеров в здании института с помощью программы QAVIS велась регистрация вертикальных движений маркера – сигнала волнения  $h(t)$ . Точность измерений определяется линейным размером одного пиксела изображения в плоскости наблюдения волномера, в нашем случае она была равна 0.45 см. Анализ полученных записей сигнала волнения подтвердил присутствие в бухте различных систем ветрового волнения, претерпевающих существенную динамику в зависимости от метеорологических условий. Высота наиболее интенсивных волн при сильном северо-западном ветре достигала 70-80 см. Волнение зыби с характерными периодами от 6 до 14 сек, как правило, имеет незначительную высоту, 2-5 см. Это обусловлено тем, что бухта поч-

ти полностью экранирована от волнения, идущего из открытой части Японского моря. В частотно-временных спектрограммах сигнала волнения часто фиксировались «треки» с линейно возрастающей частотой. Это отклики корабельных волн от проходящих в бухте и мимо бухты морских судов. Изменение частоты обусловлено дисперсией порождаемого судном пакета волн, более длинные низкочастотные волны имеют большую скорость и быстрее доходят до бухты, чем менее длинные. По длительности и крутизне частотного трека можно примерно оценить положение источника возмущения морской поверхности относительно волномера. Длительность некоторых треков была более 1 часа, что соответствует случаям прохождения крупных судов на расстоянии до 6-8 км от бухты. Отметим, что треки от корабельных волн синхронно наблюдались в сигналах вариаций подводных течений, регистрируемых подводной камерой, а в целом оба метода потенциально могут представлять интерес для применения в системах контроля морской деятельности. Помимо анализа поверхностного волнения с помощью видеоволномера было подтверждено присутствие в бухте нескольких стабильных систем сейшевых колебаний уровня моря с периодами от 2 минут до 2 часов. Упомянувшиеся ранее сейши с периодом 10 минут имеют высоту 3-5 см. Иногда, при неблагоприятных метеорологических условиях, высота увеличивается до 10-12 см. 2 мая 2016 года наблюдался уникальный случай: в течение нескольких часов волномером фиксировались 10-минутные сейши высотой около 30 см, т.е. сопоставимые с приливными колебаниям. Этот необычный факт также отметили работники МЭС и жители о. Попова, вода в течение часа несколько раз подступала и отступала от берега на расстояние порядка 4-5 метров.

В 2015-2016 годах в бухте разворачивались и исследовались конструкции трехточечных видеоволномеров. Примерно в том же самом месте в дно в углах правильного треугольника вбивались три вехи с маркерными системами. С помощью камеры и программы QAVIS синхронно регистрировались три сигнала волнения. Целью усложнения конструкции являлось исследование возможности оценки направления и фазовых скоростей распространения различных систем поверхностных волн. Сначала проводилась частотная фильтрация интересующей системы волнения (рябь, ветровые волны, корабельные волны, зыбь) из всех трех сигналов, далее рассчитывались взаимные корреляционные функции между сигналами и по положению максимумов корреляции определялись задержки времен приходов

волн к разным вехам. По задержкам оценивались направление и скорость волн. В 2015 году использовался волномер с базой (расстоянием между вехами) 1 м. Методика неплохо себя проявила для анализа волн ряби, коротких ветровых и корабельных волн. В частности, движение ряби (периоды 0.5-0.7 с) почти всегда было направлено от берега, и это согласовывалось с данными береговой метеостанции – рябь вызывал южный ветер, дующий от берега в сторону выхода из бухты. Анализ волн зыби осложнялся тем, что они очень быстрые и преодолевают расстояние в 1 м между вехами за доли секунды, что сопоставимо с интервалом между обрабатываемыми кадрами видео. Поэтому в 2016 году база трехточечного видеоволномера, была увеличена до 3 м. Это позволило лучше исследовать характеристики волн зыби, но несколько ухудшило качество анализа ряби, обладающих малой пространственной когерентностью. Как правило, пик корреляционной функции можно уверенно идентифицировать только для одной пары вех, расположенных примерно вдоль основного направления распространения волн ряби.

В 2018 г. в бухте Алексеева были установлены две конструкции волномеров: ранее применявшаяся стационарная (рис. 1а), на удалении 100 м от берега, и заякоренная (рис. 1б) на удалении 200 м на глубине около 7 м. На рис. 1в демонстрируется процесс регистрации сигналов волнения с обоих волномеров. Одной из целей было исследование эффективности конструкций заякоренных волномеров. Их преимуществом является возможность установки более далеко от берега, на больших глубинах. Недостатком являются случайные движения маркера по поверхности воды под действием течений и ветра, приводящие к небольшой неконтролируемой добавке в вертикальные смещения маркера в поле зрения камеры.

Сравнение полученных в различное время сигналов с обоих волномеров показало, что их спектры очень похожи в диапазоне поверхностных волн, но имеют небольшие отличия в сейшевом диапазоне. В целом считаем, что заякоренные видеоволномеры вполне могут применяться для регистрации волнения на значительных удалениях от берега. Для примера на рис. 1г приведены трехчасовые осциллограммы сигналов волнения, зарегистрированных дальним (h200) и ближним (h100) волномерами, измерения проводились 11 октября 2018 г. с 4 до 7 часов утра. На рис. 1д приведены спектры сигналов волнения, которые очень похожи.

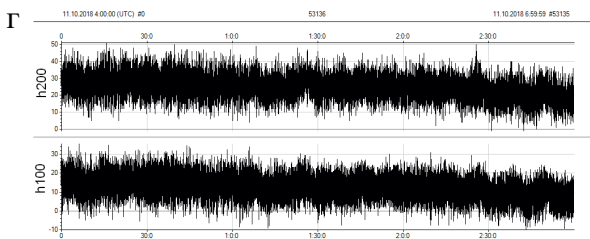
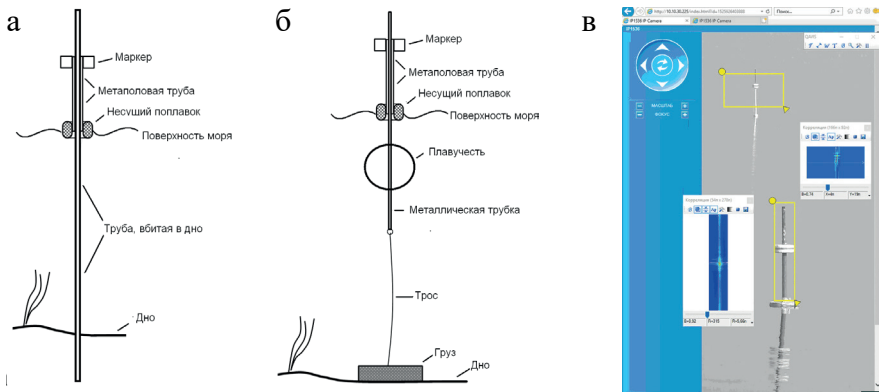
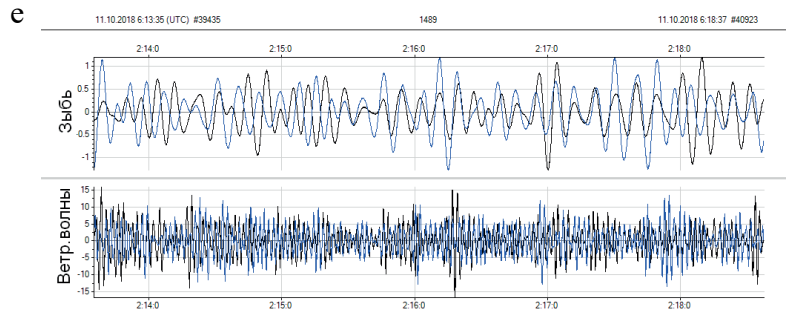
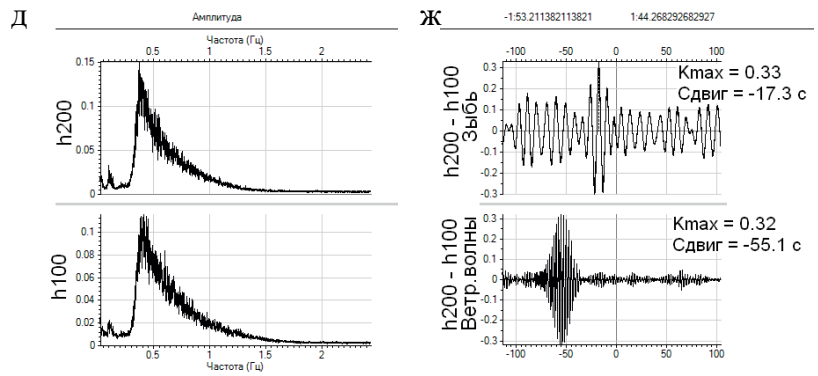


Рис. 1. Два волномера в бухте Алексеева 11 октября 2018 г., оценивание скоростей распространения зыби и ветровых волн



Вторая цель применения двух разнесенных на 100 м волномеров состояла в измерении пространственных масштабов когерентности и групповых скоростей распространения различных систем волнения. В спектрах на рис. 1д видны отклики зыби с периодами 9-10 с (небольшой, но заметный пик на низких частотах) и ветровых волн с периодами 1-3 сек (более мощный и широкий пик правее первого). Компоненты зыби и ветрового волнения были выделены из исходных сигналов методами частотной фильтрации. На рис 1е отображены осциллограммы 5-минутных фрагментов этих компонент, вверху зыбь, внизу ветровые волны. Сигналы с дальнего волномера отображаются черным цветом, сигналы с ближнего волномера – синим. На рис. 1ж отображены взаимные корреляционные функции между сигналами, зарегистрированными дальним и ближним волномерами: вверху корреляции волн зыби, внизу – корреляции ветровых волн. Отметим, прежде всего, что в обоих случаях на взаимных корреляционных функциях зрительно хорошо заметны пики, что подтверждает когерентность рассматриваемых типов волн на расстояниях до 100 м. При этом сами значения корреляций в максимумах не очень велики: 0.33 для зыби и 0.32 для ветровых волн, это свидетельствует о том, что спустя 100 м форма сигналов претерпела уже достаточно существенные изменения. Наиболее важными параметрами являются положения корреляционных пиков относительно точки начала координат, фиксирующие временную задержку между сигналами, регистрируемыми разными волномерами. В нашем случае обе задержки отрицательные, это означает, что зыбь и ветровые волны движутся по направлению к берегу, последовательно проходя сначала дальний волномер, затем ближний. Для волн зыби задержка равна 17 с, следовательно, скорость их движения  $V_{зыби} = 100\text{м} / 17\text{с} = 5.9\text{ м/с}$ . Для ветровых волн задержка существенно больше – 55 с, скорость их движения равна  $V_{волн} = 100\text{м} / 55\text{с} = 1.8\text{ м/с}$ .

В зимние периоды, когда бухта покрывалась льдом, с помощью той же камеры организовывались наблюдения за вертикальными движениями льда. Так в январе-марте 2018 года в бухте Алексева (о-в Попова, Амурский залив) выполнялись наблюдения за четырьмя маркерами, установленными на ледовой поверхности на расстояниях 100, 200, 300 и 400 м от берега. Благодаря применению светоотражательной ленты и фонаря подсветки все маркеры были хорошо видны на видео в дневное и ночное время. Во всех сигналах устойчиво проявлялись сейшевые колебания уровня моря с периодами 2ч 10м,

50м, 10м, которые наблюдаются и в летнее время. Иногда в сигналах движений льда проявлялись колебания, присущие волнам зыби. Один такой случай отмечен 23 февраля, когда при толщине льда порядка 30-35 см на всех маркерах проявились колебания с периодами около 8.5 сек. Средний размах этих колебаний ледовой поверхности был очень мал, порядка 3 мм.

Зимой 2016 года были организованы синхронные надводные и подводные наблюдения за движениями льда в точке на удалении 100 м от берега. Береговая камера следила за вертикальными движениями маркера, установленного на поверхности льда, подводная, за вертикальными движениями маркера на жестком креплении, опущенном со льда в воду. Была подтверждена очень высокая коррелированность обоих сигналов в диапазонах сейшевых колебаний. Помимо этого подводная камера следила за горизонтальными движениями под действием вариаций подводных течений второго маркера с небольшой отрицательной плавучестью, прикрепленного легкой нитью к ледовой поверхности. В этих движениях часто проявлялись высокочастотные компоненты, присущие волновым процессам (период от 7 до 10 с), т.е. подо льдом зимой происходят движения водных масс.

Практически во все годы, начиная с 2012 г. в бухте Алексеева велись подводные видеонаблюдения, сначала с помощью одной, а потом двух камер. Основная задача была связана с фиксацией и описанием состояния подводного биоразнообразия. Но параллельно велись работы по регистрации вариаций подводных течений на основе слежения за искусственными (шарики, вертушки) и естественными (зоопланктон, неорганические взвеси) маркерами.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке подпрограммы № 18-1-004 «Изучение фундаментальных основ взаимодействия разномасштабных гидроакустических, гидрофизических и геофизических процессов...».

### Литература

1. Фищенко В.К., Долгих Г.И., Зимин П.С., Суботэ А.Е. Некоторые результаты океанологического видеомониторинга // ДАН. 2018. Т. 482, № 3. С. 338-341.
2. Фищенко В.К., Гончарова А.А. Программа для ЭВМ “Программа экспресс-анализа изображений и видео (QAVIS)” // Свидетельство о регистрации № 2017611593. РФ. Бюл. 2017. № 2.

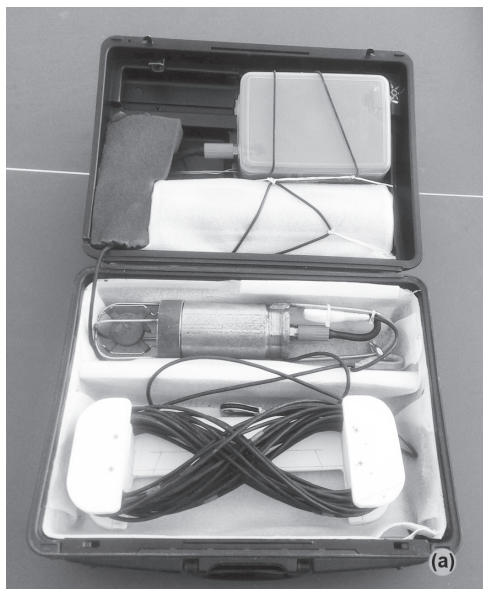
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДАЛЬНОСТИ  
И УСТОЙЧИВОСТИ АКУСТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ  
КОМПЛЕКСА «ШЕЛЬФ-2014»  
НА МЕЛКОВОДНОМ ШЕЛЬФЕ  
ПРИ НАЛИЧИИ ЛЕДОВОГО ПОКРОВА

**Д.Г. Ковзель**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева,  
dgg06@mail.ru*

Представляемая аппаратура акустической связи (ААС) является подсистемой гидроакустического измерительно регистрационного комплекса “Шельф-2014” [1,2,3], разработанного в ТОИ ДВО РАН. В настоящее время комплекс включает автономные донные станции с приемниками акустического давления и колебательной скорости, поверхностные телеметрические буи (цифровой УКВ и спутниковый Иридиум каналы передачи данных), вертикальную приемную акустическую систему и береговую инфраструктуру передачи, обработки и представления данных. Основным назначением ААС является контроль состояния морских устройств комплекса (как на палубе судна перед постановкой, так и установленных в море) дистанционно и без прерывания их работы. Кроме того, ААС “Шельф-2014” успешно применяется для поиска устройств, смещенных с места постановки штормом или рыбацким тралом. Очевидно, успех поиска и затрачиваемое на него время в первую очередь зависят от дальности действия канала связи и устойчивости его работы в различных гидрологических и погодных условиях. При этом следует учесть, что автономные устройства комплекса рассчитаны на длительные постановки и имеют малые габариты и вес. В результате потребляемая акустическим модемом мощность в режиме передачи ограничена 3.5 Вт. Важны и эксплуатационные показатели – вес, удобство применения, время опроса донной станции. С момента разработки в 2014 г. были существенно усовершенствованы как алгоритмы работы ААС [4,5], так и ее конструкция. На рис. 1 показано телекомандное устройство (ТКУ), используемое для связи с донными станциями, и фрагмент автоматически формируемого им лог-файла, сохраняемого на устройстве отображения и управления (УОУ). В качестве такого устройства может быть использован любой компьютер или смартфон. Связь ТКУ





15:40:30 --> 4st019  
 15:40:30 - UppVolts = 1.692V  
 RDY  
 15:40:31 -  
 \$GNRMC,054034.000,A,4304.9124,N,  
 13150.3491,E,0.00,20.46,190219,,D\*45  
 15:40:34 --> 4st019  
 15:40:34 - UART 019 mode 4:  
 15:40:57 - 5km, repeat?  
 15:41:04 - 10km  
 15:41:06 - Dist=14868, Pos  
 Received from 019:  
 Volt=1584mV/Bat,  
 227 free files,  
 last file started 04:19  
 Request level 035:  
 fin.

(б)

Рис. 1. Телекомандное устройство, вариант 2017г. - (а); фрагмент журнала (лог-файла), автоматически формируемого ТКУ – (б).

с УОУ осуществляется по сети WiFi, в которой ТКУ служит точкой доступа. ТКУ имеет встроенный приемник GPS/ГЛОНАСС, что позволяет автоматически фиксировать координаты в момент опроса станции. В морские устройства “Шельф-2014” встроены акустические модемы (рис. 2).

Для передачи данных используется модифицированная частотная манипуляция акустического сигнала в полосе частот 8500-9500 Гц. Алгоритмы работы ААС и их развитие (в основном в целях снижения воздействия замираний сигнала и межсимвольной интерференции), а также эффективность в различных условиях уже описаны в [2]. В данном сообщении рассмотрим проведенные в Амурском заливе в феврале 2019 г. эксперименты по проверке работы новейшей модификации ААС в условиях акватории, покрытой льдом.

Первый эксперимент состоялся 14 февраля. Температура воды (-1.4°C) и соленость (34промилля) по трассам эксперимента (см. рис. 3) однородны по площади и глубине. В точке Станция была установлена станция Шельф-2014, оснащенная гидрофоном ГИ-50 чувствительностью 5 мВ/Па. Глубина места в точке постановки 10 м, гидрофон вывешивался в 0.5 м от дна. Из-за слабости льда ТКУ пере-

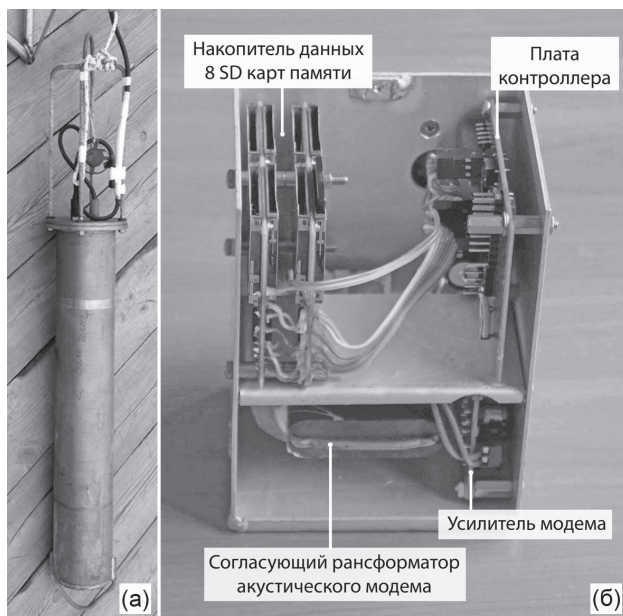


Рис. 2. Передающий гидрофон акустического модема, установленный на крышке корпуса станции «Шельф 2014» - (а); электронный модуль станции с аппаратными частями модема – (б).

носились пешим ходом. Были произведены опросы из точек, удаленных на 1 км (глубина места 13 м, точка 1), 2 км (глубина 16 м, точка 2) перпендикулярно к берегу и на 1.3 км вдоль изобаты 10 м (точка 3). Гидрофон ТКУ вывешивался на половине глубины места. Связь работала безотказно. Анализ записанных станцией сигналов показал очень низкий, нетипичный для открытой воды уровень акустических шумов и искажений сигнала, вызванных интерференцией.

Было решено следующий эксперимент провести в более тяжелых условиях и на больших дальностях. Новая трасса проходила вдоль берега Амурского залива. Вблизи береговой черты расположены промышленные предприятия, проходит оживленная автомагистраль и железнодорожные пути. Во время эксперимента имелся и другой мощный источник шума – буксир ломал лед в заливе, расчищая танкерам подход к нефтебазе. 19 февраля станция была установлена приблизительно в той же точке. ТКУ перевозился на автомобиле до береговой черты, после чего пешим ходом до точки, из которой производился опрос станции. Эта точка выбиралась так, чтобы обеспечить прямую



Рис. 3. Акустические трассы в экспериментах 14 и 19 февраля 2019 г.

видимость на точку постановки станции. Несмотря на наличие мощных источников шума на берегу и в воде, на дистанции 9.5 км (точка 4, глубина места 19 м) связь работала безотказно. Следующая точка 5 находилась в конце мыса Эгершельд и была удалена от станции на 14,5 км, при глубине места 29 м. При подвесе гидрофона станции вблизи дна, а гидрофона ТКУ на половине глубины места установить двустороннюю связь не удалось, но имел место случай ответа станции, который не был принят ТКУ – иначе говоря, вероятность правильной передачи данных была весьма низкой. При заглублении гидрофона ТКУ от 18 м до 1.5 м результат был тот-же. Однако, когда гидрофоны на обоих концах линии были вывешены на 1.5 м под лед, связь снова стала надежной (все проведенные сеансы связи были успешными). Анализ этих записей позволил выявить некоторые особенности применения ААС в условиях покрытой льдом акватории:

1. Для используемого диапазона частот и гидрологических условий существует ярко выраженный подледный звуковой канал.

2. Интерференция в акватории, покрытой льдом, имеет временные масштабы, существенно отличающиеся от свободной воды. На временных интервалах, сравнимых с длительностями символов передаваемых сообщений и длительностью самих сообщений (т.е. от десятков мс до десятков секунд) интерференция многократно слабее той, что характерна для открытой воды. Однако на больших временных промежутках колебания амплитуды принятого сигнала могут быть значительными. Иначе говоря, при передаче акустического сигнала подо льдом искажения его формы существенно меньше, чем на открытой воде, и используемые в ААС алгоритмы защиты от замираний сигнала и от межсимвольной интерференции повышают вероятность правильного приема сообщения в значительно меньшей мере. Тем не менее, помещая гидрофон ТКУ в подледный звуковой канал, можно добиться дальностей связи больших по сравнению с открытой водой. Для более точной и статистически достоверной оценки этих особенностей необходимы значительно более масштабные и длительные эксперименты.

Автор выражает благодарность заведующему лаборатории акустического зондирования океана д.ф.-м.н. А.Н. Рутенко и сотрудникам лаборатории за поддержку и помощь в проведении эксперимента, а также с.н.с лаборатории физической океанологии к.т.н. А.Ю. Лазарюку за предоставленную гидрологическую информацию в районе проведения эксперимента.

## Литература

1. Рутенко А.Н., Борисов С.В., Ковзель Д.Г., Гриценко В.А Радиогидроакустическая станция для мониторинга параметров антропогенных импульсных и шумовых сигналов на шельфе // Акустический журнал 2015. Т. 61. № 4. С. 605-613.

2. Ковзель Д.Г. Технические средства гидроакустического мониторинга сейсморазведочных работ на шельфе // Акустический журнал 2018. Т. 64. № 5. С. 605-617.

3. Гидроакустическая станция, совмещенная с акустическим модемом. Пат. RU 161978 U1 Российская федерация / Ковзель Д.Г. - 2015153340/28; заявлено 11.12.2015; опубликовано 20.05.2016, Бюл. № 14.

4. Способ передачи дискретной информации по каналу связи с многолучевым распространением. Пат. RU 2647656 С1. Российская федерация / Ковзель Д.Г. – 2017104787; заявлено 14.02.2017; опубликовано 16.03.2018, Бюл. № 8.

5. Способ передачи дискретной информации по каналу связи с многолучевым распространением. Пат. RU 2638760 С1. Российская федерация / Ковзель Д.Г. – 2017106552; заявлено 27.02.2017; опубликовано 15.12.2017, Бюл. № 35.

# СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ МОНИТОРИНГА ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ

**О.Г. Константинов**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
chief.olegkon@poi.dvo.ru*

В докладе идет речь об оптических поляризационных методах мониторинга прибрежной зоны и новой аппаратуре, разработанной для этих целей.

Основная цель исследований – мониторинг состояния морской поверхности в прибрежной зоне и определение характеристик атмосферного аэрозоля, спектральных и поляризационных характеристик падающего и отраженного излучения, анализ динамических характеристик приповерхностного слоя прибрежной акватории, пространственно-временных характеристик поверхностного волнения, сликов естественного и искусственного происхождения, их классификация и идентификация. Поверхностные проявления внутренних волн (ВВ), вихревых образований (ВО), плавающий мусор, дрейф льда, атмосферный аэрозоль.

Совершенствование оптических устройств и платформ, на которых они расположены, необходимо для повышения качества и достоверности результатов дистанционного контроля состояния морской поверхности прибрежных акваторий и оценки потенциальной опасности экологических катастроф. Созданы современные технические средства зондирования наземного и судового базирования, а также методы и программные средства, позволяющие повысить информативность и точность дистанционных измерений за счет калибровки и верификации средств измерения и сравнения разнородных данных дистанционного зондирования. При разработке новой аппаратуры широко использовались современные методы проектирования 3D моделирования и 3D печати а также микропроцессорные системы управления процессом сбора и предварительной обработки информации.

Очень важным является разработка универсальных платформ для углового позиционирования оптических датчиков. Например, мы столкнулись с проблемой жесткого позиционирования видеокамеры, используемой для поляризационного видеомониторинга, особенно

при сильных ветрах и с необходимостью проводить съемку панорам при различных ориентациях поляроида-анализатора для получения более полной информации об оптических характеристиках морской поверхности. Применение универсальных платформ дает возможность проводить исследования оптических характеристик морской поверхности, небосвода, калибровки передаточной характеристики линейности камеры, калибровки чувствительности по полю зрения камеры и т.п., используя общие подходы. Программные примитивы для скетчей ARDUINO и программ MATLAB для управления положением оптических датчиков и съема информации с устройств, на-



Рис. 1. Исчезновение контраста снимков в районе судна, находящегося в б. Витязь. Сверху - снимок в горизонтальной поляризации. Снизу - снимок в вертикальной поляризации.

ходящихся под управлением ARDUINO, одни и те же. Изменяются только стратегии управления, разрабатываемые на языке более высокого уровня MATLAB, в зависимости от решаемой задачи. Платформы углового позиционирования оптических датчиков были разработаны в двух вариантах - для миниатюрных камер и для более тяжёлых профессиональных исследовательских камер и спектрометров. Использование БПЛА позволяет проводить исследование угловых зависимостей поляризационных характеристик отраженного излучения в частности для контроля поверхностных загрязнений.

В качестве иллюстрации исследований поляризационных особенностей контраста пленок нефтепродуктов на морской поверхности на рисунке 1 показано отсутствие контраста снимков на вертикальной поляризации в бухте Витязь. Это указывает на то, что снимки образованы нефтепродуктами. Снимки получены камерой квадрокоптера DJI PHANTOM3 ADVANSED 10 августа 2017г. Высота съемки 140 метров.

### Литература

1. Pavlov A.N., Zubko E., Konstantinov O.G., Shmirko K., Mayor A.Y., Videen G. Vertical profile of polarization over Vladivostok using horizon shadowing: Clues to understanding the altitude variation of reflectance of aerosol particles // *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 2018. Vol. 204.P.94-102
2. Зубко Е.С., Павлов А.Н., Константинов О.Г. Патент на изобретение №2672188 Способ измерения концентрации аэрозольных частиц в атмосфере // Опубликовано 12.11.2018 Бюл. №32.
3. Зубко Е.С., Павлов А.Н., Константинов О.Г. Патент на изобретение №2674560. Способ измерения оптических характеристик атмосферы // Опубликовано 11.12.2018 Бюл. №35.

# ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ФОНОВЫХ ВНУТРЕННИХ ВОЛН В ПРИБРЕЖНОЙ ЧАСТИ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО

**А.В. Кошелева, И.О. Ярошук, А.Н. Швырев, А.Н. Самченко,  
А.А. Пивоваров, Р.А. Коротченко**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
kosheleva@poi.dvo.ru*

В настоящем докладе на основе обработки экспериментальных данных проанализированы характеристики фоновых внутренних волн (ВВ) в шельфовой зоне Японского моря. Фоновые ВВ присутствуют на шельфе наряду с солитоподобными нелинейными ВВ [1]. Они представляют собой случайное поле, которое для глубокого океана вполне удовлетворительно описывается моделью Гаррета-Манка. Для шельфовых зон океана такая модель неприменима из-за сложной динамики вод [2].



Рис. 1. Схема постановки автономных буйковых станций в 2017 г. и CTD-зондирований



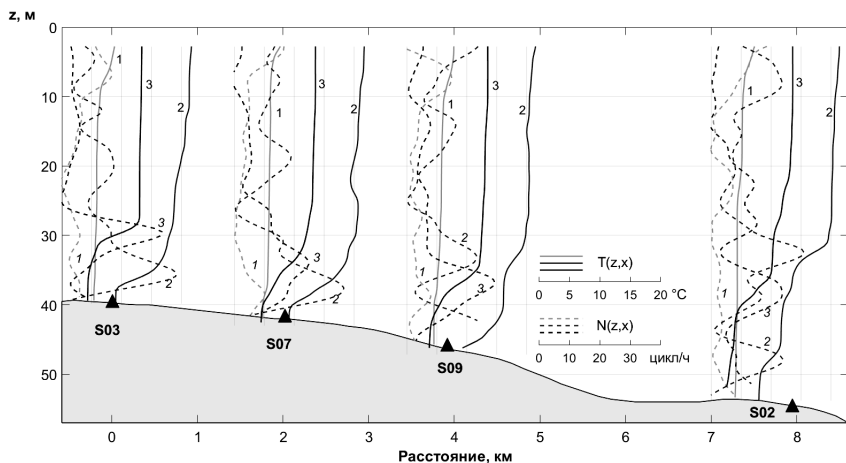


Рис. 2. Распределение температуры  $T(z,x)$  (сплошные линии) и частоты плавучести  $N(z,x)$  (пунктирные линии) по данным CTD-зондирований в точках постановки термогирилянд: 1 – 18 мая; 2 – 13 августа; 3 – 11 октября 2017 г.

Данные инструментальных измерений вариаций температурного поля были получены в весенний, летний и осенний сезоны 2017 г. в юго-западной части залива Петра Великого Японского моря при помощи автономных цифровых комплексов (термогирилянд) [3], размещенных на заякоренных автономных буйковых станциях. Географическое расположение систем показано на рис. 1. В точках постановки также проводились CTD-зондирования зондом RBRconcerto 103.

На рис. 2 приведена характерная для различных сезонов структура вод: весной наблюдался слабый температурный градиент (квазилинейные профили температуры), осенью структура близка к двухслойной с ярко выраженным заглубленным термоклином. Летом могут наблюдаться как двухслойные, так и многослойные структуры (состоящие обычно из 1-3 термоклинов). Весной зафиксированы наименьшие значения максимумов частоты плавучести 10-15 цикл/ч, летом они располагались в диапазоне 20-40 цикл/ч, осенью достигали 30 цикл/ч.

Для оценки изменчивости фоновых гидрологических условий была проанализирована временная изменчивость глубины залегания изотермы, расположенной в середине термоклина. В соответствии с сезонами были выбраны следующие изотермы: для мая  $6.5^{\circ}\text{C}$ , для августа  $15^{\circ}\text{C}$ , для октября  $9^{\circ}\text{C}$ .

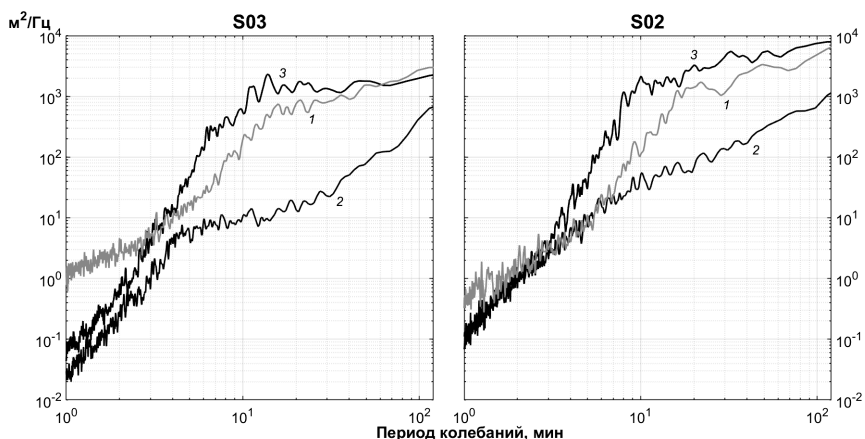


Рис. 3. Спектральная плотность мощности фоновых внутренних волн на станциях S02 и S03

1 – 18-23 мая, 2 – 8-13 августа, 3 – 10-15 октября 2017 г.

Анализ временной изменчивости выполнялся с использованием спектрального подхода. Преобразования Фурье выполнялись по участкам длительностью 6 часов. Спектры усреднялись за 5 суток с 50% перекрытием участков.

В заливе присутствуют различные волновые процессы. Периоды 2 часа и более имеют метеорологические процессы, инерционные колебания, приливы и их высокочастотные гармоники, а также собственные колебания залива. Колебаниям высокочастотных ВВ соответствует диапазон периодов 1 мин – 2 ч. Полученные спектральные мощности для этого диапазона периодов приведены на рис. 3.

Из рис. 3 следует, что в высокочастотной части диапазона (периоды 1-5 мин) энергетика выбранной для анализа изотермы весной превышает энергетика лета и осени, на более высоких частотах она оказалась соизмеримой с осенней и существенно превышающей летнюю.

Таким образом, проделанный анализ наиболее интенсивных изотерм, основанный на стандартном спектральном подходе, демонстрирует, что в высокочастотном диапазоне их энергетика на исследуемой акватории весной выше, чем в другие сезоны.

Работа выполнена при частичном финансировании по Госзаданию АААА-А17-117030110031-6.

## Литература

1. Ярошук И.О., Леонтьев А.П., Кошелева А.В., Пивоваров А.А., Самченко А.Н., Степанов Д.В., Швырев А.Н. Об интенсивных внутренних волнах в прибрежной зоне залива Петра Великого (Японское море) // *Метеорология и гидрология*, 2016, № 9, с. 55-62
2. Yang T.C., Yoo K. Internal wave spectrum in shallow water: measurement and comparison with the Garrett-Munk model // *IEEE Journal of Oceanic Engineering* 1999. 24(3). p. 333-345. DOI: 10.1109/48.775295
3. Леонтьев А.П., Ярошук И.О., Смирнов С.В., Кошелева А.В., Пивоваров А.А., Самченко А.Н., Швырев А.Н. Пространственно-распределенный измерительный комплекс для мониторинга гидрофизических процессов на океаническом шельфе // *Приборы и техника эксперимента* 2017. № 1. с. 128-135. DOI: 10.7868/S0032816216060227

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ БУЯ-ВОЛНОГРАФА В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО

**В.Б. Лобанов, Е.Н. Марьина, А.Ф. Сергеев, А.А. Воронин,  
И.И. Горин, П.Е. Щербинин, П.Ю. Семкин, Г.А. Крайников,  
В.В. Калинин, С.А. Зверев, Е.Н. Суховеев, Я.Н. Рудых,  
К.И. Аксентов, А.А. Косьяненко, В.А. Дубина,  
В.Н. Карнаух, А.Ю. Лазарюк**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
lobanov@poi.dvo.ru*

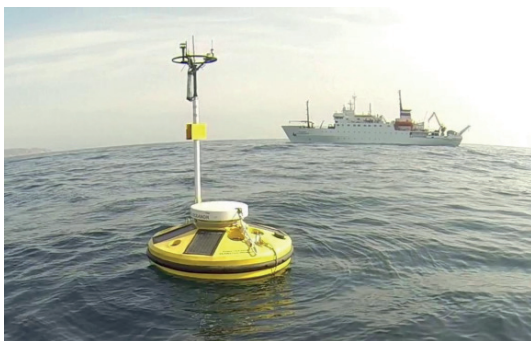
В 2016 и 2018 гг. для исследования особенностей гидрологического режима западной части залива Петра Великого в акватории Морского заповедника впервые были выполнены постановки гидрометеорологического буй-волнографа (рис. 1а). Буй в течение апреля-декабря регистрировал метеорологические, гидрологические и гидрохимические параметры окружающей среды, передавая их в реальном времени на берег. Некоторые из этих результатов измерений приведены в данном сообщении.

На рис. 1б,в приведены графики изменений высоты максимальных волн для 8-и месячных периодов измерений. Максимальная высота волны 629 см была зарегистрирована 4 мая 2016 г. в 17 часов. Максимальной волне предшествовал заход ветра в северо-восточного направления на юго-восточный ( $53^{\circ}$ - $175^{\circ}$ ). Скорость ветра достигала 11 м/с с порывами до 14.4 м/с. В момент максимальной волны ветер юго-восточного направления ( $159^{\circ}$ ) уже стих до 6.0 м/с с порывами до 8.1 м/с.

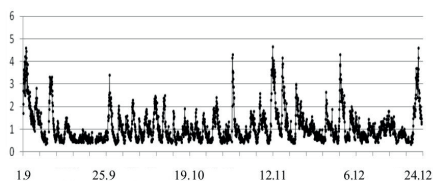
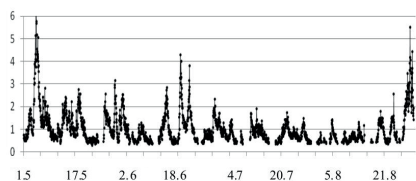
Еще три случая аномального волнения с высотой волн более 5 м наблюдались в конце августа 2016 г. (551 см) и 2018 г. (602 см), и в первой декаде ноября 2018 г. (578 см). В августе 2016 и 2018 гг. волнение развивалось при скорости ветра до 10.6-12.9 м/с с порывами до 16,1-18,0 м/с соответственно, и направлениях от  $350^{\circ}$  до  $75^{\circ}$ . 9 ноября 2018 г. волна высотой 578 см наблюдалась в момент максимальной скорости ветра 17,0 м/с с порывами до 24,7 м/с и направлении  $70^{\circ}$ .

Установленный на буй-волнографе датчик CDOM позволил получить данные по содержанию растворенного органического вещества в мористой части шельфовой зоны залива. Главной особенностью данного параметра в 2016 г. стало увеличение его содержания

а



б



в

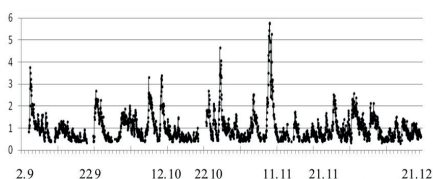
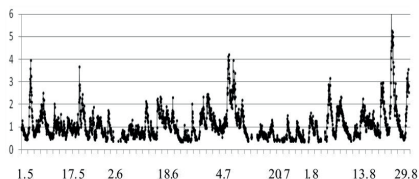


Рис. 1. Буй-волнограф (а) и изменение высоты максимальных волн с мая по декабрь в 2016 (б) и 2018 (в) годах.

примерно в 25 раз по сравнению с фоновым значением, что было связано с выносом распресненных прибрежных вод после прохождения тайфуна Лайонрок (29-31.08.2016 г.), вызвавшего крупнейший за последние десятилетия паводок на реках Приморского края. Другой особенностью стало аномальное повышение содержания растворенной органики в поверхностных водах в период апвеллингов 2016 и 2018 гг. Было также установлено, что характер временного распределения концентраций растворенного органического вещества в поверхностном слое совпадал с распределением придонной температуры в период апвеллинга. Совместный анализ изменений содержания растворенного органического вещества, температуры воды, скорости течений и солёности позволяет восстановить причину появления аномалий концентрации растворенной органики и ее изменений – вынос в открытую шельфовую зону распресненных прибрежных вод при

возникновении интенсификации течений в период апвеллинга и разбавлении их глубинными обедненными растворенным органическим веществом водами.

Результаты регистрации течений от поверхности до дна в весенне-летний (май-август) и осенне-зимний (сентябрь-декабрь) периоды 2018 г. с помощью, установленного на буре акустического измерителя показывают, что средние скорости течений в каждом измеряемом 4-х метровом слое примерно одинаковые и отличаются не более, чем на 8%. Максимальные скорости для двух периодов отличаются по слоям во всей толще до 40 м также не более, чем на 8%, за исключением двух верхних слоев 0-4 и 4-8 м, где скорость в мае-августе была выше на 24 и 12% соответственно. Однако скорость ветра, влияющая на скорость и направление течений в заливе, в мае-августе была ниже, чем в сентябре-декабре. Средняя скорость ветра в мае-августе была 3.8 м/с, максимальная - 12.9 м/с, порывы - 22.5 м/с. В сентябре-декабре скорость соответственно составляла 5.6 м/с, 17,2 м/с и 24.7 м/с.

На основе полученных измерений течений в западной части залива Петра Великого обнаружены двухслойные вихревые структуры с противоположным знаком завихренности в верхней и нижней части водной толщи. Наиболее подходящие условия возникновения этого явления наблюдаются в основную фазу Приморского апвеллинга, который в 2018 г. в западной части залива Петра Великого начался 5 сентября. Апвеллинг сопровождался возникновением циклонического вихря диаметром 30-40 км и толщиной до 32-53 м. В придонном слое под циклоническим вихрем возник субмезомасштабный антициклонический вихрь диаметром 5-10 км. Аналогичное явление, но не так выражено, проявляется и в другие периоды выполненных измерений при действии сгонно-нагонных ветров. Смена сгонных ветров на нагонные приводит к возникновению мезомасштабных и субмезомасштабных антициклонических вихрей. На рис. 2а приведено вертикальное распределение вихревых структур, образовавшихся с началом основной фазы апвеллинга в сентябре 2018 г. в западной части залива Петра Великого.

Образование двухслойных вихревых структур с противоположным знаком завихренности в верхней и нижней части водной толщи наблюдались нами еще в 2012 г. по распределению СТД-параметров, полученных в экспедиции на НИС «Луговое» [1].

Вихри, связанные с апвеллингами, изучаются давно [2]. Рассматриваются различные механизмы возникновения вихрей [3, 4, 5]. На

основе модели, рассмотренной в [5] и наших наблюдений в западной части залива Петра Великого, предлагается гипотетическая схема образования вихрей и завихренности в период апвеллингов-даунвеллингов в районах с Приморским течением. В основе физической модели образования вихрей лежит предположение об отклонении шельфово-склонового потока Приморского течения в ту или иную сторону под действием апвеллингового-даунвеллингового подповерхностного переноса (рис. 2б).

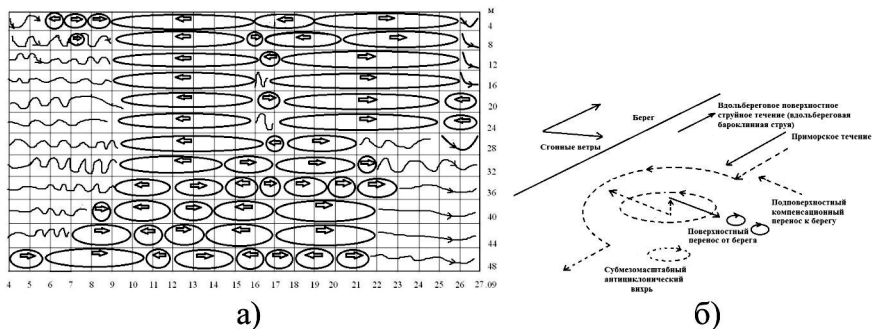
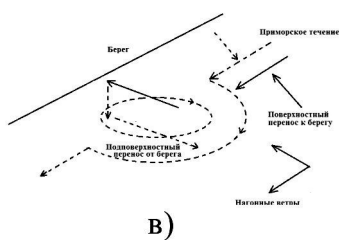


Рис. 2. Вертикальное распределение вихревых структур, образовавшихся с началом основной фазы апвеллинга в сентябре 2018 г. в западной части залива Петра Великого (а) и гипотетическая схема образования вихрей при апвеллинге (б) и даунвеллинге (в).



Таким образом, сгонно-нагонные процессы, приводящие к возникновению явлений апвеллинга и даунвеллинга в западной части залива Петра Великого и вызывающие возникновение противоположной завихренности в нижнем и верхнем слое шельфовой зоны, вероятно, могут вызвать аналогичные процессы и в других частях залива Петра Великого и всего побережья Приморья.

## Литература

1. Отчет о работах во 2-м рейсе НИС «Луговое» с 15августа по 22 ноября 2012 г. /ТОИ ДВО РАН. Владивосток, 2013. 80 с.
2. Davis R.E. Drifter observations of coastal surface currents during CODE: the method and descriptive view // J. Geophys. Res. 1985.V. 90. № C3. P.4741-4755.
3. Лобанов В.Б., Пономарев В.И., Салюк А.Н., Тищенко П.Я., Тэлли Л.Д. Структура и динамика синоптических вихрей северной части Японского моря // Дальневосточные моря России. Кн. 1. Океанологические исследования. М.: Наука, 2007. С. 450-473.
4. Пономарев В.И., Файман П.А., Дубина В.А., Машкина И.В. Синоптические вихри над материковым склоном Японской котловины и шельфом Приморья // Известия ТИНРО, 2011. Т. 167, с. 1-16.
5. Журбас В.М., Ох И.С., Парк Т. Роль бета-эффекта в угасании вдольбереговой бароклинной струи, связанной с преходящим прибрежным ап- и даунвеллингом: численные эксперименты // Океанология, 2006, т.46, № 2, с. 189-196.



# ИССЛЕДОВАНИЕ СОСТОЯНИЯ И ИЗМЕНЧИВОСТИ ВОДНОЙ СРЕДЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ

**В.Б. Лобанов, А.Ф. Сергеев, Е.Н. Марьяна, А.А. Воронин,  
И.И. Горин, В.А. Баннов, П.Ю. Семкин, Н.В. Шлык,  
Т.А. Гуленко, Я.Н. Рудых, А.А. Коптев, В.В. Калинин,  
С.А. Зверев, Е.Н. Суховеев, К.И. Аксентов, А.А. Косьяненко,  
П.Е. Щербинин, В. Цой, В.А. Дубина, А.Ю. Лазарюк**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
lobanov@poi.dvo.ru*

В 2018 г. в экспедициях на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (рейсы № 80 и № 84) и «Академик Опарин» (рейс № 55) были проведены гидрологические исследования пространственно-временной структуры океанологических полей северо-западной и западной частей Японского моря, включая районы подводных возвышенностей, областей апвеллинга, вихревых структур и каскадинга, для оценки происходящих изменений в море. Проведенные исследования позволили подтвердить наши результаты предыдущих экспедиций о происходящих изменениях и установить новые особенности структуры вод, а также процессов и явлений, основные из которых следующие.

1. Проведенные в рамках международного проекта «Климатический разрез Японского моря» (NEAR-GOOS) измерения на мониторинговых климатических разрезах по 132°20' в.д. и 134° в.д. от побережья Приморья до берегов Южной Кореи и возвышенности Ямато через Центральную котловину свидетельствуют о дальнейших изменениях в водной толще Японского моря в последние десятилетия - идущего потепления глубинных и придонных вод котловины и понижения в них содержания кислорода.

Обнаруженное экспедициями ТОИ в северо-западной части моря повышение температуры донных вод (2500-3500 м) в период 1995-2018 гг. со скоростью 0.0018 - 0.002 °С/год, по нашему мнению, вызывается присклоновой придонной вертикальной циркуляцией, элементами которой является присклоновый даунвеллинг и апвеллинг, обусловленный придонной, в частности, геотермической конвекцией (рис. 1). Наблюдаемая и в 2018 г., придонная конвекция

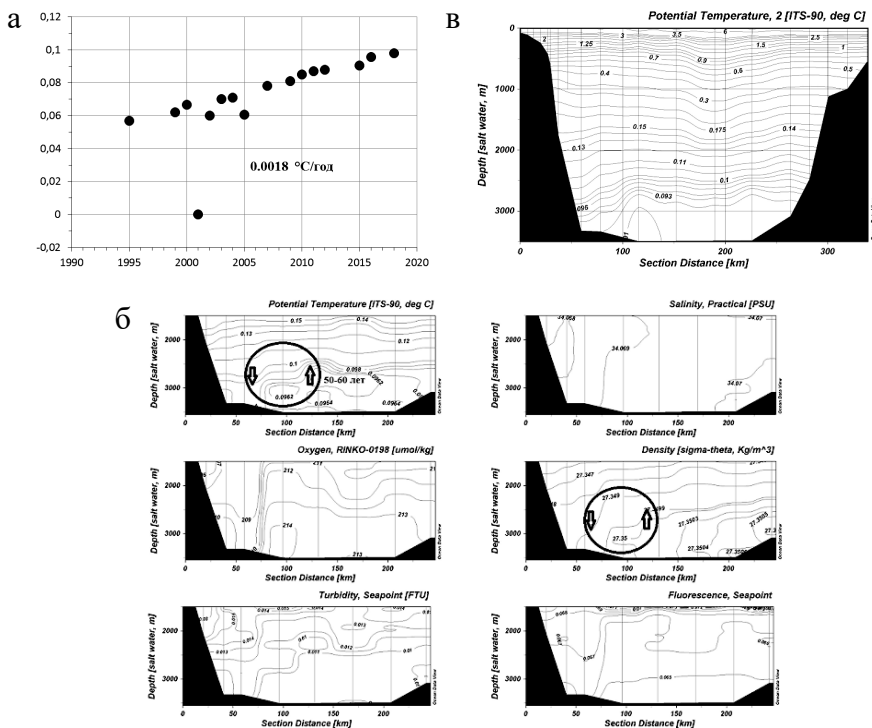


Рис. 1. Изменение температуры воды в придонном слое с 1995 г. по настоящее время (а); распределение океанографических параметров в слое 1500 м – дно на разрезе по 134° в.д. и схема присклоновой циркуляции на основе их распределения (рейс № 84 НИС «Академик М.А. Лаврентьев», 30.11-24.12.18 г.) (б); антициклонический вихрь в поле температуры на разрезе Приморье-возв. Ямато (рейс № 68 НИС «Профессор Гагаринский», 14-25 октября 2015 г.).

была обоснована нами ранее по результатам наших экспедиций, начиная с 2011 года [1,2].

Следствием присклоновой глубинной циркуляции является формирование присклонового фронта всех основных океанографических параметров. Поступление из вышележащих слоев в придонный слой более теплых вод с пониженным содержанием кислорода происходит не только в присклоновой циркуляционной ячейке, но и под действием антициклонических вихрей, наблюдаемых в осенний период, в частности, на разрезе по 134° в.д. [3]. На рис. 1в воздействие антициклонического вихря распространяется до придонного слоя, вызывая изменения характера распределения температуры в нем (рейс № 68 НИС «Профессор Гагаринский», 14-25 октября 2015 г.).

Таким образом, полученные нами данные позволяют предполагать, что климатические тренды в глубинных и придонных слоях данной области формируются за счет вентиляционных процессов и, вероятно, даже за счет их усиления, что подтверждается наблюдаемым большую часть года отрицательным трендом температуры верхнего слоя моря [4].

Полученное значение скорости потепления придонного слоя (0.0018 - 0.002 °С/год) позволяет приблизительно оценить время обновления вод придонного слоя в 40-60 лет. Симптоматично, что это значение совпадает с уровнем известной климатической цикличности [5].

2. Установлена характерная пространственная изменчивость в распределении океанографических параметров в глубинных слоях в районе подводной возвышенности Первенца у берегов Приморья, свидетельствующая о существовании здесь глубинных топографических вихрей. Известная антициклоническая завихренность наблюдалась и в районе плато Уллындо.

В 2017 г. нами были выявлены не идентифицируемые или плохо выделяющиеся на спутниковых снимках и выраженные в подповерхностных и промежуточных слоях мезомасштабные вихревые образования в районах горы Петра Великого, хребтов Берсенева и Васильковского.

Таким образом, накоплены наблюдения, подтверждающие проявление значимого топографического эффекта во всей толще моря, не отмечаемого ранее в районах подводных гор и возвышенностей вблизи Приморья в региональной экспедиционной океанографии.

3. Продолжающиеся исследования вихревых структур позволили выявить виды вихревых образований, отличающиеся от известных в Японском море большим числом ядер как по вертикали, так и в горизонтальном направлении, а также различным генезисом вод как в ядрах, так и во всей вертикальной структуре. Кроме того, впервые с помощью измерителей было зарегистрировано появление в прибрежной зоне Приморья многослойных вихревых образований с началом апвеллинга-даунвеллинга.

4. Произведен подъем трех донных автономных буйковых станций, установленных в ноябре 2017 г. в подводной долине на глубинах 660, 1145 и 1974 м в центральной части склона залива Петра Великого и прилегающей акватории для изучения склоновой конвекции (каскадинга). Поднятые АБС зарегистрировали в относительно хо-

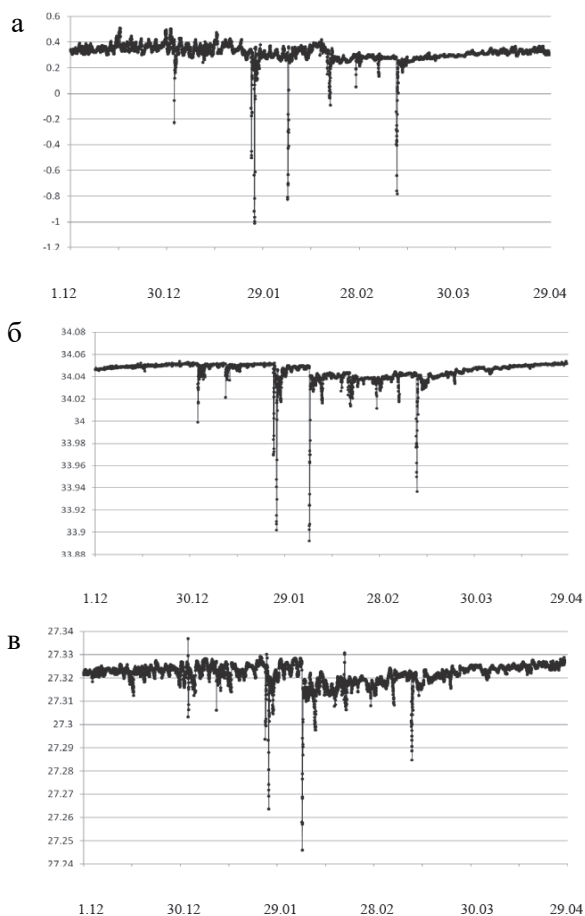


Рис. 2. Изменение потенциальной температура (а), солёности (б) и потенциальной плотности (в) в придонном слое на АБС 3 на глубине 1137 м.

значений: температура и солёность уменьшались до  $-1.73^{\circ}$  и 33.81 eps соответственно. В средней части склона на горизонте 1136 м (7-9 м от дна) температура, солёность и плотность уменьшались до  $-1.01^{\circ}$ , 33.89 eps и 27.246 у.е. соответственно. В нижней части склона на горизонте 1967 м (7-9 м от дна) температура и солёность уменьшались до  $-0.08^{\circ}$  и 34.02 eps соответственно.

Таким образом, особенностью склоновой конвекции прошедшей относительно холодной зимы являлось глубокое проникновение шельфовых вод в более плотные, солёные и теплые нижележащие

лодную зиму 2017-18 гг. в верхней и средней части склона многочисленные эпизоды склоновой конвекции, впервые наблюдавшие с длительного периода с конца декабря по конец марта. Склоновая конвекция в виде двух эпизодов каскадинга в конце января и конце февраля доходила до нижней части склона до глубины 1967 м, что впервые было зарегистрировано с помощью придонных АБС.

Параметры каскадинговых вод в период проявления склоновой конвекции достигали в верхней части склона на горизонте 651 м (7-9 м от дна) следующих

слои, что обуславливалось приобретенным внешним импульсом движения частиц воды в верхней части склона за счет силы тяжести и предшествующей этому интенсификации течений на кромке шельфа при усилении стонных ветров (рис. 2). Из характера изменений плотности и солёности на склоне при каскадинге следует, что вклад высокосолёных вод шельфа в склоновую конвекцию в зимний период 2017-18 годов был мал, и мог проявляться только в самой верхней части склона.

5. На основе установленных эпизодов каскадинга и спутниковых снимков формулируется гипотеза, что циклоническое вихреобразование периода и районов каскадинга является его следствием и компенсационным механизмом.

6. В весенний посткаскадинговый период с началом формирования прогретого слоя на фоне затухания склоновой конвекции и образования холодных интрузий начинает действовать еще один механизм опускания вод - уплотнение при смещении при взаимодействии холодных интрузий с теплыми поверхностными водами, ведущее к возникновению вертикальных температурных инверсий. Этот процесс, вероятно, сопровождается образованием вихревых структур, которые отчетливо идентифицируются в полях исследуемых параметров.

### Литература

1. Lobanov V.B., Sergeev A.F., Voronin A.A., Goryachev V.A., Tishchenko P.Y., Kaplunenko D.D., Karnauhov A.A., Popov O.V., Gulenko T.A., Bannov V.A. The near-bottom convection in the Japan. The near-bottom convection in the Japan East sea. Book of Abstract. The 2nd Russia – China Symposium on Marine Science «Marine Environmental and Resources in 21st Century». October, 10-13, 2012, Vladivostok, Russia. Vladivostok, Russia. P. 150-152.

2. Sergeev A.F., Lobanov V.B., Voronin A.A., Dubina V.A., Goryachev V.A., Kaplunenko D.D., Bannov V.F. On the Near-Bottom Convection in the Japan/East Sea // Современные проблемы океанографии окраинных морей Азии: тезисы докладов 8-й конференции по Международной программе PEACE, 29–31 августа 2016 г., Владивосток, Россия. The 8th Ocean Science Workshop: Program of the East Asian Cooperative Experiments (PEACE): Abstracts, 29–31 August 2016, Vladivostok, Russia. 2016.

3. Пономарев В.И., Каплуненко Д.Д., Дмитриева Е.В., Крохин В.В., Новороцкий П.В. Климатические изменения в северной части Азиатско-Тихоокеанского региона // Дальневосточные моря России. Кн. 1. Океанологические исследования. М.: Наука, 2007. С. 450-473.

4. Кляшторин Л.Б., Любушин А.А. Циклические изменения климата и рыбопродуктивности. М.: Издательство ВНИРО. 2005. 234 с.

# ЛАЗЕРНАЯ УСТАНОВКА ДЛЯ КАЛИБРОВКИ СРЕДСТВ ИЗМЕРЕНИЙ СКОРОСТИ УЛЬТРАЗВУКА В МОРСКОЙ ВОДЕ

**В.А. Луговой<sup>1</sup>, П.В. Базылев<sup>1</sup>, И.В. Крумгольц<sup>1</sup>,  
А.В. Горбунов<sup>2</sup>, Д.И. Цой<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Дальневосточный филиал ФГУП «ВНИИФТРИ» г. Хабаровск,  
*bazylev@dfvniiftri.ru lugovoy@dst.khv.ru*

<sup>2</sup>ФГБОУ ВО «Тихоокеанский государственный университет»,  
Магистрант г. Хабаровск, *4ereft@mail.ru*

<sup>3</sup>ФГБУН Институт горного дела г. Хабаровск,  
*denis.tsoi@mail.ru*

Существуют различные методы и средства измерения скорости звука в жидких средах. Наибольшее распространение получили импульсные, импульсно-фазовые, импульсно-циклические методы измерений [1]. Точность абсолютных измерений скорости звука может достигать  $10^{-5}$ , но при этом за предел допустимой погрешности измерений часто принимают случайную составляющую погрешности, не учитываются или рассчитываются на основе приближенных математических моделей составляющие методического плана.

В настоящей работе представлена прецизионная измерительная установка на основе оптических методов возбуждения и регистрации акустических импульсов в жидких средах, имеющая границы основной погрешности не более 0,005 %. В установке реализован бесконтактный точечный способа генерации и приема широкополосных акустических сигналов, что приводит к исключению или существенному уменьшению целого ряда систематических (методических) погрешностей. Диапазон измерений (1400 ÷ 1650) м/с.

Блок-схема измерительного устройства показана на рис. 1. Измерение скорости ультразвука осуществляется импульсным методом путем точечного дистанционного лазерного возбуждения коротких акустических импульсов в стальном протекторе, граничащем с жидкостью; прохождения этих импульсов через исследуемую жидкость, помещенную в измерительную кювету известной длины; бесконтактной регистрации ультразвуковых волн с помощью широкополосного лазерного интерферометрического приемника; измерения интервала времени между моментами возбуждения и регистрации акустического импульса.

Измерение скорости ультразвука производится в измерительной кювете, которая представляет из себя ванну прямоугольной формы с жидкостью и служит для измерения скорости. Внутри кюветы вставлена инваровая база трубчатой формы с плоскопараллельными торцами длиной  $L_a = 0,3$  м. Непосредственно к торцам базы прижимаются протектор и стеклянная пластина, имеющая водостойкое зеркальное покрытие, граничащее с жидкостью.

Устройство работает следующим образом. Световой импульс твердотельного лазера ОГМ-20 (длительность  $\tau_e = 3 \cdot 10^{-8}$  с, энергия  $E=0,1$  Дж) фокусируется линзой на внешнюю поверхность стального протектора толщиной 2 мм, расположенного на переднем торце измерительной кюветы с исследуемой жидкостью. Диаметр зоны возбуждения на протекторе  $d = 1 \cdot 10^{-3}$  м. Для точного наведения и юстировки точки возбуждения акустического импульса служит He-Ne лазер ЛГ-78. С помощью стеклянной пластинки часть светового импульса, минуя измерительную кювету, отводится на вход фотоприемника внешнего запуска (ФПЗ) осциллографа С8-12 (через генератор задержек Г5-54), а также на один из фотодиодов блока дифференциального фотоприемникаДФП. Сфокусированный на протекторе световой импульс возбуждает акустический импульс, который распространяется через протектор и исследуемую жидкость и через время  $T$  регистрируется двухлучевым лазерным интерферометром ЛИ [2], расположенным на противоположном торце кюветы. Интерферометр освещается одномодовым He-Ne лазером типа ГН-25. Зеркалом интерферометра служит стеклянная пластина с зеркальной поверхностью, обращенной в жидкость. Акустический импульс из жидкости падает на зеркало пластины и вызывает его смещение. Изменение интенсивности интерференционной картины, пропорциональное смещению, преобразуется в электрический сигнал в блоке дифференциального фотоприемника. Полоса воспроизведения частот оптического приемника (0,5÷20) МГц.

Контролируя с помощью осциллографа, добиваются равенства амплитуд светового и акустического импульсов. Для защиты от электромагнитных помех импульсного лазера в приемном канале предусмотрен временной селектор импульсов СИ, который открывается световым импульсом на время  $t=2,3 \cdot 10^{-4}$  с.

Сигналы после усиления широкополосным усилителем типа УЗ-33 с полосой (0,05÷400) МГц поступают на вход генератора-формирователя Г5-48, который формирует на фиксированном уровне

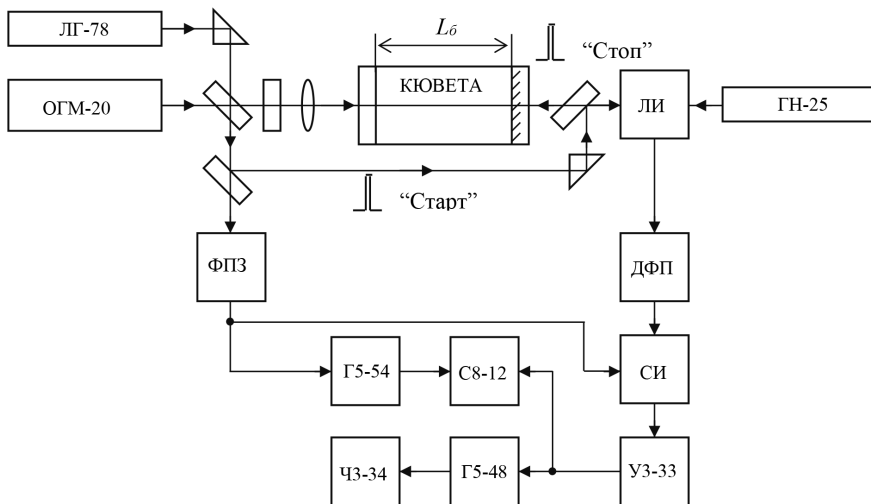


Рис. 1. Блок-схема измерительного устройства.

запуска импульсы временной привязки с длительностью переднего фронта  $\tau_{\phi} = 1 \cdot 10^{-9}$  с. Импульсы привязки поступают на вход частотомера ЧЗ-34А, работающего в режиме измерения интервалов времени. Электрический сигнал, соответствующий световому импульсу, запускает частотомер, а сигнал, соответствующий акустическому импульсу, останавливает отсчет временного интервала.

При определении времени прохождения акустического импульса через измерительную базу учитывается его фиксированная задержка в протекторе, а также поправка на время распространения, вызванная изменением длительности переднего фронта акустического импульса за счет затухания в жидкой среде. Время распространения акустического импульса через протектор и исследуемую жидкость определяется из соотношения:

$$T = \frac{l_n}{C_n} + \frac{L_{\sigma}}{C_{жс}}, \quad (1)$$

где  $l_n, C_n$  – толщина протектора и скорость звука в нем;  $L_{\sigma}, C_{жс}$  – измерительная база и скорость звука в жидкости.

Скорость звука в жидкости находится по формуле:

$$C_{жс} = \frac{L_{\sigma}}{T - l_n / C_n - \Delta\tau_{\phi}}. \quad (2)$$



Поправка на изменение длительности переднего фронта импульса  $\Delta\tau_\phi$  равна:

$$\Delta\tau_\phi = (\tau_{\text{фак}} - \tau_{\text{фсв}}) \frac{U_n}{A}, \quad (3)$$

где  $U_n$  – порог срабатывания генератора импульсов,  $A$  – амплитуда акустического импульса,  $\tau_{\text{фак}}$  – длительность переднего фронта акустического импульса,  $\tau_{\text{фсв}}$  – длительность переднего фронта светового импульса.

При технически реализуемых значениях параметров  $L_\sigma = 0,3001237$  м,  $\Delta L_\sigma = 5 \cdot 10^{-6}$  м,  $\Delta T = 5 \cdot 10^{-9}$  с,  $T = 2 \cdot 10^{-4}$  с,  $l = 2,0962 \cdot 10^{-3}$  м,  $\Delta l_n = 1 \cdot 10^{-6}$  м,  $C_n = 5750$  м/с,  $\Delta C_n = 10$  м/с,  $d \leq 2 \cdot 10^{-3}$  м,  $\Theta_{\text{оц}} \leq 2 \cdot 10^{-6}$  оценка границ неисключенной систематической погрешности измерений скорости не превышает величину  $\Theta_0(C_{\text{ж}}) \leq 4,5 \cdot 10^{-5}$ .

Экспериментальные исследования распространения акустических импульсов и измерения скорости проводились в морской воде с соленостью  $(34,1 \pm 0,4)$  ‰, которая была приготовлена на основе сухого концентрата морской соли.

На рис. 2а показана осциллограмма сигналов. Первый импульс – оптический, длительность  $\tau_\epsilon = 3 \cdot 10^{-8}$  с. Через время  $t_1 \approx 80$  мкс на зеркале задней пластины кюветы регистрируются первые акустические возмущения в виде длительного цуга колебаний с основным максимумом в области  $0,5 \div 0,8$  МГц, обусловленные акустическими сигналами, прошедшими на зеркало по металлической трубе акустической базы кюветы. Конструктивное исполнение протектора и базы позволило снизить эти помехи на 25-30 дБ. Через время  $T \approx 200$  мкс регистрируется акустический импульс, прошедший через воду. Сравнение формы сигнала (рис. 2б) с исходным акустическим импульсом, временная форма которого воспроизводит форму лазерного импульса [2], показывает, что при распространении в морской воде акустический импульс уширяется до  $\tau_{\text{ак}} = 80-100$  нс (на полувысоте), что обусловлено действием затухания акустических волн в среде. Поэтому необходимо введение соответствующей поправки на длительность переднего фронта импульса.

Результаты измерений временного интервала при температуре  $(20,280 \pm 0,02)$  °С: среднее арифметическое значение  $\bar{T} = 196,944$  мкс; с поправкой на длительность переднего фронта и задержку в протекторе  $\bar{T} = 196,564$  мкс; относительное среднее квадратическое отклонение  $S_0(\bar{T}) = 8,1 \cdot 10^{-6}$  при числе наблюдений временного интервала  $n = 10$ . Абсолютное значение скорости ультразвука в морской воде со-

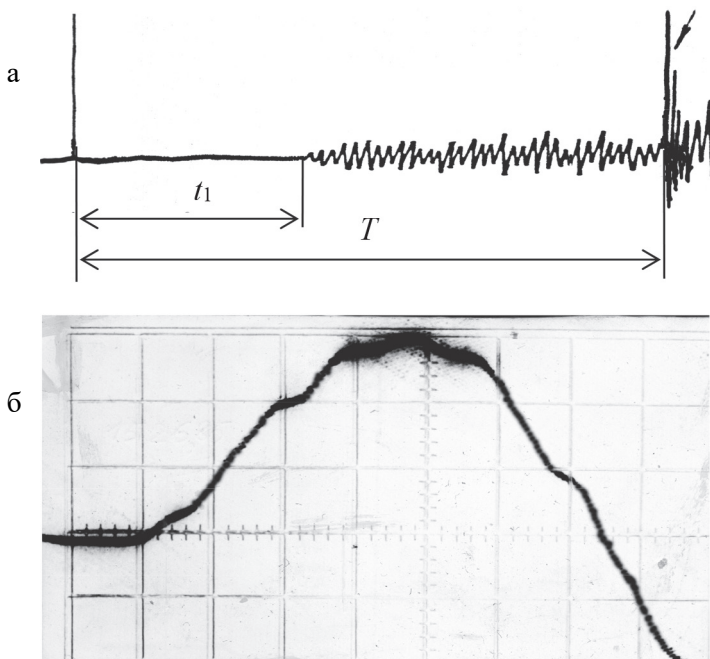


Рис. 2. Осциллограммы сигналов.  
 а – общий вид сигнала; б – временная форма акустического импульса в морской воде (20 нс/дел; 0,5 В/дел)

ставляет  $(1526,85 \pm 0,07)$  м/с. Границы относительной погрешности измерений  $\delta C_{жс} \leq \pm 5 \cdot 10^{-5}$ . Вычисление границ погрешности измерений производилось в соответствии с [3].

Разработанное устройство позволяет проводить методом непосредственного сличения калибровку и поверку рабочих гидроакустических измерителей скорости ультразвука.

### Литература

1. Серавин Г.Н. Измерение скорости звука в океане. Л.: Гидрометеоздат, 1979. 135 с.
2. Бондаренко А.Н., Дробот Ю.Б., Кондратьев А.И. Прецизионные акустические измерения оптическими и емкостными методами. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 242 с.
3. ГОСТ 8.207-76. ГСИ. Прямые измерения с многократными наблюдениями. Методы обработки результатов наблюдений. М.: Изд-во стандартов, 1981. 10 с.

# ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТИ РЕГИСТРАЦИИ МЕДЛЕННЫХ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ВОЛН ЛАЗЕРНЫМ ДЕФОРМОГРАФОМ

**В.А. Луговой, И.Ю. Рассказов, Д.И. Цой**

*ФГБУН Институт горного дела г. Хабаровск,  
Lugovoy@dst.khv.ru*

В рамках модели иерархии блоков [1] наряду с быстрыми сейсмическими волнами, генерируемыми в результате разрушения твердой породы, существуют медленные деформационные волны, сопровождающие процесс распространения энергии упругой деформации посредством взаимодействия отдельных блоков, имеющих собственные колебательные степени свободы.

Основные результаты деформографических наблюдений медленных деформационных волн сводятся к следующему [2,3,4]:

- получено подтверждение существования явления возбуждения деформационной раскачки с периодами колебаний в полосу 0.5–2 часа за 1.5–2 суток перед высокоэнергетическими сейсмическими событиями;

- имеет место корреляционная связь между графиками изменения деформаций земной коры и атмосферного давления;

- характерный диапазон скоростей медленных деформационных волн для землетрясений энергетических классов  $K = 14.1 \div 14.6$  определен величинами порядка  $0.5 \div 2$  м/с.

- зафиксировано возмущенное, с точки зрения ежедневного спокойного суточного хода, поведение деформационного процесса (поведение геоакустической эмиссии) [4], – резкие колебания, которые имеют большую амплитуду, около 1 мкм. Явление зарегистрировано за сутки до сильного сейсмического события, и его длительность составила 8 часов. Оценка скорости деформационных возмущений составила 0.1 м/с, что соответствует скорости медленных деформационных волн.

Проблема снижения риска техногенных катастроф при крупномасштабных горных работах актуальна для Дальневосточного региона России, где разрабатываются месторождения, опасные по горным ударам. К числу предприятий, эксплуатирующих удароопасные месторождения, относится ПАО “Приаргунское производственное

горно- химическое объединение” (ПАО “ППГХО”, юго-восточное Забайкалье) [5, 6].

Для контроля деформационного поля в рудничном поле и прилегающих участках массива горных пород в системе геомеханического мониторинга применяется лазерный деформограф [7].

Для оценки влияния землетрясений на состояние горного массива и регистрации горных ударов в районе ведения горных работ на урановых месторождениях Стрельцовского рудного поля, отработки методики регистрации сейсмособытий и их предвестников были предприняты экспериментальные исследования с участием лазерного деформографа, лазерного нанобарографа и многоканальной автоматизированной геоакустической системой контроля горного давления “PROGNOZ ADS”, которая позволяет регистрировать и определять параметры АЭ-событий в частотном диапазоне 0.5 – 12 кгц.

Исследования проводились в течение 2015 – 2017 года.

В качестве характерного примера представлены результаты записи геоакустической системой, лазерным деформографом и лазерным нанобарографом землетрясения в Японии 16.11.2016, магнитудой  $M=4.7$  на расстоянии 2524 км от района наблюдения.

Результаты анализа влияния удаленных землетрясений на геодинамическую активность Стрельцовского рудного поля, полученные с участием многоканальной автоматизированной геоакустической системой контроля горного давления “PROGNOZ ADS”, представлены на рисунках 1.

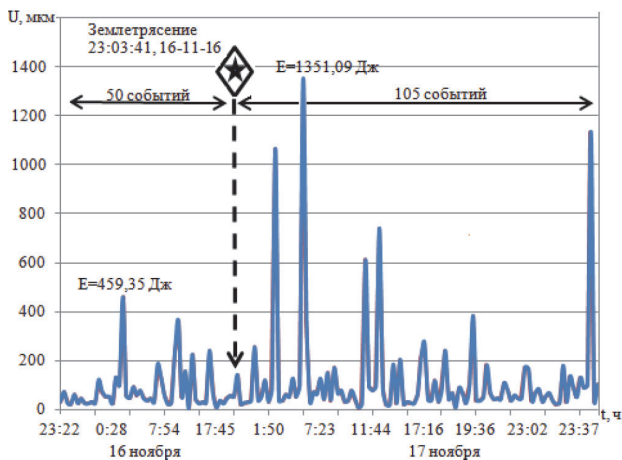


Рис. 1. График геоакустической активности до и после землетрясения.

На рисунке 1 время землетрясения обозначено вертикальной линией. Из рисунка видно, что число событий после землетрясения увеличилось в 2 раза, а средняя энергия событий почти в 3 раза.

На рисунках 2, а, б представлена временная запись момента землетрясения лазерным деформометром и лазерным нанобарографом.

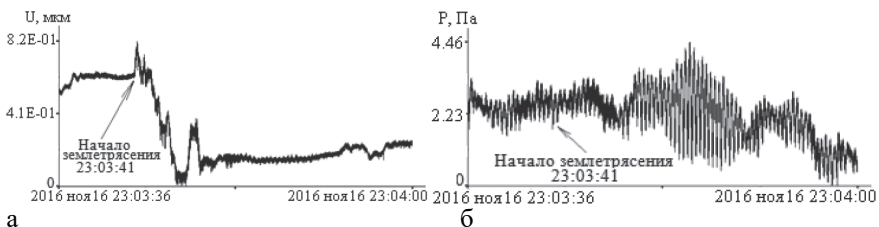


Рис 2. Сигнал с деформографа (а), нанобарографа (б).

На рисунке 3 представлены двухсуточные записи деформографа (а) и нанобарографа (б).

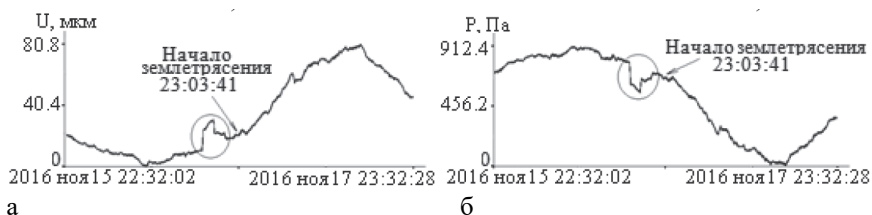


Рис. 3. Запись сигнала деформографа (а), нанобарографа (б).

Высокая степень корреляции, связана с тем, что в состав деформографа входит воздушнонаполненный световод и на механические колебания накладываются вариации показателя преломления.

Значительные расстояния от землетрясений до зоны контроля массива не позволили зарегистрировать деформационных предвестников землетрясений, которые могли бы служить сигналом нарушений сплошности контролируемого горного массива.

С точки зрения исследования возможности регистрации предвестников сейсмособытий в горном массиве особый интерес представляет анализ деформационных сигналов, сопутствующих горному удару в контролируемой деформографом зоне, зарегистрированному 29 февраля 2016 года (рис.4).

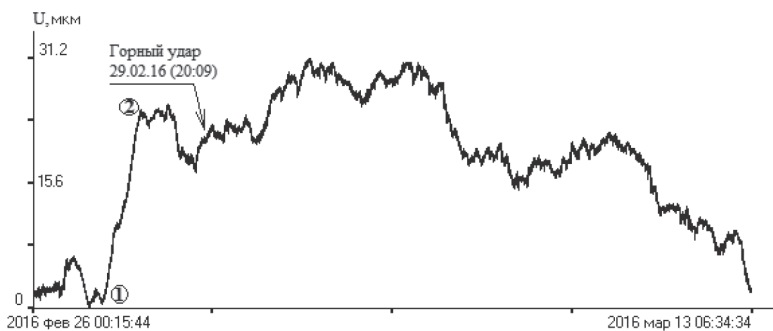


Рис. 4. Деформационный сигнал горного удара

Внешним проявлением горного удара были значительные сотрясения поверхности земли и зданий, расположенных на поверхности вблизи шахты. При осмотре специалистами горных выработок в опасном блоке было обнаружено заколообразование, вывал горной породы, отслоение горной породы и принято решение об отстое блока до улучшения геомеханической обстановки.

Запись деформационного сигнала от горного удара лазерным деформографом (рис.4) охватывает интервал времени от 26 февраля до 13 марта 2016 года. Децимация при анализе сигнала порядка 10 000, что определяет частотный диапазон анализа до 50 мГц.

Интересным представляется участок записи, отмеченный цифрами 1 и 2. Его следует интерпретировать, как значительное сжатие горного массива, предшествующее горному удару. Цифра 1 – начало сжатия – 27 февраля 13 часов 33 мин. Цифра 2 – окончание сжатия – 28 февраля 19 часов 57 мин. Таким образом, примерно за 1,5 суток до удара зафиксировано аномальное поведение горного массива в зоне контроля лазерного деформографа. Далее, вплоть до 13 марта лазерный деформограф регистрирует разгрузку массива и возвращение к первоначальному состоянию, зарегистрированному 26 февраля.

Таким образом, наблюдение за деформационным сигналом с лазерного деформографа в низкочастотной области несет информацию о подготовке высокоэнергетического сейсмического события.

### Литература

1. Курленя М.В., Опарин В.Н. О явлении знакопеременной реакции горных пород на динамические воздействия // ФТПРПИ. 1990. № 4.

2. Багаев С.Н., Опарин В.Н., Орлов В.А., Панов С.В., Парушкин М.Д. О волнах маятника типа и методе их выделения от крупных землетрясений по записям лазерного деформографа // ФТПРПИ. 2010. № 3.

3. Опарин В.Н. и др. Методы и системы сейсмодеформационного мониторинга техногенных землетрясений и горных ударов. Т.1,2. Новосибирск: Изд-во СОРАН, 2009.

4. Ларионов И.А., Шевцов Б.М. Геоакустическая эмиссия и деформации осадочных пород. Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России, Петропавловск-Камчатский, 11-17 октября 2009г.

5. Рассказов И. Ю., Саксин Б. Г., Петров В. А., Просекин Б. А. Геомеханические условия и особенности динамических проявлений горного давления на месторождении Антей // ФТПРПИ. 2012. № 3. С. 3-13.

6. Рассказов И. Ю., Саксин Б. Г., Петров В. А., Шевченко Б. Ф., Усиков В. И., Гильманова Г. З. Современное напряженно-деформированное состояния верхних уровней земной коры Амурской литосферной плиты // Физика Земли. 2014. № 3. С. 104–113.

7. 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.

# ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИЛИВНЫХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МОРЯ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ

**Ю.В. Любичский<sup>1</sup>, П.О. Харламов<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>ФГБУ «ДВНИГМИ», yuvadlub@gmail.com

<sup>2</sup>ТОИ ДВО РАН

Для расчёта приливных колебаний уровня моря на акватории и побережье дальневосточных морей России в ФГБУ «ДВНИГМИ» разработан и верифицирован комплекс нелинейных нестационарных двумерных численных гидродинамических моделей.

Следует отметить, что режим приливов Японского, Охотского и Берингова морей изучался многими исследователями с помощью разнообразных расчётных методов и анализа материалов наблюдений над уровнем моря, полученных в рамках различных технологий. В результате выполненных исследований рассмотрен характер распространения приливных волн на акватории морей, получили объяснение особенности их трансформации в отдельных районах [1–9].

Тем не менее, в связи с планируемым строительством новых портов, хозяйственных объектов и гидротехнических сооружений на побережье дальневосточных морей, осуществлением разведки и добычи углеводородного сырья на шельфе морей, задача уточнения характеристик приливных колебаний уровня Японского, Охотского и Берингова морей по-прежнему остаётся актуальной.

Разработанные численные модели построены в рамках теории мелкой воды. Численная аппроксимация исходных уравнений выполнена с помощью явной конечно-разностной схемы, реализованной на сетке типа «С» по классификации Аракавы. Сеточная область основной модели включает акватории Охотского и Японского морей, прилегающей части Тихого океана, частично акваторию Берингова моря (рис. 1). Пространственный шаг сетки модели составляет 7,5 км. На твердых границах сеток основной и вспомогательных (для отдельных локальных районов) моделей применяется условие непротекания, на жидких границах – импедансное условие [10]. В качестве начальных условий в моделях задается состояние покоя.

С помощью разработанных моделей рассчитывается индуцированный прилив. Для генерации прилива на жидких границах сеточ-



ной области основной модели задаются значения гармонических постоянных уровня моря и осреднённых по глубине течений для восьми основных волн прилива ( $M_2$ ,  $S_2$ ,  $O_1$ ,  $K_1$ ,  $Q_1$ ,  $N_2$ ,  $P_1$ ,  $K_2$ ), полученные по данным глобальной приливной модели ТРХО (версия 6.2) [11]. Собственный прилив исследуемых объектов не учитывается. Данное приближение оправдано, так как известно, что в морях Мирового океана величина собственного прилива относительно невелика [8, 10].

Для верификации основной численной модели использован массив гармонических постоянных волн прилива в 74 репрезентативных пунктах, рассчитанных по данным наблюдений над уровнем моря.

Наиболее высокая точность расчётов характерна для побережья Курильских островов, северо-западной части Охотского моря, восточного побережья о. Сахалин, побережья полуострова Камчатка и района, прилегающего к Шантарскому архипелагу.

Для Пенжинской губы, Удской губы и залива Академии качество расчётов несколько ниже. Вероятно, это объясняется двумя причинами – недостаточной детализацией расчётной сетки модели в этих районах и отсутствием учёта в модели приливных осушек.

В северной части Японского моря и в Татарском проливе приливы воспроизводятся с помощью численного моделирования в целом удовлетворительно. Некоторое понижение точности расчётов в данном районе объясняется тем, что западная часть южной жидкой границы сеточной области основной модели размещена вблизи Корейского пролива, в котором расположены амфидромические системы основных волн прилива. Значительные изменения амплитуд и фаз приливных волн в области амфидромических систем не позволяют задать граничные значения гармонических постоянных в данном районе достаточно надёжно.

Наиболее низкую точность имеют результаты моделирования для устьевоего взморья Амура (Амурский лиман, южная часть Сахалинского залива, пролив Невельского). Это является следствием исключительной сложности приливного режима данного района (например, на его северной границе приливы имеют неправильный суточный характер, на южной границе – правильный полусуточный). Амурский лиман мелководен, характерными особенностями рельефа дна объекта являются узкие извилистые фарватеры, разделяемые приливными осушками. На положение амфидромической системы волны  $M_2$  в Амурском лимане влияют вариации стока Амура и сезон-

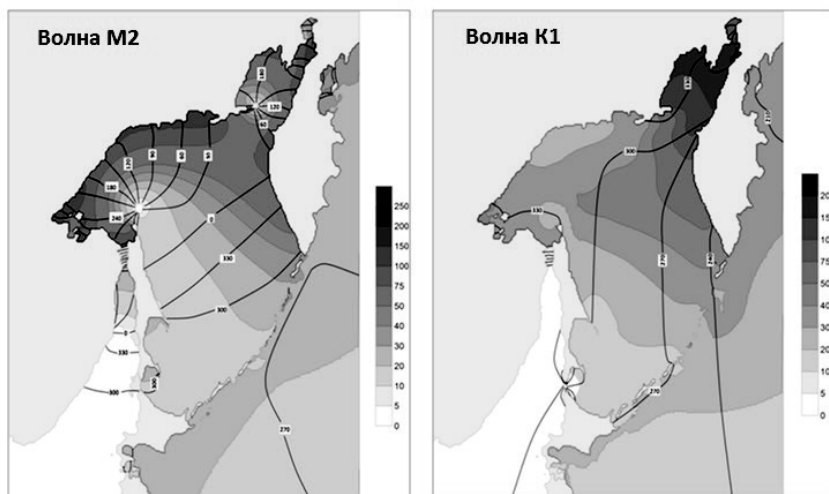


Рис. 1. Приливные карты волн прилива М2 и К1, рассчитанные по основной численной модели  
Заливка – амплитуды волн, см; изолинии – фазы волн, град

ные колебания фоновых (средних) уровней Охотского и Японского морей, имеющие различный характер [12].

Построенные приливные карты хорошо согласуются с аналогичными картами, полученными другими исследователями в рамках численного моделирования [7–9]. Идентифицированы амфидромические системы волны М2 севернее о. Сахалин и в заливе Шелихова, значительное увеличение амплитуд данной волны в районе Шантарских островов и в Пенжинской губе, получена амфидромическая система волны К1 в проливе Лаперуза, подтверждается существенный рост амплитуды этой волны в северо-восточной части Охотского моря (рис. 1).

Тем не менее, следует отметить, что на приливной карте волны М2, как и в работах [7–9], отсутствуют хорошо выраженные амфидромические системы на шельфе северо-восточного побережья о. Сахалин и в Татарском проливе (по результатам моделирования последняя имеет вырожденный характер), которые приводятся на картах, опубликованных в работах [1-4, 6].

Можно предположить, что данные амфидромические системы в работах [1-4] возникают из-за применения метода изогипс, в рамках которого в качестве исходных данных для расчётов используются

гармонические постоянные волн прилива, полученные для береговых пунктов по материалам наблюдений, степень достоверности которых иногда является неопределённой. В то же время эти же амфидромические системы идентифицированы и с помощью анализа спутниковых альтиметрических данных в работе [6].

Для оценки достоверности существования указанных амфидромических систем приливные характеристики волны M2 рассчитывались в рамках вспомогательной численной модели с пространственным шагом 2,5 км, включающей шельф восточного побережья о. Сахалин, Сахалинский залив, Амурский лиман, северную часть Татарского пролива (рис. 2). Кроме детализации сеточной области объекта, данная модель предусматривает уточнение поля глубин моря, сформированного на основе массива данных General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) с шагом 1', по навигационным картам (в основной модели поле глубин не корректировалось). На жидких границах сеточной области вспомогательной численной модели задавались значения гармонических постоянных уровня моря и осреднённых по глубине течений волны M2, полученные с помощью основной модели.

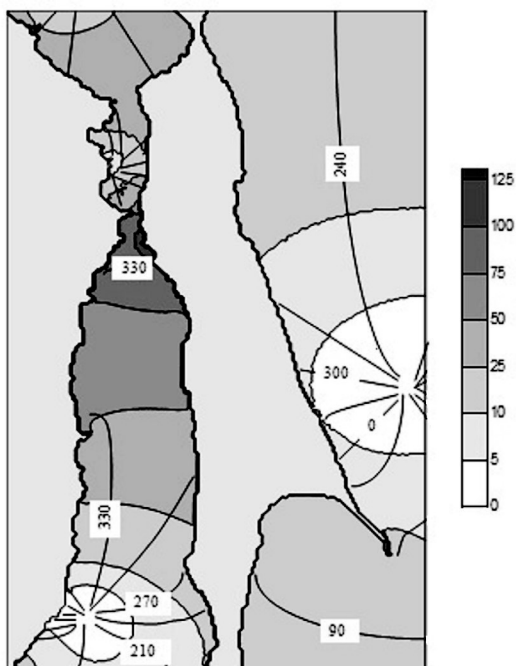


Рис. 2. Приливная карта волны M2, рассчитанная по вспомогательной численной модели  
Заливка – амплитуда, см; изолинии – фазы, град

Результаты расчётов по вспомогательной численной модели подтверждают наличие амфидромических систем волны M2 на шельфе северо-восточного побережья о. Сахалин и в Татарском проливе (рис. 2). Также хорошо выражена вырожденная амфидромическая система волны M2 в Амурском лимане (рис. 2) (правда, в работе [12] с помощью локальной численной модели доказано, что амфидромическая точка данной системы существует, но она расположена вблизи материкового берега).

Выполненные исследования позволяют сделать вывод, что причинами отсутствия амфидромических систем волны M2 на шельфе северо-восточного побережья о. Сахалин и в Татарском проливе в работах [7-9] являются недостаточно высокое разрешение расчётных сеток численных моделей и погрешности используемых полей глубин.

#### Литература

1. Богданов К.Т., Горбачев В.В., Мороз В.В. Атлас приливов Берингова, Охотского и Японского морей. Владивосток: Дальэрогеодезия, 1991. 29 с.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том IX. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия // СПб.: Гидрометеоиздат, 1998. – 342 с.
3. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том VIII. Японское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия // СПб.: Гидрометеоиздат, 2003. – 398 с.
4. Мороз В.В., Богданов К.Т., Ростов В.И., Ростов И.Д. Электронный атлас приливов окраинных морей Северной Пацифики // Вестник ДВО РАН. 2010. № 1. С.102-106.
5. Сгибнева Л.А. О распространении приливной волны в Пенжинской губе Охотского моря // Труды ГОИН. 1975. Вып. 126. С.51-63.
6. Шевченко Г.В., Романов А.А. Пространственная структура прилива в Охотском море на основе данных спутниковой альтиметрии // Колебания уровня в морях. СПб.: Гидрометеоиздат, 2003. С.92–110.
7. Choi B.H., Kim D.H., Fang Y. Tides in the east Asian seas from a fine-resolution global ocean tide model // MTS Journal. 1999. Vol. 33. No. 1. P.36-44.
8. Kowalik Z., Polyakov I. Tides in the Sea of Okhotsk // J. Phys. Oceanogr. 1998. Vol. 28. N. 7. P.1389-1409.
9. Suzuki K., Kanari S. Tidal simulation of the Sea of the Okhotsk // Kaiyo Kagaku. 1986. Vol. 18. P.445-463.
10. Некрасов А.В. Приливные волны в окраинных морях. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 247 с.
11. Egberg G.D., Erofeeva S.Y. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides // J. Atm. and Ocean Tech. 2002. Vol. 19. P.183-204.
12. Любичкий Ю.В. Особенности формирования приливов в Амурском лимане в безледный период // Труды ДВНИИ. 1986. Вып. 125. С.53-64.

РАСЧЕТ ОБЪЁМНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ  
РАДИОНУКЛИДОВ В МОРСКОЙ СРЕДЕ  
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА  
ПОСЛЕ АВАРИИ НА АЭС ФУКУСИМА-1 В МАРТЕ 2011 г.

**В.Ф. Мишуков, В.А. Горячев, В.В. Ярош**

*Тихоокеанский океанологический институт им.В.И.Ильичева ДВО РАН,  
vmishukov@poi.dvo.ru*

В качестве базовой модели была использована Princeton Oceanic Model, которая находится в открытом доступе в Интернете [1]. Это трехмерная нестационарная, нелинейная численная модель. Она учитывает плотностные течения  $u_{den}(x, y, t)$  и ветровые течения  $u_w(x, y, t)$ . Кроме этого в расчете были учтены приливо-отливные течения  $u_{tide}(x, y, t)$  и турбулентные течения  $u_t(x, y, t)$ . Общая формула расчета горизонтальных составляющих течений выражена формулой (1):

$$U_{tot} = \{U_{den}(x, y, t) + U_w(x, y, t) + U_{tide}(x, y, t) + U_t(x, y, t)\}$$

Расчет полей течений для северо-западной части Тихого океана включая Японское и Охотское моря был проведен на сетке  $15 \times 20$  км<sup>2</sup>. Шаг по времени составлял 10 мин. На рис. 1 приведена карта расчетной области с распределением глубин и расположения метеостанций, на которых были определены основные метеопараметры, такие как, скорость и направление ветра, атмосферное давление, влажность и температура воздуха.

Каждые 6 часов в расчет вводились новые экспериментальные значения метеопараметров, которые для Японского и Охотского морей интерполировались в узлы расчетной сетки, а на акватории северо-западной части Тихого океана экстраполировались в узлы расчетной сетки. Начальные значения распределения температуры и солёности были взяты из электронного атласа [2]

Представленная модель решается численно. Результаты расчета полей течений в узлах сетки осредняются за 6 часов и заносятся в массив поля течений, который затем используется для расчета распространения маркеров на акватории.

Расчет перемещения маркеров в декартовой системе координат проводится по формуле (2). В качестве маркеров рассматривались

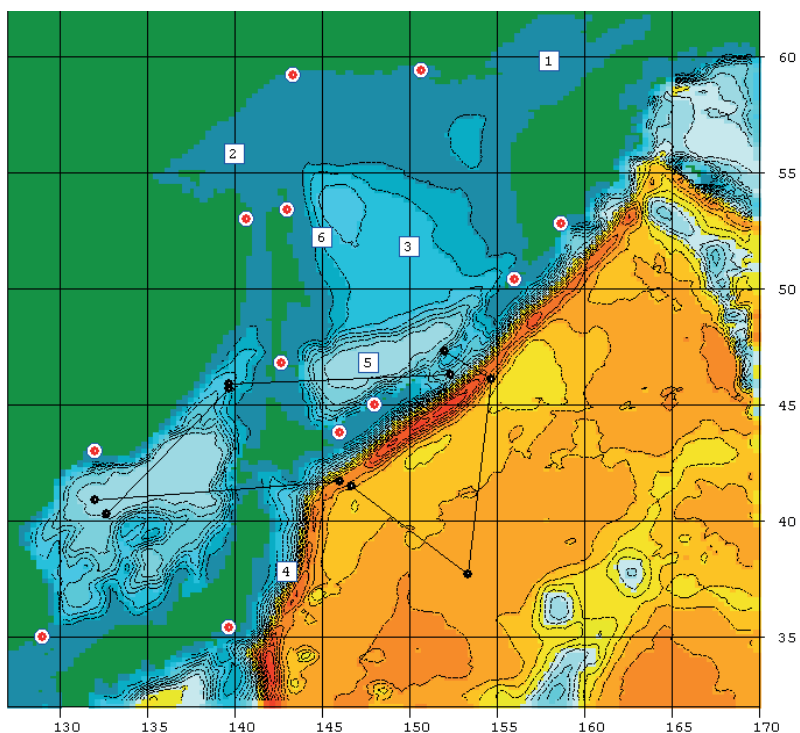


Рис. 1. Карта области расчетов полей течений и распределения примесей (белые кружки – метеостанции, квадратики с цифрами – выбранные точки для построения изменения расчетных параметров во времени, черные линии – разрезы, выполненные во время рейса в июне 2012 года).

растворенные в морской воде радионуклиды, которые не влияют при данных концентрациях на физико-химические свойства морской воды и переносятся вместе с водной массой.

$$\frac{dx}{dt} = \{ \mathbf{u}_{den}(x, y, t) + \mathbf{u}_w(x, y, t) + \mathbf{u}_{tide}(x, y, t) + \mathbf{u}_d(x, y, t) \} \quad (2)$$

Экспериментальные данные о концентрациях радионуклидов в морской воде в различных районах были взяты из таблиц, приведенных в работе [3] для Японского моря и [4] для северо-западной части Тихого океана.

На рис.2 приведено сравнение расчетов пространственного распределения радионуклидов в поверхностных водах с экспериментальными данными об измеренных концентрациях радионуклидов в

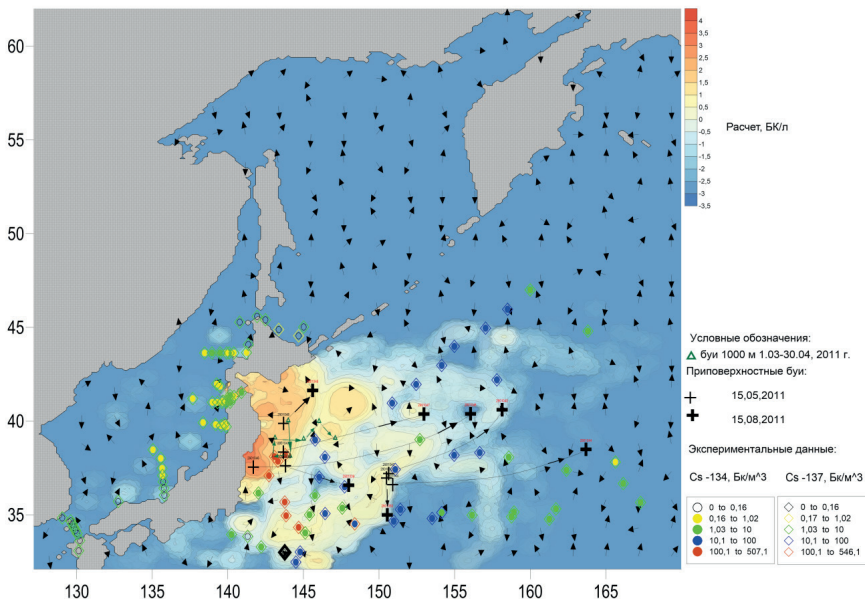
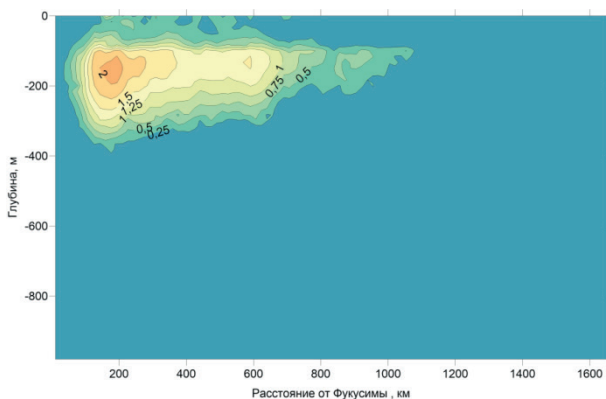


Рис. 2. Сравнение расчета приповерхностных полей течений (стрелки) и распределения радионуклидов (закрашенные области) при сравнении с экспериментальными данными для Cs-134 (кружки) и Cs-137 (ромбики) на 11 июня 2011 г.и приповерхностными буюми (крестики) после аварии на АЭС Фукусима 1. Белые стрелки с цифрами – направление разрезов на рис.3, 4.

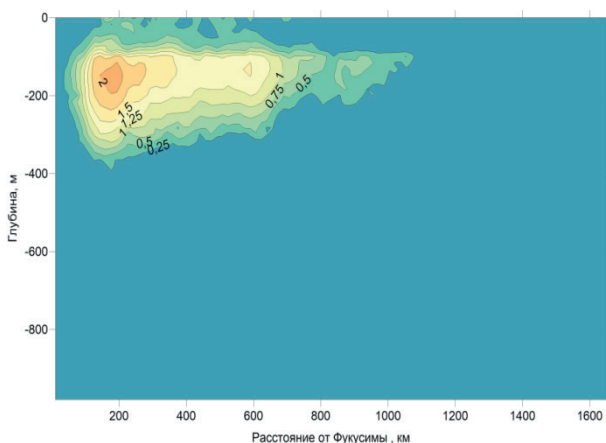
поверхностных водах и дрейфа приповерхностных буюв. Наблюдается относительно удовлетворительное совпадения расчетных параметров с экспериментальными результатами.

Экспериментально показано, что за период март 2011-июнь 2012 г. произошло погружение искусственных радионуклидов в подповерхностные морские воды, с образованием максимума содержания на глубине 200-300 метров. На отдельных станциях зафиксировано появление  $^{134}\text{Cs}$  на глубинах до 1000 метров

Расчеты полей течений, выполненные с помощью Принсетоновской океанической модели, показали, что в районе с центром  $39^{\circ}$  с.ш. и  $145^{\circ}$  в.д. располагается зона погружения поверхностных вод. Так как данный район находится непосредственно около аварийной станции, то по результатам расчета выпавшие из атмосферы радионуклиды, а также поступившие с аварийной станции высоко загрязненные воды, через относительно малый промежуток времени 30 суток поступили в слой до глубины 300 метров, через 60 суток обнаружены в



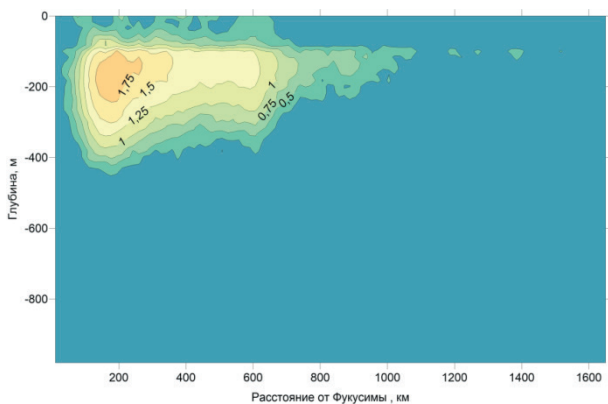
А) 120 часов после аварии



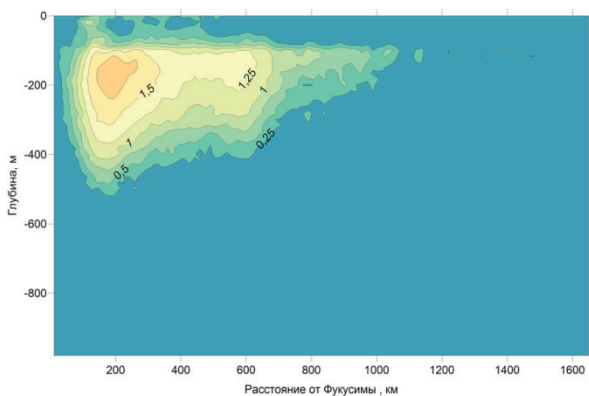
Б) 240 часов после аварии

слое 300-400 метров. На момент проведения экспериментальных работ в июне 2012 года проникновение загрязненных радиоизотопами морских вод происходит в северо-западном и юго-западном направлении от зоны погружения на глубинах 100-500 метров.





в) 360 часов после аварии



г) 480 часов после аварии

Рис. 3. Расчет распределение логарифма активности радионуклидов по глубине вдоль разреза 1 от Фукусимы в зависимости от времени после аварии

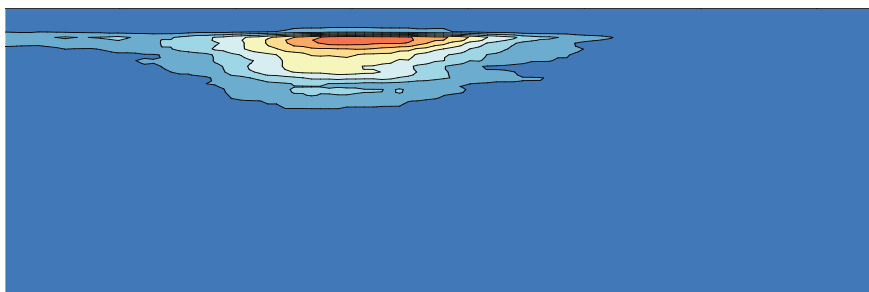


Рис. 4. Расчет распределения логарифма активности  $^{137}\text{Cs}$  по глубине на разрезе 2 по 1550 в.д. в рейсе НИС «Профессор Гагаринский» в июне 2012 г

## Литература

1. Mellor G.L. A three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model / Program in Atmospheric and Oceanic Sciences Princeton University, Princeton, NJ 08544-0710. June 2004. – 56 p. <http://www.aos.princeton.edu/WWWPUBLIC/htdocs.pom/>
2. Luchin, V., A. Kruts, O. Sokolov et al. 2009. Climatic Atlas of the North Pacific Seas 2009: Bering Sea, Sea of Okhotsk, and Sea of Japan. V. Akulichev, Yu. Volkov, V. Sapozhnikov, S. Levitus, Eds., NOAA Atlas NESDIS 67, U.S. Gov. Printing Office, Wash., D.C., 380 pp., CD Disc.
3. Inoue M., Kofiji H., Nagao S. ets. Lateral variation of Cs-134 and Cs-137 concentrations in surface seawater // Journal of Environmental Radioactivity. 2012. №109. P.45-51.
4. Aoyama M., Uematsu M., Tsunome D and Hamajima Y. Surface pathway of radioactive plume of TEOCO Fukushima NPP released Cs-134 and Cs-137 // Biogeosciences Discuss., 2013. №10. p. 265-283.

# МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ

**В.В. Мороз<sup>1</sup>, Т.А. Шатилина<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>ТОИ ДВО РАН, moroz@poi.dvo.ru,,

<sup>2</sup>ТИНРО-центр, tatyana.shatilina@tinro-center.ru

В системе Японское море - Охотское море – Тихий океан юго-западная часть Охотского моря от пролива Лаперуза до южно-курильского района является переходной составляющей и связующим звеном. Кроме того, это экономически значимая акватория богатая биологическими ресурсами. При этом, для данного района характерны весьма сложные гидрологические условия, которые определяются комплексом факторов. Муссонный характер атмосферных процессов с сезонным ходом направления ветров, приливные явления, изменчивость системы течений, переносящих воды различного происхождения в условиях сложной топографии способствуют перераспределению океанологические характеристик на акватории. Сложный гидрологический режим района, определяющий здесь локальные особенности функционирования и продуктивность водных экосистем, требует тщательного изучения в виду важности освоения биоресурсов. В частности, требуют особого внимания до сих пор открытые вопросы, касающиеся понимания причин экстремальных колебаний термического режима, приводящих к изменениям условий среды обитания гидробионтов, нестабильности промысла. В связи с чем, целью данного исследования явилось выявление механизмов формирования аномальных гидрологических условий района в летний период с учетом изменчивости динамики вод и атмосферных процессов.

Для решения этой задачи в работе использованы: данные межгодовой изменчивости температуры воды на ГМС (<http://esimo.ru/dataview>); данные аномалий температуры воды на поверхности моря (<http://www.esrl.noaa.gov>); спутниковые данные ИК изображений температуры воды на поверхности моря (<http://www.satellite.dvo.ru>); данные по течениям на глубине 50м (<http://ds.data.jma.go.jp>); карты полей атмосферного давления (архивы JMA).

Изменчивость характеристик вод южной части Охотского моря в летний период в значительной мере связана с активной динамической активностью района. Перераспределению потоков тепла и холода в водах района способствует энергия несущего тепло течения Соя, идущего через пролив Лаперуза из Японского моря вдоль северо-восточного берега о. Хоккайдо и энергия Восточно-сахалинского течения, приносящего холодные охотоморские воды в южно-курильский район, и тем самым дающих начало стоку в океан как теплых вод течения Соя, так и холодных охотоморских вод через южные Курильские проливы. То есть, в данном районе хорошим индикатором течений является изменчивость температуры воды.

Исследование многолетней изменчивости поверхностной температуры воды в зоне пролива Лаперуза с прилегающей южной частью Охотского моря и в южно-курильском районе за 1985-2017 гг. в июле показало, что на фоне тенденции потепления наблюдаются значительные флуктуации ее значений. Анализ межгодового хода аномалий температуры воды позволил выявить экстремально холодные и теплые термические режимы в каждом из районов. Так, экстремально теплыми (аномалии температуры воды составляли более  $1,5^{\circ}\text{C}$ ) для всех исследуемых подрайонов выявлены 1990, 1995, 1998, 2000, 2010 и 2013 гг. Экстремально холодными (отрицательные аномалии превышали  $1,5^{\circ}\text{C}$ ) - 1986, 1997, 2003, 2009, 2015 гг.

Проведенный совместный анализ изменчивости аномалий температуры воды в экстремальные по термическому режиму годы и развития составляющих системы течений района на глубине 50 м показал, что экстремально теплые режимы формируются в периоды интенсификации течения Соя, аномально холодный термический режим формируется в периоды усиления системы Восточно-Сахалинского течения и уменьшения интенсивности течения Соя.

При проведении исследований было учтено, что при характерной для региона муссонной циркуляции атмосферы (преобладание юго-восточных ветров в период летнего муссона), локальной особенностью является формирование области высокого давления над Охотским морем в приземном слое. Данная область высокого давления, не связанная с Гавайским антициклоном - Охотский антициклон часто наблюдается над морем на первой стадии летнего муссона (май-начало июля). При наличии такой области высокого давления над Охотским морем в средней тропосфере (на изобарической поверхности 500 гПа) наблюдается холодная ложбина, способствующая выносу

холодных воздушных масс на Сахалин, в прибрежные районы Приморского и Хабаровского краев, север Японии, что препятствует повышению температурного фона подстилающей морской поверхности [1]. При развитом Охотском антициклоне такая ситуация продолжается в течение всего июля. Тогда переход к установлению второй стадии муссона, характеризующейся усилением влияния Гавайского антициклона, сдвигается (так называемое «холодное лето» - аномально холодный термический режим). Лишь в августе происходит интенсивный вынос теплого воздуха на Охотское море.

Как следует из совместного анализа межгодовой изменчивости за тридцатилетний период аномалий приземного давления над Охотским морем и аномалий поверхностной температуры воды, имеет место противоположная направленность динамики этих параметров (рис.1). При тенденции потепления имеет место тенденция ослабления Охотского антициклона.

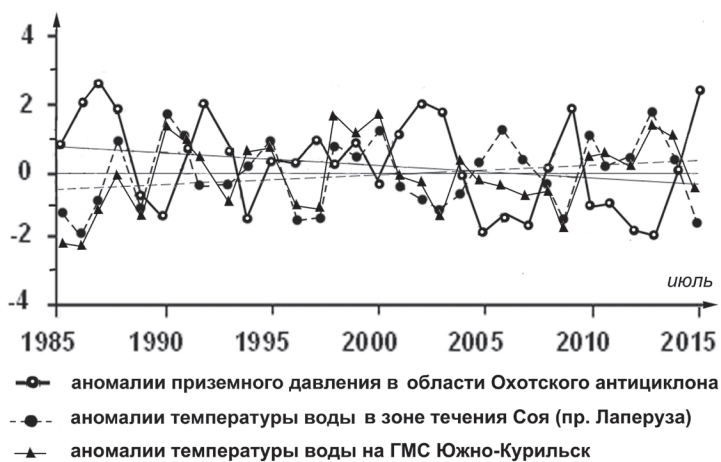


Рис. 1. Межгодовая изменчивость аномалий приземного давления в области Охотского антициклона и аномалий температуры воды в зоне течения Соя и южно-курильском районе.

Вместе с тем анализ показывает, что годы значительных флуктуаций температуры воды различались аномалиями приземного давления в области Охотского антициклона.

Исследование характерных барических структур в июле в годы, характеризующиеся экстремальными гидрологическими условиями,

позволило выявить механизм формирования аномальных термических режимов.

В годы формирования холодного термического режима в июле над Охотским морем наблюдалось преобладание данной области высокого давления. В поле геопотенциала на  $AT_{500}$  при этом формируется холодная тропосферная ложбина, направленная на море с северных широт. При такой структуре атмосферных полей, способствующей усилению ветров северных румбов, развито Восточно-Сахалинского течение, переносящее холодные северо-охотоморские воды в южную часть моря. Развитый Охотский антициклон, являясь блокирующим для проходящих циклонов, изменяет их траектории и направляет на восток. Ветра проходящих над югом Охотского моря циклонов, также способствуют притоку с севера холодных охотоморских вод к проливу Лаперуза и ослаблению течения Соя. Температура воды в эти периоды в исследуемом районе становится значительно ниже нормы [2].

В годы формирования теплого термического режима в июле над Охотским морем отмечалось преобладание низкого давления. В такие годы холодная тропосферная ложбина оказывает воздействие только на северную часть Охотского моря. При отсутствии Охотского антициклона или его разрушении в июле термический режим определяется влиянием Гавайского антициклона - на южную часть Охотского моря происходит интенсивный вынос теплого воздуха, что характерно для летнего муссона. Ветра южных румбов способствуют развитию течения Соя и формированию положительных аномалий температурного фона на юге Охотского моря. По наблюдениям [3] скорости течения Соя в теплом по термическому режиму 2000 г. составляли в июле 1,5 Св, что более чем в 2 раза выше минимальных значений – до 0,5 Св.

Выявлена достаточно тесная причинно-следственная связь между особенностями атмосферной циркуляции, изменчивостью интенсивности развития того или иного звена системы течений района и формированием температурного режима в юго-западной части Охотского моря. Определен механизм данной связи. Одним из важных факторов формирования аномально холодных термических режимов является структура атмосферных полей - активное развитие Охотского антициклона и формирование тропосферной ложбины в высотном поле, способствующей выносу холодных арктических воздушных масс на акваторию Охотского моря и понижению температурного

фона южно-охотоморской акватории. Происходит не только охлаждение вод, но и динамическое взаимодействие, ослабляется заток теплых вод течения Соя в пролив, а в юго-западную часть Охотского моря и в южно-курильский район поступают холодные воды Восточно-Сахалинского течения. Формирование теплых термических режимов связано с ранним разрушением Охотского антициклона (либо его отсутствием) и усилением влияния Гавайского антициклона. Полученные результаты могут быть использованы для разработки прогнозов гидрологических условий района, для решения задач рыбного промысла и экологии.

### Литература

1. Шатилина Т.А., Цициашвили Г.Ш., Радченкова Т.В. Оценка тенденций изменчивости центров действия атмосферы над Азиатско-тихоокеанским регионом в летние периоды 1950-1979 и 1980-2012 гг. // Метеорология и гидрология. 2016. №1. С. 17-28.
2. Мороз В.В., Шатилина Т.А. Особенности изменчивости океанологических условий северо-восточной части Японского моря в летний период // Региональные проблемы. 2018. Т. 21. № 1. С. 31-36.
3. Matsuyama M., Wadaka M., Abe T., Aota M., Koike Y. Current structure and volume transport of the Soya Warm Current in summer // Journal of Oceanography. 2006. V. 62. P. 197–205.

# НЕЛИНЕЙНАЯ ДИАГНОСТИКА ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ ПРИЛИВНОГО МОРЯ

**В.В. Новотрясов**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва  
vadimnov@poi.dvo.ru*

Активное изучение динамики внутренних гравитационных волн (ВГВ) над континентальным шельфом стимулируется необходимостью решения различных геофизических задач: перестройкой донного рельефа, расчётом динамики загрязняющих веществ, подводной навигацией и т.д. Исследование этого процесса в натуральных условиях показали, что в шельфовой зоне ВГВ распространяются в виде нестационарных пакетов высокочастотных, нелинейных ВГВ, т.е. представляют внутренний волновой бор (ВВБ). Основная сложность, с которой сталкиваются исследователи этого процесса в натуральных условиях, связана с определением параметра квадратичной нелинейности и дисперсии.

В работе излагается методика определения параметров дисперсии –  $\alpha$  и квадратичной нелинейности –  $\beta$  при полигонных исследованиях нелинейных ВГВ. С использованием теории ВВБ на пикноклине получены соотношения, в которых коэффициенты  $\alpha$  и  $\beta$  выражаются через параметры ВВБ в зоне релаксации и его переднего фронта. На данных натурального эксперимента, поставленного на гидрофизическом полигоне ТОИ ДВО РАН осенью 2013 года [1, 2], выполнено сопоставление коэффициентов  $\alpha$  и  $\beta$ , полученных по стандартной и предлагаемой методике. Её теоретическую основу представляет уравнение Кортевега-де Вриза:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + c_0 \frac{\partial \eta}{\partial x} + \alpha \eta \frac{\partial \eta}{\partial x} + \beta \frac{\partial^3 \eta}{\partial x^3} = 0, \quad (1)$$

где  $\eta(x, t)$  – вертикальные смещения термоклина,  $x$  – горизонтальная координата,  $t$  – время,  $c_0$  – скорость длинной линейной ВГВ,  $\alpha$  и  $\beta$  – коэффициенты нелинейности и дисперсии, которые определяются через квадратуры вида

$$\alpha = (3/2)c_0^3 Nr^{-1} \int_{-H}^0 (dW/dz)^3 dz, \quad \beta = (3/2)c_0^3 Nr^{-1} \int_{-H}^0 W^2 dz \quad (2)$$



$$c_0^2 = Nr^{-1} \int_{-H}^0 (dW/dz)^2 dz, \quad Nr = \int_{-H}^0 W^2 N_0^2 dz \quad (3)$$

В формулах (2, 3)  $W(z)$  – амплитудная функция вертикальных смещений первой моды ВГВ, которая представляет решение краевой задачи:

$$d^2W/dz^2 + N^2(z)W/c^2 = 0, \quad W(0) = W(-H) = 0, \quad W(z)_{max} = 1.$$

Оценка параметров по формулам (2, 3) по данным натурных измерений частоты плавучести  $N^2(z)$  методически сложная и трудно реализуемая, техническая задача. В работе предлагается альтернативный метод оценки указанных параметров, основанный на данных наблюдений за полем ВГВ. Краткое содержание этого метода состоит в следующем.

Учитывая, что интенсивные, высокочастотные ВГВ в прибрежной зоне наблюдаются, как правило, в виде волновых пакетов или волновых боров, предлагается использовать эти особенности ВГВ для определения указанных коэффициентов, воспользовавшись гидродинамической моделью волновых боров, основанной на уравнении КдВ. Согласно модели волновой бор на пикноклине представляет слабо дисперсную ударную внутреннюю волну, на переднем фронте которой располагается солитон КдВ, который движется со скоростью  $V_s$ , имеет амплитуду  $\eta_0$  и полуширину  $\Delta_s$ . Его тыловая зона или зона релаксации представляет линейную волну с волновым числом  $k_0$ . Причём два последних пространственных масштаба связаны простым соотношением  $k_0/2 = 1/\Delta_s$ , которое является базовым в предлагаемой методике. Учитывая, что солитон движется со скоростью  $V_s$ , его длительность  $T_s$  по уровню 0,43 составит  $T_s = 2 \Delta_s V_s^{-1}$ , а период осцилляций в тыловой зоне будет равен  $T_w = 2\pi(c_0 k_0)^{-1}$ . Учитывая соотношение  $k_0/2 = 1/\Delta_s$ , получим для скорости солитона  $V_s = c_0(2T_w)(\pi T_s)^{-1}$ . Как известно скорость солитона  $V_s$  превышает скорость линейной волна  $c_0$  на одну треть величины  $\alpha\eta_0$ . Отсюда для параметра параметр квадратичной нелинейности по известной амплитуде солитона, его длительности и периоду осцилляций в зоне релаксации получим

$$\alpha = \frac{3}{\eta_0} c_0 \left( \frac{2 T_w}{\pi T_s} - 1 \right) \quad (4)$$

Аналогично, учитывая зависимость между амплитудой солитона и его пространственным масштабом, для параметра дисперсии

получим

$$\beta = 4\eta_0^2 (2T_w - T_s) c_0 \frac{T_w}{T_s} \quad (5)$$

Соотношения (4, 5) решают поставленную задачу. Проведя измерения параметров волнового пакета: амплитуду лидирующего солитона и его длительность, а также период осцилляций в тыловой зоне, воспользовавшись соотношением (4, 5), можно получить оценку коэффициента квадратичной нелинейности  $\alpha$  и дисперсии  $\beta$  уравнения КдВ. Использование соотношений (4), (5) для определения квадратичной нелинейности и дисперсии шельфовых вод залива Посьет, будет продемонстрировано в докладе на конференции. Работа выполнена по Программе фундаментальных научных исследований ТОИ ДВО РАН «Математическое моделирование и анализ динамических процессов в океане» (№ 0271-2019-0001)

#### Литература

1. Novotryasov, V.V., Stepanov D.V., Yaroshchuk I.O. Observations of internal undular bores on the Japan/East Sea shelf-coastal region // *Ocean Dynamics*. - 2016. - Vol. 66. - P. 19–25.
2. Ярощук, И.О., Леонтьев, А.П., Кошелева, А.В., Пивоваров, А.А., Самченко, А.Н. Степанов, Д.В., Швырев, А.Н. Об интенсивных внутренних волнах в прибрежной зоне залива Петра Великого (Японское море) // *Метеорология и гидрология*. - 2016. - № 9. - С. 55 – 62.

## СИСТЕМЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ МОЛНИЙ В МОНИТОРИНГЕ ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ

**М.С. Пермяков, Т.И. Клещева, Е.Ю. Поталова, П.В. Журавлев**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
permyakov@poi.dvo.ru*

Типичной мезомасштабной структурой в центральной области зрелых тропических циклонов (ТЦ) является кольцо мощных кучевых облаков, так называемая облачная стена, которая окружает практически свободную от облачности внутреннюю область – глаз тайфуна (урагана). Облачная стена и глаз тайфуна образуют внутреннюю активную зону тайфунов и ураганов, где наблюдаются максимальные ветры и горизонтальные градиенты давления и температуры, ливневые осадки. Характеристики этой зоны, включая координаты центра, максимальный ветер и его радиус, радиус глаза, являются основными для штормовых сводок и для схем численного прогноза, в том числе с использованием региональных мезомасштабных моделей высокого разрешения типа. Поэтому для их оценок создано большое число методик, использующих в основном данные дистанционного зондирования и изображения ТЦ из космоса в различных диапазонах (видимом (VIS), инфракрасном (IR), микроволновом (MW)) [Kossin et al. 2007; Olander and Velden 2007; Wimmers and Velden 2010].

Новые возможности для непрерывного мониторинга ТЦ над океанами и для оценок основных характеристик облачной стены тайфунов дают развиваемые в последние десятилетия дистанционные пассивные методы локализации молний в сетях наземных станций. Пространственное распределение молний и их частота служат индикатором областей интенсивной влажной конвекции от грозовых ячеек до мезомасштабных конвективных комплексов, которые являются неотъемлемыми элементами структуры ТЦ на всех стадиях их развития. По изменениям полей молниевой активности в области влияния ТЦ прослеживаются изменения в его структуре на всех стадиях развития [1-5].

В работе представлены и обсуждаются методы оценок геометрических характеристик облачной стены тайфунов по данным Всемирной сети локализации молний (WWLLN) в центральной области тайфунов северо-западной части Тихого океана в период с 2011 по 2015 годы. Оценки положения центров, радиусы облачной стены и радиусы ее внутренней границы по данным для 39 тайфунов срав-

нивались с координатами центров тайфунов, радиусами максимального ветра и глаза, полученным по данным ветра ASCAT, Японского метеорологического агентства (JMA) и Объединённого центра предупреждения тайфунов (JTWC).

Методы оценок характеристик облачной стены основаны на численном анализе распределения множества точек молниевых разрядов в прямоугольной системе координат  $(x, y)$  с началом в центре ТЦ, определяемым координатами ТЦ в архивах JMA. Максимум плотности точек разрядов определяет положение облачной стены. Множество точек разрядов в кольцевых структурах аппроксимируются окружностями, что позволяет определить три ее параметра: координаты центра и радиус.

Для их оценок использованы два подхода. Первый использует численную процедуру минимизации суммарного расстояния точек разрядов до аппроксимирующей окружности. Для этого была использована численная процедура минимизации суммарного расстояния точек разрядов до аппроксимирующей окружности по ее параметрам – координатам центра  $C=(x_c, y_c)$  и радиусу  $RCW$ . Для сравнения с данными архивов JMA и JTWC, координаты центра  $C=(x_c, y_c)$  были пересчитаны в географические координаты  $C=(\lambda_c, \varphi_c)$ . По характеристикам размаха радиального распределения точек разрядов оцениваются радиусы ее внешней  $ROUT$  и внутренней границы  $RIN$  и ширина облачной стены ( $ROUT-RIN$ ). Оценки точности расчетов координат центра и всех радиусов проводилась с помощью бутстреп-метода (Efron 1979). Среднеквадратичные отклонения координат центра находились в пределах  $(0,4 \div 1,4)$  км, а радиусов  $RIN$ ,  $RCW$ ,  $ROUT$  в пределах  $0,3 \div 1$  км. Точность оценки координат центра находится на уровне точности радарных оценок положения центра глаза  $\sim 3.5$  км.

Второй подход – корреляционный, требует предварительного расчета полей плотности разрядов на прямоугольной сетке, для чего в каждом узле сетки разряды суммируются с весами, зависящими от расстояния от узла до отдельного разряда. Весовая функция для каждого разряда – гауссиан, ширина которого равна погрешности оценки координат молнии (произведение скорости света на погрешность оценки момента времени молнии, которая дается в данных WWLLN). Далее в пространстве трех параметров окружности ищется максимум корреляции матрицы плотности точек разрядов с матрицей, рассчитываемой на той же сетке по заданным параметрам идеального кольцевого распределения плотности. В идеальном кольце радиальное распределение плотности задается гауссианом фиксированной ( $\sim 7$  км) ширины с максимумом на радиусе кольца. Поиск максимума

корреляции матрицы-апертуры и поля плотности разрядов дает оценки трех параметров окружности.

В обоих методах поиск минимума (максимума) используются простые процедуры регулярного поиска, они устойчивы к начальным приближениям и к асимметрии поля разрядов, быстро сходятся и дают близкие результаты. Поэтому в массовых расчетах используется первый метод. По радиальным распределениям проводятся оценки радиуса внутренней границы стены (радиус глаза) и внешней. Для расчета погрешностей оценок всех параметров используется метод случайных выборок (бутстрап-метод).

Рисунок 1 демонстрирует результаты оценок характеристик облачной стены на примере супертайфуна Haiyan 2013 года. Оценки характеристик облачной стены были получены по двух-часовым выборкам данных WWLLN в 6-часовые сроки бест-треков, т.е. в (0000, 0600, 1200, 1800, 2400) UTC  $\pm$  1 час для 7 ноября 2013.

Оценки параметров кольцевых структур показывают, что среднее расстояние от их центра и центра тайфунов по данным JMA около 12 км (при среднеквадратичном отклонении (СКО) 9 км), что сравнимо с расстоянием в 9 км (СКО  $\sim$  8 км) между центрами тайфунов в двух архивах JMA и JTWC. Оценки по ветру скаттерометра ASCAT дают для этого расстояния среднее 17 км (СКО  $\sim$  14 км). Следует отметить высокую корреляцию  $\sim$  0.85 между оценками радиуса максимального ветра скаттерометра ASCAT и радиуса облачной стены.

В качестве достоинства представленных методов можно отметить возможность оценивать геометрические характеристики облачной стены с достаточно высокой точностью, так как точки разрядов, регистрируемых сетями локализации молний, прямо связаны с положение мощных кучевых облаков в стене глаза. В работе показано, что точность оценок может быть выше оценок по спутниковым изображениям, достигая точности радиолокационных методов и ее можно контролировать bootstrap-методом. Методы позволяют оценивать радиус внешней границы облачной стены и ширину кольца облаков, образующих стену глаза, что не дают традиционные спутниковые методы. Эти методы могут прямо применяться и к данным других систем локализации молний. Также показано на примере супер-тайфуна Хайян, что в случае высокой плотности и частоты данных WWLLN можно проводить оценки в скользящем окне длительностью 15–30 минут и получать оценки параметров облачной стены с дискретностью 15–30 минут, сравнимую с дискретностью получения изображений ТЦ с геостационарных спутников.

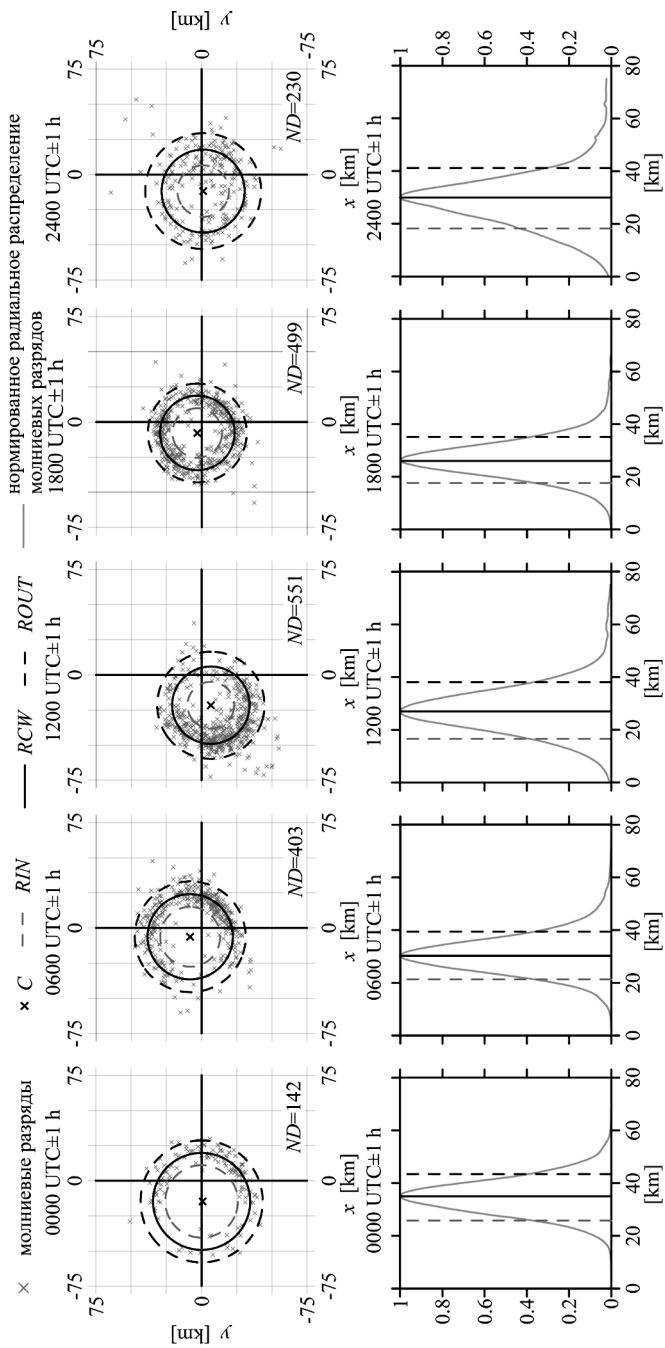


Рис. 1. Распределение молниевых разрядов в суперяйфуне Хайян 7 ноября 2013 г (верхняя панель) и окружности с радиусами об- лачной стены и ее внутренней и внешней границ. Нижняя панель – сглаженные радиальные распределения разрядов.

Однако перечисленные достоинства методов оценки характеристик облачной стены по данным WWLLN (или других LLS) могут быть реализованы только при достаточно большой плотности молний в центральной области зрелых интенсивных ТЦ. Но не во всех ТЦ складываются условия, при которых образуются кольцевые молниевые структуры и можно применять описанные методы. Как показала наша статистика, только в 72% тайфунов в поле молний наблюдались кольцевые структуры или их части в облачной стене (eyewall), а Vagasky (2017) выделяет только 39 % (32 ТЦ из 82 с ветром более 58,1 м/с по данным Vaisala's Global Lightning Dataset (GLD360) за 2012-2015 гг.) из всех тайфунов (ураганов), в которых множества точек разрядов на периодах, превышающих 6 часов, имели вид замкнутых колец. Отсутствие кольцевых молниевых структур может быть обусловлено недостаточно высокой эффективностью регистрации молний глобальной сетью WWLLN, которая очень изменчива и зависит от многих факторов – от конструктивных особенностей станций сети, времени суток, географических условий, состояния ионосферы и др. Однако описанные методы и алгоритмы могут применяться к данным любых сетей локализации молний с большей эффективностью регистраций молний, чем WWLLN, или к объединенным данным нескольких разных сетей локализации молний. Это позволяет рассматривать сети локализации молний как дополнительный к традиционным спутниковым инструмент в оперативной практике мониторинга ураганов, тайфунов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18–05–80011).

### Литература

1. Пермяков М.С., Поталова Е.Ю., Шевцов Б.М., Чернева Н.В., Holzworth R.H. Грозовая активность и структура тропических циклонов // *Оптика атмосферы и океана*. 2015. Т. 28. № 07. С. 638-643.
2. Пермяков М.С., Поталова Е.Ю., Дрога А.Н., Шевцов Б.М. Поля молниевых разрядов в тайфунах// *Исследование Земли из космоса*. 2017. № 4. с. 59–67.
3. Abarca S.F., Corbosiero K.L. and Vollaro D. The World Wide Lightning Location Network and Convective Activity in Tropical Cyclones // *Mon. Wea. Rev.* 2011. V. 139. P. 175 – 191.
4. DeMaria M., DeMaria R. T., Knaff J. A., and Molenaar D. Tropical Cyclone Lightning and Rapid Intensity Change // *Mon. Wea. Rev.* 2012. V. 140. No 6. P. 1828–1842.
5. Pan L.X., Oiu X.S., Liu D.X. et al. The lightning activities in super typhoons over the Northwest Pacific // *Sci.China Earth Sci.* 2010. V. 53. No 8. P. 1241-1248. doi: 10.1007/s11430-010-3034-z.
6. Vagasky, C., 2017: Enveloped Eyewall Lightning: The EEL Signature in Tropical Cyclones. *J. Operational Meteor.*, 5, 171-179, <https://doi.org/10.15191/nwajom.2017.0514>.

# ЦИФРОВОЙ ПОРТРЕТ СПЛОЧЕННОСТИ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА БЕРИНГОВА МОРЯ

**В.В. Плотников<sup>1,2</sup>, Н.М. Вакульская<sup>1</sup>, В.А. Дубина<sup>1,2</sup>**

*<sup>1</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева*

*<sup>2</sup>Дальневосточный государственный технический рыбохозяйственный университет,  
Владивосток, vlad\_plot@poi.dvo.ru*

Берингово море, расположенное на границе азиатского и американского материков, Северного ледовитого и Тихого океанов играет заметную роль в формировании климата и погоды в северном полушарии. Существенную роль в этих процессах играет ледяной покров моря, который является как индикатором крупномасштабной изменчивости в системе океан – ледяной покров – атмосфера, в задачах климатологии и прогноза погоды, так и основным природным лимитирующим фактором в задачах эффективного развития региона. Ледовые условия Берингова моря отличаются значительным многообразием и до настоящего времени в силу разных причин изучены недостаточно. Как правило, анализировалось распределение суммарной площади льда (ледовитость) в море и не оценивалась пространственно-временная дифференциация ледяного покрова, особенно такой важной его характеристики, как сплоченность [1–7].

При создании цифрового архива и оценки распределения сплоченности льда использовалась вся доступная информация о состоянии ледяного покрова моря за период с 1960 по 2017 гг. (карты ледовых авиаразведок до 1990 г и спутниковая информация, начиная с 1990 г.).

Для численного представления полей ледовых характеристик (сплоченности льда) акватория моря разбивалась на ряд сравнительно однородных районов. При этом пространственные масштабы выделенных районов не превышали 1° по широте и 2° по долготе. В прибрежных и отдельных прикромочных зонах, наиболее интересных с точки зрения их хозяйственного или научного значения, площади районов для снятия ледовых характеристик обычно уменьшались. В результате для численного представления структуры ледяного покрова акватория моря была разбита на 156 районов [5–6].

Использовались осредненные в рамках этих районов значения сплоченности льда, отнесенные к центрам соответствующих рай-



онов. Степень детализации сведений о ледовых условиях в данном случае напрямую зависит от размеров элементарных ячеек сетки, которой покрывается акватория моря, для снятия значений ледовых характеристик.

Вся терминология и понятия о ледовых явлениях, используемые в данной работе, соответствуют “Международной символике для морских ледовых карт и номенклатуре морских льдов” [3]. Учитывая достаточную точность привязки и дешифровки спутниковых данных, можно полагать, что возможные ошибки наблюдений и фиксирования полей сплоченности льда не превышают одного балла [5–6].

Если раньше состояние ледяного покрова описывалось вероятностными кривыми для определенных значений сплоченности [1, 2, 5–7], то создание цифровой базы данных о состоянии ледяного покрова моря позволило всесторонне оценить климат сплоченности льда с заданной точностью и в любом возможном диапазоне значений (рис. 1).

В Беринговом море продолжительность ледового периода в зависимости от суровости зимы и района моря может изменяться в широком интервале от 80 до 252 в мягкие зимы, от 120 до 294 дней – в умеренные и от 170 до 365 дней – в суровые зимы.

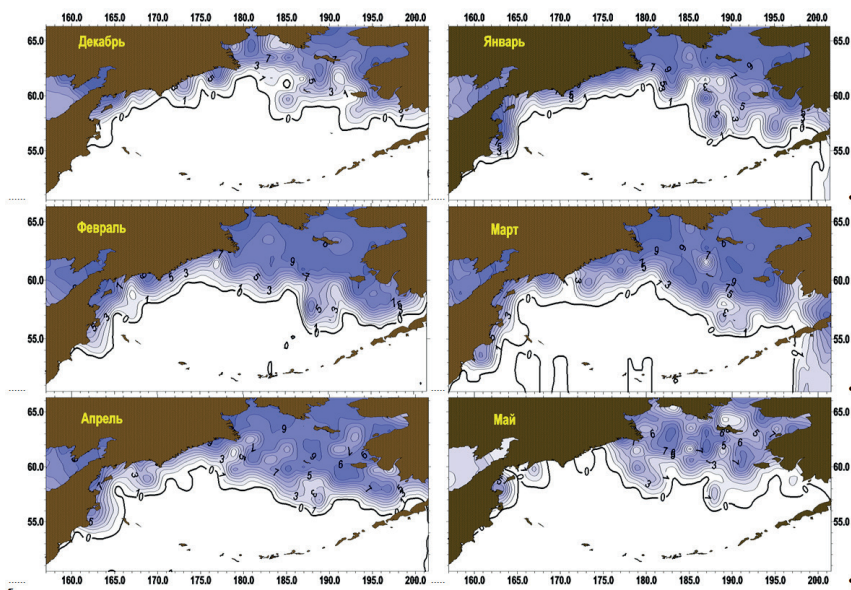


Рис. 1. Распределение средних многолетних сплоченностей льда в Беринговом море.

Однако, в практических целях наиболее интересен период с декабря по май, когда распространение ледяного покрова достаточно заметно. В остальное время исследуемая акватория в силу климатических особенностей практически свободна ото льда, и учесть его наличие в отдельных областях можно в вероятностном плане. Соответственно и изменчивость ледовых условий в это время близка к нулю.

В зимы с малым распространением льда максимум развития ледяного покрова может наступить в конце февраля и достигнуть лишь 20% от площади моря. Для ледовитых зим характерно смещение максимума ледовитости на первую половину апреля, когда она достигает значения 56%. В зимы близкие к нормальным возможно существование двух максимумов ледовитости – в конце февраля или первой половине апреля достигающих значение 37%.

Ледообразование начинается и интенсифицируется в северных районах моря. В декабре и январе процесс ледообразования усиливается и распространяется на юг. Если на западе моря это движение осуществляется вдоль берега, то в центральной и восточной частях распространение осуществляется прямо на юг, не привязываясь к береговой черте. В феврале – апреле ледяной покров достигает максимального развития, лед занимает всю северную половину моря и районы, прилегающие к восточному побережью Камчатки, вплоть до южной ее оконечности. Во второй половине апреля начинается очищение моря от льда. В мае и первой половине июня кромка льда быстро смещается к северу.

Основные черты распределения сплоченности льда. Отдельные зоны максимальной сплоченности (до 10 баллов) формируются на севере моря уже в декабре (рис. 1). Далее они постепенно распространяются к югу, особенно активно вдоль западного побережья американского материка. В апреле зона сплоченных льдов начинает отступать к северу и к середине мая практически по всему морю максимальная сплоченность не превышает 7–8 баллов.

В отдельных районах иногда в мае наблюдается увеличение количества льда сплоченностью до 10 баллов под воздействием дрейфа льда.

Повторяемость льда сплоченностью не выше 7 баллов весьма высока до февраля и начиная с мая. В период же активного развития ледяного покрова за счет вихревых процессов сплоченность может уменьшаться до нуля, что наиболее характерно для западного побережья моря. Интересной особенностью многолетнего распределения

зон различной сплоченности является их расположение, часто повторяющее конфигурацию берегов и рельефа дна. Кроме того отмечается заметная монотонность при переходе от зоны к зоне, т.е. в большинстве случаев зоны льда большей сплоченности сменяются зонами чуть меньшей градацией сплоченности, за исключением прибрежных районов. Следует отметить также, что зона минимальной сплоченности (меньше 1 балла) существует только в центральной части моря. В каждом районе Берингова моря можно отметить свои характерные особенности распределения сплоченности льда. Наиболее сложными по сплоченности льда являются районы Берингова пролива, Анадырского и Карагинского заливов. Им аналогичен район моря между о-вом Св. Лаврентия и заливом Нортон. Легкими по сплоченности льда районами являются залив Олюторский и центральный участок моря вблизи о-ва Св. Матвея (рис. 1).

Сформированный архив цифровой информации о состоянии ледяного покрова (сплоченности) моря, позволил составить и проанализировать цифровой портрет, а также дифференцировать различные структуры в климатических распределениях сплоченности льда. Выявленные особенности пространственно-временной структуры сплоченности льда могут быть использованы при моделировании состояния ледяного покрова, а также при решении ряда практических задач хозяйственного освоения акватории Берингова моря.

### Литература

1. Вакульская Н. М., Плотников В. В. Оценки параметров состояния ледяного покрова Берингова моря // Криосфера Земли. 2014. Т. XVIII. № 1. С. 92-100.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том IX. Берингово море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия. С-Петербург: Гидрометеоиздат, 1999. 300 с.
3. Международная символика для морских ледовых карт и номенклатура морских льдов. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 56 с.
4. Плотников В. В., Вакульская Н. М. Изменчивость ледовых условий Берингова моря во второй половине XX - начале XXI века // Известия ТИНРО. 2012. Т. 170. С. 220-228.
5. Плотников В. В. Изменчивость ледовых условий дальневосточных морей России и их прогноз. Владивосток: Дальнаука, 2002. 172 с.
6. Плотников В. В. Изменчивость ледяного покрова Берингова моря // Метеорология и гидрология. 1997. №7. С. 53-60.
7. Якунин Л. П. Ледовые исследования на дальневосточных морях // Тр. ДВНИГМИ. 1979. Вып. 77. С.102-107.

# ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДОВ МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ ПРИ РАСПОЗНАВАНИИ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН ПО ДАННЫМ ЧИСЛЕННЫХ МОДЕЛЕЙ

**Е.Ю. Поликутин, И.С. Олейников**

*Дальневосточный федеральный университет  
polikutinevgeny@gmail.com*

Задача объективного распознавания и определения местоположения атмосферных фронтов является актуальной уже более 50 лет. На настоящий момент в большинстве случаев определение и нанесение на карту фронтов выполняется метеорологами, что приводит к большому количеству расхождений [1]. Между тем, существование такого объективного метода позволило бы сэкономить время и ресурсы синоптиков, сравнивать результаты работы различных моделей атмосферы и проводить исследования атмосферных фронтов в результате долгопериодного климатического моделирования.

Существующие на данный момент подходы к автоматизированному распознаванию фронтов показывают значительные расхождения при сравнении [2]. Все эти методы используют данные, полученные в результате работы численных моделей, на какой-то сетке. До сих пор не существует общепринятого объективного, количественного определения атмосферного фронта, а имеющееся качественное определение как границы раздела воздушных масс является неточным, и, в частности, непригодно для автоматизации.

В данной работе используется другой подход, основанный на новейших достижениях в области машинного обучения и распознавания образов: семантическая сегментация с использованием глубоких нейронных сетей. Задачей семантической сегментации является присвоение каждому пикселю изображения какого-то из числа заранее определённых классов. Данный подход требует большого количества заранее размеченных изображений для обучения сети.

В открытом доступе отсутствуют размеченные данные атмосферных фронтов, поэтому в данной работе использовался единственный публично доступный источник подобной информации: архив бюллетеней приземного анализа Национальной метеорологической службы США [3]. Данные бюллетеней были преобразованы в машиночитаемый формат, и фронты были отрисованы на сетке

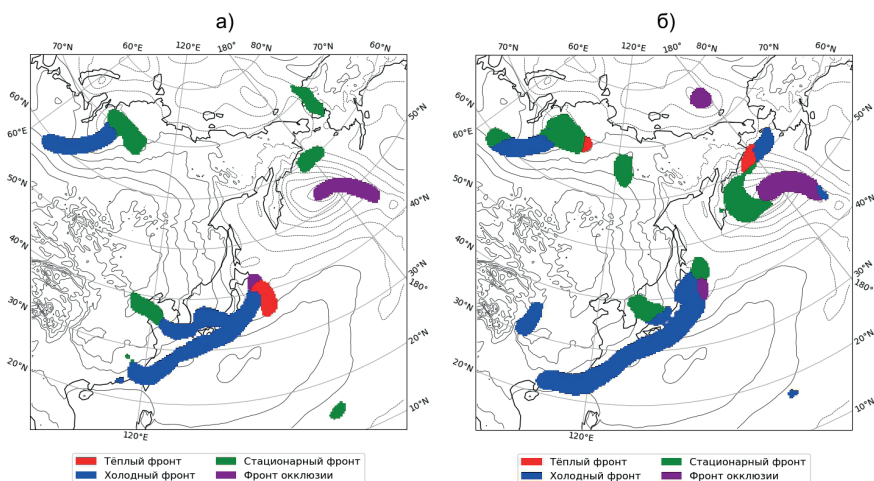


Рис. 1. а). Результат работы разработанной модели; б). результат работы одной из отвергнутых моделей; выделены фронтальные области, на 05.01.2019, 00:00 UTC.

реанализа NARR [4], результаты которого использовались как входные данные.

На полученных данных было обучено несколько популярных современных нейронных сетей [5][6][7]. Сравнение моделей осуществлялось с использованием классической для задач семантической сегментации метрики IoU.

Лучшая из моделей – DeepLabv3+ [5] – достигла результата  $\text{IoU} = 0.4951$ .

Большой интерес в рамках данной работы представляла возможность применения модели не над территорией Северной Америки, а, например, над территорией России. Модель была применена над территорией Дальнего Востока и, хотя провести количественную оценку представляется сложным из-за отсутствия размеченных датасетов, показала качественно хорошие результаты.

Таким образом, в ходе работы успешно разработан метод определения местоположения атмосферных фронтов, использующий методы машинного обучения.

### Литература

1. Renard R.J. Experiments in numerical objective frontal analysis / R.J. Renard, L.C. Clarke // Monthly Weather Review. – 1965. – Vol. 93. – № 9. – P. 547-556.

2. Thomas C.M. Global Climatologies of Fronts, Airmass Boundaries, and Airstream Boundaries: Why the Definition of “Front” Matters / C.M. Thomas, D.M. Schultz // Monthly Weather Review. – 2018. – Vol. 147. – Global Climatologies of Fronts, Airmass Boundaries, and Airstream Boundaries. – № 2. – P. 691-717.

3. Herzmann D. IEM : NWS Text Product by Issuing Center by Date [Электронный ресурс]. – URL: <https://mesonet.agron.iastate.edu/wx/afos/list.phtml> (дата обращения: 28.03.2019).

4. ESRL : PSD : NCEP North American Regional Reanalysis (NARR) [Электронный ресурс]. – URL: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.narr.html> (дата обращения: 21.11.2018).

5. Encoder-Decoder with Atrous Separable Convolution for Semantic Image Segmentation / L.-C. Chen [et al.] // arXiv:1802.02611 [cs]. – 2018.

6. Pyramid Scene Parsing Network / H. Zhao [et al.] // arXiv:1612.01105 [cs.CV]. – 2016.

7. Kirillov A. A Unified Architecture for Instance and Semantic Segmentation / A. Kirillov, R. Girshick, P. Dollár. – P. 48.

# НОВЫЕ МЕТОДЫ И СИСТЕМЫ АКУСТИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ГАЗОЖИДКОСТНЫХ ПОТОКОВ

Ю.А. Половинка, А.О. Максимов

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
yrvlad@poi.dvo.ru*

В докладе проведен анализ известных методов и устройств, используемых в составе систем экологического мониторинга и охраны водных акваторий, а также описаны новые, акустические методы и варианты устройств, функционирующие на их основе. Методы и устройства разрабатываются в ТОИ ДВО РАН в рамках фундаментальных исследований закономерностей акустики многофазных сред, применительно к особенностям процессов и технической инфраструктуры добычи, транспортировки и переработки углеводородов в природно-климатических условиях Дальневосточного федерального округа (ДФО).

Классификация процессов экологического мониторинга водных объектов (морей, озёр, рек, бухт, заливов и портовых акваторий), в зависимости от характерных признаков: расположения, степени опасности, последствий для окружающей среды и населения, а также типов измерений параметров выходящих потоков углеводородов, приведена в таблице 1.

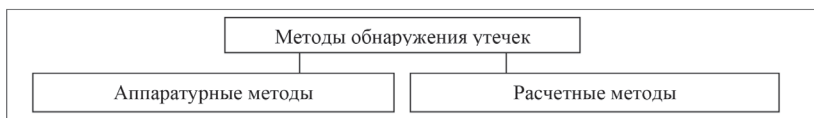
Таблица 1

## Классификация объектов и процессов экологического мониторинга

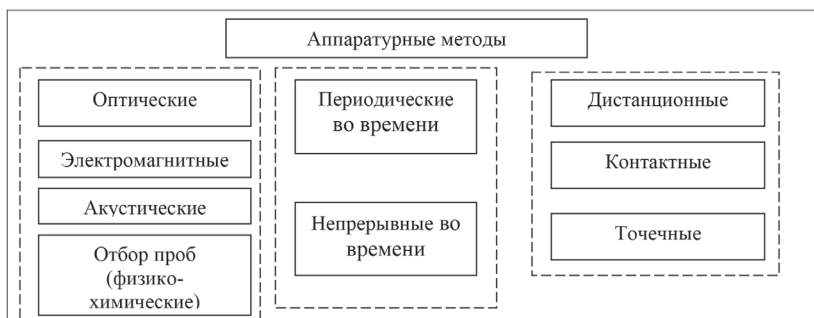
Объекты и процессы экологического мониторинга	<i>природные; техногенные</i>
Расположение	<i>поверхность моря; водная среда; поверхность дна</i>
Степень опасности	<i>особо опасные</i> - после обнаружения, требующие проведения эвакуации населения; <i>опасные</i> - после обнаружения, не требующие проведения эвакуации населения; <i>не опасные</i> - требующие проведения контроля изменений параметров среды

Возможные последствия	<i>угроза жизни и здоровью населения; гибель биологического сообщества; нарушение экологического равновесия; изменения климата</i>
Физические принципы измерений	<i>оптические; электромагнитные; акустические</i>
Методики диагностики и контроля	<i>дистанционные; контактные; отбор и постобработка проб</i>
Виды измерений	<i>точечные; пространственные 2-х мерные; пространственные 3-х мерные</i>
Измерения во времени	<i>периодические; непрерывные</i>

(а)



(б)



(в)

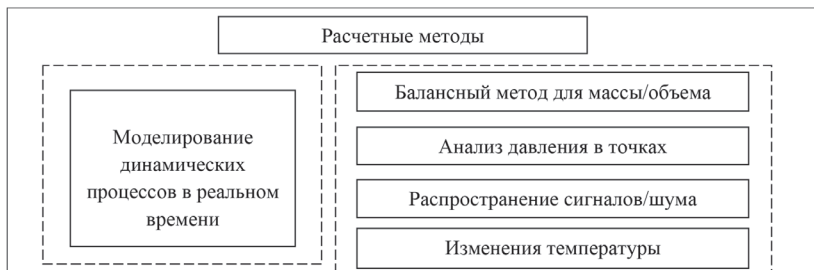


Рис. 1. Классификация методов обнаружения техногенных утечек и природных выходов газа: (а) – методы обнаружения утечек; (б) – аппаратурные методы; (в) – расчетные методы.



Используемые в настоящее время, методы и технические системы контроля техногенных утечек углеводородов и выходов природных газов в водных акваториях, основаны на измерениях различными датчиками параметров окружающей среды и углеводородов, размещаемых в трубопроводах, в придонных осадках и в акваториях водных объектов. Обнаружение и локализация мест выходов газа, определение параметров потоков углеводородов выполняются с помощью аппаратных методов измерений и/или путем численного моделирования, рис. 1.

Предлагаемые новые методы и устройства относятся к акустическому типу, по виду используемых волн, рис. 1(б), и позволяют выполнять непрерывную во времени и дистанционную в пространстве диагностику газожидкостных потоков в водных акваториях. Реализация методов основана на регистрации эмиссионного излучения и/или отраженных акустических сигналов, с последующей фокусировкой сигналов от образующихся и пульсирующих в жидкости газовых пузырьков с помощью, обращающих волновой фронт [1,2], акустических антенн, рис. 2.

Методы и устройства [3-6] могут использоваться для дистанционного обнаружения и мониторинга подводных сипов и техногенных

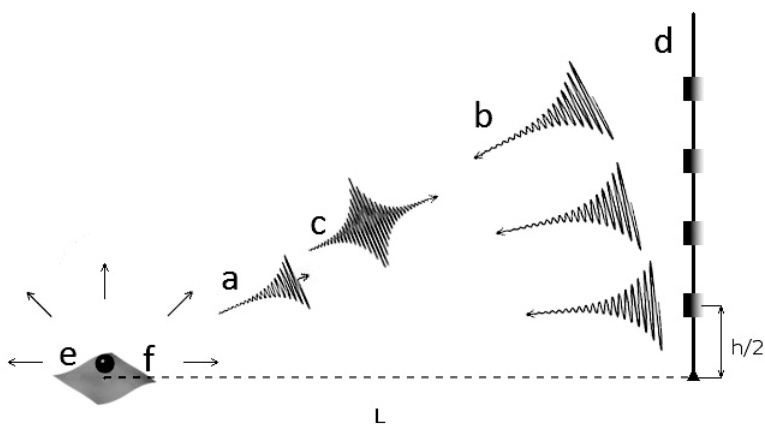


Рис. 2. Вид сигналов при реализации методов: (а)– эмиссионный сигнал, генерируемый газовым пузырьком при рождении, (b) – обращенные во времени сигналы, излучаемые антенной, (c) – импульс генерируемый пузырьком под действием обращенной во времени волны, (d)–антенна, (e)–газовый пузырек, рождающийся в месте утечки, (f) – дно, L – расстояние от источника до антенны, h/2–расстояние между датчиками.

утечек газа [7], а также для обнаружения объектов (аквалангистов, подводных аппаратов), генерирующих в процессе функционирования пузырки, в водных акваториях, рис. 3.

Выполняемый, с помощью предлагаемых методов и устройств, акустический мониторинг позволяет: во-первых, непрерывно, в реальном времени обнаруживать и контролировать наличие газо-жидкостных потоков в морских акваториях. Во-вторых, позволяет проводить количественные измерения объема выходящих со дна газообразных углеводородов, как с целью исследований потенциально важного природного источника энергии, так и как важного фактора, вызывающего неблагоприятные изменения глобального климата на

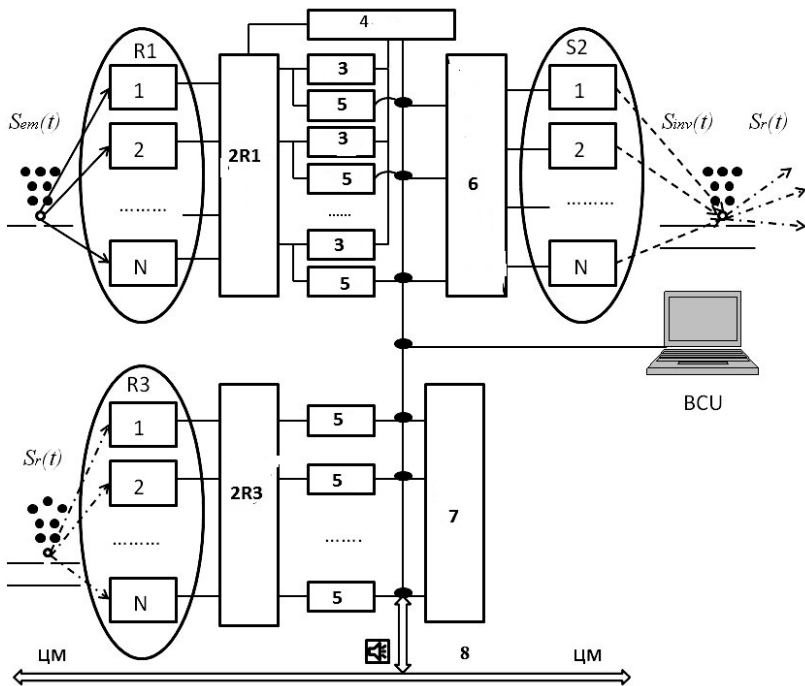


Рис. 3. Функциональная схема устройств: R1 и R3 – блоки приемных антенн антенного блока, S2 – блок излучающей антенны, 2R1 и 2R3 - запоминающие устройства блоков R1 и R3, соответственно, 3 - устройства расчета спектров окружающего шума в районе контроля, 4 – устройство анализа антенны R1, 5 – блок полосовой фильтрации, 6 – блок обращения во времени и формирования сигналов возбуждения, 7 – блок управления и расчетов для обнаружения присутствия отражающего источника звука, 8 - линия связи с центром мониторинга (ЦМ) или оператором.

Земле. В-третьих, проводить контроль утечек газа из трубопроводов и хранилищ, для предотвращения техногенных аварий, ввиду роста числа добывающих платформ и развитием сетей подводных газопроводов. И наконец, в-четвертых, обнаруживать области резонансно рассеивающих пузырьков газов, которые оказывают существенное влияние на эффективность работы стандартного гидроакустического оборудования, как гражданского, так и военного назначения. Оптимальное решение приведенных выше задач с точки зрения финансовых затрат, сложности используемых систем контроля, надежности и качества получаемых данных, оптимально на основе предлагаемых акустических методов и реализующих эти методы, устройств.

Работы в 2018-2020 годах выполняются при поддержке Программы фундаментальных исследований «Дальний Восток», проекты №18-I-004 и №18-5-050.

#### Литература

1. Maksimov A., Polovinka Y. Volume oscillations of a constrained bubble. *Physics of Fluids*. - Melville, NY: AIP Publishing, 2013, 062104.
2. Половинка Ю.А., Максимов А.О. Обнаружение подводных утечек газа с помощью обращенных во времени акустических сигналов // Ученые записки физического факультета Московского Университета. 2017. № 5. 1750127. <http://uzmu.phys.msu.ru>
3. Половинка Ю.А., Максимов А.О. «Метод пассивного акустического мониторинга придонных газожидкостных потоков» / Патент на изобретение РФ №2521717 С1 //БИПМ, №19, ФИПС, Москва, 10.07.2014.
4. Половинка Ю.А., Максимов А.О. «Геоакустический комплекс пассивного обнаружения придонных газожидкостных потоков» / Патент на полезную модель РФ № 129639 U1 // БИПМ, № 18, 2013, ФИПС, Москва, 27.06.2013.
5. Половинка Ю.А., Максимов А.О. «Пассивно-активный акустический метод обнаружения и локализации утечек газа в газожидкостной среде» / Патент на изобретение РФ №2584721 С1 //БИПМ, №14, ФИПС, Москва, 20.05.2016.
6. Половинка Ю.А., Максимов А.О. «Гидроакустическая станция для обнаружения и локализации утечек газа» / Патент на изобретение РФ №2584721 С1 // БИПМ, №21, ФИПС, Москва, 27.07.2016.
7. Yuri A. Polovinka, Alexey O. Maksimov. The peculiarities of the implementation of time reversal method for gas leakage detection on Sakhalin shelf. *Proceedings of Meetings on Acoustics*. Vol.24. No. 070002 (2015). 2015. DOI:10/1121/2000010.

# ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ РЕЗУЛЬТАТОВ РАСЧЁТА ЛЕДОВИТОСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ JAPAN METEOROLOGICAL AGENCY И NATIONAL ICE CENTER

**В.А. Романюк<sup>1</sup>, В.М. Пищальник<sup>2</sup>, И.Г. Минервин<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>ООО «РН-СахалинНИПИморнефть», г. Южно-Сахалинск,  
*varomanyk@sakhnipi.ru*

<sup>2</sup>ФГБОУ ВО «Сахалинский государственный университет», г. Южно-Сахалинск,  
*vpishchalnik@rambler.ru, igor@minervin.ru*

Выполнен сравнительный анализ ледовитости Охотского моря, рассчитанной по данным Japan Meteorological Agency и интерактивной мультисенсорной системы картирования Multisensor Analyzed Sea Ice Extent – Northern Hemisphere.

В конце 1970-х широкое применение при изучении ледяного покрова арктических и замерзающих морей получили данные дистанционного спутникового зондирования. Получаемая с использованием различных методов зондирования и алгоритмов обработки информация в разные временные периоды по мере совершенствования спектрорадиометров имела различное пространственное разрешение и точность. На основе измерений с микроволнового сканирующего радиометра AMSR2 (Advanced Microwave Scanning Radiometer 2), Japan Meteorological Agency (JMA) в конце каждого ледового сезона размещает на своём сайте ледовые карты-схемы для акваторий Охотского и Японского морей. Коллекция карт-схем имеет пентадную дискретность и доступна за период с 1971 г. по настоящее время. AMSR2 обеспечивает получение данных с разрешением от 35х62 км на частоте 6.9 ГГц до 3х5 км на частоте 89 ГГц [1].

Установлено, что наибольшие разности площади ледяного покрова, рассчитанные на основе авиационных и спутниковых наблюдений для периода с 1971 по 1978 гг. составляют от 7 до 15 %. Средняя разность для периода 1978-1989 гг. – 4%, а после 1990 г. не превышает 1-2% от площади ледяного покрова [2]. С применением микроволновых радиометров современные алгоритмы позволяют в автоматическом режиме различать границу льда и сплоченность морского льда, однако, из-за низкого разрешения спутниковых данных погрешность

определения местоположения кромки льда может составлять от десятков до сотен километров.

Для повышения точности определения ледовых границ National Snow and Ice Data Center (NIC) (<https://nsidc.org/>) была запущена программа Multisensor Analyzed Sea Ice Extent – Northern Hemisphere (MASIE). Основная особенность MASIE – совместное использование данных пассивного микроволнового и видимого диапазонов. Такой подход повышает номинальное пространственное разрешение до 1 км. Кроме того, информация о состоянии ледяного покрова по данным мультиспектральной системы картирования имеет ежедневную дискретность, что позволяет детализировать результаты дешифрирования морского льда. Продукты MASIE размещены в свободном доступе на сайте <https://nsidc.org/data/masie> и доступны в форматах CSV, ASCII, GeoTIFF, PNG, SHP (шейп-файлы) и Google Планета Земля (KML).

### ***Методика расчётов***

Расчёты площади ледяного покрова Охотского моря по картам-схемам ЖМА выполнялись с использованием разработанного в лаборатории дистанционного зондирования Сахалинского государственного университета программного комплекса «ЛЁД» [2]. Вычисления ледовитости производились в границах Охотского моря, определенных ГУНиО [3].

Наиболее удобным, с точки зрения получения значений площади льда Охотского моря, является текстовый формат, предназначенный для представления табличных данных (\*.csv). Табличные данные NIC содержат числовые значения (в км<sup>2</sup>) общего количества льда в Охотском и Японском морях. Площадь ледяного покрова отдельно для Охотского моря рассчитывалась при помощи геоинформационной системы (ГИС) ArcGIS. На первом этапе в ГИС были загружены шейп-файлы, которые содержат в себе геометрическую, атрибутивную и пространственную информацию об объектах. Затем при помощи инструментов редактирования был создан полигональный слой с границами Охотского моря. На втором этапе для каждого shape-файла вычислялась площадь полигона в пределах Охотского моря с последующим внесением полученных данных в единую таблицу. После формирования таблицы данные приводились к пентадной дискретности для корректного сравнительного анализа с данными ЖМА. Расчёты выполнены для ледового сезона 2017-2018 гг.

На наш взгляд, данные MASIE имеют более высокую точность, поэтому они были приняты за базовые. Абсолютное отклонение рассчитывалась, как

$$S_{jma} - S_m \quad (1),$$

где  $S_m$  – ледовитость по данным MASIE,  $S_{jma}$  – ледовитость по данным JMA.

Относительное отклонение рассчитывалось по формуле:

$$(S_{jma} - S_m) / S_m \times 100\% \quad (2).$$

### Обсуждение полученных результатов

Если рассмотреть абсолютное отклонение ледовитости между данными MASIE и JMA, мы видим, что они изменяются в диапазоне от – 35 до +53 тыс. км<sup>2</sup> (размах колебаний 5% от площади моря), при этом колебания абсолютного отклонения имеют псевдопериодический характер (рис.1), поэтому нельзя отдать истинного предпочтения тому или иному источнику данных. Однако, рассмотрев относительное отклонение (рис.2), мы видим, что существенные различия значений в исходных данных имеются на фазах развития и разрушения ледяного покрова. Наибольшие величины относительных отклонений отмечены на фазах развития (до 70%) и разрушения ледяного покрова (до 18%) и напрямую связаны с характеристиками сканирующих спектрорадиометров и применяемыми алгоритмами обработки данных.

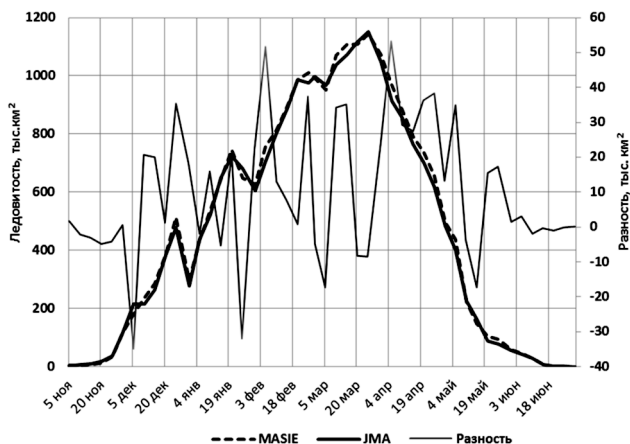


Рис. 1. Сезонная изменчивость ледовитости Охотского моря и разность данных JMA и MASIE

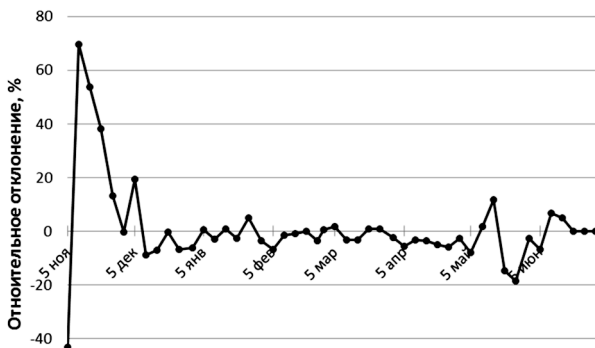


Рис. 2. Относительное отклонение ледовитости по данным MAISE и JMA.

Высокая разность данных в январе обусловлена развитием квазистационарных прибрежных полыней, площадь которых в январе может достигать 40% от общей ледовитости моря. Начальные виды льда характеризуются пониженными яркостными температурами и более темным тоном на видимых изображениях. Анализ полей альбедо поверхности, восстановленных по измерениям спектрорадиометра MODIS со спутника «Aqua» позволил определить, что сплоченность льда в зонах полыньи превышала 8-9 баллов, в то время как оценка сплоченности, измеренным радиометром AMSR-E с того же спутника, давала существенно более низкие значения – 4-8 баллов [4]. В период с февраля по апрель величина относительного отклонения стремится к нулю.

Большие величины относительных отклонений отмечены на фазах и разрушения ледяного покрова и обусловлены тем, что микроволновый метод зондирования заметно хуже идентифицирует начальные виды льда, в отличие от совместного использования данных пассивного микроволнового и видимого диапазонов. На стадии разрушения, под воздействием солнечной радиации, в южном регионе Охотского моря на поверхности ледяного покрова появляется вода [5]. Определение параметров морского льда во время оттепели при наличии жидкой фазы на его поверхности в микроволновом диапазоне невозможно, поскольку влажные снег и лед ведут себя как «абсолютно черное тело», и в период таяния разность температур становится отрицательной [6]. Именно поэтому в апреле и мае величина относительного отклонения увеличивается.

## **Выводы**

Сравнительный анализ ледовитости Охотского моря по данным MAISE и JMA позволил заключить, что разность значений ледовитости не является критичной и находится в пределах точности расчётов. Основным достоинством программы MASIE является ежедневное предоставление информации, что позволяет решать научные и практические задачи в более детализированном пространственно-временном масштабе. Несмотря на то, что данные JMA уступают MASIE по частоте обновления и детализации, JMA предоставляет данные о сплоченности ледяного массива по четырем градациям, рекомендуемых номенклатурой WMO (1-3, 4-6, 7-8, 9-10 баллов), что крайне полезно в оперативном ледовом обслуживании [7]. Совместное использование данных JMA и MASIE расширяет возможности изучения ледового режима Охотского моря.

## **Литература**

1. Митник Л.М., Митник М.Л., Заболотских Е.В. Спутник Японии GCOM-W1: моделирование, калибровка и первые результаты восстановления параметров океана и атмосферы // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2013. Т. 10. № 3. С. 135–141.
2. Романюк В.А., Пищальник В.М., Бобков А.О., Минервин И.Г. Основные принципы работы программного комплекса «ЛЁД» // Физика геосфер: Девятый Всероссийский симпозиум, 31 августа – 4 сентября 2015 г., г. Владивосток, Россия: мат. докл. / Учреждение Российской академии наук Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН. Владивосток: Дальнаука, 2015. С. 556-561.
3. Границы океанов и морей. № 9031. СПб.: ГУНиО МО, 2000. С. 127–137.
4. Даркин Д.В., Митник Л.М., Митник М.Л. Спектры коэффициентов излучения молодого льда в микроволновом диапазоне по данным измерений со спутника AQUA (на примере Охотского и Японского морей) // Исследование Земли из космоса, 2008. №1. С.3-14.
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, 2015а. Т. 85. № 1. С. 24-32.
6. Носенко О.А., Долгих Н.А., Носенко Г.А. Снежный покров центра Европейской части России по данным AMSR-E и SSM/I // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов. Сборник научных статей. – М.: ООО "Азбука-2000", 2006. Т. 1. С.296-301
7. WMO Sea-Ice Nomenclature. Geneva. 1970. WMO # 259. TP. 145. P. 1. E-3–E-8.



# ПРОЯВЛЕНИЕ ГЛОБАЛЬНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В МОРЯХ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

**Н.И. Рудых, И. Г. Ростов, Е.В. Дмитриева**

*Тихоокеанский океанологический институт им.В.И. Ильичева  
rudykh@poi.dvo.ru*

Следствием глобальных климатических изменений в различных регионах и геосферах чаще всего являются устойчивые тенденции и статистически значимые тренды различных гидрометеорологических характеристик, которые вызывают масштабные экологические и экономические перестройки морских экосистем [1, 2, 3]. Особенности климата в окраинных морях Западной Пацифики определяются географическим положением, различием в антропогенной нагрузке на побережья, муссонным характером атмосферной циркуляции, локальными особенностями полей гидрологических параметров среды и течений, а также не одинаковым взаимодействием акваторий этих морей с прилегающими районами суши и Тихого океана. Цель настоящей работы - анализ возможных причинно-следственных связей межгодовых изменений гидрометеорологических параметров на акватории этих морей за последние четыре десятилетия, обобщение и уточнение региональных термических характеристик. Для этого использовались данные по приземной температуре воздуха ( $T_a$ ) и температуре воды поверхности океана ( $T_w$ ) на 33-х гидрометеорологических прибрежных станциях (ГМС) Росгидромета, расположенных в Охотском и Японском морях, из архивов Госфонда (<http://meteo.ru/>) и наблюдений  $T_a$  на 48 метеостанциях (МС) глобальной климатической сети GHCN-M (V3) NOAA (<https://www.ncdc.noaa.gov/ghcnm/v3.php>) за период с 1978 по 2017 г. Кроме этого, привлекались данные оптимальной интерполяции  $T_w$  (NOAA OI SST V2) и реанализа  $T_a$  (NCEP/NCAR Reanalysis-1), поля ветра за 1982-2017 гг., а также климатические индексы, позволяющие оценить влияние и вклад крупномасштабных процессов в межгодовую изменчивость термических характеристик исследуемого района. Учитывая особенности летнего и зимнего муссонов, были выделены условно теплый (июнь-сентябрь) и условно холодный (ноябрь-март) сезоны. Для всех временных рядов рассчитаны тренды по аномалиям, определяемым как отклонение

от средней величины за все годы 30-летнего периода 1984–2013 гг. В качестве критического значения коэффициента корреляции на 5 %-ном уровне значимости линейного тренда была принята величина 0,31 (коэффициент детерминации  $R^2 \geq 0,11$ ). Для рядов по температуре воды проведено разложение множества на главные компоненты, или эмпирические ортогональные функции (ЭОФ). По трем главным компонентам ЭОФ методами кластерного анализа [4] в каждом море были выделены три-четыре относительно обособленных по характеру изменений района. Желтое и Восточно-Китайское моря рассматривались как единый бассейн.

Анализ полей давления, ветра и климатических индексов показал, что примерно к 1987 г. в исследуемых районах закончился период наибольшего обострения барического градиента между Алеутской депрессией и Сибирским максимумом в зимний период [1], сопровождавшийся накоплением отрицательных аномалий температуры. Ослабление влияния на циркуляционную деятельность в атмосфере этих центров действия приводит к росту  $Ta$  и  $Tw$  на акватории Охотского, а также в отдельных районах Японского и Желтого/Восточно-Китайского морей. Также с конца 80-х годов наблюдается резкое возрастание амплитуд колебаний  $Ta$ . С этого времени сначала в Японском, а затем в Охотском море отмечается фаза сравнительно устойчивого накопления положительных аномалий  $Ta$  и потепления. В морях, расположенных к югу от Японского, переход к такой фазе начался только после 2011 г. Следует отметить, что, за исключением Охотского, в морях исследуемого региона проявляется так называемая «пауза» в потеплении 1998-2011 в межгодовом ходе и температуры воздуха и температуры воды. Начало этого события совпадает с явлением Ла Нинья [3, 5] и отрицательной фазой в распределении накопленных аномалий Тихоокеанской декадной осцилляции (PDO).

Многообразие межгодовых пространственно-временных вариаций  $Tw$  в исследуемых регионах есть результат взаимодействия большого числа разномасштабных процессов в море и атмосфере. В некоторых районах хорошо заметно влияние возрастающих температурных контрастов суша-море предположительно в результате антропогенной деятельности («острова тепла»). Примером таких районов является участок акватории у западной части о. Хонсю в Японском море, где значительные положительные аномалии существуют в течение всего года и Бохайский залив. А в устьевой области р. Янцзы в западной части Восточно-Китайского моря создаются особые усло-

вия для быстрого прогрева распресненного приповерхностного слоя стоковой линзы в летне-весенние месяцы года [6].

По данным прибрежных метеостанций изменения среднегодовых значений  $T_a$  характеризовались положительными трендами величиной  $0,08-0,56^{\circ}\text{C}/10$  лет, а их средние значения представлены в таблице 1. Угол наклона линейного тренда  $T_a$  возрастает в направлении от низких широт к более высоким.

Таблица 1

**Изменения среднегодовых значений температуры воздуха и воды  
в морях Западной Пацифики**

Море	КЛТ* $T_a$ на МС (ГМС), $^{\circ}\text{C}/10$ лет	КЛТ $T_a$ по реанализу, $^{\circ}\text{C}/10$ лет	Наибольшие КЛТ $T_a$ , $^{\circ}\text{C}/10$ лет	Наиболь- шие КЛТ $T_w$ , $^{\circ}\text{C}/10$ лет	$\Delta T_w^{**}$ , $^{\circ}\text{C}$
Охотское	0,34	0,43	0,96 (зима)	0,51 (лето)	0,8
Японское	0,29	0,22	0,40(зима)	0,41(лето)	1,0
Желтое/Восточ- но-Китайское	0,26	0,22	0,37 (ноябрь)	0,31(лето)	0,7
Южно-Китайское	0,17	0,03	0,21(зима)	0,18(зима)	0,4

\*КЛТ- коэффициент наклона линейного тренда

\*\* $\Delta T_w$  - увеличение среднегодовых значений за последние 40 лет

Общие тенденции и особенности пространственных изменения трендов приземной  $T_a$  и  $T_w$  хорошо согласуются между собой и характеризуются тесными корреляционными связями. Практически во всем регионе тренды среднегодовой  $T_w$  положительны, небольшие отрицательные величины наблюдаются только в отдельных районах Желтого и Южно-Китайского морей. Охотское и Японское моря в целом отличаются наибольшими положительными трендами среднегодовых значений  $T_w$  ( $0,20$  и  $0,24^{\circ}\text{C}/10$  лет, соответственно). За исключением Южно-Китайского моря, максимальные значения трендов отмечаются летом – обычно они в  $1,3-2,2$  раза выше по сравнению со среднегодовыми.

На фоне устойчивого потепления климата выделяется переходный период со значительными колебаниями  $T_a$  и  $T_w$  на интервале конца 80-х - начала 2000-х годов. Анализ межгодовых колебаний различных климатических индексов выявил в этот период изменение основных характеристик, определяющих циркуляцию атмосферы и океана и теплообмен между ними. Произошедшие в результате климатического сдвига изменения положения и выраженности центров

действия атмосферы определяют характер муссонной циркуляции и влекут за собой изменения состояния барических полей и ветрового режима над акваториями рассматриваемых морей. Отмечается возрастание скорости ветров южных румбов в период летнего муссона и ослабления северных зимой во всех морях, кроме Южно-Китайского. В межгодовом ходе ускорение в среднем составило 0,5-0,7 м/с при некотором увеличении продолжительности действия летнего муссона, а уменьшение скорости северных ветров зимой - 0,3-0,6 м/с. Усиление летнего муссона приводит к адвекции более теплого (и влаж-

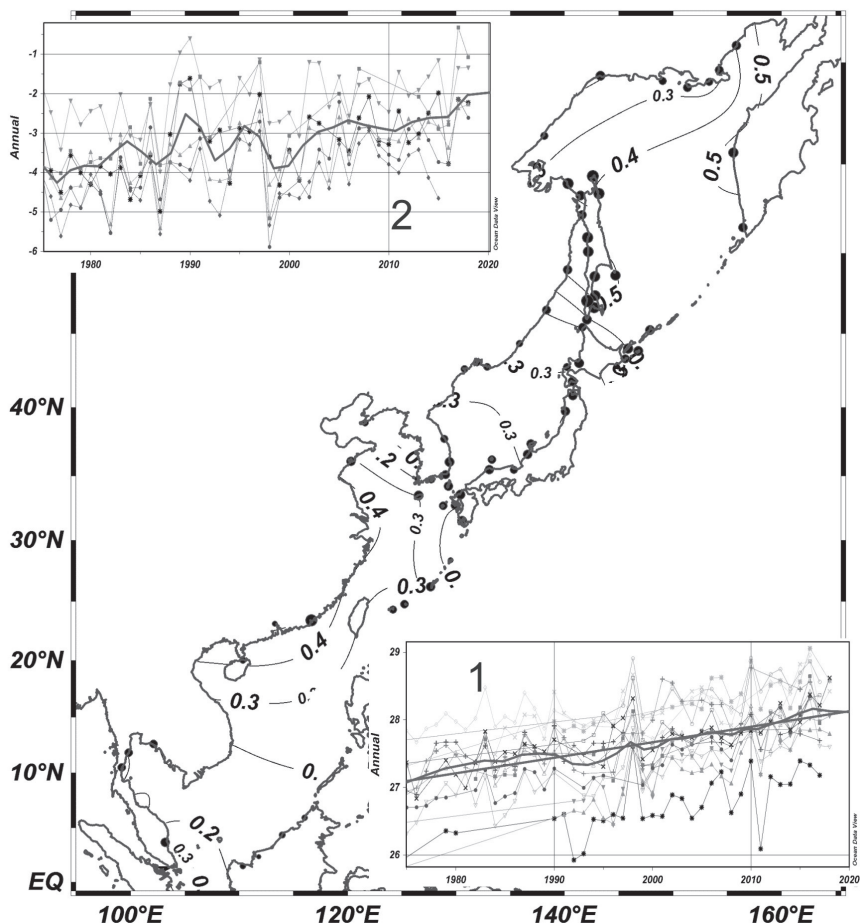


Рис. 1. Тренд температуры воздуха на МС и ГМС в теплое время года за 1978-2017  
 На врезках колебания среднегодовой температуры воздуха: 1 – на юге Южно-Китайского моря; 2 – на севере Охотского моря [12]

ного) воздуха из низких широт в высокие и увеличению  $T_w$ . Поэтому скорость потепления и возрастает в направлении от низких широт к высоким, как показывает угол наклона тренда.

В Южно-Китайском ослабление юго-западных ветров летнего муссона, циркуляции вод в верхнем слое и интенсивности апвеллинга у берегов Вьетнама [7, 8] приводит к потеплению в центральной части моря.

Ослабление ветров северной четверти в период зимнего муссона во всех морях сопровождается уменьшением поступления с материка холодного и сухого воздуха и выхолаживания верхнего слоя, увеличением притока более теплых вод из океана [9, 10], росту количества облаков, что приводит к росту  $T_w$  и уменьшению амплитуды колебаний  $T_a$ . В это же время года отмечается усиление циклонической активности в Азиатско-Тихоокеанском регионе [1, 2, 11].

Выявленные особенности межгодовых колебаний гидрометеорологических параметров, а также индексов, определяющих циркуляцию и теплообмен атмосферы и океана, свидетельствуют об изменении климатической системы морей Западной Пацифики в сторону потепления (рис.1).

### Литература

1. Глебова С.Ю., Устинова Е.И., Сорокин Ю.Д. Долгопериодные тенденции в ходе атмосферных процессов и термического режима дальневосточных морей за последний 30-летний период - Известия ТИНРО, 2009, т. 159, с. 285-298.
2. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2017 г. М., Росгидромет, 2018, 69 с.
3. Пономарев В.И., Дмитриева Е.В., Шкорба С.П., Карнаузов А.А. Изменение планетарного климатического режима на рубеже 20 – 21 веков. Вестник МГТУ, 2018, т. 21, № 1, с. 160–169; doi: 10.21443/1560-9278-2018-21-1-160-169.
4. Ding C., He X. K-means clustering via principal component analysis. - Proc. 21st Intern. Conf. on machine learning, Banff, Canada, ACM Press, 2004, pp. 225–232; doi: 10.1145/1015330.1015408.
5. Trenberth K.E., Fasullo J.T. An apparent hiatus in global warming? - Earth's Future, 2013, vol. 1, iss. 1, pp. 19-32; doi: 10.1002/2013EF000165.
6. Park T., Jang C.J., Jungclaus J.H., et. al. Effects of the Changjiang river discharge on sea surface warming in the Yellow and East China Seas in summer. - Continental Shelf Research, 2011, vol. 31, iss. 1, pp. 15-22; doi: 10.1016/j.csr.2010.10.012.
7. Bao B, Ren G. Climatological characteristics and long-term change of SST over the marginal seas of China. - Continental Shelf Res, 2014, vol. 77, pp. 96–106; doi: 10.1016/j.csr.2014.01.013.

8. Liu Q. and Zhang Q. Analysis on long-term change of sea surface temperature in the China Seas - Journal of Ocean University of China, 2013, vol. 12, iss. 2, pp 295–300; doi: 10.1007/s11802-013-2172-2.
9. Jung H.K., Rahman S.M., Kang C.K., et al. The influence of climate regime shifts on the marine environment and ecosystems in the East Asian Marginal Seas and their mechanisms. - Deep-Sea Res. II, 2017, vol. 143, Sept., pp. 110-120; doi: 10.1016/j.dsr2.2017.06.010.
10. Kim Y.S., Jang C.J., Yeh S.W. Recent surface cooling in the Yellow and East China Seas and the associated North Pacific climate regime shift. - Continental Shelf Research, 2018, vol. 156, pp. 43-54; doi:10.1016/j.csr.2018.01.009.
11. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / науч. рук. В.М. Катцов, С.М. Семенов. М., Росгидромет, 2014, 1005 с.
12. Schlitzer, R., Ocean Data View, <https://odv.awi.de>, 2017.

# НАТУРНЫЕ И МОДЕЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АКУСТИЧЕСКИХ ИМПУЛЬСОВ, ГЕНЕРИРУЕМЫХ РАКОМ-ЩЕЛКУНОМ

**А.Н. Рутенко, И.Р. Радаев, В.Г. Ущиповский**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
E-mail: rutenko@poi.dvo.ru*

В 2017 г. в бухте Витязь, Японского моря у берега м. Шульца были измерены высокочастотные 300 – 24000 Гц акустические импульсы, в которых амплитуда вариаций акустического давления  $p(t)$  (см. рис. 1) превысила 3000 Па. Согласно работам Виноградова Л.Г. [1] источником таких сигналов мог быть рак-щелкун, который с помощью клешни способен производить громкий щёлкающий звук. Раки-щелкуны вырастают до 6 см в длину. При этом его большая клешня превышает по размеру половину его тела. Она может быть, как правой, так и левой и, в отличие от клешней большинства раков и креветок, не имеет типичного для них пинцетоподобного окончания. Вместо него имеется «коготь», который испуская невероятно мощную волну пузырьков.

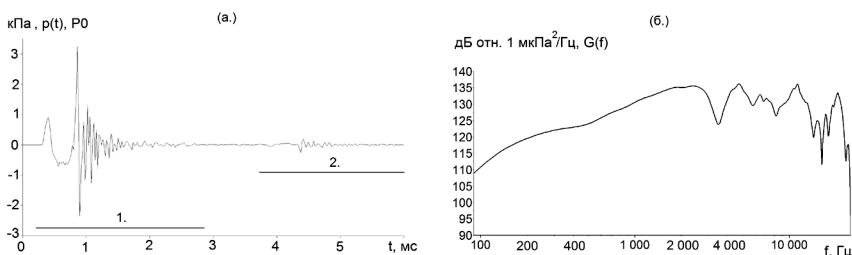


Рис. 1. «Прямой» (интервал 1.) и отраженный от поверхности моря (интервал 2.) акустические импульсы, излученные раком-щелкуном – (а.) и спектр «прямого» сигнала – (б.).

Снимки этих креветок показали, что с помощью их специализированного «когтя» они могут создавать кавитационные пузыри, которые генерируют звуковые давления до 80 кПа на расстоянии 4 см от когтя. При удалении пузырь достигает скорости 97 км/ч и издает звук, достигающий 218 дБ. Это давление достаточно высокое, чтобы убить мелкую рыбу и эквивалентно уровню источника 190 дБ отн.

1 мкПа на расстоянии 1 м. Сила звука зависит от размера «когтя». Продолжительность одного щелчка менее 1 миллисекунды.

На рис. 1а видна, что амплитуда положительной полуволны в измеренном акустическом импульсе достигла, примерно, 3.2 кПа, это эквивалентно значению уровня 190.1 дБ отн. 1 мкПа. Ниже будет показано, что в данном примере расстояние от гидрофона P0 до рассчитанной точки размещения рака было равно, примерно, 0.8 м. На этом рисунке во временной области мы видим «прямой» импульсный сигнал (интервал 1.) и сдвинутый по фазе на  $180^\circ$  сигнал пришедший в точку приема P0 после отражения от поверхности моря (интервал 2.). Толщина водного слоя  $H = 3$  м. При скорости звука в воде равной 1450 м/с и времени задержки между «прямым» и отраженным от поверхности моря импульсами  $Dt = 0.0035$  с оценим расстояние от «источника» - рака-щелкуна до измерительного гидрофона P0 установленного на расстоянии  $h = 0.2$  м от дна. На рис. 2 показан равнобедренный треугольник, соответствующий распространению «прямого» сигнала вдоль дна и распространению отраженного от поверхности моря.

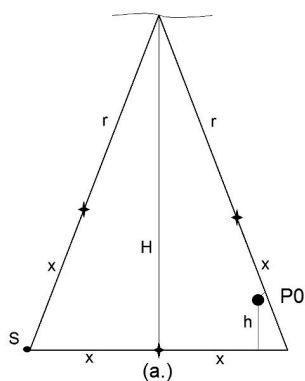


Рис. 2. Равнобедренный треугольник для определения дистанции от источника – S до гидрофона – P0 – (а.) и пирамида с тетраэдром из 4 измерительных гидрофонов – (б.).

Поскольку нам известен временной интервал  $Dt$  между прямым и отраженным от поверхности моря акустическими импульсами (см. рис. 1а). Для гидрофона P0 он равен 0.0035 с. Согласно равнобедренному треугольнику, показанному на рис. 2а, можно найти, чему равен  $x$ . Поскольку  $2r-h = Dt \cdot C_w$ , а  $(r+x)^2 - H^2 = x^2$ , то  $r = (Dt \cdot C_w + h)/2 =$



$(0.0035 \cdot 1450 + 0.2) / 2 = 2.6 \text{ м}$ .  $r^2 + 2rx + x^2 - H^2 = x^2$ , следовательно  $x = (H^2 - r^2) / 2r = 0.43 \text{ м}$ , тогда  $R = 2x - h = 0.84 \text{ м}$ . Здесь  $R$  – примерное расстояние от рака-щелкуна до измерительного гидрофона P0.

Таким образом, с помощью простых расчетов мы получаем оценку расстояния -  $R$  от рака до измерительного гидрофона P0 равную 0.8 м. На рис. 26 показано как с помощью металлической пирамиды из четырех измерительных гидрофонов был сформирован измерительный тетрайдэр с ребром равным 1 м. Этот измерительный комплекс устанавливался на дне в море глубиной 3 м. Влиянием поверхностного прилива (меньше 25 см) можно пренебречь.

Четыре цифровых гидрофона типа ГИ-50 и измерительно-регистрационный комплекс обеспечили измерения вариаций акустического давления –  $p(t)$  в частотном диапазоне 2 – 24000 Гц. Эти гидрофоны устанавливались в море в вершинах тетрайдэра с ребром равным 1 метру (см. рис. 26). Синхронность проведения акустических измерений и соответствующие преобразования аналогового напряжения в 24 разрядный цифровой код обеспечивало 4-х канальное АЦП NI 9239 компании National Instruments (NI), работающее с частотой дискретизации равной 48 кГц. Этот код с помощью крейта DAQ 9184 (NI) вводился в ЭВМ с помощью программы DAQEnterSP. Программа DrawData (автор В.А. Гриценко) обеспечивает визуализацию во временной и частотной областях, измеренных с помощью гидрофона акустических сигналов, их архивирование, осуществляет автоматический поиск импульсных сигналов и расчет оценок их параметров. Регистрация и анализ параметров импульсов проводился в лабораторном помещении, расположенном на берегу. Акватория, в которой проводились натурные измерения показана на рис. 26. Глубина моря в точках акустических измерений равна примерно 3 метрам. Расстояние до уреза воды равно 70 м. Длина кабельных линий связующих измерительные гидрофоны с измерительно-регистрационным центром, расположенным в помещении, равна 100 м.

Поскольку дистанция от источника импульса до приемников меньше глубины водного слоя, численное моделирование распространения импульса проводилось с помощью известного лучевого метода – основанного на мнимых источниках [2]. Модельный волновод в этом случае состоит из жидкого слоя постоянной глубины  $H=3$  м, лежащего на «жидком» полупространстве, а акустические свойства пород, слагающих дно можно считать однородными (см. табл. 1). Источник расположен у дна на горизонте 2.9 м. Поле зву-

Таблица 1  
**Акустические параметры  
 модельного волновода.**

$z$ , м	$C$ , м/с	$\rho$ , кг/м <sup>3</sup>	$\alpha_p$ , дБ/л
0 – 3	1450	1000	0
3 – $\infty$	1510	1600	0.1

кового давления в заданной точке  $\{z, x\}$  вычисляется как сумма полей, формируемых действительным точечным источником и мнимыми источниками, представляющими отраженные от поверхности воды и поверхности

раздела жидких сред лучи с учетом коэффициентов отражения и фазового набега.

Моделирование распространения импульсного сигнала выполнялось по следующему алгоритму: комплексный спектр импульса, записанного гидрофоном P0, корректировался на функцию потерь, рассчитанную для точки расположения гидрофона по отношению к точке, находящейся на расстоянии 0.1 м от точки источника на всех частотах исследуемого исходного спектра; модифицированный спектр импульса считаем спектральной функцией источника и используем для расчета спектров импульса в точках P0 и P2; с помощью обратного преобразования Фурье получаем модельные временные ряды для P0 и P2. Результаты расчетов приведены на рис. 3. Можно отметить хорошее совпадение результатов экспериментальных измерений и расчетов

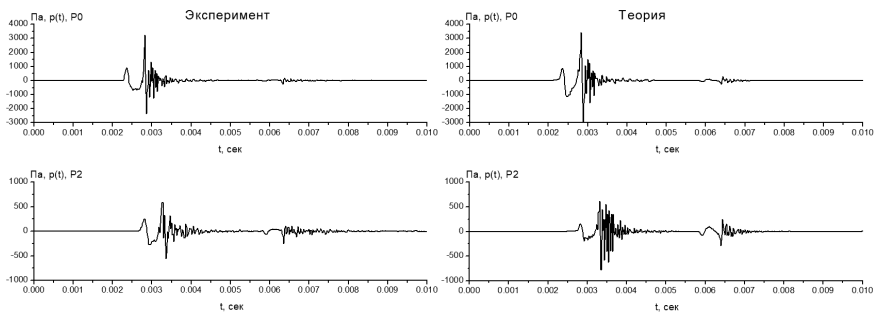


Рис. 3. Экспериментальные и модельные импульсы, генерируемые раком-щелкуном.

На рис. 4 показаны акустические сигналы, синхронно измеренные 4 гидрофонами тетраэдра, которые иллюстрируют возможность определить по временным задержкам ориентацию фронта распространения «прямого» импульса около дна в горизонтальной плоскости и наклон фронта от вертикали сигнала отраженного от поверхности моря.

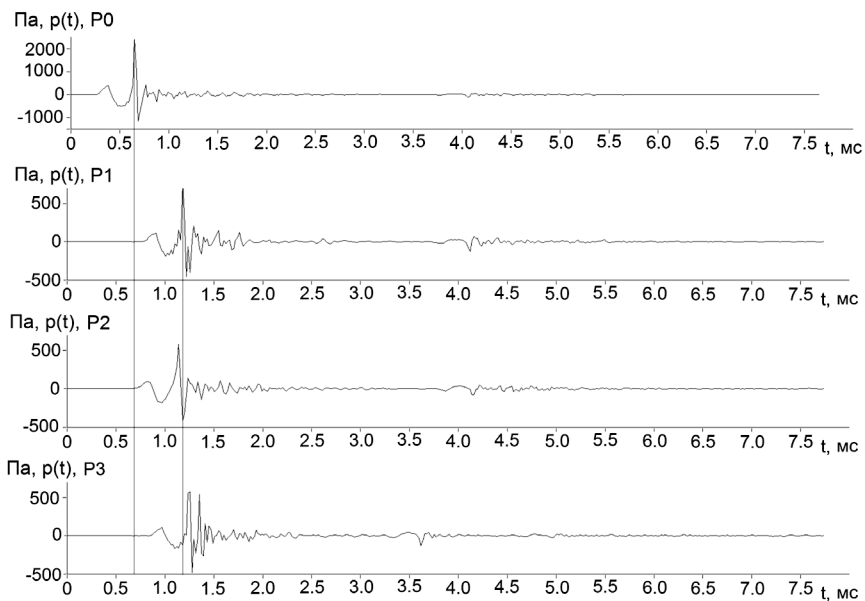


Рис. 4. Акустические сигналы рака-щелкуна, синхронно измеренные 4 гидрофонами.

В заключении выражаем благодарность сотрудникам лаборатории акустического зондирования океана ТОИ ДВО РАН, принявших активное участие в натурных и модельных исследованиях.

#### Литература

1. Виноградов Л.Г. Определитель креветок, раков и крабов Дальнего Востока // Известия Тихоокеанского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии. Владивосток. 1950. Том 33. С. 179-356.
2. Бреховских Л.М., Лысанов Ю.П. Теоретические основы акустики океана / М.: Наука. 2007. 370 с.

# О РАСПРОСТРАНЕНИИ СОЛИТОНОВ В ГРАДИЕНТНЫХ ВОЛНОВОДАХ

**С.В. Сазонов**

*Национальный исследовательский центр «Курчатовский институт» г. Москва  
sazonov.sergey@gmail.com*

Пространственные солитоны – это волновые пучки, вытянутые в направлении распространения (в пределе – бесконечно вытянутые) и ограниченные в плоскостях поперечных сечений. Фокусирующая нелинейность стремится сузить пучок в поперечных направлениях. Этому процессу препятствует дифракция. Взаимная компенсация этих эффектов способна сформировать пространственный солитон.

Временные солитоны, напротив, представляют собой волновые импульсы конечной длительности в направлении распространения и бесконечно протяженные в поперечных направлениях. Здесь нелинейное самосжатие импульса компенсируется его дисперсионным расплыванием.

Пространственно-временные солитоны (волновые пули) можно рассматривать как симбиоз пространственных и временных солитонов. Они представляют собой распространяющиеся сгустки волновой энергии, локализованные во всех направлениях. Согласно сказанному выше, в формировании волновых пуль принимают участие фокусирующая нелинейность, дисперсия и дифракция. Заметим, что эти три физических эффекта необходимы, но недостаточны для формирования пули. Хорошо известно, например, что фокусирующая кубическая нелинейность в купе с дифракцией и аномальной дисперсии групповой скорости (ДГС) неспособна в однородной объемной среде сформировать волновую пулю [1]. Здесь необходимо наличие других типов нелинейности: насыщающей, рамановской и др. [1].

В некоторых случаях к устойчивому равновесию может привести линейная рефракция, создаваемая градиентным волноводом с неоднородным распределением в его поперечном сечении линейного показателя преломления. Возникает вопрос о том, как аналитически учесть влияние градиентного волновода. Вообще говоря, аналитические исследования распространения световых пуль в градиентных волноводах весьма желательны и актуальны.

Одним из аналитических подходов к исследованию формирования пространственно-временных солитонов может служить метод, основанный на усредненном вариационном принципе [2 – 8]. Его еще называют методом усредненного лагранжиана (УЛ). Следует отметить, что этот метод успешно применялся для решения граничной задачи формирования и распространения временного солитона нелинейного уравнения Шредингера (НУШ) в однородной среде [2]. Кроме того, метод УЛ был использован для учета влияния нелинейных длинноволновых поперечных возмущений на временные солитоны различных уравнений [3 – 9]. Перечисленные исследования касались распространения солитонов в однородных средах, в отсутствие рефракции.

Настоящая работа посвящена анализу формирования и распространения волновых пучков в градиентных волноводах на основе метода УЛ. В качестве основного примера будет рассмотрен солитон НУШ при учете зависимости показателя преломления от поперечных координат.

Предлагается вариационная процедура, восходящая к работам [3 – 6]. Основной смысл состоит в том, что параметры одномерного (временного) солитона считаются неизвестными функциями координат. В результате усреднения соответствующего НУШ лагранжиана по времени находятся уравнения для солитонных параметров. Полученная система совпадает с нелинейными уравнениями двумерного течения квантовой бозе-жидкости, а в эйкональном приближении – с уравнениями Эйлера для идеальной жидкости [10]. Показатель преломления, зависящий от поперечных координат, играет роль плотности потенциальной энергии некоего внешнего поля, в которое помещена воображаемая жидкость. Данная квантовая гидродинамическая система с помощью преобразования Маделунга [11] сводится к обобщенному уравнению Гросса – Питаевского [12]. Качественный анализ, а также анализ приближенных аксиально-симметричных решений данной системы уравнений позволяет делать выводы об устойчивом или неустойчивом распространении солитонов. При этом в каждом конкретном случае могут быть получены условия на характер неоднородности показателя преломления в поперечном сечении волновода, а также на входные условия для солитона, при которых возможно его устойчивое распространение.

В рассмотренном примере НУШ формирование пространственно-временных солитонов возможно в двух случаях: 1) при дефоку-

сирующей керровской нелинейности и фокусирующем волноводе; 2) при фокусирующей керровской нелинейности и фокусирующем волноводе. Последний случай особенно важен, так как именно он чаще всего реализуется в приложениях. При этом мощность солитона должна быть меньше определенного критического значения, а характерный поперечный размер волновода не должен превышать длину самофокусировки.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 19 – 02 – 00234а).

### Литература

1. Кившарь Ю.С., Агравал Г. П. Оптические солитоны: от волоконных световодов к фотонным кристаллам. М.: Физматлит, 2005. 645 с.
2. Anderson D., Desaix M., Lisak M., and Quiroga-Teixeiro M.L. Wave breaking in nonlinear-optical fibers // J. Opt. Soc. Am. B. 1992. V. 9. P. 1358 – 1367.
3. Жданов С.К., Трубников Б.А. Газовое приближение в нелинейной теории устойчивости солитонов Кортевега – де Вриза // ЖЭТФ. 1987. Т. 92. № 5. С. 1612 – 1617.
4. Жданов С.К., Трубников Б.А. Квазигазовые неустойчивые среды. Москва: Наука, 1991. 176 с.
5. Сазонов С.В. О влиянии дифракции на распространение солитонов // ЖЭТФ. 2004. Т. 125. № 6. С. 1409 – 1422.
6. Сазонов С.В. К теории нелинейных поперечных возмущений квазидномерных солитонов // ЖЭТФ, 2006. Т. 130. № 1 (7). С. 145 – 160.
7. Sazonov S.V. On the Generation of Harmonics in Modes of Spatiotemporal Solitons // Journal of the Physical Society of Japan. 2016. V. 85. 124404-1 – 124404-9.
8. Sazonov S.V., Mamaikin M.S., Komissarova M.V., and Zakharova I.G. Planar light bullets under conditions of second-harmonic generation // Phys. Rev. E. 2017. V. 96. 022208-1 – 022298-9.
9. Ольховский И.И. Курс теоретической механики для физиков. М.: МГУ, 1978. 576 с.
10. Тилли Д.Р., Тилли Дж. Сверхтекучесть и сверхпроводимость. М.: Мир, 1977. 304 с.
11. Rogers C. and Malomed B. J. Math. Phys. 2018. V. 59. 051506-1 – 051506-10.
12. Лифшиц Е.М., Питаевский Л.П.. Теоретическая физика. Т. 9: Статистическая физика. М.: Наука, 1978. 448 с.

# НИЗКОЧАСТОТНЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ АКУСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ШЕЛЬФЕ ЯПОНСКОГО МОРЯ (ЗАЛИВ ПЕТРА ВЕЛИКОГО)

**А.Н. Самченко, А.А. Пивоваров, А.Н. Швырев, И.О. Ярошук**

*Тихоокеанский океанологический институт им.В.И.Ильичева  
samchenco@poi.dvo.ru*

Гидроакустические экспериментальные работы проводятся в заливе Петра Великого лабораторией статистической гидроакустики ТОИ ДВО РАН в комплексе с изучением гидрологической ситуации и геоакустических свойств дна. Гидрологические работы проводятся с 2009 года [5]. Создана геоакустическая модель залива Петра Великого [1, 3]. В экспериментах используются низкочастотные гидроакустические излучатели 22 Гц, 33 Гц, 230-250 Гц, 310-340 Гц и 420-520 Гц и автономные донные акустические станции в качестве приемных систем [1, 2]. Акустические исследования на шельфе сопровождаются гидрологическими измерениями гидрофизических процессов в водной толще. Мониторинг осуществляется пространственно-распределенным гидрологическим комплексом [3]. Система состоит из автономных регистраторов температуры и/или гидростатического давления. Решались следующие задачи:

1. Изучение распространения низкочастотных акустических сигналов на океаническом шельфе;
2. Статистическое оценивание подводных сигналов на фоне шумов моря

Рассмотрим примеры решения первой задачи с помощью экспериментальных гидроакустических работ, проведенных в октябре 2016 и октябре 2017 года (рис. 1). В 2016 году использовался гидроакустический излучатель 22 Гц и семь автономных донных акустических станций. Акустические станции были расставлены в одном км друг от друга по трассе от мыса Шульца до о. Фуругельма. Приемные акустические станции устанавливались на дно таким образом, что расстояние от дна до гидрофона было 0.5 м для каждой из систем. Гидроакустический излучатель опускался на глубину 15 м от поверхности воды. Всего в ходе данного эксперимента было выполнено пять станций излучения на расстоянии двух километров друг

от друга. Глубина моря вдоль всей акустической трассы примерно равна 40 м, с вариациями не более 2 м. Гидроакустический эксперимент сопровождался измерениями параметров морской воды при помощи, заякоренных вертикальных термогирлянд и гидрологического зонда RBRconcerto. Гидрологические стационарные станции показаны на рис. 1 треугольниками. Измерения гидрологическим зондом проводилось от поверхности до дна в каждой точке излучения акустических сигналов и постановки акустических приемных систем. В работе применялись тональные и фазоманипулированные М-последовательностями сигналы. Излучение и прием акустических сигналов осуществлялся с измерением точного времени с помощью системы синхронизации. На рис. 2 показаны максимумы корреляционной функции принятых сигналов частотой 22 Гц на акустических донных станциях. Приемные акустические станции были расположены на расстоянии в 11, 13 и 15 км от точки излучения. Излучение сигналов проводилось вблизи о. Фуругельма. На всех приемных систе-

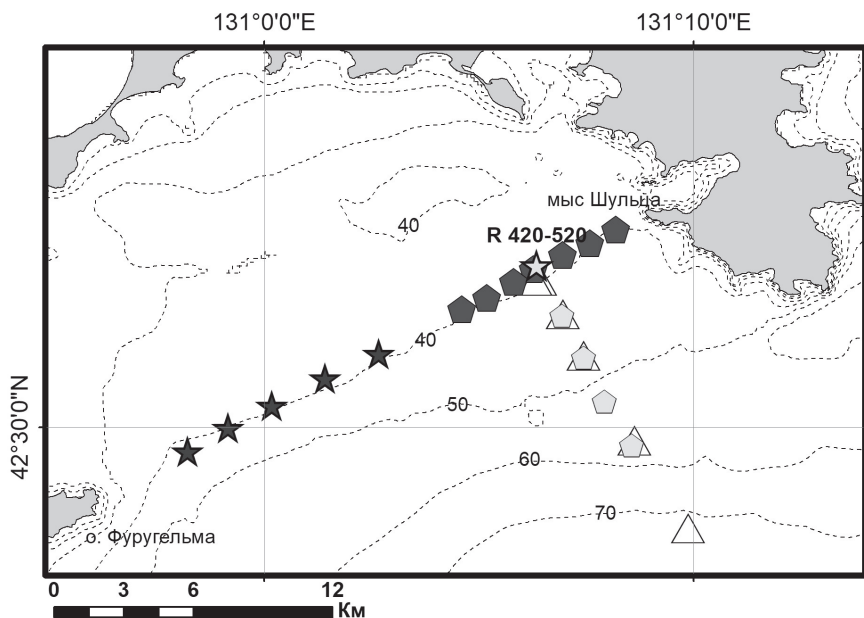


Рис. 1. Схема акустических экспериментов, проведенных в 2016 и 2017 г. Звездочками показаны точки излучения, пятиугольники – точки постановки акустических станций, треугольники – точки постановки гидрологических станций. Темные значки соответствуют эксперименту, проведенного в 2016 г, и светлые – эксперимент 2017 г.



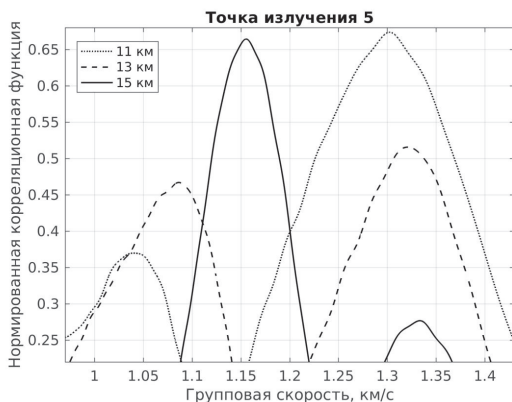


Рис. 2. Главные максимумы корреляционных функций для частоты 22 Гц (октябрь 2016 г.). Точка излучения 5, точки приема в 11, 13 и 15 км от точки излучения.

мах зафиксировано два прихода акустического сигнала, рассчитаны их групповые скорости. В геоакустической модели на акустической трассе выделено три осадочных слоя и акустический фундамент, состоящий из гранитов. Верхние два осадочных слоя, состоящих из средно-мелкозернистых песков, имеют близкие акустические свойства. Средняя скорость продольных волн в первом осадочном слое равна 1700 м/с, во втором – 1850 м/с. Третий осадочный слой состоит из крупно обломочного гранитного материала, гальки и крупно-среднезернистого песка по акустическим свойствам резко отличается от верхних слоев. Средняя скорость продольной волны в третьем слое равна 3000 м/с. По всей видимости, граница между верхними двумя осадочными слоями с близкими акустическими свойствами для низкочастотных акустических сигналов является акустически «прозрачной», что показывают результаты гидроакустических экспериментальных работ. Отчетливо видно на рис. 2, что соотношение энергии принятых сигналов меняется в зависимости от их групповой скорости. В результате проведенного в 2016 году эксперимента получены следующие выводы: первый - канал распространения столь низкочастотных сигналов является водный слой и рыхлые донные отложения до консолидированного фундамента. Второй - продемонстрирована принципиальная возможность решения обратных задач: определения числа и мощности осадочных слоев (по положению и ширине главного максимума корреляционной функции и по скорости

распространения отраженных волн) и расчета скорости звука в осадочных слоях и фундаменте (по скорости распространения боковых волн). Третий - гидрологическая ситуация на распространение низкочастотного сигнала (ниже 100 Гц) влияет слабо.

В эксперименте, проведенном в 2017 г, использовался гидроакустический излучатель и четыре приемные акустические системы. Гидроакустический излучатель имеет частотный диапазон излучения от 420 Гц до 520 Гц, устанавливается на дно длительностью до 72 часов. В эксперименте глубина моря в месте расположения излучателя была 40 м, приемные системы устанавливались на глубинах от 45 м (ближняя) до 58 м (дальняя). Всего было установлено пять приемных акустических станций. В эксперименте использовались частотно-модулированные сигналы с изменением частоты во всей полосе частот излучателя и в тональном режиме на центральной частоте излучателя. Акустический эксперимент также сопровождался гидрологическими измерениями с помощью заякоренных вертикальных термогирлянд (на рис. 1 показаны треугольниками) и гидрологического зонда RBRconcerto. Измерения гидрологическим зондом проводились в точках установки вертикальных термогирлянд, акустических приемников и в точках излучения. Основной вывод, полученный в ходе эксперимента, связан с полученными данными гидрологических измерений. Методика гидрологических исследований позволила детально проследить и проанализировать пространственную и временную изменчивость внутренних гравитационных волн при движении последних со стороны кромки к берегу. Она позволила увидеть процесс трансформации и распада интенсивных волн. Интенсивные волновые возмущения, генерируемые приливом в районе свала глубин залива Петра Великого, сильно нелинейны и испытывают значительные изменения при движении к берегу. Уединенные гидрологические возмущения на изобатах 100 – 40 м трансформируются в пакет короткопериодных интенсивных внутренних гравитационных волн, временные масштабы которых составляют от нескольких до десятков минут. Амплитуда данных возмущений достигает десятки метров по глубине. Короткопериодные гидрологические возмущения имеют сильное влияние на распространение акустических сигналов. Колебания амплитуды принятых сигналов на акустических станциях достигает десяти и более Дб при прохождении интенсивных внутренних гравитационных волн.

В рамках решения проблемы статистического оценивания подводных сигналов на фоне шумов моря был проведен ряд гидроакусти-

ческих экспериментов в заливе Петра Великого. Например, в августе 2017 г проводился гидроакустический эксперимент с применением 230-250 Гц гидроакустического излучателя. Излучатель опускался на глубину 5 и 10 м. В качестве приемных систем были установлены автономные донные акустические станции. Всего установлено было 4 приемные акустические системы в центре залива Посъета, расположенные параллельно трассе излучения. Расстояние между приемными системами составило примерно 1 км, расстояние от точек излучения до приема составило более 5 км. Максимальное расстояние между точками излучения и приема около 9 км. Глубины места проведения работ колеблются от 36 до 42 м. В работе использовались тональные сигналы 240 Гц и фазоманипулированные М-последовательности. Акустические сигналы излучались различной мощности, минимум излучения был около 1 кПа на одном метре от излучателя. Гидрологические измерения проводились в том же формате и объеме, как и в ранее описанных гидроакустических экспериментах. Гидрология оказывает огромное влияние на распространение сигнала 240 Гц и учитывалась при обработке и анализе данных. По результатам эксперимента можно сделать следующие выводы: на расстояниях порядка 9 км однозначно фиксируются излученные сигналы, даже малой мощности, на всех приемных акустических станциях. Используя геометрию расставленных приемных систем, со всех точек излучения были получены необходимые параметры (расстояния и углы приходов сигналов).

На основе результатов гидроакустических экспериментов на частотах ниже 100 Гц продемонстрирована принципиальная возможность решения, как обратных задач, так и геоакустической инверсии. Полученные в результате измерений групповые скорости различных мод позволяют провести оценки геоакустических свойств дна. При проведении измерений на более мелкой сетке (излучение и прием через ~ 100 – 500 метров) возможно создание методики детального восстановления структуры осадочных слоев.

Влияние гидрологии на распространение акустических сигналов различной частоты хорошо известно. Однако нами исследована региональная специфика гидрофизических процессов и их влияние на распространение не только тональных сигналов, но и фазоманипулированных, и частотно-модулированных сигналов. Методика проведения экспериментальных работ, используемая авторами, позволила также решить задачи статистического оценивания подводных сигналов на фоне шумов моря в заливе Петра Великого.

## Литература

1. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Пивоваров А.А. и др. Излучающая гидроакустическая система на частотах 19-26 Гц // Приборы и техника эксперимента. 2017. № 4. С. 137-141.
2. Леонтьев А. П., Пивоваров А. А. Автономная приемная двухканальная гидроакустическая станция // Приборы и техника эксперимента. 2013. № 4. С. 144–145.
3. Леонтьев А.П., Ярошук И.О., Смирнов С.В. и др. Пространственно-распределенный измерительный комплекс для мониторинга гидрофизических процессов на океаническом шельфе // Приборы и техника эксперимента. 2017. № 1. С. 128-135.
4. Самченко А.Н. Геоакустическое моделирование на шельфе с помощью геоинформационных систем // Вестник Инженерной школы ДВФУ. 2017. № 4. С. 131-138.
5. Самченко А.Н., Пивоваров А.А., Кошелева А.В. Результаты гидрологических и геолого-геофизических исследований залива Посыета // Подводные исследования и робототехника. Дальнаука, 2011. № 1 (11). С. 64-68.
6. Самченко А.Н., Ярошук И.О. Акустические параметры рыхлых донных отложений залива Петра Великого (Японское море) // Вестник ДВО РАН. 2017. № 5. С. 130-136.

## МОНИТОРИНГ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ И СМЕЩЕНИЙ В БАЙКАЛЬСКОМ РЕГИОНЕ

**В.Ю. Тимофеев<sup>1</sup>, И.С.Сизиков<sup>2,1</sup>, Д.Г. Ардюков<sup>1</sup>,  
А.В.Тимофеев<sup>1</sup>, Д.А. Носов<sup>2,1</sup>, М.Г. Валитов<sup>3</sup>, Е.В. Бойко<sup>1</sup>**

*<sup>1</sup>Институт нефтегазовой геологии*

*и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН г. Новосибирск*

*<sup>2</sup>Институт автоматизации и электрометрии СО РАН г. Новосибирск*

*<sup>3</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева г. Владивосток*

В работе рассматриваются результаты многолетних измерений наклонов и деформаций, силы тяжести и смещений в Байкальском регионе. Байкальский регион отличается высокой сейсмической активностью, здесь регистрируется более 2000 землетрясений в год (табл. 1). Известно, что, несмотря на имеющийся обширный материал по признакам подготовки сильных землетрясений, прогноз этих катастрофических явлений остается одной из нерешенных проблем наук о Земле [1]. Установлено, что подготовка землетрясений, в первую очередь связана с процессами деформирования земной коры, а само сейсмическое событие – это результат внезапного высвобождения упругой энергии, накопившейся в геологической среде. Можно ожидать изменения величины и скорости деформирования в области будущего землетрясения [1]. Измерения проводились на сейсмостанции Талая (озеро Байкал) с координатами: 51° 40' 48.00» N; 103° 38' 24.00» E (рис. 1-А). Сейсмостанция расположена южнее Главного Саянского разлома, в 7 км к западу от оз. Байкал. Район отличается резккопересеченным рельефом - от 450 м (оз. Байкал) до 1000 м (Комаринский хребет). Сейсмостанция расположена в 15 км от станции Слюдянка транссибирской железной дороги (рис. 1-А).

В штольне сейсмостанции в 1985 году были начаты непрерывные измерения наклонов земной поверхности кварцевыми приливными наклономерами. Разведочная штольня была построена в 50-х годах, имеет главную галерею длиной 90 м и шесть поперечных штреков до 30 метров длиной. Ширина штольни и штреков составляет от 2 до 3 метров. Штольня пройдена в северном склоне хребта, горные породы, слагающие склон – это архейские мраморы с гранито-гнейсовыми интрузиями со слюдой. Измерения штанговыми деформографами проводились здесь с 1989 года по 1995 год. С 1994 года изме-

**Список сильных землетрясений в окрестностях станции Талая,  
юго-западная часть Байкальского региона (1994–2014 гг.)**

Время и координаты землетрясения	Магнитуда	Расстояние до эпицентра (км) и диапазон магнитуд	
		$0 < L < 50$ $M > 4.0$	$50 < L < 100$ $M > 5.0$
29/06/1995; 51.71°N, 102.70°E	5.5-5.7		67 км на З
25/02/1999: 51.63°N, 104.89°E; 51.65°N, 104.80°E; 51.58°N, 104.78°E; 51.71°N, 104.79°E	5.5-5.8; 5.3; 4.6; 4.5		86 км на В; 87 км на В
31/05/2000; 51.71°N, 104.84°E	5.1		86 км на В
01/09/2002; 51,29°N, 103,33° E	4.6	49 км на ЮЗ	
27/08/2008; 51.61 °N, 104.07 °E	6.3-6.5	25 км на В	

рения проводятся с использованием двух координатного лазерного деформографа, разработки ИЛФ СО РАН [2, 3]. В 1987 году в специальном подвале здания станции начаты гравиметрические измерения относительным гравиметром СКГ. Там же с 1992 года проводятся периодические измерения вариаций силы тяжести абсолютным лазерным гравиметром ГАБЛ, разработки ИАиЭ СО РАН. У южного склона долины в 1990 году пробурена скважина и с 1993 года там проводятся измерения уровня воды (Рисунок 1-В). Первые результаты измерений деформаций, наклонов и вариаций силы тяжести отметили отсутствие прямой связи этих явлений, отмечен только эффект затухания наклонов и деформаций перед некоторыми локальными сейсмическими событиями [4, 5]. Используя результаты измерений с цифровым относительным гравиметром ЛаКоста Ромберга G-402 и данные деформографических измерений, получены значения приливных чисел Лява и Шида, отражающих строение региона. В 2000 году на станции были начаты периодические измерения методом космической геодезии. Результаты многолетних наблюдений позволяют рассмотреть связь вертикальных смещений, деформаций и вариаций силы тяжести.

Используя современные средства и технологии измерений вариаций силы тяжести, исключая все известные поправки, были получены вариации силы тяжести (до 25 микрогал) на станции Талая (1992 - 2014 гг.) (рис. 2). На записи можно выделить линейный тренд 1992-2008 гг.: +1.3 мкГал/год. Изменение силы тяжести здесь связано с вертикальным смещением пункта согласно соотношению:

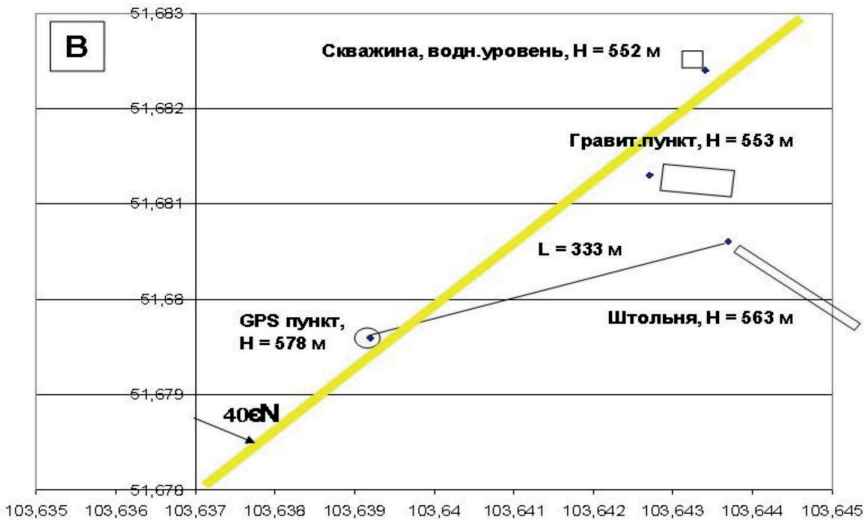


Рис. 1. А) Положение обсерватории Талая. В) Размещение различных пунктов измерений на обсерватории. Линия – ориентация горной долины и ручья Талая. Координаты – широта и долгота в градусах.

$\Delta g(t) = \gamma \cdot \Delta Z(t)$ , где  $\gamma$  – вертикальный градиент,  $g$  – значение или тяжести и  $\Delta Z(t)$  изменение высоты пункта. Далее по времени выделен косейсмический скачок, связанный с Култукским землетрясением (27/08/2008,  $M = 6.5$ ,  $L = 25$  км). Он составил 10 мкГал. В этом случае изменения силы тяжести связаны в основном с деформацией. Изменения с учётом деформации описываются соотношением:  $\Delta g = [\gamma + 2\pi k\rho(1-\nu)/\nu] \Delta z$ , где  $k$  – гравитационная постоянная,  $\rho$  – плотность,  $\nu$  – коэффициент Пуассона

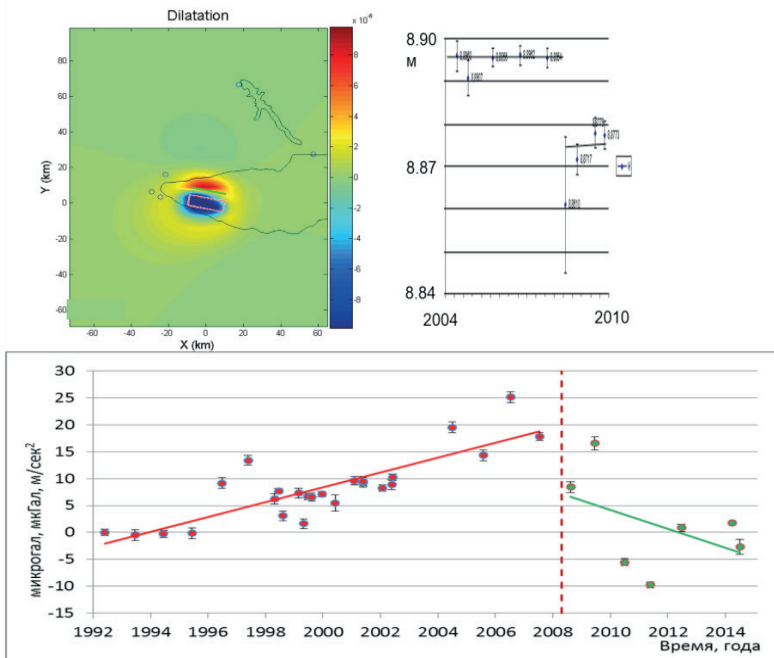


Рис. 2. Косейсмические эффекты при Кулдукском землетрясении (27.08.2008 г.). Модель скачка объёмной деформации (показаны пункты измерений Ангасолка, Талая, Слюдянка), максимальные изменения в очаге землетрясения на дне озера Байкал; справа – зарегистрированный скачок вертикального смещения (20-25 мм) запись результатов измерений с 2004 года по 2010 год. Внизу результаты измерений вариаций силы тяжести с 1992 года по 2014 год.

Для Байкальской рифтовой зоны комплексный анализ данных высокоточной гравиметрии (абсолютный гравиметр ГАБЛ, ошибка при повторных измерениях 1 мкгал) и космической геодезии (двухчастотные GPS приёмники TRIMBLE 4700, ошибка при повторных измерениях 1 мм) позволил сделать вывод о том, что систематическое возрастание значения силы тяжести связано с опусканием пункта. В эпохи сильных землетрясений ( $M \geq 5.5$ , расстояние до эпицентра до 85 км) в гравиметрических результатах появляется эффект (до 15 мкгал) деформации земной коры (охватывает земную кору до глубины 20 км). Косейсмические изменения хорошо проявляются в полях смещений (25 мм) и силы тяжести (10 мкГал) в эпоху Кулдукского землетрясения ( $M = 6.3$ , 27.08.2008), рассматриваемая модель кото-



рого соответствует данным комплексных наблюдений и сейсмологии (рис. 2).

### Литература

1. К. Моги. Предсказание землетрясений. М. – Мир. – 1988. С. 382.
2. Багаев С.Н., Орлов В.А., Фомин Ю.Н., Чеботаев В.П. Гетеродинные лазерные деформографы для прецизионных геофизических измерений // Известия Академии наук. Физика Земли. 1992. №1. С.85-91.
3. Багаев С.Н., Орлов В.А., Рыбушкин А.Ю., Семибаламут В.М., Фомин Ю.Н. Двухчастотная лазерная интерферометрическая система для измерений линейных перемещений // Пат. док. 2082085; RU; C1 6G 01 B 21/00; № 94015048, заявл. 19940422, зарег. в Гос. реестре 19970620.
4. V.Yu. Timofeev, D.G. Ardyukov, E.V. Boyko, Timofeev A.V., Yaroshevich A.V., Gornov P.Yu. Estimation of Coseismic Deformation, Poroelasticity, and Fracturing of Rocks from the Data on Water Level in a Borehole // *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*. 2012. vol.48. No. 7-8. pp. 640-652. DOI: 10.1134/S1069351312060067
5. Timofeev V.Y., Ardyukov D.G., Boyko E.V., Griбанова E.I., Semibalamut V.M., Timofeev A.V., Yaroshevich A.V., 2012. Strain and displacement rates during a large earthquake in the South Baykal region // *Russian Geology and Geophysics*. 2012. vol. 53. No. 8. August 2012. - pp. 798-816. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.06.007>

## МОНИТОРИНГ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ И СМЕЩЕНИЙ НА ЮГЕ ПРИМОРЬЯ

**В.Ю. Тимофеев<sup>1</sup>, М.Г. Валитов<sup>2</sup>, И.С. Сизиков<sup>3</sup>,  
Д.Г. Ардюков<sup>1</sup>, А.В. Тимофеев<sup>1</sup>, Ю.Ф. Стусь<sup>3</sup>, Д.А. Носов<sup>3</sup>,  
Р.Г. Кулинич<sup>2</sup>, П.Ю. Горнов<sup>4</sup>, Е.Н. Калиш<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН  
г. Новосибирск*

<sup>2</sup>*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН  
г. Владивосток*

<sup>3</sup>*Институт автоматики и электрометрии СО РАН г. Новосибирск*

<sup>4</sup>*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН г. Хабаровск*

Начиная с 2010 года наблюдения вариаций силы тяжести и смещений проводятся в специальной обсерватории, расположенной на полигоне ТОИ ДВО РАН «мыс Шульца» (Рисунок 1). Пункт гравиметрических измерений оборудован в старом подземном бункере. Коренные горные породы, слагающие полигон это гранито-гнейсы. Из разрывных нарушений можно отметить возможный разлом, разделяющий мыс Шульца и полуостров Гамова. Гравиметрические приливные наблюдения позволили определить приливные параме-

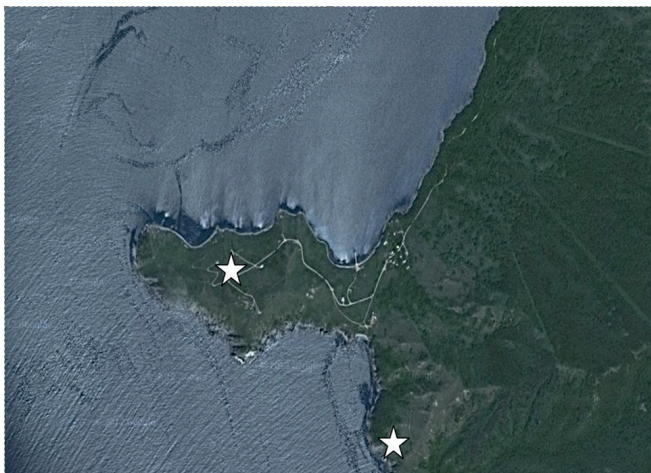


Рис. 1. Полигон «мыс Шульца». Звёздочками показано положение гравиметрического пункта на полигоне и пункта наблюдения смещений на полуострове Гамова (пункт Галечный).

тры необходимые для вычисления поправок в абсолютные измерения силы тяжести с микрогальной точностью. Для измерений использованы относительные цифровые гравиметры и абсолютный гравиметр ГАБЛ. Задачи исследований можно сформулировать, как определения величины и природы связи косейсмических и постсейсмических вариаций силы тяжести и смещений, исследование современных смещений земной поверхности и их соответствие моделям движения тектонических плит Земли, определение величины современных смещений на границе (на разломе) полигона и полуострова.

Наблюдения охватывают период катастрофического Японского землетрясения 11 марта 2011 года. ( $M = 9$ ). Наши измерения проводились в дальней зоне в 1000 км от эпицентральной области. Упругие косейсмические горизонтальные смещения достигали на юге Приморья 40 миллиметров на ЮВ [1]. Косейсмические вертикальные смещения в этом районе не превышали нескольких миллиметров. Рассматривая описания сейсмических эффектов, заметим, что косейсмические и постсейсмические распределения смещений точек на поверхности отличаются введением в решение времени. Т.е. идем от решения с упругим полупространством к двухслойной модели, содержащей упругий и вязко-упругий слои. Внезапное появление краевой дислокации приводит к начальному смещению поверхности и наклонам, подобным по величине результатам на упругом полупространстве. Но со временем деформация изменяется как результат релаксации в нижнем полупространстве, поверхностная деформация распространяется от поверхности разрыва и изменяет со временем смещения на поверхности, показывая все более усложняющуюся картину.

Продолжительность медленной деформации характеризуется параметром для времени релаксации  $\tau$  для обоих случаев винтовой и краевой дислокации, что дает отношение для вязкости  $\eta$  для вязко-упругой астеносферы с модулем сдвига  $\mu$  упругой литосферы,  $\tau = \alpha \cdot \eta / 2\mu$  ( $1 < \alpha < 10$ ). Известно, что эти соотношения были использованы при анализе результатов нивелирования, полученных при землетрясении магнитудой  $M = 8.2$  надвигового типа (Япония, Нанкадо, 20.12.1946) [2]. Параметры использованные при анализе – время затухания  $\tau = 5$  лет или  $1.6 \cdot 10^8$  секунд, средний модуль сдвига для коры  $\mu = 8 \cdot 10^{11}$  дин/сек<sup>2</sup> ( $8 \cdot 10^{10}$  Па) и  $\alpha = 5$ . В результате было получено значение для коэффициента вязкости  $\eta = 5 \cdot 10^{19}$  Пуаз или  $5 \cdot 10^{18}$  Па·сек.

На рисунке 2 показаны экспериментальные результаты по затуханию постсейсмических значений силы тяжести. Через 5-7 лет после события значения выходят на уровень 5-7 микрогал. Известно, что постсейсмические опускания земной поверхности через несколько лет после события составляли 15-20 мм. Постсейсмические изменения можно описать экспоненциальной кривой со временем затухания от 1 года до 5 лет. Отметим, что постсейсмические процессы, помимо, механизма вязкоупругой релаксации [3], могут быть связаны со скольжением вдоль плоскости разрыва с переменным коэффициентом трения [4] и выравниванием порового давления во вмещающих разрыв флюидонасыщенных породах [5]. Последние два механизма обычно могут доминировать в период от нескольких месяцев до одно-двух лет после события. Эти влияния можно объяснить зарегистрированные на полигоне увеличения значения силы тяжести в первые годы после сейсмического события (Японского землетрясения 11 марта 2011 года,  $M = 9$ ). В последующие годы преобладает механизм вязкоупругой релаксации. Воспользуемся Нура и его упру-

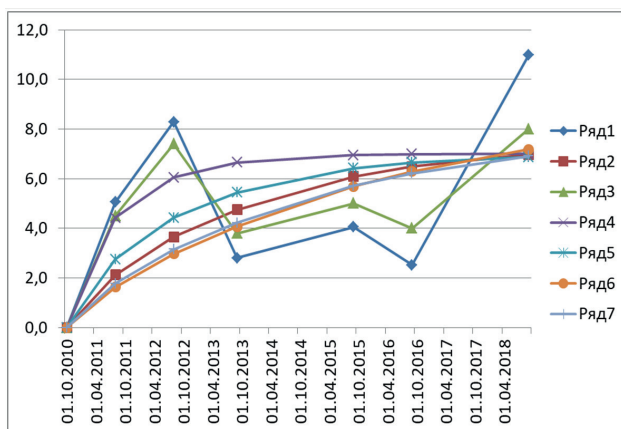


Рис. 2. Экспериментальные и модельные вариации силы тяжести, зарегистрированные на пункте полигона «мис Шульца» с 2010 года по 2018 год. Вертикальная шкала в микрогалах (1 микрогал составляет  $0.98 \cdot 10^{-9}$  от нормального значения силы тяжести). Ряды 1 и 3 – экспериментальные данные (расхождение кривых свидетельствует об ошибке наблюдений). Ряды 2, 4, 5, 6 и 7 – это модельные кривые по различным параметрам затухания смещений (Ряд 4 –  $\tau = 1$  год; Ряд 5 –  $\tau = 2$  года; Ряд 2 –  $\tau = 3$  года; Ряд 7 –  $\tau = 4$  года, Ряд 7 –  $\tau = 5$  лет).

гими параметрами для земной коры ( $\tau = \alpha \cdot \eta / 2\mu$ ). При коэффициенте затухания от 1 года до 5 лет вязкость нижней коры или астеносферы в зоне измерений лежит в диапазоне от  $1 \cdot 10^{18}$  Па·сек до  $5 \cdot 10^{18}$  Па·сек. Приведённые величины выше значений, полученных в зоне Курильских островов (в зоне субдукции) [6]. Они близки к значениям, полученным на континенте, при сильных землетрясениях в Тибете, на Аляске и в Монголии [7, 8, 9].

Измерения смещений методом космической геодезии на полигоне проводилось в трёх точках, четвёртый пункт расположен на полуострове Гамова (Рисунок 1). Полученные значения плитных смещений показали отличие от модели вращения Евразии [10, 11]. Остаточное смещение в несколько миллиметров на СВ свидетельствует о вращении, связанном с существованием Амурской плиты.

Анализ величин смещений, полученных на нескольких пунктах полигона мыс Шульца, показал существование левостороннего смещение между мысом Шульца и полуостровом Гамова.

В целом можно отметить, что измерения на полигоне мыс Шульца позволяют наблюдать современные процессы, связанные с сильными землетрясениями зоны субдукции на Дальнем Востоке России, что позволяет определять значения вязких параметров астеносферы, скорости современных тектонических смещений и выбирать модели описываемых явлений.

## Литература

1. Shestakov N.V., Takahashi H., Ohzono M., et al. // *Tectonophysics*. 2012. V. 524–525C. P. 76–86.
2. Nur, A., and G. Mavko, Postseismic viscoelastic rebound. // *Science*, 1974, n.183, p.204-206.
3. Pollitz F.F. Post-seismic relaxation theory on a laterally heterogeneous viscoelastic model / F.F. Pollitz // *Geophys. J. Int.* – 2003. – V. 155. – N. 1. – P. 57–78.
4. Marone C.J. On the mechanics of earthquake afterslip. / C.J. Maron, C.H. Scholz, R.G. Bilham // *J. Geophys. Res.* – 1991. – V. 96. – N. B5. – P. 8441–8452.
5. Jounsson S. Post-earthquake ground movements correlated to pore-pressure transients. / S. Jounsson, P. Segall, R. Pedersen, G. Bjornsson // *Nature*. – 2003. – V. 424. – P. 179–183.
6. Владимирова И.С., Стеблов Г.М., Фролов Д.И. Исследование вязкоупругих деформаций после Симуширских землетрясений 2006–2007 гг. // *Физика Земли*. . 2011. . № 11. . С. 75–80.
7. Tadashi Yamasaki, Gregory A. Houseman. The crustal viscosity gradient measured from post-seismic deformation: A case study of the 1997 Manyi (Tibet) earthquake. // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2012. - vol. 351-352. – 105-114. .

8. Freed A.M. Implications of deformation following the 2002 Denali, Alaska, earthquake for postseismic relaxation processes and lithospheric rheology / A.M. Freed, R. Burgmann, E. Calais, J. Freymueller, S. Hreinsdottir // *Journal of Geophysical Research*. – 2006. – V. 111. – N. B01401. – doi: 10.1029/2005JB003894.

9. Calais E. Are post-seismic effects of the M = 8.4 Bolnay earthquake (1905 July 23) still influencing GPS velocities in the Mongolia-Baikal area / E. Calais, M. Vergnolle, J. Deverchere, V. San'kov, A. Lukhev, S. Amariargal // *Geophys. J. Int.* – 2002. – V. 149. – p. 157-168 p.

10. Kreemer C. A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model / C. Kreemer, G. Blewitt, E.C. Klein // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2014. – V. 15. – N. 10. – P. 3849–3889.

11. De Mets C. Geologically current plate motions. / C. De Mets, R.G. Gordon, D.F. Argus // *Geophys. J. Int.* – 2010. – v.181. – P. 1-80.

# ТОМОГРАФИЯ МОРСКОГО ДНА БЕРЕГОВЫМИ ЛАЗЕРНЫМИ ДЕФОРМОГРАФАМИ

**В.А. Чупин**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
chupin@poi.dvo.ru*

Методика исследований структуры земной коры методом преломленных волн была разработана еще в середине прошлого века, но для ее применения использовались большие суда, оборудованные гидрофонами и приборами для приема и регистрации сейсмической информации. Определена возможность томографии земной коры шельфовой области моря в Тихоокеанском океанологическом институте ДВО РАН на основании проведения экспериментов по регистрации гидроакустических сигналов береговыми лазерными деформографами [1,2]. В области низких частот сейсмические поверхностные волны являются доминирующим механизмом переноса акустической энергии в шельфовой зоне. А при использовании акустических систем с низкой частотой излучения метод позволяет исследовать глубинные осадочные слои морского дна в следствии значительной глубины проникновения таких сигналов. В основе также лежит регистрация и исследовании пространственно-временных характеристик сейсмических волн, отражаемых на границах различных слоев и включений морского дна. В качестве приемных систем используются стационарные или мобильные лазерные деформографы [3], позволяющие исследовать деформации земной коры с точностью до  $10^{-12}$  в широком диапазоне частот и практически неограниченном динамическом диапазоне при исследовании естественных природных и техногенных процессов. В проводимых исследованиях используется достаточно мобильное оборудование, позволяющего выполнить его оперативное размещение в районе исследуемого полигона и выполнить генерацию гидроакустических сигналов в акватории без привлечения особенных технических средств к выполнению работы.

Возможности метода исследуются в связи с возросшими в последнее время исследованиями арктических шельфовых областей с целью освоения природных ресурсов. Так уже были проведены практические исследования возможности его применения в условиях, когда акватория полностью покрыта льдом [4] и в результате были

получены характеристики сейсмических волн, распространяющихся по границам слоев морского дна., имеющих различные акустические свойства. Для лучшего понимания процессов распространения исследуемых сигналов на границе геосфер был проведен эксперимент с движущимся излучателем.

Экспериментальные работы проводились на полигоне морской экспериментальной станции ТОИ ДВО РАН «м. Шульца». Методика эксперимента была несколько усовершенствована по отношению к ранее проведенным работам [2], с целью повышения производительности и получения большего количества экспериментальных данных.

Регистрация сейсмических сигналов проводилась с помощью системы береговых лазерных деформографов, установленных на морской экспериментальной станции «м. Шульца» ТОИ ДВО РАН [2]. Это два лазерных деформографа, с длинами измерительных плеч 52,5 м, направление измерительных плеч которых расположено вдоль оси север-юг и один деформограф с длиной измерительного плеча 17,5 м с направлением измерительного плеча по оси запад-восток.

Источником сейсмоакустического сигнала являлась гидроакустическая излучающая система электромагнитного типа с частотой излучения 33 Гц [5], эффективное звуковое давление которой в полосе составляет 3700 Па. Гидроакустическая излучающая система ранее использовалась для проведения гидроакустического излучения только на стационарных станциях, на которых судно останавливалось для проведения работы. В последствие была выполнена доработка конструкции гидроакустического излучателя, обеспечивающая его подводную стабильность при движении судна по заданной траектории за счёт применения стабилизирующих поверхностей в его конструкции. В результате выполненной модернизации при проведении эксперимента появилась возможность обеспечить непрерывную серию излучения гидроакустического сигнала при движении судна. В качестве траектории движения была определена дуга, равноудаленная относительно береговых приемных систем на расстояние 3000 м. Также обеспечивающее судно выдерживало постоянную скорость движения. Сигнал излучения носил циклический характер, состоящий из серии тонального излучения в течение 300 с и после паузы 30 излучения М-последовательности, длительностью 155 с. После паузы 30 с цикл излучения повторялся. Синхронизация сигналов проводилась посредством использования данных GPS/ГЛОНАСС-модулей, подклю-



чаемых к контрольного гидрофону возле источника излучения и на приемной станции.

В результате получен массив данных регистрации сейсмического сигнала (рис. 1), генерируемого гидроакустическим излучателем, позволяющая определить возможности приёма сигнала лазерными деформографами при излучении сигнала под разными углами к ним. Проведена компьютерная обработка сигнала посредством процедуры математической свертки сигнала опорного гидрофона с данными лазерных измерителей деформации земной коры, позволившая получить данные о распространении сигнала по трассам «излучатель приёмник».

Лазерный деформограф «запад-восток» обладает довольно слабой чувствительностью сигнала, генерируемого используемым излу-

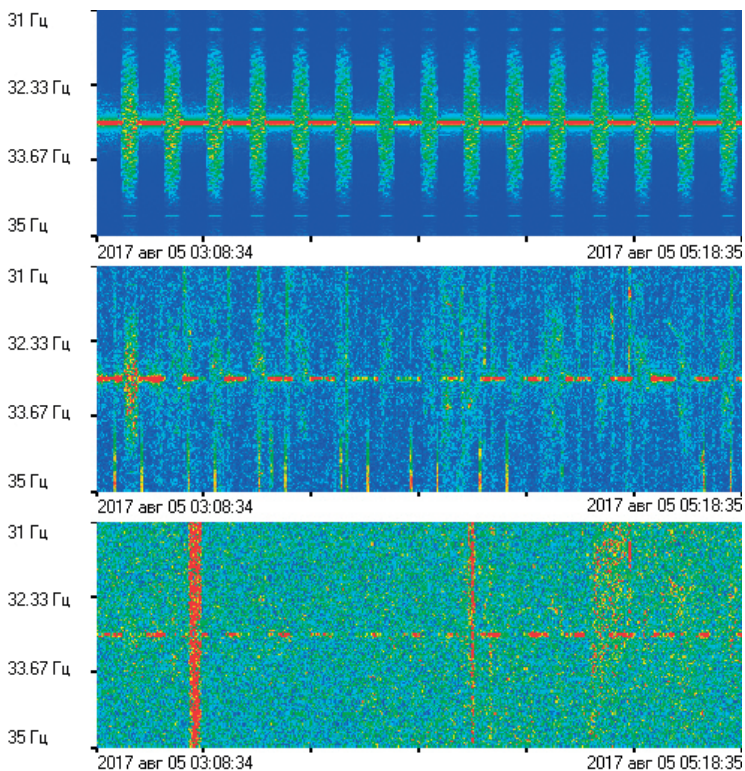


Рис. 1. Синхронные динамические спектрограммы (сверху-вниз): контрольный гидрофон, 52,5 м береговой лазерный деформограф «север-юг», 17,5 м береговой лазерный деформограф «запад-восток»

чателем, при излучении сигнала под углом 45 градусов по направлению к его оси в результате особенностей диаграммы направленности и меньшей длины измерительного плеча относительно деформографов «север-юг». В точках близких к углу 45 градусов есть результат математической свертки, но присутствует в самых мощных приходах сигнала. В точках излучения близких к углам 0 и 90 градусов, по отношению к осям деформографов, регистрация М-последовательности устойчива и хорошо выявляется по результатам математической обработки. Четко наблюдается время запаздывания принимаемого сигнала на расстоянии 52,5 метров, на котором находятся измерительные узлы двух лазерных деформографов. На основании имеющихся геологических моделей сделаны некоторые выводы о характере распространения сигнала по разным слоям дна и начата разработка алгоритма автоматической обработки результатов подобных экспериментальных измерений.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке подпрограммы № 18-1-004 «Изучение фундаментальных основ взаимодействия разномасштабных гидроакустических, гидрофизических и геофизических процессов...».

### Литература

1. Чупин В.А. Исследование трансформации энергии акустических волн на границе геосфер // Материалы докладов VIII Всероссийского симпозиума «Физика геосфер».- Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2013. – С. 228-230.
2. Чупин В.А. Распространение низкочастотных гидроакустических колебаний на коротких и длинных дистанциях // Материалы докладов IX Всероссийского симпозиума «Физика геосфер».- Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2015. – С. 247-248.
3. Долгих Г.И., Привалов В.Е. «Лазерная физика. Фундаментальные и прикладные исследования». – Владивосток: ООО «Рея». 2016. 352 с.
4. Чупин В.А., Будрин С.С., Долгих Г.И., Долгих С.Г., Пивоваров А.А., Самченко А.Н., Швец В.А., Швырёв А.Н., Яковенко С.В., Ярошук И.О. Разработка методики томографии морского дна для акваторий покрытых льдом. Первый эксперимент // Подводные исследования и робототехника. 2017. № 1(23). С. 62-67.
5. Dolgikh G.I., Budrin S.S., Dolgikh S.G., Ovcharenko V.V., Chupin V.A., Yakovenko S.V. Particulars of a transmitted acoustic signal at the shelf of decreasing depth // J. Acoust. Soc. Am. 2017. 142(4). P. 1990-1996.

# ЛАЗЕРНЫЙ ДЕФОРМОГРАФ С ФОРМИРОВАНИЕМ КВАДРАТУРНЫХ СИГНАЛОВ

**В.А. Швец**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
vshv@poi.dvo.ru*

В течение 2018 года закончено проектирование и создание новых регистрирующих систем для сейсмоакустико-гидрофизического комплекса МЭС ТОИ ДВО РАН «м. Шульца». Проверка систем производилась в лабораторных условиях и на экспедиционной станции в составе нанобарографа и 17,5-м деформографа с ориентацией запад-восток. Оба измерителя построены на основе неравноплечего интерферометра Майкельсона. Регистрация вариаций атмосферного давления и земной коры производилась системами двух видов: 1) с одним фотоприемником и вспомогательным пробным сигналом и 2) с использованием двух фотоприемников и квадратурными интерференционными сигналами.

Первый вид системы является улучшением существующей регистрирующей аппаратуры и также использует пробный гармонический сигнал. Рассмотрим вопрос о его необходимости. Временная зависимость интенсивности излучения интерференционной картины в деформографе, попадающей на фотоприемник, описывается выражением:

$$I(t) = I_1 + I_2 + 2\sqrt{I_1 I_2} \cos[4\pi \cdot \Delta L(t) / \lambda], \quad (1)$$

а напряжение, снимаемое с фотоприемника, со временем меняется как

$$U(t) = U_0 + U_A \cos(\Delta\varphi(t)) \quad (2)$$

В выражениях (1) и (2) обозначено:  $I_1, I_2$  – интенсивности излучения интерферирующих лучей плеч интерферометра,  $\lambda$  – длина волны излучения лазера,  $\Delta L(t)$  – зависимость оптической разности хода лучей от времени,  $U_0$  – постоянная составляющая напряжения фотоприемника,  $U_A$  – амплитуда сигнала,  $\Delta\varphi(t)$  – переменная во времени разность фаз между интерферирующими лучами. Выражение (2)

описывает интерферограмму, или интерференционный сигнал. Его можно использовать для расчета фотоэлектрического сигнала деформографа, измерительное плечо которого движется и создает переменную интенсивность излучения согласно уравнению (1).

Зависимость  $\varphi\Delta(t)$  можно вычислить непосредственно из интерференционного сигнала. Считая  $U_0$  и  $U_A$  постоянными,  $\varphi\Delta(t)$  можно выразить как функцию арккосинуса от величины  $U_p(t) = (U(t) - U_0) \cdot U_A$ , нормировав ее на единицу. Однако по значению косинуса угла, в силу периодичности этой функции, нельзя однозначным образом определить величину самого угла. Функция арккосинуса однозначно определена только для углов в интервалах  $[0; \pi]$ ,  $[\pi; 2\pi]$  и т.д. В самом сигнале  $U(t)$  отсутствует информация о номере полупериода, для которого в данный момент времени следует рассчитывать  $\varphi\Delta(t)$ .

Для получения информации о номере полупериода для случая, когда для регистрации интерференционного сигнала используется один фотоприемник, можно использовать пробный гармонический сигнал [1]. Выделяя частоту пробного сигнала из  $U(t)$  и сравнивая разность фаз этих двух сигналов, можно определить, какой именно полупериод интерферограммы наблюдается фотоприемником. Таким образом, можно полностью восстановить закон изменения длины измерительного плеча. Недостатком такого метода является ошибка

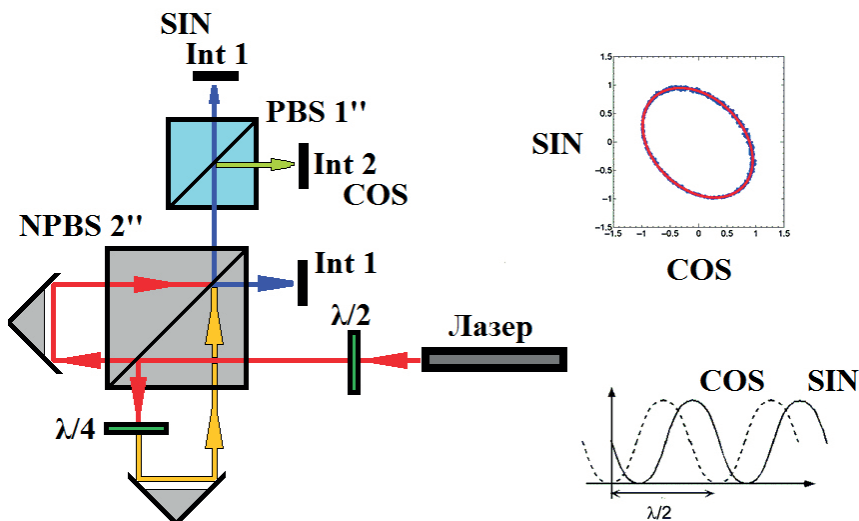


Рис. 1. Схема интерферометра Майкельсона для получения интерференционного сигнала в квадратурном режиме

определения экстремума и флуктуации интерференционной картины и, как следствие, сигнала  $U(t)$ , что ведет к появлению «разрывов» при сшивке данных, относящихся к разным полупериодам  $U(t)$ .

Хорошо известной альтернативой являются интерферометры с использованием квадратурных сигналов, и второй вид системы регистрации построен на этом принципе измерения. Регистрация при этом ведется двумя фотодетекторами, а принимаемые ими сигналы отличаются по фазе друг от друга на угол  $\pi/2$  (рис. 1).

Лазерный луч направляется через фазовую пластину  $\lambda/2$  на делительный куб без поляризации NPBS. В опорном плече, образованном отраженным лучом, установлена фазовая пластина  $\lambda/4$ , создающая между прямым и отраженным лучом фазовый сдвиг величиной  $\pi/2$ . Интерферирующие лучи далее проходят через поляризующий делительный куб PBS, распадаясь на два ортогонально поляризованных луча Int1 и Int2, принимаемые двумя фотодетекторами, выходные напряжения которых описываются выражениями:

$$u_{1d}(t) = u_1(t) + p, \quad u_{2d}(t) = \frac{1}{r}(u_2(t) \cos \alpha - u_1(t) \sin \alpha) + q, \quad (3)$$

где  $r$  – отношение коэффициентов усиления фотодетекторов,  $p$  и  $q$  – смещения синусоидального и косинусоидального каналов Int1 и Int2,  $\alpha$  – угол ошибки.

Сигналы  $u_{1d}$  и  $u_{2d}$  формируют в общем случае фигуру Лиссажу, являющуюся эллипсом (как на рис. 1). Существуют различные методы [2, 3], позволяющие определить значения  $r$ ,  $p$ ,  $q$  и  $\alpha$ . После их нахождения преобразуем (3) к виду:

$$u_1(t) = u_{1d}(t) - p, \quad u_2(t) = \frac{1}{\cos \alpha} [(u_{1d}(t) - p) \sin \alpha + r(u_{2d}(t) - q)]. \quad (4)$$

Вычислив  $u_1(t)$  и  $u_2(t)$ , фигура Лиссажу для которых является окружностью, можно получить:

$$\varphi(t) = \arctg[u_1(t)/u_2(t)], \quad \Delta L(t) = \varphi(t)\lambda/(4\pi). \quad (5)$$

Схема интерферометра рис.1 была собрана и проверена в лабораторных условиях, а затем была установлена в составе лазерного деформографа с ориентацией «запад-восток» на измерительном полигоне МЭС «Мыс Шульца» (рис. 3).

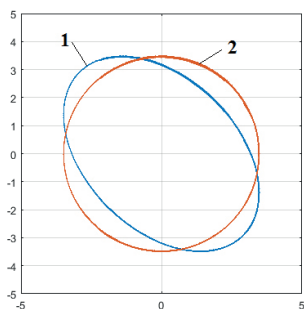


Рис. 2. Фигуры Лиссажу для экспериментальных данных ( $u_{1d}(t), u_{2d}(t)$ ) (кривая 1) и скорректированных с использованием выражения (4) значений ( $u_1(t), u_2(t)$ ), (кривая 2).



Рис. 4. Запись длительностью 18 часов метеостанции MaXiMet GMX500-5B и лазерного нанобарографа с помощью регистрирующей системы, использующей квадратурные сигналы

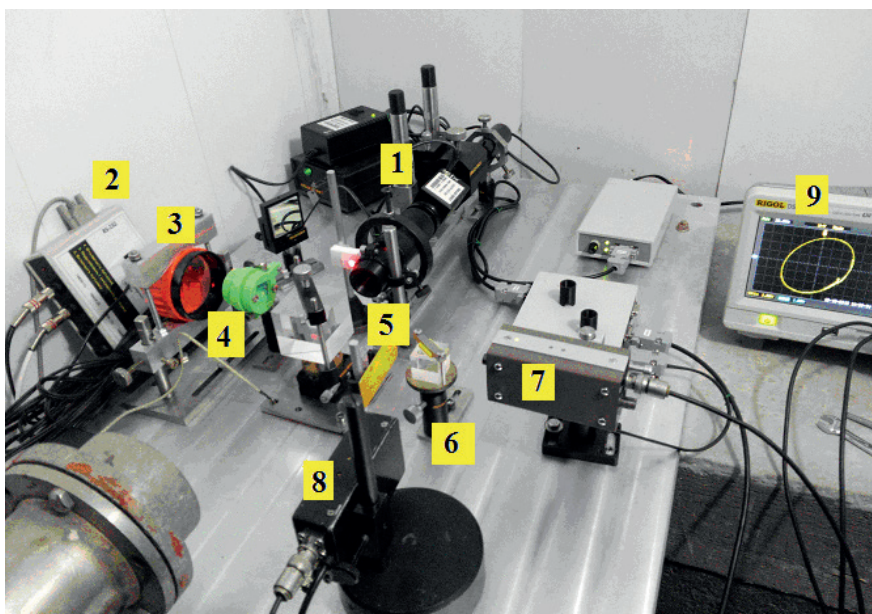


Рис. 3. Вид оптической скамьи деформографа «запад-восток» на МЭС «Мыс Шульца». 1 – Лазер с блоком питания, 2 – блок регистрации датчиков температуры, 3 – отражатель опорного плеча интерферометра, 4 – фазовая пластина  $\lambda/4$ , 5 – делительный куб без поляризации и фазовая пластина  $\lambda/2$ , 6 – делительный куб с поляризацией, 7, 8 – фотодетекторы, 9 – осциллограф для наблюдения картин Лиссажу, образуемых квадратурными сигналами деформографа.

Квадратурные сигналы записываются с помощью аналого-цифрового преобразователя на компьютер, где происходит их обработка и вычисляется оптическая разность хода лучей в деформографе. Частота записи составляет 50 кГц. Зарубежные устройства, осуществляющие вычисление параметров  $p$ ,  $q$  и  $\alpha$  в реальном времени [2, 3], используют частоту записи 50-200 кГц. Обработка больших массивов данных и сложность вычислений представляют основную трудность, поэтому запись данных ведется фрагментами по 10-15 минут на частоте 20-50 кГц с последующей обработкой и фильтрацией до частоты 1-2 кГц [4]. Определение величины угла ошибки с точностью до 0.5 градуса позволяет добиться величины  $\varepsilon = \Delta L / L$  порядка  $10^{-10}$  (здесь  $\Delta L$  – изменение длины измерительного плеча,  $L$  – оптическая длина пути лазерного луча в деформографе).

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке подпрограммы № 18-1-004 «Изучение фундаментальных основ взаимодействия разномасштабных гидроакустических, гидрофизических и геофизических процессов...».

#### Литература

1. Яковенко С.В., Будрин С.С., Долгих С.Г., Плотников А.А., Чупин В.А., Швец В.А. Лазерно-интерференционная система «приморье - о. Сахалин» // Метрология. 2015. №1. С. 28-31.
2. Heydemann PLM (1981). Determination and correction of quadrature fringe measurement errors in interferometers. *Appl Opt* 20:3382–3384.
3. Zumberge MA, Berger J, Dzieciuch MA, Parker RL (2004). Resolving quadrature fringes in real time. *Appl Opt* 43:771–775.
4. Akito Araya et al. Design and operation of a 1500-m laser strainmeter installed at an underground site in Kamioka, Japan. *Earth, Planets and Space* (2017) 69:77.

# РАЗРАБОТКА ПРОГНОСТИЧЕСКОГО ПРАВИЛА ВНУТРИСЕЗОННОЙ ДИНАМИКИ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА: ФАЗА РАЗВИТИЯ

**И.В. Шумилов, И.Г. Минервин, В.М. Пищальник,  
Е.В. Никонова, Н.С. Терентьев**

*ФГБОУ ВО «Сахалинский государственный университет», г. Южно-Сахалинск  
igor@minervin.ru, ilyarolevik1@yandex.ru, vpishchalnik@rambler.ru,  
rta\_nikonova@bk.ru, terentievns@yandex.ru*

В Охотском море, в его северо-западном и северо-восточном регионах, устойчивое ледообразование начинается в ноябре. Образование льда происходит при соблюдении определённых условий: наличия устойчивой отрицательной температуры воздуха и понижения температуры поверхностного слоя морской воды до значений  $-1,6$  –  $-1,8$  °С. Становление зимнего муссона (преобладание ветров северо-западного, северного и северо-восточного направлений) является основной причиной генерального дрейфа ледяного покрова в южном направлении [Петров и др., 1998; Enomoto et al., 2003].

Основным предиктором в прогнозировании ледовитости является сумма градусодней мороза (СГДМ), которая обеспечивает рост льда по толщине и площади, что хорошо описывается моделью теплового баланса на границах разделов лёд-вода и лёд-воздух при постоянном слое снега:

$$\int_1^D (T_w - T_a) dt = \frac{L_i \rho_i}{2k_i} (h_i)^2 + \frac{L_i \rho_i h_s}{k_s} h_i \quad (1)$$

где  $D$  – количество дней,  $T_w$  – температура поверхности воды,  $T_a$  – температура атмосферы,  $L_i$  – скрытая теплота замерзания воды,  $\rho_i$  – плотность льда,  $k_i$  – теплопроводность льда,  $k_s$  – теплопроводность снега,  $h_i$  – толщина льда,  $h_s$  – толщина снега [Shokr et al., 2015].

Как видно из рисунка 1 ледовитость в разные ледовые сезоны при практически равных коэффициентах наклона линейных трендов СГДМ сильно различается, что говорит о недостаточности этого предиктора для построения функциональной зависимости [Пищальник и др., 2016].

Кривая сезонного хода ледовитости для умеренного и сурового типа зим подобна форме «колокола», имеет несколько фаз: развитие,



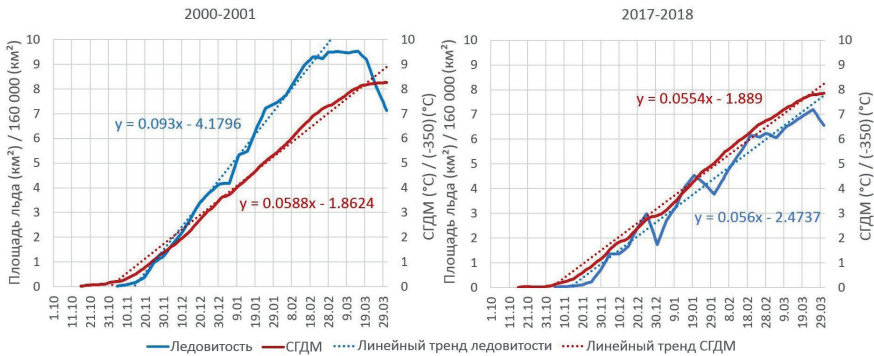


Рис. 1. Графики приведённых ледовитости и СГДМ на фазе развития ледяного покрова, линейные тренды и их уравнения

насыщение и разрушение (рис. 2), и хорошо описывается функцией Гаусса, умноженной на максимальную площадь льда  $S_{max}$  за сезон:

$$S_t = S_{max} \cdot e^{\left(\frac{(t-b)^2}{2c^2}\right)}, \quad (2)$$

где  $S_t$  – ледовитость на произвольную дату  $t$ ,  $b$  – интервал времени сезонного хода ледовитости,  $c$  – время наступления максимума ледовитости. Однако, основные параметры функции заранее неизвестны.

На фазе развития кривую ледовитости можно описать экспоненциальной функцией (рис. 3):

$$S_t = S_{t_0} e^{\alpha(t-t_0)}, \quad (3)$$

где  $S_t$  – ледовитость на произвольную дату  $t$ ,  $S_{t_0}$  – ледовитость на начало сезона,  $\alpha$  – степенная функция вида  $\alpha = bt^c$ , коэффициенты  $b$  и  $c$  которой подбираются путём вычисления уравнения степенного тренда, аппроксимирующего кривую ледовитости на фазе развития по двум и более имеющимся значениям площади льда на начальные даты ледообразования.

Данная функция (3) является идеальной моделью, но на практике на фоне общего роста кривой наблюдаются кратковременные снижения ледовитости  $\Delta S$ , с дальнейшим повышением, образуя тонкую структуру в виде S-образности, которая становится наиболее заметна в мягкие типы зим. Величина  $\Delta S$  варьируется от 2 до 7 % общей площади Охотского моря (рис. 3).

Причиной появления тонкой структуры является циклоническая деятельность, обуславливающая воздействие на ледяной покров силь-

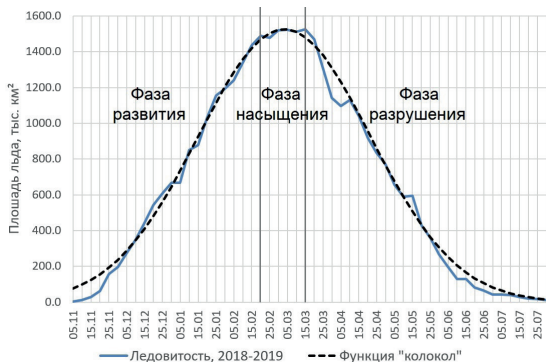


Рис. 2. График сезонного хода ледовитости Охотского моря (2000-2001 гг.) и функция «колокол»

услаивающих формирование барических образований [Тимофеев, 1968].

Это явление необходимо учитывать при разработке прогностического правила, так как появление тонкой структуры резко занижает общий ход среднемесячного значения площади льда (при этом повышает сплоченность льда, практически не изменяя его объёма). Пример совпадения дат резкого уменьшения площади ледяного покрова с фазами сизигии (20.12.2010 - 25.12.2010, 10.01.2011 - 15.01.2011, 05.02.2011 - 10.02.2011) приведён на рисунке 3.

По местоположению тонкой структуры (рис. 3) и общему ходу ледовитости выявлены сезоны-аналоги со схожей динамикой развития ледовых условий, обусловленных влиянием Луны на земную атмосферу. Один из наиболее существенных многолетних периодов

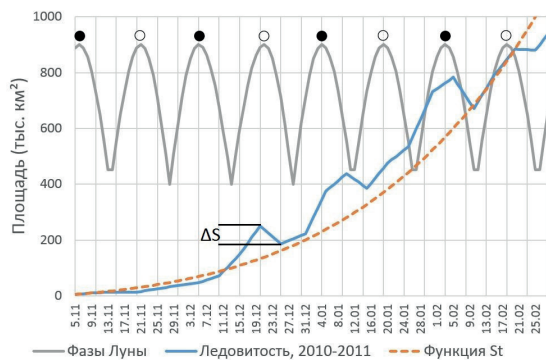


Рис. 3. Графики фактической ледовитости и функции  $S_t$  сезона 2010-2011 гг.

ных ветров восточных румбов. Следствием такого воздействия является разрушение, то-рошение, повышение сплоченности льда, чтократно уменьшает площадь ледяного по-крова в зоне влияния циклона. Изменения

направления ветра хорошо согласуются со сменой фаз Луны, об-

услаивающих формирование барических образований [Тимофеев, 1968]. Это явление необходимо учитывать при разработке прогностического правила, так как появление тонкой структуры резко занижает общий ход среднемесячного значения площади льда (при этом повышает сплоченность льда, практически не изменяя его объёма). Пример совпадения дат резкого уменьшения площади ледяного покрова с фазами сизигии (20.12.2010 - 25.12.2010, 10.01.2011 - 15.01.2011, 05.02.2011 - 10.02.2011) приведён на рисунке 3.

По местоположению тонкой структуры (рис. 3) и общему ходу ледовитости выявлены сезоны-аналоги со схожей динамикой развития ледовых условий, обусловленных влиянием Луны на земную атмосферу. Один из наиболее существенных многолетних периодов имеет длительность 18,61 года и связан с движением узловых точек лунной орбиты, описывающих полную окружность. В основу разработки долгосрочного прогностического правила легли все вышеперечисленные факторы и в качестве опорной кривой, описывающей сезонный

Таблица 1

Пример аналогов сезона 2018-2019 гг.

	1981	1989	1992	2000	2008	2011	2019
...	...	...	...	...	...	...	...
5.12						●	
6.12			●				
7.12	●			●			●
8.12							
9.12		●			●		
...	...	...	...	...	...	...	...
21.12	○		○			○	
22.12				○			○
23.12		○			○		
...	...	...	...	...	...	...	...

новолуния - ●, полнолуния - ○

ход ледовитости, выбирается 19-летний сезон-аналог, а также ряд других сезонов с близкой периодикой смены лунных фаз.

В таблице 1 приведены сезоны-аналоги для 2018-2019 г., при этом тонкая структура каждого из них смещена относительно рассматриваемого сезона в соответствии со смещением фаз Луны.

Для расчёта ледовитости на конкретную дату  $S_i$  производили вычисления среднего значения посуточной ледовитости с учётом нормировки путём деления её на величину значения линейного тренда  $H_j$  многолетнего ряда спутниковых наблюдений за ледовитостью для каждого  $j$ -го сезона-аналога [Пищальник и др., 2016] и с учётом смещения на каждую дату с последующим умножением на значение линейного тренда  $H_s$ , соответствующего прогнозируемому сезону:

$$S_i = \frac{\sum_{j=1}^n \frac{S_{\text{смещ.ан.}ji}}{H_j}}{n} * H_s, \quad (4)$$

где  $S_{\text{смещ.ан.}ji}$  – смещённое значение ледовитости года аналога, в соответствии со смещением дат наступления фаз Луны сезона-аналога относительно прогнозируемого сезона,  $i$  – дата,  $j$  номер сезона-аналога,  $n$  – количество сезонов-аналогов.

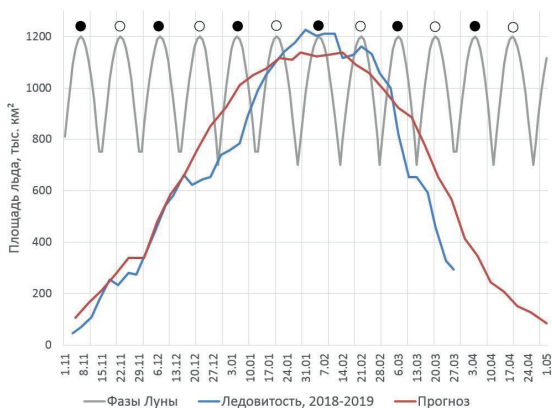


Рис. 4. График фактической и прогнозной ледовитости сезона 2018-2019 гг.

На рисунке 4 приведён пример графиков фактической и прогнозной ледовитости сезона 2018-2019 гг. В предложенное прогностическое правило необходимо вводить дополнительные предикторы, такие как колебания температуры воды и осадки, с одной стороны являющиеся центрами кристаллизации, а с другой в значительной мере влияющие на тепловой баланс.

### ***Выводы***

Установлено, что на фазе роста ледовитости Охотского моря периодически происходит резкое уменьшение площади льда. Этот процесс обусловлен циклонической деятельностью, которая тесно связана со сменами фаз Луны. Наиболее отчётливо данное явление проявляется в мягкие типы зим периода глобального потепления. Предложен вариант прогностического правила для разработки долгосрочного и краткосрочного прогнозов внутрисезонного хода ледовитости Охотского моря с учётом лунных циклов.

### **Литература**

1. Петров А.Г., Плотников В.В., Якунин Л.П. Ледовые условия и методы их прогнозирования // Проект «Моря». Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 9: Охотское море, вып. 1: Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеоиздат, 1998. С. 291–340.

2. Пищальник В.М., Романюк В.А., Минервин И.Г., Батухтина А.А. Анализ динамики аномалий ледовитости Охотского моря в период с 1882 по 2015 гг. // Изв. ТИНРО. 2016. Т. 185. С. 228–239.
3. Тимофеев С.Д. Влияние на атмосферу приливных сил Луны. Труды ГГО, 1968, вып. 227, с. 62-70.
4. Enomoto H., Kumano T., Kimura N. et al. Sea-ice motion in the Okhotsk Sea derived by microwave sensors // Proc. 13th International Offshore and Polar. Engineering Conference, 2003. Honolulu, Hawaii P. 518–522.
5. Shokr M., Sinha N. Sea Ice. Physics and Remote Sensing // Washington, D.C.: American Geophysical Union; Hoboken, New Jersey: John Wiley & Sons, 2015. Vol. 209. 624 p.

# УСТРОЙСТВО АВТОНОМИЗАЦИИ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПРИБОРОВ

**С.В. Яковенко**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
ser\_mail@poi.dvo.ru*

При использовании разного рода подводных измерительных приборов, потребляющих значительное количество электричества и/или производящих большой объем измерительной информации, единственной возможностью проводить длительные измерения становится соединение такого оборудования кабельной линией с берегом, поскольку использование бортового питания не дает достаточного времени работы измерительного прибора, а беспроводные каналы связи или не обладают нужной пропускной способностью и дальностью или эти опции не предусмотрены вовсе. В случае работы с кабельной линией измерительный прибор располагает мощным питанием и быстрой линией связи, но при этом имеет существенные ограничения, связанные с допустимой длиной кабеля (место расположения, прокладка кабеля и т.д.).

В то же время существуют научные задачи, которые предусматривают использование измерительных датчиков вдали от мощного питания и линий связи. В этом случае требуется модернизация имеющегося оборудования либо создание нового устройства, с целью включения в него как самого измерительного датчика, так и батареи питания, плат согласования электрических цепей и регистратора. Эти действия значительно увеличивают габариты, вес исходного прибора, что в условиях проведения морских работ часто не является приемлемым. Кроме того, некоторые измерительные датчики в силу своих конструктивных особенностей (а иногда и гарантийных обязательств перед производителем) не позволяют произвести такие изменения для обеспечения или увеличения автономности.

Существуют автономные регистраторы, особенностями которых является то, что они имеют глубокую интеграцию с измерительным датчиком (или несколькими датчиками), т.е. включаются в его состав и становятся неотъемлемой частью устройства для передачи и записи данных. Эти устройства представляют собой варианты автономных регистраторов, в которых измерительный датчик не может функци-

онировать отдельно от подсистем, встроенных в комплектный с ним автономный регистратор либо такое изменение конфигурации не является предусмотренным.

Таким образом, существует проблема разработки автономного устройства обеспечения электрическим питанием с функцией регистратора поступающей информации с подводного измерительного датчика без вмешательства в конструкцию и конфигурацию используемого датчика.

В результате решения поставленной задачи была разработана конструкция универсального автономного регистратора, имеющего возможность интеграции с различными гидрофизическими измерительными приборами [1]. Это возможно, поскольку регистратор не содержит в себе компонентов, непосредственно участвующих в процессе получения первичных данных, т.е. датчиков и измерителей, кроме тех, которые могут потребоваться для функционирования самого автономного регистратора. Как, например, датчик температуры батареи электрического питания.

Устройство состоит из герметичного корпуса, снабженного портом подключения и содержащего блок регистрации, включающий микрокомпьютер с многоканальной платой ввода данных, соединенный с блоком питания, состоящим из аккумуляторной батареи постоянного напряжения, системы ее защиты и системы согласования электрических цепей, содержащей инвертер, преобразователи и стабилизаторы напряжения. Модульная схема с использованием стандартных компонентов по организации электрического питания и линий связи для приема и передачи данных позволяет при необходимости быстро изменить конфигурацию устройства под нестандартные задачи.

На рисунке 1 представлена схема устройства автономизации, где в корпусе (1) расположены порты для подключения питания (2) и приема данных (3), микрокомпьютер (4), многоканальная плата ввода данных (5), аккумуляторная батарея постоянного напряжения (6), системы ее защиты (7) и системы согласования электрических цепей в составе инвертера (8), преобразователей (9) и стабилизаторов (10) напряжений питания измерительного оборудования (11).

Широкие возможности микрокомпьютера и многоканальной платы ввода данных позволяют настраивать устройство для использования с различными видами датчиков, образуя таким образом автономное средство измерения

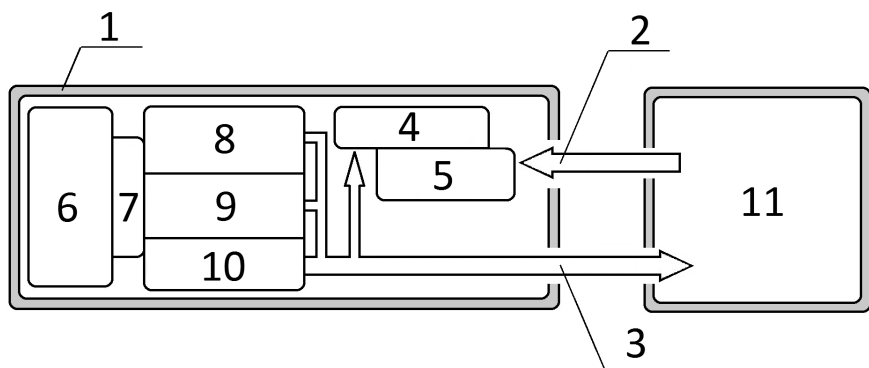


Рис. 1. Схема устройства автономизации, где 1 – корпус, 2 – порт для подключения питания, 3 – порт приема данных, 4 – микрокомпьютер, 5 – многоканальная плата ввода данных, 6 – аккумуляторная батарея постоянного напряжения, 7 – система защиты аккумуляторной батареи, 8 – инвертор, 9 – преобразователи напряжения, 10 – стабилизаторы напряжения, 11 – измерительное оборудование.

Устройство автономизации полностью имитирует собой кабельное подключение и принимает на себя все его функции, реализация которых возможна без участия оператора. Устройство оборудовано портом подключения к измерительному прибору по кабельной линии, по которой передается питающее напряжение и обеспечивается канал связи. Для технической реализации устройства используют стандартные электронные компоненты. Во время установки измерительного оборудования на автономную работу первым опускается измерительный прибор, при этом само устройство автономизации еще на борту, и (при необходимости) имеется возможность корректировки работы прибора оператором, например, с целью проверки работы датчиков и их настройки в случае необходимости. После этого корпус устройства автономизации герметизируется и также покидает борт судна вслед за измерительным прибором. С этого момента начинается полностью автономная работа всего комплекса измерительного оборудования. По мере ее завершения, подъем осуществляется в обратном порядке. Сначала устройство автономизации, затем измерительный прибор.

Разработанный прибор преимущественно планируется применять совместно с лазерным измерителем вариаций давления гидросферы [2], лазерным гидрофоном [3] и прочими подводными измерителями, требующими мощного питания и не имеющими при этом встроеной возможности автономной работы.



Работа выполнена при частичной финансовой поддержке подпрограммы № 18-1-004 «Изучение фундаментальных основ взаимодействия разномасштабных гидроакустических, гидрофизических и геофизических процессов...».

### Литература

1. Устройство автономизации гидрофизических приборов: Пат. 188747 U1 Российская Федерация / С.В. Яковенко – 2019103793, заявл. 11.12.2019; опубл. 23.04.2019, Бюл. 12.
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 г. №6. С. 137-138.
3. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Чупин В.А., Яковенко С.В. Лазерный гидрофон на основе зеленого лазера LCM-S111 // Приборы и техника эксперимента. 2013. № 5. С. 140-141.

# К ВОПРОСУ ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ НАПРАВЛЕНИЯ НА ИСТОЧНИК ЗВУКА ОДИНОЧНЫМ КОМБИНИРОВАННЫМ ПРИЕМНИКОМ

**И.О. Ярошук, А.Н. Швырев, А.А. Пивоваров,  
А.Н. Самченко, А.В. Кошелева**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
yaroshchuk@poi.dvo.ru*

Статистическое оценивание удаленных источников звука на фоне шумов океана проводят в достаточно низкочастотном диапазоне. В противном случае звук достаточно быстро затухает. Однако, в этом случае обычные линейные антенны, состоящие из гидрофонов могут достигать достаточно больших размеров. На протяжении нескольких десятков лет многие исследователи в области гидроакустики и сейсмологии пытаются использовать для решения таких задач одиночный комбинированный приемник.

Ради упрощения изложения, без потери общности, ограничимся далее рассмотрением только трех каналов приемника: канал давления и два канала горизонтальной колебательной скорости. Обозначим это колебание на выходе приемника как  $\mathbf{p}(t) = (v_x(t), v_y(t), p(t))'$ , которое формируется полезным сигналом  $\mathbf{s}(t)$  и окружающим шумом  $\mathbf{n}(t)$ . Если на полезный сигнал оказывают влияние мультипликативные помехи  $\varepsilon(t)$ , то в общем случае на выходе приемника:  $\mathbf{p}(t) = \varepsilon(t) \mathbf{s}(t) + \mathbf{n}(t)$ . Далее полагаем, что колебательная скорость частиц среды выражена в эквивалентных единицах звукового давления путем формального умножения скорости на величину импеданса среды. Динамические шумы  $\mathbf{n}(t)$  обычно рассматривают как векторный гауссовый процесс [1], описываемый ковариационной матрицей  $\mathbf{N}(t_1, t_2) = \langle \mathbf{n}(t) \mathbf{n}(t)' \rangle$ .

На практике, обычно, определяют направление на источник звука как отношение плотностей потоков мощности, усредненных за некоторое время наблюдения  $T$  (см. литературу в [1]):

$$\operatorname{tg}(\hat{\varphi}) = \frac{\overline{p(t)v_y(t)}}{\overline{p(t)v_x(t)}} \quad (1)$$

Формула (1), на первый взгляд, физически очевидна, однако ее условия ее применимости как правило не учитываются многими ис-

следователями. Ниже мы рассмотрим задачу об оценивании азимутального угла  $\varphi$  на источник звука в рамках стандартных правил статистического оценивания сигналов на фоне шумов, например, [2]

Для оценивания угла  $\varphi$  будем далее исходить из метода максимального правдоподобия, полагая что динамические шумы акватории и мультипликативные помехи – являются гауссовыми. Полагаем также, что сигнал занимает полосу  $\Delta f$ , в секунду выбирается  $2\Delta f$  отчетов,  $M=2\Delta f T$  – общее количество отсчетов за время  $T$ .

Введем вспомогательные матрицы, образуемые в процессе измерения  $M$  отсчетов колебания на векторном приемнике:

$$\mathbf{P} = [\mathbf{p}_1, \mathbf{p}_2, \dots, \mathbf{p}_M], \quad \mathbf{S}_M = [\mathbf{s}_1, \mathbf{s}_2, \dots, \mathbf{s}_M], \quad \mathbf{S} = \mathbf{S}_M \mathbf{S}'_M \quad (2)$$

С учетом обозначений (2) запишем эмпирическую ковариационную матрицу колебания  $\mathbf{p}(t)$  в точке приема:

$$\mathbf{\Pi} = a\mathbf{S} + b\mathbf{N}.$$

Стандартным образом полагаем, что ковариационная матрица колебаний зависит от трех ненаблюдаемых параметров, т.е.  $\mathbf{\Pi} = \mathbf{\Pi}(\lambda)$ ,  $\lambda = (\varphi, a, b)$ , а из матрицы  $\mathbf{P}$ , размерности  $3 \times M$ , определим новую матрицу  $\mathbf{B} = \mathbf{P}\mathbf{P}'$  размерности  $3 \times 3$ .

Если теперь предположить, что количество отсчетов достаточно большое, то очевидно, что  $M^{-1}\mathbf{B} = \hat{a}\mathbf{S} + \hat{b}\mathbf{N}$ . Эту систему уравнений легко разрешить относительно ненаблюдаемых параметров, если учесть, что  $Sp[\tilde{\mathbf{B}}] = 2a + b Sp[\mathbf{N}]$ , где мы ввели обозначение  $\tilde{\mathbf{B}} = M^{-1}\mathbf{B}$ , а  $Sp$  обозначает след («шпур») матрицы. Решение указанной системы для ненаблюдаемых параметров имеет следующий вид:

$$tg(\hat{\varphi}) = \frac{\tilde{B}_{13} - b N_{13}}{B_{23} - b N_{23}}, \quad \hat{a} = \frac{Sp[\tilde{\mathbf{B}}] - \tilde{B}_{33} Sp[\mathbf{N}]}{2 - Sp[\mathbf{N}]}, \quad \hat{b} = \frac{2 B_{33} - Sp[\tilde{\mathbf{B}}]}{2 - Sp[\mathbf{N}]} \quad (3)$$

Из первой формулы видно, что в случае изотропных шумов она совпадает с формулой (1).

Если теперь перейти к процедуре статистического оценивания ненаблюдаемых параметров для произвольного количества отсчетов  $M$  на основе метода максимального правдоподобия, то можно получить системы трех уравнений:

$$Sp \left[ \mathbf{\Pi}^{-1} \left( \frac{\partial}{\partial \lambda_j} \mathbf{\Pi} \right) \mathbf{\Pi}^{-1} \mathbf{B} \right] - M Sp \left[ \mathbf{\Pi}^{-1} \frac{\partial}{\partial \lambda_j} \mathbf{\Pi} \right] = 0, \quad (j = 1, 2, 3). \quad (4)$$

Отметим, что из системы уравнений максимального правдоподобия (4) можно в явном виде получить статистические оценки параметров  $a$  и  $b$ , однако оценку угла  $\phi$  приходится вычислять численными методами

В частном случае изотропных динамических шумов уравнения (4) расщепляются и упрощаются:

$$B_{13} \sin \hat{\phi} - B_{23} \cos \hat{\phi} + 2(B_{11} - B_{22}) \sin 2\hat{\phi} - 4B_{12} \cos 2\hat{\phi}. \quad (5)$$

При увеличении количества отсчетов последние два члена стремятся к нулю, и в этом случае вместо выражения (5) мы снова получаем формулу (1).

Для реального моря, а тем более для шельфовой его зоны, модель изотропных динамических шумов является неадекватной. Здесь всегда присутствует анизотропия, связанная не только с волнением, ветром, но и существенными техногенными факторами.

Для примера на рисунке (левая часть) представлена ковариационная матрица шумов, рассчитанная в диапазоне частот для эксперимента, проведенного в сентябре 2015 г. в заливе Посьета (данные предоставлены Щуровым В.А.). Значения  $N$  рассчитаны в полосе

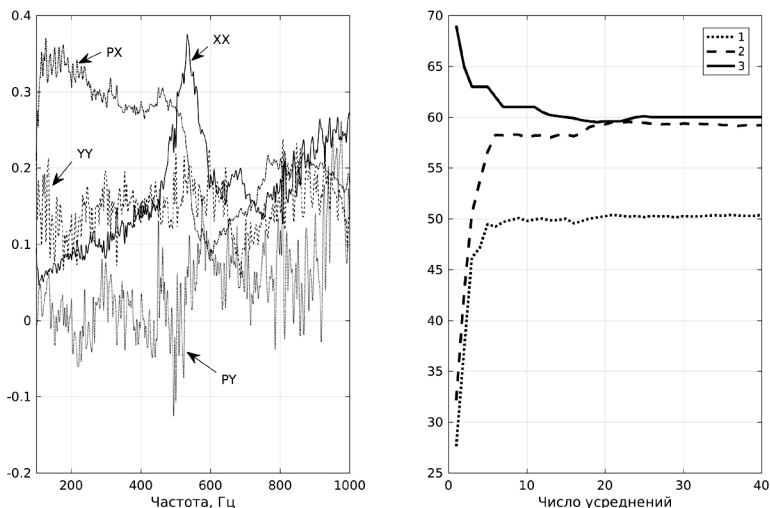


Рис. 1. Ковариационная матрица шумов (левый рисунок). Статистические оценки угла. Номера графиков 1, 2 и 3 соответствуют формулам (1), (3) и (4).

1 Гц. Как видно из рисунка реальная ковариационная матрица шумов существенно различается с моделями изотропных шумов.

Проверим теперь эффективность оценок азимутального угла  $\varphi$ , вычисленного по формулам (1), (3) и (4). По стандартной методике [3] был смоделирован случайный скалярно-векторный сигнал с центральной частотой 300 Гц, а азимутальный угол был выбран  $\varphi=60^\circ$ . Отношение сигнал/шум было выбрано равным 1. Расчеты представлены на правой части рис. 1 в зависимости от количества выбранных отсчетов  $M$ . Расчет по формуле (1) приводят к оценке  $50^\circ$ . Наилучшая оценка получается методом максимального правдоподобия. Она сходится к заданному значению угла уже при 3-4 десятков отсчетов.

В заключении сделаем некоторые замечания.

Для задачи определения пеленга одиночным комбинированным приемником в докладе были предложены новые алгоритмы: модифицированный алгоритм «тангенс» с учетом анизотропии шумов моря, алгоритм, основанный на методе максимального правдоподобия и решения уравнений ММП. Для экспериментальных данных для шумов моря на гидрофизическом полигоне, методом имитационного моделирования было показано, что в данных реальных условиях предложенные алгоритмы дают адекватные результаты определения пеленга на источник звука в отличии от традиционных подходов, предложенных в литературе даже для случаев, когда отношение сигнал/шум около единицы.

Как хорошо известно, для решения задач томографии и мониторинга океана наиболее значимыми являются задачи обнаружения, динамического определения местоположения и классификации неоднородностей водной среды как природного, так и искусственного происхождения. Решения таких задач подразумевает выполнение математической процедуры (оценивание) принятия статистического решения по данным случайной реализации волнового поля. С точки зрения математической физики задачи такого типа могут быть отнесены в разряд обратных статистических задач.

Основой большинства подходов к выполнению процедуры решения указанных задач является применение различных методов, базирующихся на априорном знании функций распределения вероятностей сигналов и шумов. Наиболее популярным и эффективным является метод максимального правдоподобия. Между тем в реальных условиях сведения о сигнально-помеховой обстановке носят, как правило ограниченный характер. В лучшем случае они содержат

информацию о первых статистических моментах только в ограниченном числе точек и только в ограниченном числе помеховых ситуациях. В таких условиях перспективным может оказаться динамико-стохастический подход, когда модели сигналов и шумов составляются на основе решения динамических уравнений. Случайными при этом, являются источники шумов, граничные условия, флуктуации среды и т.п. При этом статистические модели входных параметров задачи определяются из опыта и теоретического анализа.

### Литература

1. Гордиенко В.А. Векторно-фазовые методы в акустике. – М.: ФИЗМАТЛИТ, 2007. – 480с.
2. Фалькович С.Е. Оценка параметров сигнал. – М.: Сов. радио, 1970. – 336с.
3. Ярощук И.О., Гулин О.Э. Метод статистического моделирования в задачах гидроакустики. – Вл-к: Дальнаука, 2002. – 352с.

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

ГЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ  
НА АКВАТОРИИ И ОСТРОВАХ АРХИПЕЛАГА  
РИМСКОГО-КОРСАКОВА  
(ЗАЛИВ ПЕТРА ВЕЛИКОГО, ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

**Е.А. Бессонова, С.А. Зверев, А.А. Коптев,  
А.С. Теличко, Н.М. Цовбун**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
bessonova@poi.dvo.ru*

На акватории и островах архипелага Римского-Корсакова выполнена детальная геомагнитная съемка М 1:10000 по профилям протяженностью 116.4 миль (рис. 1). Измерения проводились на моторной лодке «Казанка-5М4». Для выполнения гидромагнитной съёмки использован автономный морской магнитометрический комплекс (АММК), разработанный в лаборатории электромагнитных полей, который предназначен для измерения и регистрации модуля полного вектора геомагнитного поля в прибрежной зоне, где использование промышленных магнитометров с борта судов типа НИС «Малахит» невозможно по соображениям безопасности мореплавания. Он построен на основе пешеходного протонного магнитометра ММП-203 и дополнен системой сбора и регистрации данных. Доработка ММП-203 заключается в замене штатного цилиндрического магниточувствительного преобразователя на размещенный в герметичной гондоле тороидальный датчик, буксируемый на немагнитном кабеле длиной 40 м, подборе емкостей настроечных конденсаторов входного контура и увеличении периода следования запускающих импульсов с 2 до ~ 4.5 секунд. В качестве протонсодержащего вещества в объеме датчика используется гексан ( $C_6H_{14}$ ). Магнитометр выдает в блок регистрации сигналы начала и конца измерения, а также пачку импульсов частотой 1 МГц, число которых равно значению индукции магнитного поля в нТл.

Для получения навигационных данных использован морской всепогодный влагозащищенный приемник GPSМар 420S фирмы Garmin, обеспечивающий точность определения координат на плоскости не хуже 5 метров (с использованием системы повышения точности WAAS). В состав приемника входит встроенный двухчастотный (50 и 200 кГц) эхолот, позволяющий регистрировать глубину места в ди-



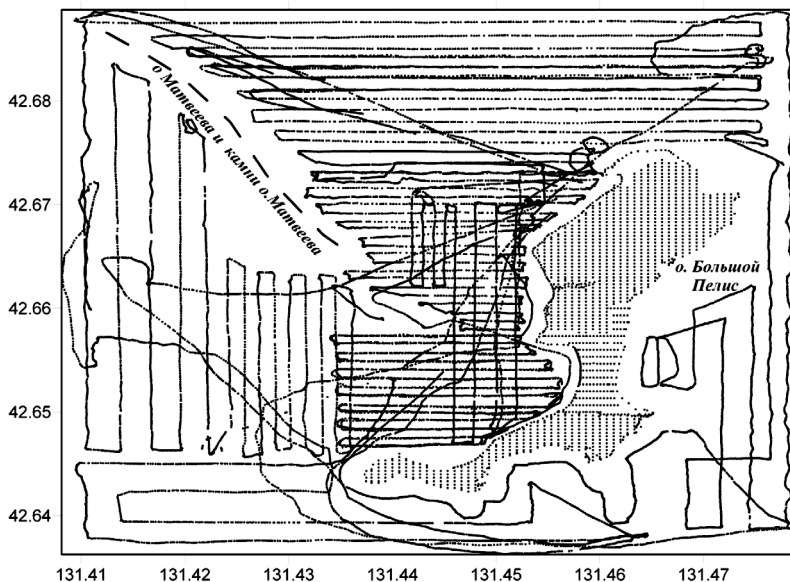


Рис. 1. Пункты геомагнитных измерений на акватории архипелага Римско-Корсакова и о. Большой Пелис.

апазоне 0-450 метров. Данные о местоположении и глубине выдаются внешнему потребителю по последовательному каналу в формате RS232 с периодом в 1 секунду. Используются NMEA – последовательности RMC и DPT.

Данные магнитометра и навигационного приемника поступают на блок регистрации, собранный на микроконтроллере Atmega8515 фирмы ATMEL. Блок регистрации имеет 3 режима работы:

1. Регистрация поступающих данных, синхронизация их и запись в встроенное энергонезависимое ОЗУ объемом 2 Мб.
2. Считывание данных из ОЗУ по последовательному каналу со скоростью 38400 бод.
3. Стирание содержимого ОЗУ.

Емкости ОЗУ достаточно для обеспечения непрерывной работы комплекса в течение примерно 40 часов.

Конструктивно АММК собран в брызгозащищенном металлическом контейнере закрытом сверху прозрачной крышкой из оргстекла размерами 500x270x240 мм. Внутри контейнера размещаются магнитометр, блок регистрации, кабели связи и аккумулятор питания. Навигационный приемник крепится непосредственно перед рулевым на

кронштейне. Датчик эхолота смонтирован на транце моторной лодки в соответствии с рекомендациями фирмы – производителя.

Выполнена наземная магнитная съемка островов Большой Пелис и Матвеева. Использована регулярная прямоугольная измерительная сеть. Масштаб съёмки 1:5000. Измерения проведены пешеходными протонными магнитометрами ММП-203.

По результатам полевых работ на суше и прилегающей акватории проведена увязка магнитных съёмок, составлены карты аномального магнитного поля акватории архипелага Римского-Корсакова и о. Большой Пелис М 1:10000.

Предварительный анализ аномального магнитного поля акватории архипелага Римского-Корсакова и о. Большой Пелис показал, что на площади преобладают положительные значения поля. Район исследования характеризуется разбросом амплитуд от -800 нТл до 1600 нТл. В структуре поля выделены цепочки положительных аномалий, пересекающих остров и акваторию в направлении сз-юв. Выделены локальные знакопеременные магнитные аномалии, источниками которых являются гидротермально измененные вулканические и интрузивные горные породы основного состава. На северо-востоке района исследований отмечены вытянутые положительные магнитные аномалии простирающиеся в направлении св-юз. Характерные элементы структуры аномального магнитного поля сонаправлены с направлением простириания тектонических структур, развитых в этом районе. По перешейку о. Большой Пелис и на прилегающей акватории прослежена цепочка локальных отрицательных магнитных аномалий субширотного простириания, источником которых по нашему мнению является близповерхностный объект антропогенного происхождения (силовой кабель, выведенный из эксплуатации).

# ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КУРСКОГО РАЗЛОМА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТРЁХМЕРНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

**Бронников А.К.**

*Институт Тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Курский разлом – один из крупных разломов Дальнего Востока. Он принадлежит Илань-Итунской ветви разломов Тан-Лу. На данный момент существует множество схем строения данного района, а сам разлом часто называют по-разному (Илань-Итунь, Итунь-Илань, Ишу-Харпийский). В данной работе используется схема, предложенная [1], в которой Курский разлом ограничивает Среднеамурский осадочный бассейн и простирается далее на северо-восток, соединяясь с Центральным Сихотэ-Алинским разломом.

Курский разлом на данный момент пересечен несколькими профилями МТЗ в южной части ЕАО [2,3]. Однако для интерпретации использовались только данные АМТЗ и изучалось только строение его верхней части (до 5-6 км). Используя данные МТЗ с одного профиля (БГ8), в настоящей работе построен геоэлектрический разрез Курского разлома (рис. 1) до глубины 50 км.

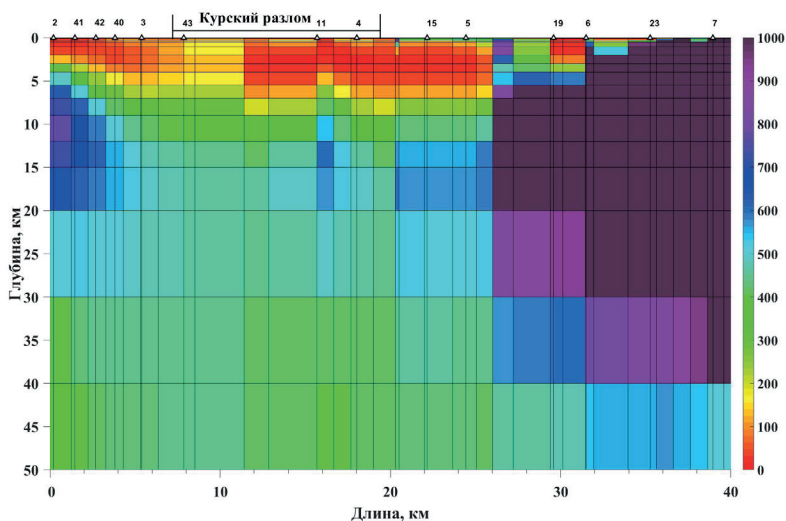


Рис. 1. Геоэлектрический разрез Курского разлома на профиле БГ8

Для интерпретации данных использовалась программа трёхмерной инверсии ModEM [4,5,6]. В расчёте был использован импеданс с 14 точек зондирований в диапазоне периодов от 0,0001 с до 1000 с. В качестве начальной модели для инверсии было взято полупространство с сопротивлением 500 Ом·м. Невязка (RMS) после расчёта составила 3,36.

Геoeлектрический разрез разделяется на две части: низкоомную слева и высокоомную справа. Мощность правого блока достигает 40 км, сопротивление превышает 1000 Ом·м. Проводящий блок делится на верхнюю часть мощностью 9 км и сопротивлением от 10 до 200 Ом·м и нижнюю часть, протягивающуюся на всю глубину разреза и характеризующуюся сопротивлениями порядка 400-500 Ом·м. В левой части разреза на глубинах от 5,5 км до 20 км имеется зона высокого сопротивления (от 700 до 900 Ом·м).

На геoeлектрическом разрезе Курский разлом составлен блоком низкого сопротивления с минимальными значениями в верхней части. Ширина области Курского разлома на профиле БГ8 составила 21 км.

### Литература

1. Уткин В.П. Сдвиговой структурный парагенез и его роль в континентальном рифтогенезе Восточной окраины Азии. // Тихоокеанская геология. 2013. т. 32. № 3. с. 21-43.
2. Каплун В.Б. Строение северо-западного борта Среднеамурского осадочно-го бассейна по данным аудиоманнителлурических зондирований (Дальний Восток России). // Тихоокеанская геология. 2018. т. 37. № 2. с. 76-86.
3. Каплун В.Б. Геoeлектрические разрезы северо-западного борта среднеамурского осадочного бассейна (Дальний Восток) по данным магнитотеллурических зондирований. // Тихоокеанская геология. 2014. т. 33. № 6. с. 50-62.
4. Egbert G.D., Kelbert A. Computational recipes for electromagnetic inverse problems // Geophysical Journal International. 2012. Vol. 189. No. 1. P. 251-267.
5. Kelbert A., Meqbel N., Egbert G., Tandon K. ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data // Computers & Geosciences. 2014. Vol. 66. P. 40-53.
6. Kelbert A., Egbert G.D., Schultz A. Non-linear conjugate gradient inversion for global EM induction: resolution studies // Geophysical Journal International. 2008. Vol. 173. No. 2. P. 365-381.

# ОСОБЕННОСТИ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПОЗДНЕМ МИОЦЕНЕ – РАННЕМ ПЛИОЦЕНЕ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОСТРОВНОГО СКЛОНА КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО ЖЕЛОБА

**Л.Н. Василенко**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
lidia@poi.dvo.ru*

Курило-Камчатская система дуга-желоб располагается в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану и характеризуется сложной тектоникой и активной гидродинамикой. Район исследований находится в южной части островного склона Курило-Камчатского желоба (ККЖ) и включает южное плато подводного хребта Витязь (ПХВ) и южную часть Приосевой зоны ККЖ на траверсе пролива Буссоль (рис. 1). Определение возраста пород, слагающих осадочный чехол в рассматриваемом районе и реконструкция условий, в которых происходило их формирование, в настоящее время является актуальным, поскольку приближает к ответу на вопрос о времени образования ККЖ и сопряженных с ним структур.

Одним из методов, позволяющих определять возраст осадочных пород, восстанавливать их стратиграфическую последовательность и

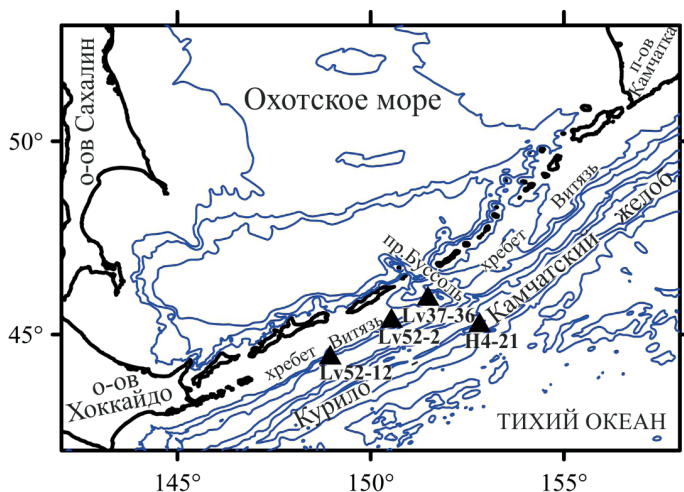


Рис. 1. Район исследований и месторасположение станций драгирования

условия формирования является *радиоляриевый анализ*. В настоящем исследовании этот метод был применён к 10 образцам драгирования, полученным в ходе экспедиций: 4-го рейса НИС «Академик А. Несмеянов» (1984 г.), 37 и 52-го рейсов НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (2005 и 2010 г.) (рис. 1, 2).

В результате была установлена принадлежность изучаемых образцов к двум стратиграфическим уровням: позднемиоценовому (комплекс с *Lychnocanoma magnacornuta*-*Theocorys redondoensis*) и позднемиоцен-раннеплиоценовому (комплекс с *Lychnocanoma parallelipes*-*Lithocampe radicula*) [1] (рис. 2). Особенности таксономического состава радиолярий в этих комплексах, их количественные характеристики и принадлежность к «неритическому» экологическому типу [по: 5] позволили установить следующее:

В начале позднего миоцена на южном плато ПХВ существовали участки с небольшими (шельфовыми) глубинами. Ранее установлено, что с конца позднего олигоцена в обсуждаемом районе существовали глубоководные, вероятно, батинальные условия осадконакопления [2, 10, 11]. Появление участков с шельфовыми глубинами, вероятно, связано с активизацией тектонических процессов и, возможно, с наступлением регрессивной фазы в начале позднего миоцена [12]. Известно, что с конца среднего миоцена в районе островного склона ККЖ

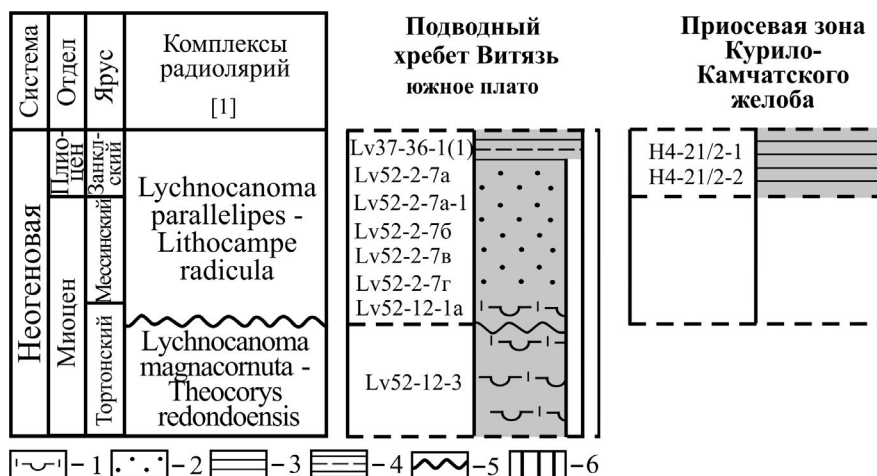


Рис. 2. Комплексы радиолярий позднего миоцена - раннего плиоцена и литологические характеристики вмещающих их отложений: 1 – туфодиадомиты, туфогенные диатомиты, 2 – песчаники, 3 – аргиллиты, 4 – алевроаргиллиты, алевролиты, 5 – размыты, 6 – предполагаемые несогласия [по: 11]

значительная роль принадлежала восходящим движениям, обусловившим, вместе с вулканическими процессами, возникновение Большешекурильского поднятия [9]. Вероятно, эти же процессы имели место в районе южного плато хребта Витязь. Кроме этого установлено, присутствие в комплексе радиолярий представителей колониальных Collodaria, обнаруженных ранее в наземных морских разрезах о-вов Кунашир и Итуруп (Большая Курильская гряда) [8]. Это указывает на присутствие теплого течения Куроисио в южной части Курильского региона, и его влияние на процесс формирования осадочного чехла в этом районе в начале позднего миоцена.

В конце позднего миоцена – раннем плиоцене на южном плато продолжали существовать мелководные условия. Отложения здесь накапливались также при участии тёплых поверхностных водных масс. В районе пролива Буссоль (станция Lv37-36) отмечается смешение видов радиолярий разных возрастных уровней раннемиоценового и позднего миоцена – раннеплиоценового. По результатам диатомового анализа, отложения станции Lv37-36 были отнесены к олигоцен-среднемиоценовому комплексу [10, 11]. Нахождение позднего миоцен-раннеплиоценовых радиолярий в отложениях обсуждаемой станции позволяет предположить их принадлежность к верхнемиоцен-нижнеплиоценовой толще, выделенной ранее в кайнозойских отложениях подводной долины Буссоль [4]. Активные гидродинамические процессы, обусловленные месторасположением этой станции, могли способствовать размыву и смешению разновозрастных отложений. Это подтверждает полученный ранее вывод о размыве олигоцен-раннемиоценовых отложений в раннем плиоцене, который был установлен в районе северного плато ПХВ [10]. Данные радиоляриевых анализов позволяют распространить этот вывод также на южное плато.

В Приосевой зоне Курило-Камчатского желоба на траверзе пролива Буссоль в начале раннего плиоцена наблюдаются мелководные условия, вероятно, батинальные. Ранее установлено, что формирование осадочной толщи в Приосевой зоне, по крайней мере до плейстоцена, происходило в относительно мелководных условиях, а погружение осевая часть испытала в более позднее время [3]. По наличию рыхлых осадков и другим признакам возраст Курило-Камчатского желоба оценивается ориентировочно в 1 млн лет [7]. Наши данные позволяют предполагать, что в южной части Приосевой зоны, уже в начале раннего плиоцена существовали участки с батинальными глу-

бинами. Основной причиной этого могли быть тектонические процессы, связанные с формированием поперечной зоны тектонической деструкции рифтогенного типа в районе центральных Курил [6].

Таким образом, в результате применения радиоляриевго анализа было установлено:

1. Смена глубоководных условий осадконакопления на мелководные в районе южного плато ПХВ в начале позднего миоцена, что, вероятно, вызвано восходящими тектоническими движениями.

2. Влияние тёплого течения Куроисио в южной части Курильского региона, охватывающего район Большой Курильской гряды и южное плато ПХВ.

3. Распространение размыва нижнемиоценовых отложений в конце позднего миоцена-раннем плиоцене, установленного ранее на северном плато ПХВ в район южного плато.

4. Существование глубоководных, вероятно, батинальных условий осадконакопления в южной части Приосевой зоны ККЖ на траверзе пролива Буссоль в начале раннего плиоцена.

Работа выполнена по программе ФНИ ТОИ ДВО РАН (тема № АААА-А17-117030110033-0).

## Литература

1. Василенко Л.Н. Радиолярии среднего миоцена – раннего плиоцена и их значение для стратиграфии подводного хребта Витязь (островной склон Курило-Камчатского желоба) // Дальневосточные моря и их бассейны: биоразнообразие, ресурсы, экологические проблемы: Материалы Второй Всероссийской конференции с международным участием, приуроченной к году экологии в России (г. Владивосток, 3-4 октября 2017 г.). Владивосток: ДВФУ, 2017. С. 24–26.

2. Василенко Л.Н. Условия формирования осадочного чехла островного склона Курило-Камчатского желоба по данным радиоляриевго анализа // Морфологическая эволюция и стратиграфические проблемы. Материалы LXV сессии Палеонтологического общества (г. Санкт-Петербург, 1–5 апреля 2019 г.). СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2019. С. 31–33.

3. Васильев Б.И. Основные черты геологического строения северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 192 с.

4. Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга – желоб. М.: Наука, 1979. 106 с.

5. Витухин Д.И. Расчленение кайнозоя Дальнего Востока по радиоляриям. М.: Наука, 1993. 104 с.

6. Кулинич Р.Г., Карп Б.Я., Баранов Б.В. и др. О структурно-геологической характеристике «сейсмической брешы» в центральной части Курильской островной дуги // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 6. № 1. С. 5–19.



7. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 141 с.
8. Рунёва Н.П., Ушко К.А. Неогеновые радиолярии Большой Курильской гряды и их стратиграфическое значение // Микрофауна нефтегазоносных районов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1984. С. 94–101.
9. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 240 с.
10. Терехов Е.П., Можеровский А.В., Цой И.Б. и др. Верхнемеловые и кайнозойские комплексы вулканогенно-осадочных пород подводного хребта Витязя (островной склон Курило-Камчатского желоба) и история его развития // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 3. С. 24–31.
11. Терехов Е.П., Цой И.Б., Можеровский А.В. и др. Стратиграфия подводного хребта Витязя (внешняя дуга Курильской островодужной системы) // Океанологические исследования дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана: в 2 кн. / гл. ред. В.А. Акуличев; ТОИ ДВО РАН. Владивосток: Дальнаука, 2013. Кн. 2. С. 111–119.
12. Naq В.У., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. Vol. 235. № 4793. P. 1156–1167.

# ПРИМЕНЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ИЗ КОСМОСА ДЛЯ ИНДИКАЦИИ МОРФОСТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПОБЕРЕЖИЙ И ДНА ПРИЛЕГАЮЩИХ АКВАТОРИЙ (ЯПОНОМОРСКИЙ РЕГИОН)

**А.А. Гаврилов**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева,  
gavrilov@poi.dvo.ru*

Данные дешифрирования аэрофотоснимков разных высот залетов и космических снимков (КС) важная и необходимая составляющая геоморфологических и геологических исследований побережий, которая позволяет существенно увеличить объем, качество используемой информации и повысить эффективность выявления структурных элементов суши и дна прилегающих акваторий. В зависимости от специфики геологического строения регионов и отдельных районов, используемых в качестве полигонов, объектами исследования выступают различные типы дислокаций. Для территории Дальнего Востока (ДВ), характеризующейся высокой тектонической и магматической активностью, особое значение имеет выявление сети разрывных нарушений, блоковых элементов и очаговых структур.

Достоинства космогеологических методов и исследований хорошо известны. Это – комплексирование материалов космических съемок (МКС) разного масштаба, что обеспечивает генерализацию информации; обзорность, позволяющая фиксировать выявленные аномалии и за пределами исследуемого района; возможность определения скрытых, глубинных элементов структурного плана за счет получения изображений в различных диапазонах спектра электромагнитного излучения; эффективность индикации геологических тел и дислокаций вследствие совмещения различных геоморфологических, геологических, ландшафтных признаков.

В зависимости от прозрачности воды, измеряемой стандартным белым диском Коцебу-Секки, при максимально благоприятных условиях на аэрофотоснимках можно получать достоверные изображения морского дна до глубин 70-80 м, а при использовании КС – 100-120 м [1]. Глубины Амурского и Уссурийского заливов редко превышают 50-60 м, а изобата 100 м на других участках шельфа Южного Примо-

рья проходит, как правило, на значительном удалении от материковой и островной суши. Относительно малые глубины и прозрачность толщи воды обеспечили отражение на КС основных линейных морфографических деталей рельефа дна акватории СЗ части зал. Петра Великого. Заверка фотоаномалий, выделенных в пределах шельфа СЗ сектора Япономорского региона, осуществлялась на основе комплексного анализа результатов маршрутных геоморфологических, геологических исследований и имеющейся геофизической информации. Начальная отработка дешифровочных признаков, адаптированных к региональным геолого-геоморфологическим и ландшафтным особенностям разрывных нарушений, проводилась на отдельных полигонах, в качестве которых выступали острова Попова, Русский, западное побережье Амурского залива. Производились также морфографические, морфометрические построения, привлекались модели цифрового рельефа региона, материалы фотосъемки береговых обрывов. Разломы более высокого порядка определяются на КС как зоны сгущения нескольких линеаментов [2].

Более сложна индикация и идентификация линейных аномалий на больших глубинах, где рельеф дна акваторий отображается на основе синтеза данных, полученных различными системами спутниковой альтиметрии (цифровые модели высот геоида, уклонения отвесных линий, аномалий силы тяжести) и в ходе эхолотных съемок. Точность определений аномальных значений гравитационного поля может достигать 5 мгал, а разрешение изображений 20 км. Считается, что в условиях расчлененного рельефа гравитационные аномалии в свободном воздухе в значительной степени отражают топографию, в то время как эффект плотностных неоднородностей верхних этажей геологического разреза Земли играет второстепенную роль [3].

Достоверность результатов дешифрирования кольцевых аномалий фототона, соотносимых с проекциями очаговых структур, на шельфе и в пределах подводных возвышенностей Центральной котловины, подтверждается рядом данных. 1. Устойчивость диапазона параметрических характеристик, выявляемых фотоаномалий на различных участках дна, расположенных друг от друга на многие десятки, первые сотни км. 2. Их связь преимущественно с куполообразными формами рельефа, имеющих радиально-концентрическую батиметрическую зональность. 3. Цепочное расположение аномалий в пределах выделяемых линеаментов, соотносимых с зонами магмоконтролирующих разломов. Хорошо видимые на КС (рис. 1)



Рис. 1. Схема дешифрирования КС СЗ сектора дна Японского моря и прилегающей суши (изображение Google Earth).

1 – линияменты, соотносимые с зонами разломов; 2 – кольцевые аномалии разного размера, сопоставляемые с вулканическими структурами миоцен-плиоценового этапа вулканизма.

округлые мелкие аномалии светлого фототона соотносятся с проекциями относительно небольших вулканических построек. Они выявлены на шельфе, бровке шельфа, на подводных возвышенностях (Первенца, Тарасова и др.) и в прилегающих районах. Многие из них образуют линейные системы, сопряженные с зонами предполагаемых разломов. В отличие от океанического дна, где широко развиты крупные кольцевые формы радиусом сотни и более км [4], диаметры проекций дешифрируемых вулканических сооружений составляют в среднем 5-7 км, не превышая 20 км (возв. Первенца). Подобная разрешающая способность изображения, видимо, определяется наличием необходимого массива батиметрических данных, полученных в ходе эхолотных съемок рассматриваемого района. Многие из показанных цепочек вулканических форм выделяются впервые и нуждаются в дополнительном обосновании. Приведенные данные дешифрирования указывают на то, что в основе процессов магматической базификации земной коры окраин континента при формировании Япономорской впадины, по аналогии с траповыми провинциями, лежали явления многовыходного типа вулканизма, сопровождавшиеся образованием

множества небольших моногенных вулканических построек и трещинными излияниями базальтов.

Представленная на рис. 2 схема линеаментов Япономорского региона суммирует информацию, полученную при анализе модели оцифрованного рельефа суши и результатов спутниковой альтиметрии дна акватории. Полученные данные свидетельствуют о наличии в пределах региона сложной системы как ортогональных, диагональных, так и дуговых разломов при явном доминировании структур северо-восточной и меридиональной ориентировки. Общий рисунок дизъюнктивных дислокаций, особенности размещения дуговых и сквозных разрывных нарушений соответствуют так называемой структуре «битой тарелки», которая типична для дизъюнктивных мульд, соляных куполов с обрушенной кровлей и сводово-блоковых поднятий. Апикальные части орогенных сводов на поздних этапах



Рис. 2. Схема линеаментов Япономорского региона М 1: 14 000 000.  
Условные обозначения см. Рис. 1.

развития, при инверсии тектонического режима зачастую претерпевают растяжение и последующее опускание с формированием рифтогенных грабенов. Все эти данные подтверждают высказанные ранее представления (работы В.В. Соловьева, М.Г. Золотова и др.) о существовании Япономорского мегасвода, сформировавшегося, видимо, в герцинскую эпоху горообразования и испытавшего масштабную деструкцию на рубеже позднего палеозоя - раннего мезозоя. Слабая изменчивость простирания сквозных разломов «суша-море», выступающих в роли тектонических реперов [5], подтверждает такую модель развития и ставит под сомнение построения, связанные с реализацией масштабных горизонтальных подвижек блоков в ходе трансформации региональных сдвиговых дислокаций. Дополнительным доводом служит расположение в ядре реликтового мегасвода подводной возвышенности Ямато с крупным массивом позднепалеозойских гранитоидов.

#### Литература

1. Шарков В.В. Новейшие и современные геологические процессы на шельфе// Космическая информация в геологии. М.: Наука, 1983. С. 158-163.
2. Гаврилов А.А. Разрывные нарушения Южного Приморья как зоны геодинамического
3. риска (по данным геолого-геоморфологического изучения побережий зал. Петра Великого) // «Вестник ДВО РАН». 2014. № 4. С. 75-86.
4. Лебедев С.А. Спутниковая альтиметрия в науках о Земле // Современные проблемы
5. дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 3. С. 33–49.
6. Gavrilov A.A. Ring structures of the Pacific Ocean bottom and some problems with their investigations // NCGT Journal. 2018. V.6. № 2. P. 172-202.
7. Гаврилов А.А. Геоморфологические и морфотектонические исследования в ТОИ ДВО РАН // Вестник ДВО РАН, 2003. № 2. С.100-107.

# КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ ДНА ТИХОГО ОКЕАНА: ВОПРОСЫ ИНДИКАЦИИ И ИДЕНТИФИКАЦИИ

**А.А. Гаврилов**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева,  
gavrilov@poi.dvo.ru*

Специфика эндогенных кольцевых структур (КС) – наличие определенных атрибутов организации геологической среды. Это – мантийные диапиры, магматические очаги, газово-флюидные камеры и другие центры эндогенной активности недр; радиально-концентрические (в плане) и конические системы разломов; радиально-концентрическая зональность размещения структурных и вещественных комплексов; ядерный, ядерно-сателлитный и сателлитный типы размещения внутренних (сателлитных) очаговых систем; существование крупного диаметрального разлома и связанных с ним морфологических и геологических различий диаметральных блоков, что придает кольцевым объектам асимметричный облик. КС – во многом уникальные образования, поскольку в их пределах одновременно реализуются процессы очагового текто-и морфогенеза, магматического, метаморфического петрогенеза и рудообразования. Изучение конкретных особенностей морфологии и внутреннего строения КС различного генезиса, разных размеров, рангов и возраста суши и дна акваторий позволяет оценивать многие факторы формирования и развития центров эндогенной активности недр и свойств, факторов геологической среды. Известны корреляция параметров горизонтальных проекций вулканических построек и глубин залегания магматических очагов, зависимость морфологии вулканов от состава продуктов извержения, связь масштабов магматизма с эндогенными режимами, тектонической позицией районов, регионов и т.д.

Особый класс КС (астроблемы) связан с падением метеоритов. Крупные космические тела способны нарушить целостность земной коры и спровоцировать магматическую активность недр. Поэтому некоторые КС могут иметь комбинированное, космогенно-магматогенное происхождение. Наличие аналогичных эндогенных и космогенных структур на Луне, Марсе, Венере делает их важным объектом сравнительно планетологических исследований. Однако на данный момент они не могут быть реализованы, так как явно недостаточно

изучены КС океанического дна. Акватории занимают более 70 процентов площади нашей планеты, поэтому вопросы выявления, описания, картографирования и типизации этих форм на дне морей и океанов – чрезвычайно актуальны. При этом речь не идет о локальных вулканических постройках и отдельных вулканах. Остаются нерешенными вопросы выделения, анализа строения и развития их закономерно организованных пространственных группировок, ансамблей, которые образуют крупные очаговые системы больших глубин заложения. Осложняет проведение таких исследований явления гомологии и конвергенции развития КС различного происхождения.

Немногие публикации по этой тематике [1-5] – только начало большой и важной работы. Интересно, что современные структурные карты дна Тихого океана, составленные на основе идеологии неомобилизма [6], игнорируют факт наличия КС высокого ранга в океанических областях, явно недооценивая рельефообразующую роль явлений очаговой геодинамики.

В ходе проведенных исследований были проанализированы комплект батиметрических карт М 1: 2000 000, покрывающих около 70% площади дна Тихого океана, карта Gebco (1984), а также изображения рельефа дна, представленные в программе Google Earth. На больших глубинах рельеф дна акваторий отображается как на основе материалов эхолотной съемки, так и комплексирования данных, полученных различными системами спутниковой альтиметрии (цифровые модели высот геоида, отклонения отвесных линий, аномалий силы тяжести). Точность определений значений гравитационного поля может достигать 5 мгал, а разрешение изображений 20 км. Считается, что в условиях расчлененного рельефа с перепадом высот от нескольких сотен метров и более гравитационные аномалии в свободном воздухе в значительной степени отражают топографию, в то время как гравитационный эффект плотностных неоднородностей верхних этажей геологического разреза Земли играет второстепенную роль [7]. Достоверность результатов выявления кольцевых морфографических и морфометрических аномалий рельефа и материалов дешифрирования изображений программы Google Earth на дне Тихого океана подтверждаются рядом данных. 1. Устойчивость диапазона параметрических характеристик, выявляемых кольцевых фотаномалий на различных участках дна, расположенных друг от друга на многие десятки, сотни и более км. 2. Цепочечное расположение кольцевых аномалий в пределах выделяемых линеаментов, соотносимых с зо-



нами магмоконтролирующих разломов. 3. Выраженность специфических черт кольцевых аномалий: наличие дуговых, кольцевых и радиальных линеаментов, концентров, крупных диаметального разлома (асимметрия КС), радиально-концентрическая батиметрическая зональность и др.

Одним из примеров может служить КС ( $R = 320$  км), показанная на рис. 1 Она характеризуется ядерно-сателлитным типом инфраструктуры и морфологической, и геологической асимметрией. На изображении видны такие специфичные черты строения как дуговые разломы, образующие несколько концентров; мощная зона диаметального разлома; локализация сателлитных вулканических форм в зонах дуговых разломов; различия рельефа диаметральных блоков.

Для заверки выявленных геоморфологических и космогеологических аномалий центрального типа использовались различные опубликованные геологические и геофизические данные [8-11 и др.]. На основе имеющихся материалов были составлены схемы относительно крупных ( $R \geq 90$  км) КС дна Тихого океана. Общее ко-

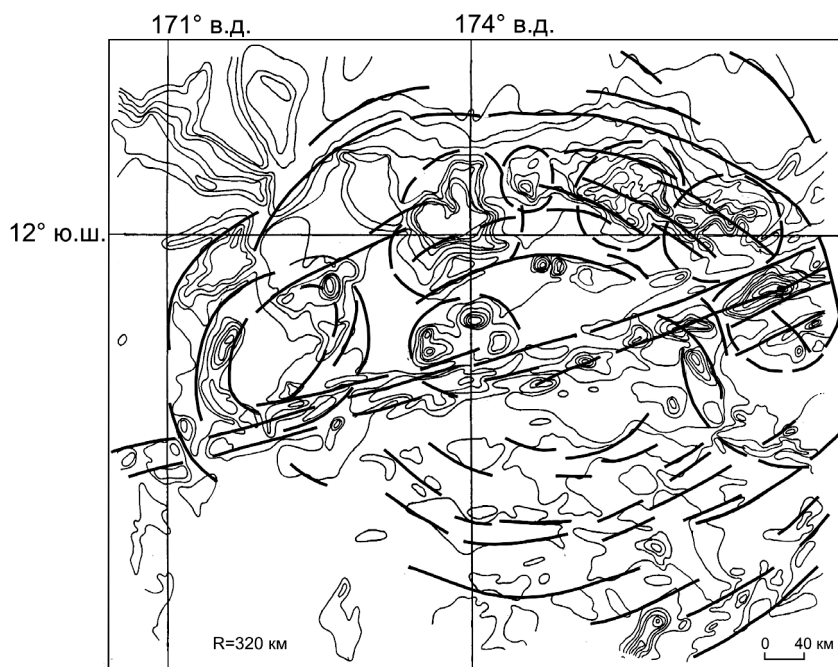


Рис. 1. Одна из типичных асимметричных КС на дне Тихого океана, отличающаяся различным строением и развитием рельефа диаметральных блоков

личество выявленных объектов более 200. Они различаются географической и тектонической позицией, параметрами, морфологией, инфраструктурой и генезисом. Диаграмма частоты встречаемости КС различных радиусов отражает существование непрерывного ряда построек до радиуса 300 км. Региональные и планетарные сооружения ( $R \geq 1000$  км) образуют дискретный ряд. Наиболее важную роль в процентном отношении играют КС с радиусом 20-30, 40-50, 50-60, 80-90, 140-150, 170-180, 190-200 и 290-320 км. Менее широко распространены постройки с радиусами 110-120, 130-140 км. Многообразие возможных контуров кольцевых форм отражает сложные соотношения морфологии рельефа, структурных, вещественных свойств геологической среды и зависит от глубины формирования инъективных дислокаций, энергетики процесса, возраста, этапов магматизма, характера развития очаговых систем и других причин. По глубинам заложения выделяются коровые, верхне-, средне- и нижнемантийные КС. По морфологии они разделяются на положительные, отрицательные и комбинированные, по особенностям внутреннего строения на моно-, полиядерные, ядерно-сателлитные и сателлитные (безъядерные). Среди положительных морфоструктур описаны магматические своды, вулкано-тектонические поднятия, изометричные группы вулканов, гайотов, отдельные крупные сооружения, соотносимые с проекциями вулканических центров. Иерархический ряд отрицательных сооружений представлен глубоководными изометричными впадинами и котловинами, на внешних концентриках которых располагаются вулканические сооружения; вулкано-тектоническими депрессиями; кальдерами и др. Отдельный класс образуют ряды КС, сопряженные с магмоконтролирующими разломами. Такие системы КС отличаются трансляционной симметрией и образуют тектонический каркас подводных хребтов и гряд островов.

Главные факторы рельефообразования океанических областей – геодинамика глубинных (плюмы, мантийные диапиры) и коровых очаговых систем, а также магматизм и линеаментно-блоковая тектоника. Эндогенные КС разных глубин заложения, их изометричные и линейные группировки рассматриваются автором как важнейшие и типичные элементы строения дна Тихого океана, изучение которых открывает возможности решения целого ряда фундаментальных и прикладных (минерагения, вулканическая опасность и др.) задач.

## Литература

1. Кулаков А.П., Ермошин В.В, Ищенко А.А., Никонова Р.И. Новые данные о морфоструктуре юго-запада Тихого океана / Препринт. ИГ ДВО АН СССР Владивосток, 1987. 60 с.
2. Ежов Б.В., Никонова Р.И. Морфоструктура дна Северной Пацифики с позиций очаговой геодинамики // Труды профес. клуба. Владивосток. 2003-2004. № 8-9. С. 54-64.
3. Gavrilov A.A. The large-scale ring structures of Earth (on data of tectonic geomorphology). Fourth Intern. conference in Geomorphology. Abstracts. Bologna. 1997. Italia. Vol. 1., p. 175.
4. Гаврилов А. А. Геолого-геоморфологические аномалии центрального типа дна Тихого океана. Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: V Косыгинские чтения. Хабаровск: ИтиГ ДВО РАН 2006. с. 19- 22.
5. Gavrilov A.A. Ring structures of the Pacific Ocean bottom and some problems with their investigations // NCGT Journal. 2018. V.6. № 2. P. 172-202
6. Structural Map of the Western Pacific Ocean, 2016. First edition, Scale 1:20 000 000. Explanatory Notes Peter Miles.
7. Лебедев С.А. Спутниковая альтиметрия в науках о Земле // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 3. С. 33-49
8. Васильев Б.И. Геологическое строение и происхождение Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2009. 559 с.
9. Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана. Москва – Санкт-Петербург, 2003. 192с.
10. Геологическая карта Мира М 1:15 000000. 2000. Ред. Яцкевич Б.А. Министерство природных ресурсов РФ, РАН.
11. Маракушев А.А., Моисеенко В.Г., Сахно В.Г., Тарарин И.А. Рудно-петрологические комплексы Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2005. 296 с.

# ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНОГО ВУЛКАНИЗМА ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ

**Т.А. Емельянова**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
emelyanova@poi.dvo.ru*

В южной части Японского моря установлены 2 этапа щелочного вулканизма – позднеолигоцен-раннемиоценовый и плиоцен-голоценовый [1, 2, 3]. Вплоть до последнего десятилетия эти этапы вулканизма не привлекали к себе должного внимания. Оставались актуальными и требовали своего решения вопросы, касающиеся источников магмогенезиса, отличительных черт геодинамики и механизмов, провоцирующих тектономагматическую активность в этой части моря. В последние годы были получены результаты химических анализов на петрогенные и редкие элементы (а также изотопы Nd и Sr), которые позволили наряду с литературными данными пролить свет на некоторые аспекты данной проблемы.

Позднеолигоцен-раннемиоценовый вулканический комплекс (15.4–26.0 млн. лет) представлен вулканокластическими породами – спекшимися туфами и игнимбритами трахиандезитового и трахириолитового состава, которые являются высокоглиноземистыми высококалиевыми образованиями щелочной вулканической серии. Породы характеризуются преобладанием калия в сумме щелочей, а легких лантаноидов над тяжелыми: значения  $(La/Yb)_N$  составляют 4.61–9.79. Для них также свойственна Ta-Nb отрицательная аномалия. На диаграммах Rb-(Y+Nb) и Y-Nb фигуративные точки вулканокластитов располагаются, главным образом, в областях активных континентальных окраин (VAG) и коллизии плит (syn-COLG), реже попадают в область внутриплитных образований (WPG). Однако, по показателям коэффициента глиноземистости – 0.75–0.90 в трахириолитовых и 0.90–1.03 в трахиандезитовых разностях большинство из них относятся к генетическому А-типу, что указывает на значительную роль внутриплитной компоненты (WPG) в магмогенезисе. Показатели Ti/V отношений в данных породах достигают 100 и более, что превышает таковые в вулканиках океанических островов (OIB). На диаграмме Zr/Y-Nb/Y их точки занимают промежуточное положение

ние между областями активных континентальных окраин (АМСВ) и внутриплитной (ОИВ-WPB). По минеральным и химическим особенностям щелочные вулканокластиты юга Японского моря вполне сопоставимы с вулканитами трахириолитовой плюм-континентальной формации по классификации [4].

Плиоцен-голоценовые щелочные базальтоиды с возрастом от 3.5–2.3 млн. лет до настоящего времени слагают острова Уллындо и Лианкур, а также возвышенность Глебова и гайот Оки в Цусимской котловине Японского моря [1]. Здесь они образуют ряд от пикритовых базальтов до щелочных трахитов. Пикробазальты и щелочные базальты подразделяются на оливиновые, оливин-клинопироксеновые, реже клинопироксен-плагиоклазовые и амфиболовые разновидности. Щелочные трахибазальты и трахиты сложены плагиоклазом, нефелином и клинопироксеном, в трахитах к ним добавляется санидин. Главной особенностью минерального состава щелочных базальтоидов является отсутствие кварца и ортопироксенов, что позволяет отнести данные породы к низкокремнеземистым образованиям. В целом данные породы относятся к умеренноглиноземистым высокотитанистым высококалиевым образованиям щелочной вулканической серии. На многокомпонентных диаграммах редких и распределения редкоземельных элементов (REE) щелочные базальтоиды образуют позитивные Ta-Nb, Zr, Hf, Ti, Gd, Ce, Nd и негативные Sr и Eu аномалии и характеризуются резко дифференцированным спектром REE с явным преобладанием LREE над HREE: значения  $(La/Yb)_N$  высокие и составляют 18.92–28.80. На дискриминантной диаграмме Ti-V фигуративные точки описываемых пород располагаются в области с высокими показателями Ti/V (более 100), превышающими таковые в вулканитах ОИВ. По щелочности, калиевости, высоким концентрациям LILE, LREE и HFSE, а также высоким отношениям  $(La/Yb)_N$ ,  $(Sm/Yb)_N$ , Ce/Y, Zr/Y, Nb/Y и др. щелочные базальтоиды вполне сопоставимы с вулканическими породами плюм-континентальной щелочно-базальтоидной формации по классификации [4]. Те и другие породы близки и по концентрациям элементов группы Fe. В цусимских щелочных базальтах содержания Cr составляют 107–150, Ni 55–98 и V до 200 г/т, в плюм-континентальных вулканитах по [4] – Cr 160, Ni 85 и V 250 г/т. При этом отмечено, что щелочные базальтоиды Цусимской котловины демонстрируют сходство геохимических характеристик с щелочно-базальтоидными породами вулканов Цинбоху и Удалянчи бассейна Сунляо. Этот бассейн располагается к западу от

Японского моря и является одной из депрессионных структур, возникших в позднем кайнозое под влиянием Северо-Азиатского суперплюма [5]. Судя по всему влияние апофиз этого суперплюма распространяется и на магмогенезис в южной части Японского моря, где в позднем олигоцене–раннем миоцене сформировались щелочные вулканокластические породы, а в плиоцен-голоцене формируются щелочные базальтоиды.

Работа проводилась по программе Фундаментальных научных исследований ТОИ ДВО РАН (тема №0271-2016-0007), № государственной регистрации АААА-А17-117030110033-0 и при финансовой поддержке грантов «Дальний Восток» (проекты №18-1-008, №18-2-020).

### Литература

1. Берсенева И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л., Ващенко Н.Г., С'един В.Г., Терехов Е.П., Цой И.Б. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
2. Леликов Е.П., Терехов Е.П. Щелочные вулканы дна Японского моря // Тихоокеанская геология. 1982. № 2. С. 71–77.
3. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Вулканизм как индикатор глубинного механизма формирования Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32, № 2. С. 63–72.
4. Лазаренков В.Г. Щелочные плюмы континентов и океанов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1240–1248.
5. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Северо-Азиатский суперплюм и платиноносность юго-востока России // ДАН. 2011. Т. 436, № 3. С. 356–359.

## ГЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА АКВАТОРИИ БУХТЫ ЗОЛОТОЙ РОГ (ЗАЛИВ ПЕТРА ВЕЛИКОГО, ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

**С.А. Зверев, Е.А. Бессонова, А.С. Теличко, А.А. Коптев**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
zverev\_84@mail.ru*

Геомагнитные исследования на акватории бухты Золотой Рог выполнялись весной 2017 года с целью выявления ферромагнитных объектов (затопленные суда и их обломки, погребенный железный лом, магнитоактивные кабельные линии и троса), расположенных на поверхности и в придонном слое осадков. Мощная инфраструктура действующего порта определяла не только сложную оперативную обстановку на акватории бухты Золотой Рог, но и чрезвычайно высокий уровень электромагнитных помех, возрастающий по мере приближения к причальным стенкам.

Геофизические изыскания на акватории бухты, выполненные ранее, были направлены только на изучение общей сейсмичности районов изысканий (микросейсмораионирование). Однако отчеты о работах, включающие геофизические исследования по бухте Золотой Рог, ввиду большой давности их исполнения в электронных базах организаций отсутствуют, а бумажные варианты ввиду большой давности и ограниченности изученных участков не представляют интереса для использования при интерпретации современных материалов (обобщение геофизических работ по материалам прежних лет не проводилось). Гидромагнитная съемка на акватории бухты Золотой Рог ранее не проводилась.

Наиболее приближенным районом исследования, на котором выполнялся комплекс морских геофизических работ, является акватория пролива Босфор Восточный, где авторы выполняли аналогичные исследования в рамках выполнения инженерных изысканий по объекту: «ЛЭП 220 кВ Зеленый угол - Русский с переходом через пролив Босфор Восточный». Первый опыт поиска ферромагнитных объектов был получен авторами в 2007 году на акватории залива Петра великого вблизи островов Пахтусова [1].

Измерения выполнялись на научно исследовательском судне ТОИ ДВО РАН «Малахит». Для изучения верхней части разреза на

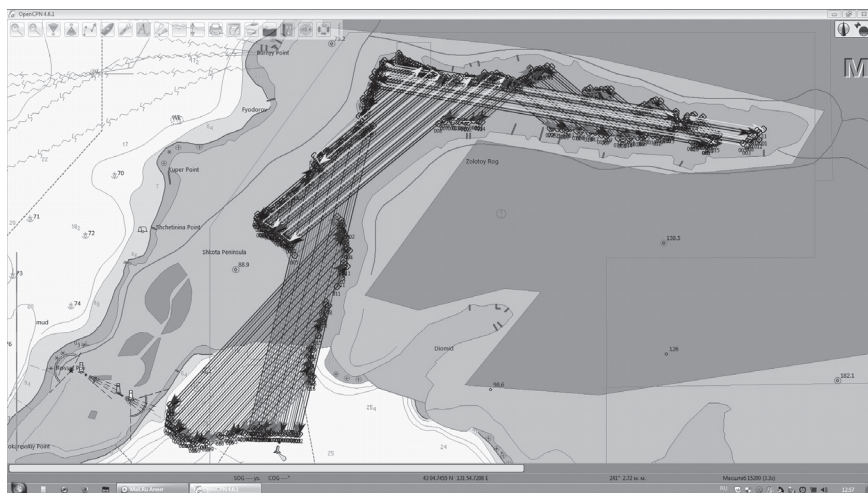


Рис. 1. Запланированные профили геомагнитной съёмки на акватории бухты Золотой Рог

акватории бухты Золотой Рог выполнена гидромагнитная съёмка масштаба 1:2000. Общая длина профилей составила 657,48 км. Геомагнитные измерения выполнены по параллельным профилям скользящим окном, так чтобы расстояние между галсами составляло 20 м. В соответствии с техническим заданием основные профили были проложены вдоль фарватера. На рисунке 1 показаны все запланированные профили съёмки. Ограничения по площади съёмки связаны с особенностями маневрирования вдоль береговой черты, осложненной наличием надводных (пришвартованные суда) и подводных препятствий (якорные цепи). Динамично меняющаяся оперативная обстановка на акватории не всегда позволяла выдерживать запланированную сеть наблюдений, сопровождалась высоким риском обрыва забортного оборудования, требовала повышенного внимания судоводителя и визуального контроля положения буксируемого устройства. Количество опасных приближений движущихся маломерных судов в процессе измерений ежедневно составляло более 10. Высокая активность навигации и смены позиций судов в бухте Золотой Рог являлась существенным мешающим фактором при проведении магнитной съёмки и выдерживанию курса движения судна по заранее намеченным профилям (<http://www.pma.ru/vladivostok/positions/>).



Для уменьшения погрешности измерений, контроля качества работ и исключения ложных аномалий дважды по всей площади выполнены повторные измерения.

По результатам измерений составлены карты аномального магнитного поля вида  $\Delta T_a = T_a - T_r$ , где  $T_a$  – аномальное магнитное поле, а  $T_r$  – компонента определяемая источниками природного происхождения.

Магнитное поле акватории бухты Золотой Рог вида  $\Delta T_a$  можно разделить на два типа: вдоль причальных стенок оно характеризуется высокоинтенсивными знакопеременными, а в центральной части бухты низкоамплитудными положительными значениями. Причем, вдоль береговой черты отрицательные аномалии выделены вдоль причальных стенок, с ними сопряжены высокоамплитудные положительные магнитные аномалии расположенные ближе к фарватеру.

В центральной части бухты низкоамплитудное магнитное поле осложнено высокоградиентными локальными аномалиями в форме диполей. Источниками таких магнитных аномалий, с большой долей вероятности, являются объекты, характеризующиеся ферромагнитными свойствами. Для выделения локальных аномалий, источниками которых являются объекты поиска, были исключены «ложные» магнитные аномалии, источниками которых являлись движущиеся по акватории суда. Всего на акватории бухты Золотой Рог в аномальном магнитном поле вида  $\Delta T_a$  выделены 7 локальных магнитных аномалий, источниками которых могут быть ферромагнитные объекты сопоставимые по размерам с объектами поиска. Эти магнитные аномалии характеризуются локальностью, высокой интенсивностью, формой диполя (положительный и отрицательный полюсы) и существенным расстоянием между полюсами. Впоследствии, существование всех выявленных объектов и особенности их залегания в грунте, предположенные по результатам интерпретации магнитных аномалий были подтверждены водолазными работами.

### Литература

1. Никифоров В.М., Бессонова Е.А. Опыт применения магниторазведки для обнаружения ферромагнитных объектов на акватории залива Петра Великого // Подводные технологии и робототехника. 2007. № 1. С. 58-65.

# СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРЫ ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЯХ

Е.Г. Иволга, Ю.Ф. Манилов

ИТuГ ДВО РАН, ymanilov@itig.as.khb.ru

Изучение литосферы региона проводилась на основе комплексной обработки и интерпретации данных ГСЗ, гравиметрии, магнитометрии и МТЗ вдоль геотрансекта г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная.

С запада на восток профиль пересекает крупные тектонические структуры: Ханкайский супертеррейн (ХС) с наложенным позднепалеозойским Малиновско-Муравьевским вулканогенным поясом, Сихотэ-Алинский орогенный пояс (Самаркинский, Журавлево-Амурский, Таухинский террейны) с наложенным позднемезозойским-кайнозойским Восточно-Сихотэ-Алинским вулканогенным поясом (ВСАВПП).

**Методика** работ заключалась в создании своей модели для каждого геофизического метода, далее анализировались особенности выраженности известных тектонических объектов и соответствующих им металлогенических зон в неоднородностях литосферы. Результаты магнитотеллурических зондирований (МТЗ) из [4], результаты глубинного сейсмозондирования из [2], в редакции авторов; положения глубинных разломов из [3]. Основным инструментом обработки информации гравитационного и магнитного полей - компьютерная технология «КОСКАД 3D» [5].

**Результаты.** *Скоростная модель* (Рис.1а) ограничивается глубиной 45 км. В разрезе выделено четыре скоростные границы: первая - это осадочный не литифицированный слой - менее 5.5км/сек; второй – осадочный литифицированный – 5.5-6 км/сек; третий - «гранитно-метаморфический» - 6-7км/сек; «базитовый» - 7-8км/сек. Границы террейнов, выделенных по геологическим данным в скоростных разрезах просматриваются в морфологии только осадочного слоя. На более глубинных горизонтах, наблюдается закономерное уменьшение мощности осадочно-метаморфического и подъем «базитового» слоя в сторону побережья. Разрывными нарушениями в пространстве между глубинными разломами 1 (Яковлевским) и 2 (Прибрежным), подчеркивается «грибообразная» структура. В западной части, где имеется широкий спектр разнообразного орудене-

ния, преобладают мощная земная кора и северо-западные разломы, в восточной- сокращенная мощность коры, северо-восточные разломы.

**Плотностная модель** лучше отражает взаимоотношение основных тектонических структур. Коровые образования Ханкайского массива и Сихотэ-Алинского орогенного пояса (САОП) образуют синклинали, с более пологим западным бортом (Ханкайский массив) и более крутым восточным (САОП), где максимальная мощность образований до 70 км характерна для Самаркинского террейна.

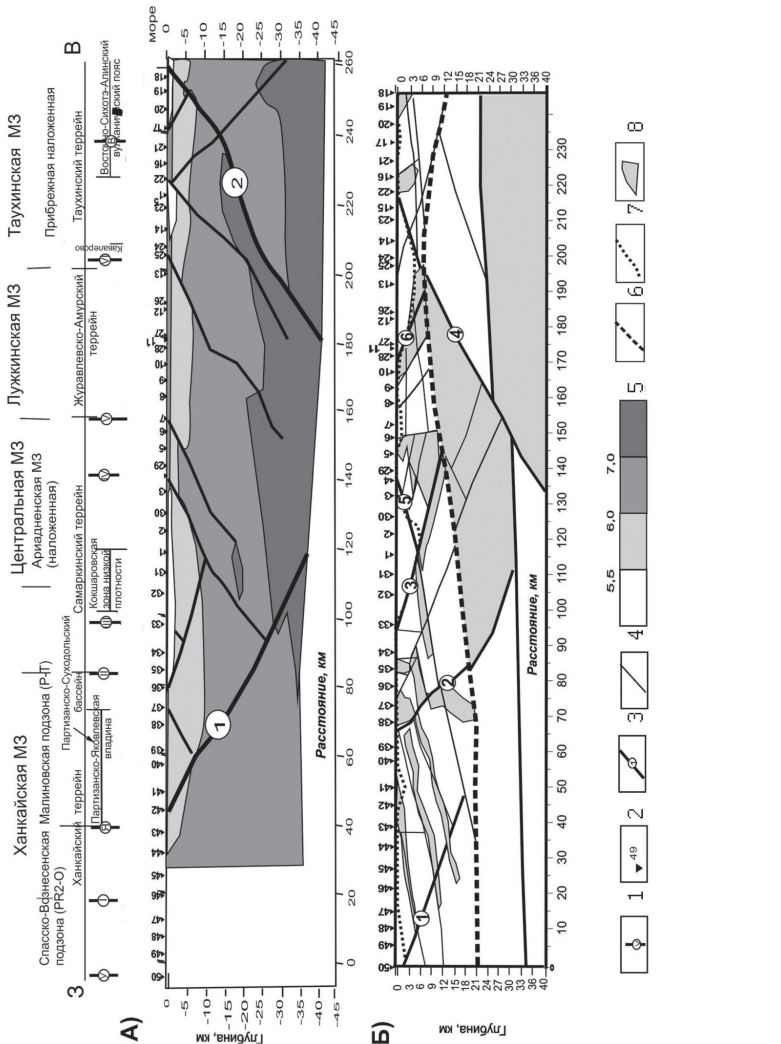
Фундамент синклинали в пределах ХС слоистый, уходит корнями глубоко в литосферную мантию, в пределах САОП в основании разреза - монолитная глубинная структура пониженной плотности, которая поднимается в северо-восточном направлении до восточного разлома Таухинского террейна, аналогично подъему «базитового» горизонта в скоростной модели. Террейны САОП – это последовательные горизонты, слагающие моноклинали и погружающиеся в сторону ХС. Западным ограничением моноклинали является система северо-западных разломов.

В **магнитной модели** (Рис.1б) (глубины до 21км) преобладает область высокой дифференциации пород по магнитным свойствам. Выделяется три куполообразные структуры, выходящие на поверхность: первая охватывает пикеты 33 – 35, т.е (Муравьевско-Малиновская вулканогенная зона); вторая - пикеты 3 – 25, охватывает Центрально-Сихотэ-Алинский шов; третья - пикеты 22 – 18 – западную часть ВСАВП. Эти куполообразные структуры находятся на границах тектонических блоков, контролируются тектоническими разломами, а на поверхности к ним приурочены ареалы разнотипной рудной минерализации.

**Геoeлектрическая модель.** Крупнейшим элементом разреза является сводовая структура в районе Центрального Сихотэ-Алия. Модель состоит из следующих крупных составляющих: преимущественно коровые образования до глубины 50км с сопротивлением свыше 1000 Омм; литосферная мантия 90 – 150км (прибрежная часть ВСАВП - Ханкайского массив соответственно) с сопротивлением 500 – 1000 Омм; флюидонасыщенная мантия (менее 500 Омм); разогретая мантия (менее 300 Омм). Наиболее высокое проникновение разогретой мантии отмечается аномалиями пониженного сопротивления – Спасской, Яковлевской, Малиновской, Кокшаровской, Кавалеровской, Восточной. Эти аномалии представляют собой флюидонасыщенные «живые» разломные зоны. Малиновская, Кокшаровская и Восточная зоны имеют непосредственную связь с мантией, Спас-

Рис. 1 Интерпретационные геофизические модели по профилю г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная

А) – сейсмическая; Б) – геомангнитная. 1 – Разломы. Основные разломы по геологическим данным: I – Среднеханкайский, II – Арсеньевский, III – Самаркинский, IV – Меридиональный, V – Центральное-Сихотэ –Алинский, VI – Фурмановский; второстепенные: У – Уссурийский; Я – Яковлевский. 2 – точки МТЗ. 3 – Основные зоны изменения физических свойств (глубинные разломы), выделяемые геофизическими методами; 4 – прочие разломы; 5 – шкала раскраски скоростей породных волн; 6 – нижняя граница магнитоактивного слоя; 7 – граница приповерхностной зоны пониженной намагнитченности; 8 – аномалии и области повышенной намагнитченности



ская, Яковлевкая и Кавалеровская – опосредованную через разломы. Ко всем указанным зонам пониженного сопротивления тяготеют ареалы промышленной минерализации.

### **Выводы**

1) Значительное количество элементов глубинных моделей, полученных разными методами в своей геометрии похожи между собой, что говорит о единой природе их формирования.

2) Согласно полученным моделям (Рис.1), литосфера региона делится на три крупных блока Ханкайский, Сихотэ-Алинский и Прибрежный. В целом Ханкайский блок более плотный, с глубиной заложения около 70км. Сихотэ-Алинский блок в пределах изучаемого геотрансекта имеет «грибообразную» структуру, мощность заложения не более 50 км. Прибрежный находится к западу от Сихотэ-Алинского, погружаясь от Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса под континент, отражает область распространения морской коры и, вероятно, связан с зоной молодой субдукции.

3) Большинство известных геологических разломов плохо отражаются в структуре литосферы, диагностируемые глубинные зоны нарушений не всегда имеют отражение на поверхности.

4) Полученные скоростная, плотностная, геоэлектрическая и магнитная модели показывают, что границы между меловыми террейнами в структуре литосферы отражены не четко и, в значительной степени, условные.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИТИГ ДВО РАН.

### **Литература**

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.М. Ханчука - Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. – С.1-572.
2. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М., «Наука», 1976. 92 с
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) L-(52),53; (К-52),53 (оз.Ханка). ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, 2011.
4. Каплун В.Б., Бронников А.К. Геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алина по данным магнитотеллурических зондирований // Физика геосфер: Десятый Всероссийский симпозиум, Владивосток, 23 - 29 октября 2017 г., Владивосток, Россия
5. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации: учебное пособие, 2-е издание. Москва: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании», 2010. 114с.

# ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ ПО ПРОФИЛЮ С. АБРАЖЕЕВКА – П. ВАЛЕНТИН ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

**В.Б. Каплун, А.К. Бронников**

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина, Хабаровск  
kaplun@itig.as.khb.ru*

Проведенные исследования являются продолжением работ, выполняемых с целью изучения строения и электрических характеристик литосферы Южного Сихотэ-Алиня. Ранее было выполнено два профиля магнитотеллурических зондирований (МТЗ) г.Спасск-Дальний – бух.Зеркальная [3] и г.Дальнереченск – п.Пластун [4], расположенные севернее настоящего профиля и проходящие вкрест простирания Сихотэ-Алиня.

Магнитотеллурические зондирования проводились по профилю, который начинается на Ханкайском массиве в районе с.Абражеевка, простирается в юго-восточном направлении, пересекает его западную границу и оканчивается в Сихотэ-Алинской складчатой системе (САСС) на побережье Японского моря севернее п.Валентин. Измерения электромагнитного поля в каждой точке наблюдения проводились цифровой 24-разрядной электроразведочной станцией MTU-5A с двумя типами магнитных индукционных датчиков МТС-30 и МТС-50, производства фирмы Phoenix Geophysics Ltd (Канада) в широком частотном диапазоне от  $10^4$  Гц до  $4 \cdot 10^{-4}$  Гц. На профиле выполнено 46 зондирований, длина профиля составила около 250 км. Расстояние между пунктами наблюдения варьировало от 3 до 7 км, но в основном составляло около 5 км.

Интерпретация магнитотеллурических данных проводилась в рамках трехмерной модели с использованием программы ModEM [9]. Предварительно был выполнен анализ кривых и оценка степени влияния моря на их поведение. Влияние моря на поведение кривых МТЗ называется «береговым эффектом» [1], суть которого заключается в искажении формы кривых при приближении к береговой линии. Влияние берегового эффекта может распространяться до нескольких сотен километров вглубь континента, зависит от глубины

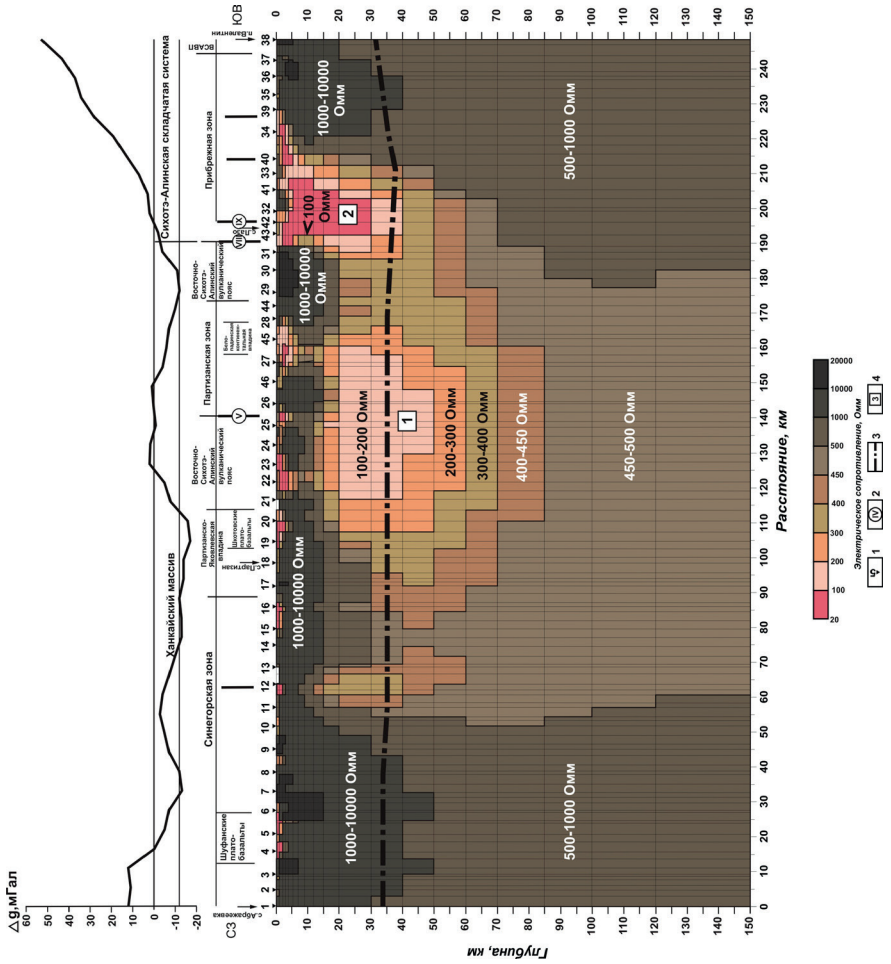
моря, параметров геоэлектрического разреза и диапазона регистрируемых частот электромагнитного поля. Анализ амплитудных кривых МТЗ показал, что явного проявления влияния «берегового эффекта» не отмечается. Однако при рассмотрении поведения индукционных стрелок Визе-Паркинсона видно, что если на коротких периодах до 1 с они ведут себя хаотично, что связано с влиянием ближайших объектов с различным электрическим сопротивлением (ЭС), то начиная примерно с 50 с стрелки упорядочиваются и выстраиваются в сторону от моря. Отмечается также нарушение коллинеарности индукционных стрелок мнимой и реальной частей вектора Визе-Паркинсона, что свидетельствует об асимметрии среды. В связи с этим при интерпретации данных МТЗ в инверсионную модель были введены слои, соответствующие морской воде, вставлен блок сопротивлением 0.3 Ом·м и переменной мощностью от 50 м до 3 км. В связи с тем, что расстояние от каждой точки профиля до Японского моря не превышало 150 км, в модель была, насколько возможно, перенесена береговая линия и учтена батиметрия.

Расчёт инверсии осуществлялся в два этапа. На первом – инверсия исходной модели проводилась по данным типпера, а на втором – результирующая модель предыдущего этапа использовалась, как базовая для расчёта по импедансу. В качестве исходной модели бралось полупространство сопротивлением 500 Ом·м. В результате инверсии была получена модель со среднеквадратической ошибкой (rms) равной 2.64. По результатам расчетов был построен геоэлектрический разрез литосферы по профилю до глубины 150 км (рис.1).

Геоэлектрический разрез строился от точки к точке, что позволяет более точно привязываться к тектоническим структурам. Над разрезом вынесены их границы и положение основных разломов согласно [2]. На рисунке показано примерное положение подошвы земной коры, взятой из работы [7]. Большая часть разреза представлена Ханкайским массивом и лишь примерно четвертая часть Сихотэ-Алинской складчатой системой. Ханкайский массив в пределах профиля представлен структурами деформированного чехла – Синегорской, Партизанской зонами и наложенными на них Партизанско-Яковлевской впадиной и образованиями Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП).

На геоэлектрическом разрезе видно, что земная кора имеет высокое электрическое сопротивление от 1000 до 20000 Ом·м. Мощность её варьирует примерно от 40 км под центральной частью Ханкайско-

Рис. 1. Геоэлектрический разрез по профилю с.Абражеевка – п.Валентин, построенный по результатам трехмерной инверсии данных магнитотеллурических зондирований. 1 - пункты МТЗ и их номера; 2 - основные разломы: V - Партизанский, VIII - Центральный Сихотэ-Алинский, IX - Фурмановский, согласно [2]; 3 - подошва земной коры по данным ГСЗ [7], 4 - зоны аномально низкого электрического сопротивления: 1 – Партизанская, 2 – Лазовская. Над разрезом показан график аномального гравитационного поля  $\Delta g$ , мГал.





го массива (Синегорская зона) до 15-20 км в его краевой части на границе с САСС. Под САСС мощность слоя высокого ЭС сначала увеличивается до 30-35 км, а затем сокращается до 20-25 км в прибрежной части.

Выявлено две зоны аномально низкого ЭС – *Партизанская* и *Лазовская*. *Партизанская* аномалия расположена под Партизанским разломом на глубинах от 15 до 50 км, имеет ЭС 100-200 Ом·м, располагает субвертикальными каналами, выходящими на поверхность. Её ширина, с учетом изгиба профиля, оценивается в 20-25 км. Её природа связывается с наличием расплавов и флюидов поступающих из верхней мантии. *Лазовская* аномалия расположена на границе Ханкайского массива и САСС, контролируется Центральным Сихотэ-Алиньским (ЦСАР) и Фурмановским разломами и прослеживается как в глубину до подошвы земной коры, так и по простиранию на 30-40 км в верхней части земной коры. Подобная форма аномалии связывается не только с наличием глубинных разломов, но и вероятно со сдвиговыми перемещениями в земной коре с востока на запад.

На данном профиле выявлено аномально низкое ЭС в зоне ЦСАР, что является отличительной особенностью по сравнению с его северной ветвью.

Подкорковая литосфера характеризуется ЭС 500-1000 Ом·м и наличием в центральной части геоэлектрического разреза обширной области пониженного ЭС менее 500 Ом·м, восходящей из верхней мантии с глубин свыше 150 км, достигающей основания земной коры и проникающей в её среднюю и верхнюю части, образуя локальные аномалии низкого ЭС менее 100 Ом·м.

Выявлены сходство и различия в строении и электрических свойствах литосферы южного Сихотэ-Алиня по трем профилям МТЗ, отстоящим друг от друга на расстоянии 100-150 км друг от друга. Показано, что строение литосферы исследуемого профиля более простое, по сравнению с северной частью Южного Сихотэ-Алиня.

Изучено влияние «берегового эффекта» на результаты МТЗ. Показано изменение направления и величины векторов реальной части типпера в зависимости от расстояния до берега моря и от наличия проводящих объектов в земной коре и верхней мантии.

Геоэлектрическое строение литосферы по профилю связывается с моделью развития Восточного Сихотэ-Алиня согласно [5, 6, 8].

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ №16-17-00015.

## Литература

1. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. – М.: Научный мир, 2009. – 680 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) L-(52),53; (К-52,53) (оз.Ханка). ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, 2011.
3. Каплун В.Б., Бронников А.К. Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по профилю г.Спасск-Дальний – бух.Зеркальная по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеан. геология, 2018. Т. 37. №5. С. 31-47.
4. Каплун В.Б., Бронников А.К. Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по профилю г.Дальнереченск – с.Рошино – п.Пластун по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеан. геология, 2019. (в печати).
5. Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология, 2013. Т.21. №1. С.84-108.
6. Мартынов Ю.А., Голозубов В.В., Ханчук А.И. Мантийный диапиризм в зонах конвергенции литосферных плит // Геология и геофизика, 2016. Т.57. №5. С.947-961.
7. Потапьев С.В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья. – В кн.: Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона (по геофизическим данным). Владивосток, 1980, С.43-53.
8. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А. Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 20-23 сентября 2011 г. Владивосток: Дальнаука, 2011. 457 с. С.45-49.
9. Kelbert A., Meqbel N., Egbert G., Tandon K. ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data // Computers & Geosciences, 2014. V. 66. P. 40–53.

# ГЕОДЕЗИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И УРОВЕНЬ ВОДЫ В ОЗЕРЕ ХАНКА

**А.Г. Коломиец, М.Д. Герасименко, Н.В.Шестаков**

*ИПМ ДВО РАН,*

*kolm@iam.dvo.ru, mdg@iam.dvo.ru, shestakov.nv@dvfu.ru*

Район озера Ханка является самым сейсмически активным районом Приморского края. В 1967 г. вблизи озера произошло землетрясение, считающееся самым мощным сейсмическим ударом за историю наблюдений в крае – колебания грунта в Спасске-Дальнем достигали 6 баллов по шкале MSK-64. Последнее зарегистрированное коровое землетрясение с магнитудой 3,3 произошло в январе 2017 г. в юго-западной части озера.

До конца 2017 года наблюдалось неуклонное повышение уровня воды в оз. Ханка, что оказывало существенное влияние на хозяйственную деятельность на прилегающих территориях. До осени 2018 года происходило снижение уровня воды. В настоящее время уровень воды снова поднялся. При этом гидрологический режим озера малоизучен, основные характеристики, согласно работам [1-3], следующие: оз. Ханка является мелководным водоемом со средней глубиной 4,5 м.; для озера экспериментально установлены периодические колебания уровня воды с размахом 2 м по среднесуточным данным и более 3 м в максимуме. Период колебаний около 30 лет, но наблюдаются тенденции к уменьшению временного интервала; вокруг озера Ханка расположен Приханкайский артезианский бассейн, имеющий сложную структуру – состоит из малых артезианских бассейнов и массивов третьего порядка. Разгрузка подземных вод осуществляется через дно озера, прибрежные территории и реку Сунгач. Как отмечается в [2], «...одной из наиболее сложных задач представляется оценка изменения баланса водных масс озера, так как для этого необходимо большое количество данных об уровнях озера, о притоке поверхностных и подземных вод, испарений на водной поверхности и в бассейнах притоков»; особенности влагооборота почвенного покрова: иссушение верхних горизонтов почвы в зимне-весенний период; склонность к заболачиванию на равнинных территориях; переувлажнение и образование

верховодки; большая продолжительность сезонного промерзания грунтов.

Вышеназванные факторы могут приводить к существенным движениям и деформациям земной коры в районе оз. Ханка и рек Уссури и Сунгач. Целенаправленные геодезические измерения позволяют определить величину и направление данных деформаций, и, возможно, установить причины – вызваны деформации изменением баланса водных масс или сейсмическими процессами. Для разрешения данной задачи нами с 2015 г. начаты комплексные геодезические исследования района оз. Ханка: проанализированы карты градиентов (углов наклона поверхности) и данные нивелировок, выполненные в ГУГК СССР, а также данные GNSS наблюдений на пунктах Горнотаёжное, Спасск-Дальний, Лесозаводск и Дальнереченск за 2009-2016 гг.[4].

Осенью 2017 г. заложен и запущен в эксплуатацию пункт непрерывных GNSS наблюдений на Лузановской сопке (оз. Ханка, Государственный природный биосферный заповедник «Ханкайский»), обработка и анализ наблюдений на котором в некоторой степени проясняют отдельные наблюдаемые явления. Предварительные результаты вычислений показали, что, возможно, имеется связь вертикальных движений земной коры, определенных по GNSS наблюдениям, и уровнем воды в оз.Ханка.

Работа выполнена при поддержке программы «Приоритетных научных исследований в интересах комплексного развития Дальневосточного отделения РАН» на 2019 год, проект №18-5-024 и ИПМ ДВО РАН.

### Литература

1. Бакланов П.Я., Качур А.Н., Ананьева Е.Е. Проблема озера Ханка и его бассейна на рубеже столетий// Трансграничное озеро Ханка: причины повышения уровня воды и экологические угрозы. – Владивосток: Дальнаука, 2016. с. 12–25.
2. Махинов А.Н., Ким В.И. Возможные причины колебаний уровня воды в озере Ханка// Трансграничное озеро Ханка: причины повышения уровня воды и экологические угрозы. – Владивосток: Дальнаука, 2016. с. 25–30.
3. Бортин Н.Н., Горчаков А.М. Анализ факторов неустойчивости режима озера Ханка//Трансграничное озеро Ханка: причины повышения уровня воды и экологические угрозы. – Владивосток: Дальнаука, 2016. с. 31–40.
4. Герасименко М.Д., Н.В. Шестаков, А.Г. Коломиец, Г.Н. Герасимов, Д.В. Сысоев. Современные движения земной коры в районе озера Ханка по геодезическим данным// Трансграничное озеро Ханка: причины повышения уровня воды и экологические угрозы. – Владивосток: Дальнаука, 2016. с. 105–108.

# ПЛОТНОСТНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ, ГРАВИТАЦИОННАЯ НЕУСТОЙЧИВОСТЬ И НАПРЯЖЕНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КУРИЛ

**Р.Г. Кулинич, Е.Б. Осипова, М.Г. Валитов**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева*

В течение ряда лет Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН исследовал геофизические характеристики, блоковую структуру и глубинное строение фронтального склона Центральных Курил с целью выяснения их особенностей в связи с длительным сейсмическим затишьем, а затем сильными Симуширскими землетрясениями, происшедшими в этом районе в 2006-2007 гг.

По результатам экспедиций, выполненных в период 2005 – 2010 гг., здесь была обнаружена поперечная зона рифтогенного типа [1,2], разрушившая преддуговой подводный хребет Витязя и прогиб, отделяющий его от Курильской островной гряды. По результатам исследований была установлена пространственная корреляция Симуширских мелкофокусных землетрясений, произошедших здесь в 2006-2007 гг., с блоковой структурой разрушенного хребта [3].

Поиски причин возникновения этой корреляции привели к анализу участия плотностной неоднородности и гравитационной неустойчивости блоковой структуры этого района в создании соответствующего поля напряжений в земной коре, которые, в свою очередь, могли стать одним из спусковых механизмов указанных землетрясений. Для этого нами были использованы две плотностные модели [4], рассчитанные по результатам глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ), выполненных в 80-е годы прошлого столетия Институтом морской геологии и геофизики ДВО РАН) на двух профилях [5,6,7], положение которых показано на рисунке 1.

Для расчета и анализа поля напряжений, возникающих в геологической среде с неоднородной плотностной дифференциацией, Е.Б. Осиповой разработан алгоритм соответствующего математического моделирования. На основе разработанной технологии было рассчитано поле интенсивности напряжений (МПа) в пределах указанных плотностных разрезов. Ниже приводятся результаты расчетов.

Профиль 1. Этот профиль отличается аномально контрастным распределением плотности геологических масс и сложной струк-

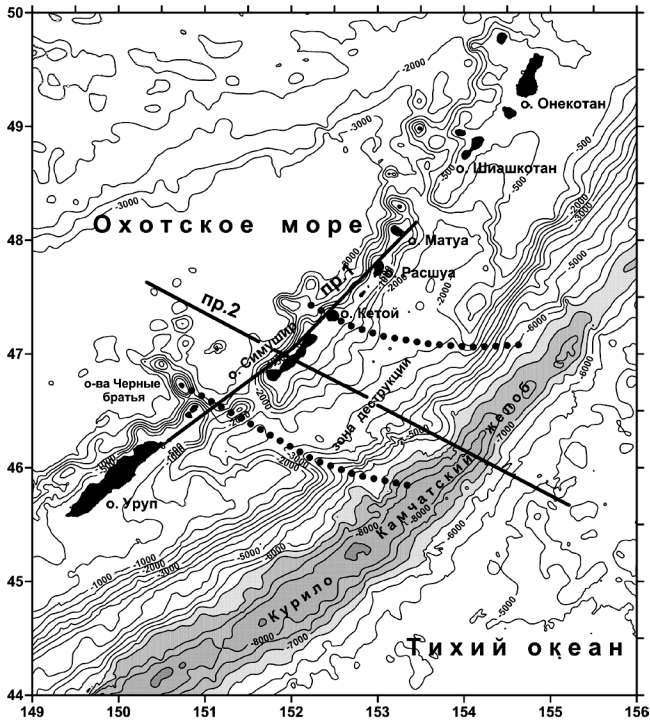


Рис. 1. Схема расположения профилей ГСЗ, отработанных ИМГиГ ДВО РАН в 1983-1984 г.г. [5]

турой плотностных границ (рис.2а). В соответствии с этим весьма сложным оказалось и поле напряжений, вызванных этой ситуацией.

В структуре напряжений наблюдаются как общие тренды пространственного распределения вычисленного параметра, так и его локальные вариации. Основным плотностным границам соответствуют зоны градиентов поля напряжений. Их величина зависит от величины разности плотностей на границах блоков. В других случаях плотностные блоки выделяются по вариациям направления или скорости изменения уровня поля напряжений внутри их, либо по совокупности обеих характеристик.

Общим трендом изменения напряжений в пределах профиля является их увеличение с глубиной, а также с юго-запада на северо-восток. На уровне основания земной коры (35 км) напряжения достигают величин 1500 МПа на юго-западе и 1678 МПа на северо-востоке, демонстрируя прямую зависимость величины напряжений от вели-

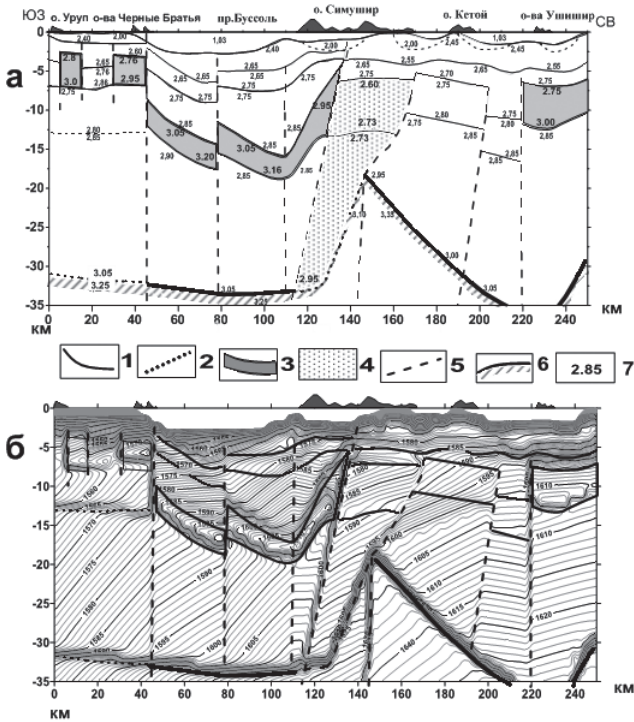


Рис. 2. Плотностная модель (а) и поле гравитационных напряжений (б, МПа), вызванных структурно-плотностной неоднородностью земной коры профиля 1.

1 – скоростные границы, трансформированные в границы блоков и слоев с разной плотностью; 2 – дополнительные плотностные границы, внесенные в модель, где отсутствовали сейсмические данные; 3 – блоки и слои в верхней коре с anomalно высокой плотностью; 4 – блок с anomalно низкой плотностью; 5 – границы скоростных блоков, отождествляемые с разломами по [7]; 6 – граница Мохоровичича; 7 – значения плотности ( $\text{г/см}^3$ ).

чины плотности геологических масс. На этот фон накладываются локальные возмущения поля напряжений, обусловленные структурно-плотностной дифференциацией коры более высокого порядка.

Профиль 2. Плотностная характеристика этого профиля (рис. 3а), в отличие от предыдущего профиля, менее контрастна. Тем не менее, как и на профиле 1, здесь зафиксировано достаточно активное поле напряжений, коррелирующееся с плотностной дифференциацией разреза.

Как и на профиле 1, все основные плотностные границы отражены деформациями поля напряжений. В соответствии с плотностной

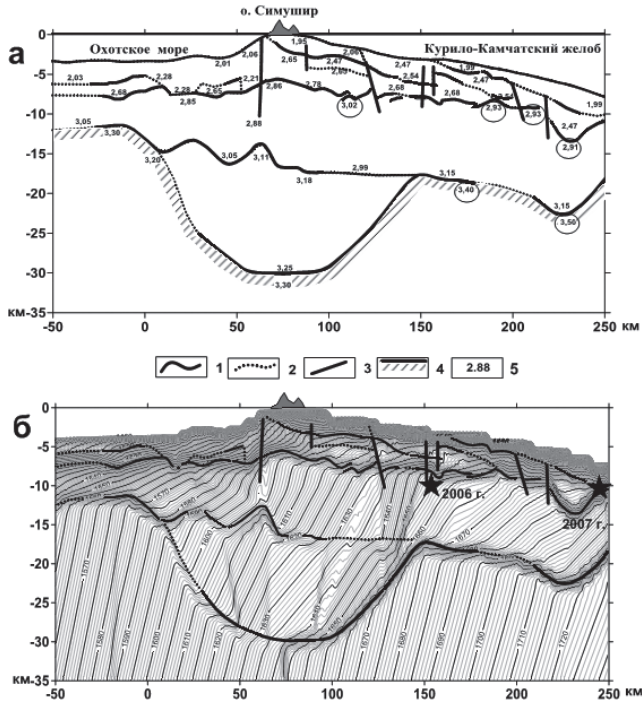


Рис. 3. Плотностная модель (а) и поле гравитационных напряжений (б, МПа), вызванных структурно-плотностной неоднородностью земной коры профиля 2. 1 – скоростные границы, трансформированные в границы блоков и слоев с разной плотностью; 2 – дополнительные плотностные границы, внесенные в модель, где отсутствовали сейсмические данные; 3 – разломы, выделенные по сейсмическим данным [7]; 4 – граница Мохоровичича, 5 – значения плотности ( $\text{г}/\text{см}^3$ ). Кружками обозначены anomalно высокие плотности в коре и на границе Мохо (а). Звездочками - гипоцентры Симуширских землетрясений 2006-2007 г.г. (б).

структурой поле напряжений разбивается на ряд блоков, каждому из которых соответствует своя характеристика действующего напряжения. В качестве границ таких блоков приняты те же характеристики напряжений, что и на профиле 1.

В структуре напряжений, как и на профиле 1, видны общие закономерности: величина напряжений повышается с глубиной: от поверхности к мантии, и вдоль профиля – от Курильских островов в сторону глубоководного желоба. Диапазон изменения напряжений в основании разреза (35 км) составляет 1568 МПа – на его северо-западе и 1709 МПа на юго-восточной оконечности профиля. На этот общий план накладываются те деформации напряжений, кото-



рые связаны со слоисто-блоковой структурой коры более высокого порядка.

Профиль 2 располагается в зоне Симуширских землетрясений 2006-2007 г.г. На рисунке 3б показано положение гипоцентров этих событий в поле напряжений. Как видно, очаги обоих землетрясений располагались в зонах локальных деформаций поля напряжения, где изменяется как величина, так и ориентировка векторов напряжений. В таких зонах, на наш взгляд, создаются условия гравитационной неустойчивости, что должно способствовать развитию здесь пликтивных и дизъюнктивных деформаций при воздействии дополнительных внешних сил. Это, в свою очередь, может быть причиной землетрясений.

Таким образом, расчеты, сделанные на конкретных примерах, дают основание полагать, что гравитационные силы в условиях контрастной плотностной дифференциации геологической среды создают напряжения, которые необходимо принимать во внимание, как один из факторов, определяющих напряженно-деформированное состояние в земной коре. С этой точки зрения описанные выше поля напряжений могли сыграть роль спускового механизма для возникновения Симуширских землетрясений.

### Литература

1. Лаверов Н.П., Лаппо С.С., Лобковский и др. Центральнo-Курильская «брешь»: строение и сейсмический потенциал // ДАН. 2006. Т. 408, № 6. С. 1–4.
2. Кулинич Р.Г., Карп Б.Я., Баранов Б.В. и др. О структурно-геологической характеристике « сейсмической брешы » в центральной части Курильской островной гряды // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26, № 1. С. 5–19.
3. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Прошкина З.Н. Геофизические поля, блоковая структура и сейсмическая активность Центральнoх Курил // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31, № 6. С. 35–43.
4. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Прошкина З.Н. Сравнительный анализ сейсмических и плотностных моделей земной коры Центральнoх Курил // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34, № 6. С. 45–56.
5. Злобин Т.К., Злобина Л.М. Строение земной коры Курильской островной системы // Тихоокеанская геология. 1991. № 6. С. 24–35.
6. Злобин Т.К., Костюкевич С.А., Злобина Л.М. Структура земной коры средних Курил по данным сейсмического моделирования // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17, № 2. С. 115–121.
7. Злобин Т.К. Первые результаты сопоставления катастрофических Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. ( $M=8,3$ ) и 13 января 2007 г. и глубинного строения земной коры Центральнoх Курил // ДАН. 2008. Т. 420, № 1. С. 111–115.

## РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ В АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОЙ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЕ

**В.В. Лепешко, Ю.И. Мельниченко**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
lep@poi.dvo.ru*

Цель проводимой работы – изучение эволюции земной коры на основе сравнительного анализа структур земной поверхности синтерпретациями геофизических полей.

Строение рельефа, вещества литосферы и, как следствие, геофизических полей разного рода, имеют причинно-следственные связи. Соответственно пространственно-временным тенденциям эволюции, в объёме земной коры формировались парагенезы структур рельефа и геологических образований. Изучая структурные парагенезы в объёме коры, включая верхнюю и нижнюю поверхности, можно определить направления и последовательность их образования.

Здесь рассмотрены особенности строения земной коры региона, связанные с тенденциями направлений и последовательностей деформаций.

Авторами проведён сравнительный анализ структурных рисунков карт рельефа и гравитационных аномалий, построенных по альтиметрическим данным [5 – 7] для выявления эволюционных тенденций в строении земной коры. Обработка данных проводилась в форматах «SURFER», «EXCEL», «PaintNET». Построены карты статистических характеристик рельефа, гравитационных аномалий в редукции Фая. Рассмотрены различные эволюционные модели [1- 4].

Азиатско-Тихоокеанская переходная зона выявляется как динамически обособленная структура между океанической и материковой корой, отделённая от них протяжёнными поперечно сжатыми участками, хорошо выраженными в геологическом строении, рельефе Земли и поверхности Мохоровичича. В геофизических полях она отражается с разной степенью отчётливости. Это зависит от физической специфики полей и масштаба карт. Геологическое строение региона даёт основу для интерпретации геофизических данных в аспекте кинематической роли переходной зоны.

На рис. 1 приведена схема, построенная для региона на основе геологической карты мира, с учётом строения рельефа и положения

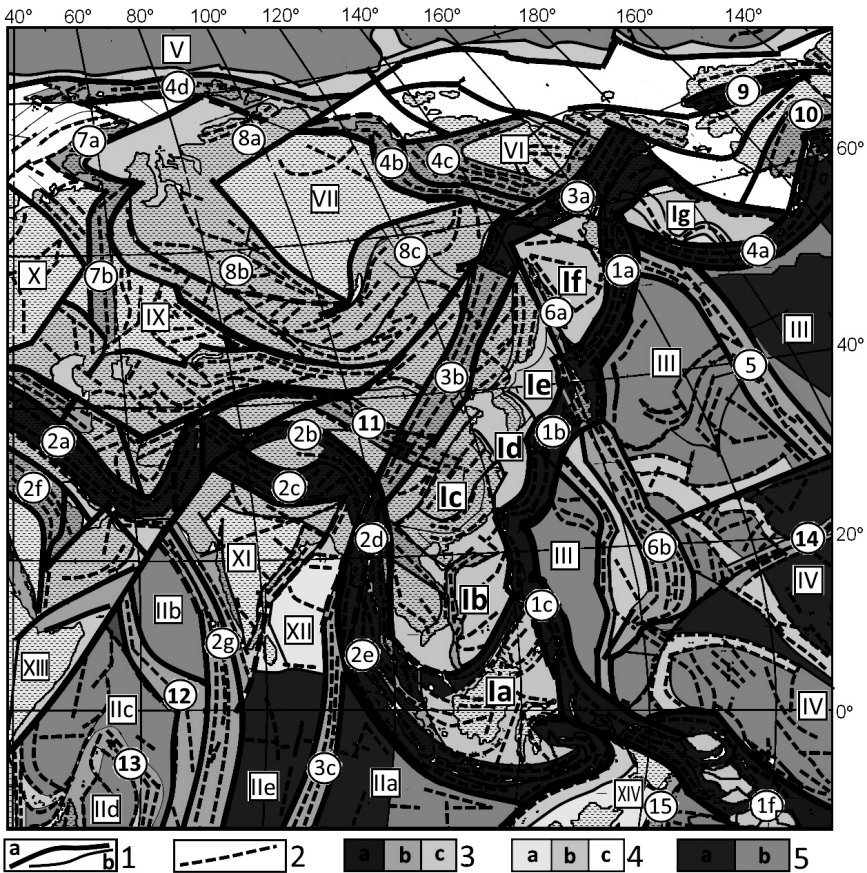


Рис. 1. Схема структурных парагенезов деформаций земной коры северной части Азиатско-Тихоокеанского сегмента.

1 – границы парагенезов деформаций: а – региональных и трансрегиональных, б – прочих. 2 – тренды простираний геологических структур. 3 – 5 – парагенезы деформаций. 3 – протяжённые, с высокой концентрацией деформаций поперечного сжатия, сформированные или перепланированные в неоген – четвертичное время (на рисунке отмечены индексами в кружках): а – максимально сжатые, с преимущественно продольным простиранием элементов строения; б – испытывавшие сжатие и растяжение, поднятие и опускание; сложные по форме и строению, неоднократно перепланированные. 4 – в пределах материковой коры и переходных зон, созданные деформациями переменных направлений или рассредоточенными (обозначены индексами в квадратах, крапом отмечена суша): а – в пределах материковой коры, б – в составе активной переходной зоны, с – пассивной. 5 – в пределах океанической коры: а – сохранившие признаки докайнозойского формирования, б – не сохранившие.

границы Мохоровичича. Жирными линиями показаны наиболее протяжённые тектонические границы, активные в неоген-четвертичное время. Эти границы прослеживаются и в геофизических полях. Пунктирными линиями выделены тренды простираний протяжённых геологических формаций, вулканотектонических и тектонических образований. Более тёмным цветом изображены зоны с максимальной концентрацией деформаций поперечного сжатия в коре.

«Стиснутая» зонами поперечного сжатия Азиатско-Тихоокеанская переходная зона выглядит как фрагмент трансрегиональных деформаций в области сочленения океанической и материковой коры. Это участок земной коры, ограниченный системой островных дуг от Тихого и Индийского океанов (1a 1f, 2e - в кружках) и наследованной тектонической зоной (3a, 3b) – от более консолидированной части материковой коры. Как видно на схеме, в тектоническом ограничении переходной зоны участвует Альпийско – Гималайский горный пояс (2a – 2e), имеющий структурное продолжение вдоль Зондских островов до смыкания с тихоокеанскими островными дугами в районе острова Новая Гвинея. Ограниченная узкими полями поперечного сжатия, Азиатско-Тихоокеанская переходная зона сохраняет в структуре коры реликтовые формы докайнозойской тектонической планировки с преобладанием тектонических построек юго-восточного простирания. Фрагменты этих неоднородностей коры сохранились в виде вулканотектонических поднятий в Тихом океане.

Эволюция земной коры создавала в ней неоднородности, различные по составу, плотности, ориентировке и концентрации форм. Неоднородности распределялись в коре соответственно действиям, механических напряжений локально и в региональном плане. Таким образом, формировались тренды форм и распределений групп неоднородностей разных размеров. В толще коры образовывались парагенезы структур самых разных масштабов. Их строение, формы и ориентировки постепенно, менялись, подчиняясь вязкопластическому течению верхней мантии.

Изменения в мантии и коре происходили с начала их формирования и продолжают до наших дней [1, 2]. На рис. 1 можно различить последовательность трендов деформаций земной коры. Наиболее молодые неоген-четвертичные трансрегиональные деформации коры распространялись на северо-восток со стороны Индийского океана «обтекая» древние платформы и складчатость Сибири с юго-востока и поворачивая в сторону Тихого океана. При этом, величины и на-

правления скоростей были неодинаковы. Кроме того зоны поднятий и погружений верхней мантии смещались и меняли форму в плане. Отсюда зоны с высокой концентрацией контрастных форм (2а – 2f, 1а – 1f, 3а, 4а на рис.1), и области с хаотичной и рассеянной концентрацией в коре (I, II... и др. индексы в квадратах на рис.1). Существуют ещё области нормального растяжения за счёт работы спрединга, но они за пределами региона.

Форма, и строение земной коры Азиатско-Тихоокеанской переходной зоны свидетельствуют об изменениях направлений трансрегиональных деформаций на протяжении кайнозоя. Изгиб в плане и сужение на северном (Чукотском) и южном (Ново-Гвинейском) окончаниях соответствуют изменению доминанты юго-восточного сжатия на её границах на тангенциальные напряжения в тех же направлениях.

Таким образом, сравнительный анализ структурных рисунков рельефа, геофизических полей и геологического строения региона показывает наличие локальных, региональных и трансрегиональных тенденций в эволюции земной коры региона. Это формирования при постепенно изменяющихся векторах геомеханических напряжений в коре и её движителе – верхней мантии. По масштабам и пространственно-временным взаимоотношениям ассоциаций следует предполагать, что деформации поверхности – результат деформаций всей мощности коры в связи с вязкопластическим сложным течением мантии. Векторы механических напряжений в геосферах менялись по направлениям и интенсивности в процессе эволюции Земли. Земная кора формировалась под контролем движений верхней мантии и морфолитогенеза. Современная суперпозиция этого взаимодействия отражена в плотностной структуре коры, рельефе верхней и нижней границ, сложном, но закономерном распределении геологических образований в её объёме.

Работа выполнена в рамках программы «Дальний Восток» (проект № 15 – 1 – 1 – 017).

### Литература

1. Долицкий А.В. Земная кора: образование, деформация, развитие. Тектоника вращающейся мантии. // Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. С. 115 – 161
2. Лепешко В.В., Казанский Б.А, Сравнение структур рельефа и гравитационного поля в Азиатско-Тихоокеанском регионе. / Физика геосфер: X Всероссийский

симпозиум, Владивосток, Россия: мат. докл. / Тихоокеанский океанологический институт им.В.И. Ильичёва Дальневосточного отделения Российской академии наук. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2017. С.167 – 170.

3. Расцветаев Л.М. Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С145 – 197. (Тр. ГИН АН СССР; Вып.340)

4. Чехов А.Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии (океаноморская модель) – М.:Научный мир, 2000г. 204 с

5. [http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get\\_data.cgi](http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi)

6. <http://maps.grida.no/go/collection/topographic-maps>

7. Magnetic Field Model MF7

# ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ СРЕДНЕГО И НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ

**Ю.Ф. Манилов**

*Институт тектоники и геофизики им.Ю.А. Косыгина  
ymanilov@itig.as.khb.ru*

Наиболее активное петрофизическое изучение территории Среднего и Нижнего Приамурья проводилось в 1968-1980 г.г. рядом представителей производственных и тематических партий Геофизической экспедиции. Существенные результаты были получены И.И. Шапочкой, М.Л. Забродиной, Э.Л. Рейнлибом, Н.Л. Павловским, С.В. Головки и другими, в дальнейшем они легли в основу интерпретации материалов средне- и крупномасштабных геолого-геофизических исследований.

Важным этапом изучения физических свойств пород региона стала региональная петрофизическая сводка по плотностным и магнитным свойствам интрузивных пород, выполненная коллективом сотрудников ВСЕГЕИ (Н.Б. Дортман, Э.Я. Дубинчик, В.К. Путинцев и др.) в 1964-1974 г.г.

Коллектив ИТИГ ДВО РАН внес свой весомый вклад в петрофизические исследования Дальневосточного региона. Группа сотрудников института под руководством Н.П. Романовского обобщили свои данные и данные других геологических предприятий, в результате чего был издан справочник «Физические свойства горных пород Дальнего Востока» (в двух частях) [5]. Справочник является первым обобщением для огромной территории Дальнего Востока.

Несмотря на значительный объем проведенных исследований, степень изученности физических свойств пород слагающих территорию крайне не равномерна. Петрофизические данные разрознены, получены многими специалистами на протяжении длительного периода изучения различных площадей рассматриваемой территории. На сегодняшний день отсутствует надежно систематизированная информация как по листам масштабов 1:50000-1:200000, так и конкретным металлогеническим объектам.

В такой ситуации часть неопределенностей возможно решить посредством изучения пространственных закономерностей изменения физических свойств горных пород, определяемых не на дис-

кретной геолого-статистической, а на формализованной основе [3,4] путем создания петрофизических карт (плотность и магнитная восприимчивость) разных масштабов.

### *Методика*

Для настоящих исследований было намечено 3 блока изучения:

1. Анализ, обработка и упорядочение имеющейся петрофизической информации;
2. Определение петрофизических характеристик основных комплексов пород;
3. Унифицирование разнородного материала для построения и интерпретации специализированных петромагнитной и петроплотностной карт.

Данные о плотности ( $\sigma$ ) и магнитной восприимчивости ( $\chi$ ) магматогенных образований региона, получены из фондовых баз данных измерений значений  $\sigma$  (плотности) и  $\chi$  (магнитной восприимчивости), уточнены по материалам справочника [5].

Вся систематизация результатов определения плотности и магнитной восприимчивости интрузивных пород выполнялась, исходя из принципов, разработанных коллективом сотрудников ВСЕГЕИ [1].

Определение среднестатистических характеристик для отдельных разновидностей пород и интрузивных массивов выполнялось следующим образом. Средние значения плотности при малом количестве определений вычислялись среднеарифметическим способом. При достаточно представительной выборке (обычно более 20–30 замеров) определялась средневзвешенная величина параметра по способу сумм [2].

Основная методическая особенность построения специализированных петромагнитной и петроплотностной карт – проведение изолиний физических параметров (плотность и магнитная восприимчивость) по пространственному положению точек со средними значениями параметра в специально подбираемых элементарных ячейках площади.

Известно, что реальные геологические тела одного и того же породного комплекса могут располагаться в разных геологических обстановках, различаться набором представленных в них пород, степенью их изменения и следовательно интенсивностью проявления физических свойств. При определении средних значений  $\sigma$  и  $\chi$  для геологических комплексов (свит, толщ) статистическую обработку исходной информации проводились в два этапа [3,4]. На первом из



них формируются отдельные выборки значений физических параметров по каждой литолого-петрографической разности пород. Для каждой свиты (толщи, комплекса и т.д.) подсчитываются средние значения магнитной восприимчивости и плотности.

На втором этапе проводится стадия формализации карты. Полученные значения в зависимости от представительности (в процентах) каждого типа геологических образований на площади каждой элементарной ячейки обеспечивали определение среднего (средневзвешенного) значения  $\alpha$  и  $\sigma$  для каждой ячейки.

### ***Результаты***

Петрофизическая информация из разных источников сведена в таблицы (Рис.1), где приведены характеристики плотности и магнитной восприимчивости основных толщ, свит и комплексов пород изучаемой территории.

Согласно полученным материалам, наибольшее количество определений плотности и магнитной было сделано для древних комплексов Сибирской платформы. Более 2000 определений физических свойств проведены для кристаллических пород Джанинской, Удско-Майской и Купуринской свит. Примерно такой же объем измерений плотности и магнитной восприимчивости имеется для гранитоидов Древнестанового и Тукурингского комплексов.

Среди пород осадочных бассейнов наиболее изучены (более 1500) измерений гранодиориты, кварцевые диориты и гранодиорит-порфиры ( $\gamma\delta K_1 u_2$ ) Удского комплекса и Андезиты, дациты, их туфы, туфобрекчии, туфопесчаники Джелтонской свиты.

В пределах рассматриваемой территории наиболее высокими значениями плотности характеризуются амфиболиты, габброиды и мрамора ( $2,7-3,2$  г/см<sup>3</sup>) архейского возраста.

Среди осадочных пород наиболее плотные ( $2,6-3,0$  г/см<sup>3</sup>) юрские аргиллиты, угли и углистые сланцы. Также высокая плотность (до  $3,0$  г/см<sup>3</sup>) встречается среди габброидов Удского комплекса.

Наименьшую плотность ( $2,0-2,4$  г/см<sup>3</sup>) имеют туфы, туфопесчаники, песчаники средней и верхней юры.

Данные о магнитной восприимчивости пород региона варьируют в широчайших пределах от полностью немагнитных до образцов со значениями до нескольких тысяч  $10^{-5}$  СИ.

Наиболее магнитоактивные породы региона – габброиды и габбро-амфиболиты Архейского возраста. Нередко значения магнитной восприимчивости в их образцах достигает  $5-8$  тысяч  $10^{-5}$  СИ. Высо-

Толща, свита, комплекс (возраст)	Наименование основных типов пород	Геологический индекс	Кол-во образцов	Физические свойства	
				Плотность $\rho$ , г/см <sup>3</sup>	Масштабная восприимчивость $\mu_{10}^2$ - ед. СИ
Архейские метаморфические комплексы: джаншинская, Удско-майская, купуринская серии	Кристаллические сланцы и гнейсы биотит-гранатовые, биотитовые, пироксеновые, двупироксеновые, амфиболовые, амфиболиты, мраморы, гранулиты	AR <sub>1</sub> -dZ джаншинская	2433	2,50	0
				3,11	7850
Архейские метаморфические комплексы: джаншинская, Удско-майская, купуринская серии	Кристаллические сланцы и гнейсы биотито-вые, биотит-роговообманковые, амфиболиты, мраморы	AR <sub>1</sub> <sup>2</sup> -m Удско-майская	1736/2294	2,54	0
				3,08	3500
Верхний рифей (нальдинская свита)	Известняки, доломиты, песчаники, алевролиты	AR <sub>2</sub> купуринская	1552/3176	2,42	0
				3,15	4700
Раннепротерозойские интрузивные образования кислого состава (тукурингский комплекс)	Граносениты	RF-ml	18	2,59	0
				2,87	30
Архейские интрузивные образования преимущественно кислого и среднего состава (Марагайский, тохьяканский, тодско-алтаинский, древнестановой комплексы)	Граниты, Гранодиориты, Граносениты	rPR <sub>1</sub> -t	807/2576	2,50	0
				3,00	2900
Архейские интрузивные образования преимущественно кислого и среднего состава (Марагайский, тохьяканский, тодско-алтаинский, древнестановой комплексы)	Граниты, плагиограниты, гнейсовидные	rBPR <sub>1</sub> -t	191/550	2,40	0
				2,99	7900
Архейские интрузивные образования преимущественно кислого и среднего состава (Марагайский, тохьяканский, тодско-алтаинский, древнестановой комплексы)	Гранодиориты, диориты, кварцевые диориты	rZPR <sub>1</sub> -t	94/100	2,55	3
				2,80	2200
Архейские интрузивные образования преимущественно кислого и среднего состава (Марагайский, тохьяканский, тодско-алтаинский, древнестановой комплексы)	Граниты, Гранодиориты, Граносениты	rAR <sub>1</sub> -m	95	2,55	0
				2,67	1040
Архейские интрузивные образования преимущественно кислого и среднего состава (Марагайский, тохьяканский, тодско-алтаинский, древнестановой комплексы)	Граниты, плагиограниты, гнейсовидные	rAR <sub>1</sub> -t	258	2,48	0
				2,98	1300
Архейские интрузивные образования преимущественно кислого и среднего состава (Марагайский, тохьяканский, тодско-алтаинский, древнестановой комплексы)	Гранодиориты, диориты, кварцевые диориты	qBAR <sub>1</sub> -ta	564/911	2,56	10
				2,84	1200
Архейские интрузивные образования преимущественно кислого и среднего состава (Марагайский, тохьяканский, тодско-алтаинский, древнестановой комплексы)	Граниты, плагиограниты, Гранодиориты, Гнейсовидные	p/AR <sub>1</sub> <sup>2</sup> -ds	1004/4320	2,45	0
				2,96	8083
Архейские интрузивные образования преимущественно основного и ультраосновного состава (Майско-джаншинский, Древнеуджурский, Баладеский, Илчомо-тырканский комплексы)	Габбро, метаморфизованные габбро, габбро-амфиболиты	vAR <sub>1</sub> -md	145	2,70	50
				3,05	19000
Архейские интрузивные образования преимущественно основного и ультраосновного состава (Майско-джаншинский, Древнеуджурский, Баладеский, Илчомо-тырканский комплексы)	Анортозиты, габбро-анортозиты, габбро, нориты, широкоосениты	nAR <sub>1</sub> -dd	983	2,59	0
				3,09	9900
Архейские интрузивные образования преимущественно основного и ультраосновного состава (Майско-джаншинский, Древнеуджурский, Баладеский, Илчомо-тырканский комплексы)	Габбро, габбро-нориты, анортозиты, габбро-анортозиты, габрбурилиты, вебстериты, дуниты	vP/AR <sub>1</sub> -b	117	2,52	0
				3,18	5000
Архейские интрузивные образования преимущественно основного и ультраосновного состава (Майско-джаншинский, Древнеуджурский, Баладеский, Илчомо-тырканский комплексы)	Габбро, габбро-нориты, анортозиты, габбро-анортозиты, габрбурилиты, вебстериты, дуниты	cAR <sub>1</sub> -b	20	2,51	0
				3,36	5000

Рис. 1. Фрагмент таблицы физических свойств пород Нижнего и Среднего Приамурья.

кой магнитной восприимчивостью свыше  $1000 \times 10^{-5}$  СИ встречается у субвулканических образований различного возраста.

Полученные петромагнитная и петроплотностная карты позволяют давать петрофизические характеристики крупным тектоническим объектам (докембрийские блоки и террейны). Каждому такому объекту соответствует свой набор характеристик (интенсивность, упорядоченность, направленность аномалий плотности и магнитной восприимчивости).

Петромагнитная карта лучше отражает структурные особенности крупных магматогенных структур, дифференцирует различные части осадочных бассейнов, разделяя вулканогенные прогибы (с высокими значениями магнитной восприимчивости) и прогибы, в которых преобладают практически немагнитные осадочные толщи.

На петроплотностной карте высокими значениями хорошо диагностируются области распространения древних пород Сибирской платформы. Плотности  $2.65 - 2.80$  г/см<sup>3</sup> соответствуют областям развития древних кристаллических комплексов, а также девонским толщам, в которых присутствуют известняки и породы богатые железными рудами.

Наименьшие плотности до  $2.3$  г/см<sup>3</sup> соответствуют наложенным прогибам Удского, Буреинского бассейнов и Нижнеамурской впадины, где широко проявлены области распространения четвертичных отложений.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИТИГ ДВО РАН.

### Литература

1. Дортман Н.Б., Дубинчик Э.Я., Зотова И.Ф., Иванов В.Н. Отчет по теме 303. Петрофизическая характеристика типичных формаций разных этапов развития складчатых областей. Петрофизика магнитных формаций. Ленинград, 1974.
2. Дунин-Барковский И.В., Смирнов П.В. Теория вероятностей и математическая статистика в технике (общая часть) // Гостехиздат. Москва, 1955.
3. Иволга Е.Г., Гурович В.Г., Романовский Н.П., Манилов Ю.Ф. Петрофизические особенности тектонических структур Охотоморской зоны перехода континент – океан // Тихоокеанская геология. 2016. Т.35. № 5, С. 39-53.
4. Романовский Н.П., Гурович В.Г., Малышев Ю.Ф., Иволга Е.Г. Петромагнитная карта области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Тихоокеанская геология. 2005. Т.24. №2. С.3-9.
5. Физические свойства горных пород Дальнего Востока. Справочник в 2-х частях. Владивосток, ДВО АН СССР, 1987, 393с.

## О ВУЛКАНИЧЕСКОМ ПЛАТО ЗАПАДНО-ФИЛИППИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ

**Ю.И. Мельниченко, А.А. Коптев**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
yutel@poi.dvo.ru*

Западно-Филиппинская котловина (ЗФК) составляет половину бассейна Филиппинского моря. Глубоководными желобами Филиппинским и Рюкю она ограничена с запада, с юго-востока – желобом Палау, а с востока – подводным хребтом Кюсю-Палау (рис. вставка). Её основная часть приходится на абиссальную равнину с глубинами 5000-6000 м при средней глубине 5800 м. Для неё характерны многочисленные рвы-впадины, мелкие холмы, возвышенности и горные плато. Горная система Дайто (хребты Дайто, Оки-Дайто, плато Амами) выделяется в её северной части, на западе – плато Бенхам и возвышенность Урданета. По диагонали от о-ва Тайвань до хребта Кюсю-Палау в юго-восточном направлении протягивается срединная возвышенная зона Филиппинского хребта [1]. Его рельеф составляют гряды подводных гор, ориентированных в юго-восточном (северо-западном) направлении [2]. По оси возвышенной зоны выделяются рифтовые долины характерной V-образной формы, превышающие иногда глубины 7000 м. Они рассматриваются как следы Центрального разлома котловины, который рассматривается в качестве крупного сдвига [3]. Некоторые из них имеют субмеридиональное простирание, что предполагает поперечные правосторонние сдвиговые дислокации хребта.

Центральный разлом наиболее отчетливо проявляется в средней провинции хребта. В этой части выделяется рифтовая долина глубиной до 6740 м и ширине дна от 3 до 14 км. [4]. Почти повсеместно её дно разделяется невысоким (до 600 м) гребнем, при этом южная ложбина дна обычно шире северной. Крутизна склонов долины составляет в среднем  $10^\circ$ , а на осложняющих их уступах достигает  $20^\circ$  и более. По обе стороны долины простираются гряды подводных гор, имеющих блоковое строение. Ширина отдельных горных гряд составляет 8-11 км при относительной высоте 600-800 м. Минимальная глубина подводных гор севернее долины достигает 3930 м, а южнее – 4200 м. Далее к юго-востоку от  $132^\circ$  в.д. следы разлома размывают-

ся, а рельеф возвышенной зоны по данным батиметрии становится менее контрастным.

Между тем, по материалам спутниковой альтиметрии в границах от  $130^\circ$  в.д. по  $134^\circ$  в.д. отчетливо выделяется горное плато неопределенных очертаний (рис.). Со стороны абиссальной равнины его основание прослеживается по изобате примерно 5500 м. Цоколь горной системы в форме тектонического уступа уверенно прослеживается по изобате 4000-4500 м. Подошву плато с глубины 3000 м иногда формируют крутые склоны гор. На глубинах 5250-5500 м его подножие морфологически менее выражено, часто выполаживается и постепенно переходит в равнины Западно-Филиппинской котловины. Апофизы котловины, глубоко внедряющиеся в структуру хребта, составляют заметный элемент рельефа основания. Южной границей плато служат рифтовые долины Центрального разлома. Авторы предлагают назвать плато именем профессора Леликова Е.П., морского геолога, известного исследователя окраинных морей Востока Азии, в частности, Филиппинского моря.

В пределах плато выделяется два локальных поднятия центральной формы с размытой границей между ними. Размер одного из них составляет примерно 240 км в диаметре. Размер другого на границе с хребтом Кюсю-Палау достигает 160 км. Общая протяженность плато в северо-западном направлении составляет 440 км. Плато отличается резкой расчленённостью земной поверхности, что выражается в повсеместном развитии крутых уступов высотой до 1800 м и узких долин разной конфигурации. На вершине возвышенности ( $132^\circ$ - $133^\circ$  х  $16^\circ$ - $17^\circ$ ) выделяется кольцевая депрессия (кальдера?) размером 4–6 км, окаймленная кольцевым валом (ст. 2776). Юго-восточный свод в границах  $133^\circ$ - $134^\circ$  в.д. х  $15^\circ$ - $16^\circ$  с.ш. представлен горной грядой северо-восточного направления. Он расчленяется узкими рифтовыми долинами глубиной до 4500–5000 м, составляющими разломную зону. В юго-западном направлении зона разлома пересекает Центральный разлом, а в северо-восточном продолжается в центральную часть хребта Кюсю-Палау.

Обследованный нами участок разломной зоны (полигон П-Н4-7, ст. 2764) охватывает небольшую, но наиболее глубокую часть грабена северо-восточного ( $45^\circ$ ) простираения глубиной до 5800 м. (рис., вставка). Днище грабена шириной около 10 км в основном выровнено за счет аккумуляции осадков, хотя и разделяется пологим гребнем относительной высоты 300 м. Северо-западные склоны крутизной  $10^\circ$

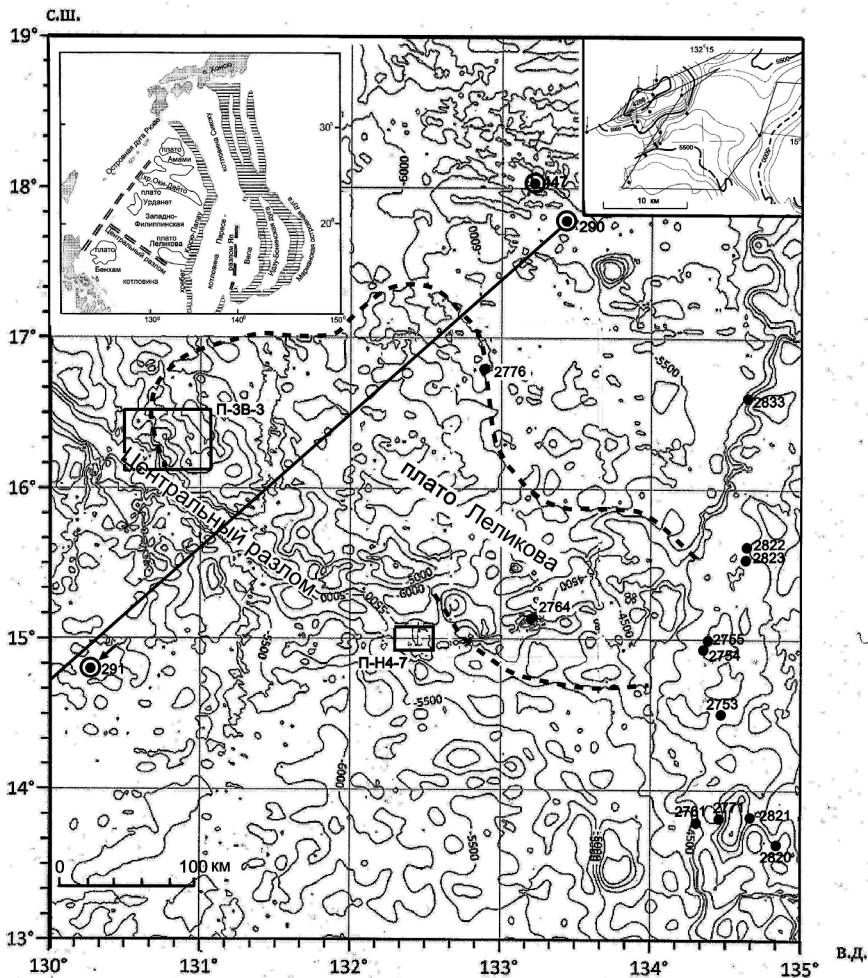


Рис. 1. Топография плато Леликова (по GEBCO\_2014GRID). На вставке слева: положение плато в структуре Западно-Филиппинской котловины. Правая вставка: морфологическая схема полигона П-14-7. На рис. указан галс сейсмопрофилирования.

– 20° образованы уступами горы высотой 4280 м. Она представляет постройку конического вулкана с гребневидной вершиной. Юго-восточная сторона грабена представлена горной грядой блокового строения шириной около 15 км с глубиной подошвы 5200 м. Морфологический рисунок изученного участка во многом напоминает участки Центрального разлома.

Геологические исследования в зоне плато на сочленении хребтов Кюсю-Палау и Филиппинского выполнены крайне незначительно. Они проводились севернее станции 2776 в рамках программы глубоководного бурения скважин 290, 447 и 1201 (рис.). В двух из них (447 и 1201) вскрыты базальты аналогичные океаническим толеитам. Они залегают под позднеэоценовыми осадками, поэтому возраст определяется как допозднеэоценовый. В результате драгирования на станции 2776 было поднято большое количество глыб и обломков базальтов в виде фрагментов шаровой отдельности со стекловатой коркой закаливания [5]. Породы представлены редко порфировыми или афировыми оливин-плагиоклазовыми или плагиоклазовыми базальтами иногда с клинопироксеном, образующим игольчатые или мельчатые агрегаты с плагиоклазом в основной массе. При драгировании вулканической постройки (ст. 2764), расположенной восточнее Центрального разлома, на северном борту одной из многочисленных впадин поднята глыба базальтов в виде угловатого фрагмента пиллоу-лав с коркой закаливания. Базальты представлены порфировыми оливин-клинопироксен-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми разновидностями [4, 5].

Более детально изучена геология хребта Кюсю-Палау. В пределах сопряженного с плато фрагмента хребта главным рельефообразующим элементом служат вулканы. Нами установлено три типа вулканов – щитовые, конусообразные и куполообразные стратовулканы [6]. В основном они сложены базальтами и редко (ст. 2833) более щелочными дифференциатами [7]. Начало формирования щитовых вулканов определено по возрасту радиолярий в перекрывающих их осадках, соответствующему маастрихту – раннему палеоцену (62.5–60.0 млн. лет). Однако вулканическая активность в области щитовых вулканов проявлялась в позднем олигоцене – раннем миоцене и позднем миоцене:  $30 \pm 3$  (трахиты), 12.0 и 8.4 млн. лет (базальты). Постройка одного из них (25.6 млн. лет) накладывается на более древний щитовой вулкан (ст. 2833). Другие вулканы этого типа расположены западнее ст. 2776 и южнее ст. 2764 (рис. 1). Они относятся к раннему миоцену (21 млн. лет, 16 млн. лет). Генетически родственную вулканогенную структуру следует ожидать и в пределах выделенного нами плато Леликова. Его формирование синхронизируется, вероятно, с позднепалеоцен – эоценовым этапом тектонических движений в пределах разломов Западно-Филиппинской котловины. По материалам многих авторов позднее они могли

быть связаны с вулканоплутонической активизацией этих разломов в конце олигоцена.

### Литература

1. Karig D. Plate convergence between the Philippines and the Ryukyu Islands // *Marine Geology*. 1973. V. 14. P. 153–168. 394 с.
2. Lewis S.D. and Hayes D.E. The structure and evolution of the Central Basin Fault, West Philippine Basin // *The tectonic and Geologic evolution of southeast Asian Seas and Island*. Ed. Hayes D.E. Washington: AGU, 1980. P. 77–88
3. Hess H.H. Major structural features of the Western North Pacific, an interpretation of H.O. 5485 bathymetric chart, Korea to New Guinea // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1948. V. 59. P. 417-445.
4. Ханчук А.И., Здравенин А.А., Киселев В.И., Теницкий И.И., Уткин И.В. Морфоструктура и происхождение разломов и локальных впадин // *Геология разломов и локальных впадин дна Филиппинского моря*. Владивосток. ДВО АН СССР. 1989. С. 8-24.
5. Новые данные по геологии Филиппинского моря (результаты 30/31-го рейса НИС «Профессор Богоров» и 29-го рейса НИС «Пегас») / Леликов Е.П. и др. / *Препринт*. Владивосток: ТОИ ДВО АН СССР, 1990. 68 с.
6. Melnichenko Y.I., Popova I., Sedin V.T., Tochilina S.V. Geomorphologic characteristics of the Kyushu-Palau Ridge, Philippine Sea // *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, Berlin-Stuttgart. 1999. Vol. 118. P. 183–192.
7. Леликов Е.П., Съедин В.Т., Пугачев А.А. Геология и геохимия магматических пород южной части хребта Кюсю-Палау // *Океанология*. 2018. Т. 58. № 2. С. 293–306.



# КОНЦЕНТРАЦИИ И ПОТОКИ МЕТАНА КАК ИНДИКАТОРЫ ОСОБЕННОСТЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ В ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ И ТАТАРСКОГО ТРОГА (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

**О.В. Мишукова, Р.Б. Шакиров, А.В. Яцук, М.Г. Валитов**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева,  
omishukova@poi.dvo.ru*

В работе приведены результаты исследований концентраций и потоков метана в северной части Японского моря на двух полигонах в 81 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в мае 2018 г.

Керны осадков были отобраны по сетке, пробы воды отбирались с временной дискретностью 1–2 часа. Одновременно проводили измерения концентрации метана в атмосфере и гидрометеорологических данных. Метеорологические измерения осуществлялись на судовой метеостанции. Анализ газовых компонентов производился на борту судна, на хроматографе КристалЛюкс 4000 М. Расчет потоков метана на границе вода–атмосфера проводился по методике, опубликованной в работе [1].

Потоки метана с поверхности изучаемой акватории отличаются высокой изменчивостью: при общих умеренных значениях потока выделяются локальные участки со средними и высокими значениями. На полигонах наблюдалась эмиссия метана из воды в атмосферу от 1 до 14 моль/(км<sup>2</sup>×сут) со средним значением 4 моль/(км<sup>2</sup>×сут). Район относится к акватории с эмиссией умеренной интенсивности.

На акватории отчетливо проявляется совпадение локальных зон с высокими концентрациями и повышенными потоками метана с акватории. Вклад реальной степени пересыщения проявляется для станций в районе обоих полигонов. Степень пересыщения поверхностных вод метаном относительно его равновесных с атмосферой значений изменялась от 33 до 130 % при среднем значении 65 %. Это выше, чем средняя степень пересыщения на акватории Тихого океана 30–31 %, приведенная в работе [2], но ниже, чем 105–175% в северной части Тихого океана, которую указывают исследователи [3]. Такая разница в пересыщении поверхностного слоя воды метаном и сравнимыми при этом потоками метана на границе вода-атмосфера об-

условлена повышенными концентрациями метана в поверхностном слое, и значительно более низкой температурой морской воды. Следует отметить, что свойства воды на полигонах отличались большой неравномерностью, характерной для этой времени года, когда воды зимней модификации меняются на летнюю.

По разработанной авторами классификации [4] на обоих полигонах можно выделить локальные участки эмиссии слабой, умеренной и средней интенсивности и несколько участков с эмиссией высокой интенсивности (рис.1).

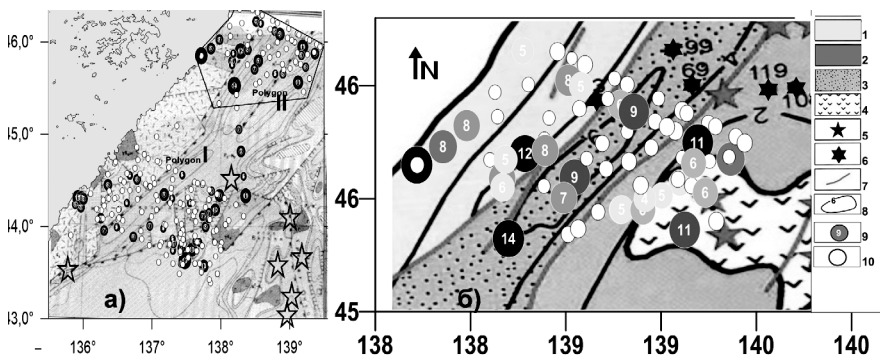


Рис. 1. Распределение потоков метана на акватории, выполненных на основе геологической карты Дна Японского моря [5] и на карте геологического строения и флюидодинамических характеристик [6]: а) на обоих полигонах; б) на полигоне 2. Условные обозначения: 1-потоки метана, моль/(км<sup>2</sup>сут), 2-станции отбора проб воды, 3-станции отбора проб осадков, 4-эпицентры землетрясений; 5-субмоноклинальный склоновый западный прибортовой Присихотэалинский блок; 6-Южно-Татарская глубоководная котловина; 7-зональные рифтогенные грабены; 8-олигоцен-эоценовые вулканотектонические структуры; 9-субвертикальные геологические тела; 10-тепловой поток, мВт/м<sup>2</sup>; 11-сбросы; 12-изопахиты кайнозойской осадочной толщи, км; 13-потоки метана выше 5 моль/(км<sup>2</sup>сут), 14- потоки метана до 5 моль/(км<sup>2</sup>сут).

Изменчивость потоков метана с поверхности моря по площади и интенсивности может, вероятно, обуславливаться неравномерным распределением и характером литосферных источников.

На полигоне I отчетливо выделяется зона с эмиссией средней интенсивности от 4 моль/(км<sup>2</sup>сут) и локальные участки эмиссии высокой интенсивности до 13.1 моль/(км<sup>2</sup>сут): 1) в южной части и по центру возвышенности Лаврентьева; 2) в юго-восточной части в окрестностях вулканических возвышенностей Алпатова, Витязя, Ольги и Владимира; 3) над каньоном северо-восточного простираения отделяю-

щим возвышенность Алпатова от возвышенности Витязя. Полигон I – район северного замыкания Центральной котловины Японского моря и южной части Татарского трога. Вулканизм Японского моря – это мало исследованный фактор, как в отношении дегазации его дна, так и в отношении формирования углеводородных залежей. В южной глубоководной части полигона I (до 2800 м), отобранных в рейсе кер-нах, обнаружены газонасыщенные осадки. В поднятых кернах осадков, над которыми проявились повышенные потоки метана с поверхности моря, фиксируются аномалии метана и существуют условия, благоприятные для концентрирования ряда элементов: Fe, Mn.

На северном полигоне II потоки были выше до 14.4 моль/(км<sup>2</sup>сут), чем на полигоне I. Зона эмиссии средней интенсивности охватывает южный, восточный и северный краевые участки, характеризуется высокой газонасыщенностью метаном осадков (до 100 см<sup>3</sup>/м<sup>3</sup>) и распространением около 54 вертикальных газонасыщенных структур типа «чимней». Полигон II расположен в районе сочленения Татарского пролива и пролива Лаперуза, с запада ограничен береговой чертой континента, с востока – бордерлендом о. Хоккайдо. На западной части полигона можно выделить районы повышенного потока с морской поверхности над зоной субмоноклинального склонового западного прибортового Присихотэалинского блока. Локальные потоки наблюдаются в центральной части полигона, над зональным рифтогенным грабеном с частичной деструкцией континентальной коры. Эта часть полигона находится в южной части Южно Татарского осадочного бассейна, с максимальной мощностью осадочного слоя 6 км [7]. В восточной части полигона поток проявляется над олигоцен-эоценовыми вулканотектоническими структурами и субвертикальными геологическими телами показателями локальной флюидодинамической активности.

Показателем того, что, геологические процессы проявлены в настоящем времени, являются повышенные тепловые потоки и землетрясения. изучаемые акватории представляют собой сейсмически активную зону. В работе [8] показано, что район эпицентра землетрясения может выступать в роли источника метана в морскую среду. И хотя точно определить координаты и структуры источника (или источников) метана сложно, они могут быть смещены вследствие неоднородности геологических условий, формирования как донных отложений, так и районов скопления углеводородов, сравнение экспериментальные данных и результатов расчета переноса водных

масс, содержащих растворенный метан показало удовлетворительное совмещение.

На схеме приведено положение эпицентров землетрясений за 2016-2018 годы [9], характерной особенностью является то, что гипоцентры приведенных землетрясений находится на глубине 270-290 км. Данные по предыдущим рейсам также подтверждают возможный выход метана из литосферных источников. Так основной причиной повышения концентрации метана в мае и июне 2011 г., на наш взгляд, является мощное фукусимское землетрясение 11 марта 2011 г. Подтверждение того, что его влияние распространилось на расстоянии в сотни километров от эпицентра, выявили в результате гравиметрических измерений и моделирования, проведенных в Приморье и Хабаровском крае авторы [10]. Вероятно, региональная деформация со смещением после землетрясения 2011 г. повлияла на газовую разгрузку, что и проявилось в повышенных значениях концентраций метана в поверхностном слое.

Выявленное неоднородное распределение и изменение направления и интенсивности потоков метана на границе вода-атмосфера на акватории северо-западной части Японского может быть обусловлено пространственным расположением подводных источников метана. Такими источниками могут быть скопления природного газа в локальных структурах. В западной части, контролируемой подводным продолжением Сихотэ-Алинского вулканогена.

Таким образом изучаемая акватория является районом эмиссии метана в атмосферу. Предложенный в лаборатории ТОИ метод измерений содержания метана в 4 м поверхностном слое воды, поверхностном слое атмосферы и характеристик воды в поверхностном слое на значительной части акватории за непродолжительный промежуток времени и расчет потоков метана на границе вода-атмосфера для каждой точки отбора, позволил не только выявить зоны с повышенной эмиссией метана с акватории, но и определить вклад реальной степени пересыщения, обусловленный концентрациями метана в воде и атмосфере, температурой морской воды и скоростями ветра.

Зоны повышенных значений потоков нельзя объяснить без учета особенностей газовой активности осадочной толщи и тектонического строения дна. Повышенные потоки метана связаны с активными подводными источниками. Такими источниками являются скопления природного газа в осадочной толще района исследований, просачивания углеводородов и, возможно, газогидраты в южной части Татар-

ского трога. Потоки метана на границе вода-атмосфера способны характеризовать поступление метана из глубинных горизонтов донных отложений. На северном и южном повышенная эмиссия контролируется тектоническими разломами различного простирания.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (грант № 18-05-00153).

### Литература

1. Vereshchagina O. F., Korovitskaya E. V., Mishukova G Methane in water columns and sediments of the north western Sea of Japan // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography (2013), V. 86-87. p 25-33
2. Watanabe S., Higashitani N., Tsurushima N., Tsunogai S. Methane in the Western North Pacific // J. of Oceanography (Japan). 1995. Vol. 51. N. 1. P. 39-60.
3. Tilbrook B.D. Karl D. M. Methane sources, distributions and sinks from California coastal waters to the oligotrophic North Pacific gyre // Marine Chemistry. 1995. Vol. 49. P. 51-64.
4. Легкодимов А.А., Мишукова О.В., Швалов Д.А., Максеев Д.С., Шакирова М.В., Бакунина М.С., Еськова А.И. К Дискуссии об эмиссии метана с акватории Татарского пролива, Японское море (по результатам 55-го рейса НИС Академик Опарин). Вестник ДВО РАН. 2019. № 2. С 81-87.
5. Геологическая карта Дна Японского моря. Берсенев И.И., Леликов Е.П., Пущин И.К., Безверхний В.Л., Сигова К.И., Съедин В.Т. ТОИ ДВО РАН, 1984
6. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона: Научный мир, Москва, 2010 г. 276. С.
7. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива / А.Э. Жаров, Г.Л. Кириллова, Л.С. Маргулис, Л.С. Чуйко, В.В. Куделькин, В.Г. Варнавский, В.Н. Гагаев; отв. ред. Кириллова Г.Л. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 220 с. (Серия «Осадочные бассейны Востока России» / гл. ред. член-корреспондент РАН А.И. Ханчук; т. 2).
8. Мишукова Г.И., Пестрикова Н.Л. Мишуков В.Ф. Яновская О.С. Распределение метана и расчет его потоков на границе вода-атмосфера на акватории северо-западной части Японского моря в теплый сезон // Подводные исследования и робототехника. Владивосток: Дальнаука. ДВО РАН. 2011. №1 (11). С. 68-74
9. U.S. Geological Survey, National Earthquake Information Center. World Data Center for Seismology. – [http://neic.usgs.gov/neis/bulletin/neic\\_edau\\_1.html](http://neic.usgs.gov/neis/bulletin/neic_edau_1.html)
10. Тимофеев В.Ю., Кулинич Р.Г. Валитов М.Г., Стусь Ю.Ф., Калиш Е.Н., и др. Исследование косейсмических эффектов методами гравиметрии и космической геодезии. Физика геосфер: Восьмой всероссийский симпозиум, 2-6 сентября 2013 г. ТОИ ДВО РАН, Владивосток, Россия: мат. докл. Владивосток: Дальнаука ДВО РАН, 2013. С. 365-369.

# АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОТ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА К ТИХОМУ ОКЕАНУ

**А.В. Можеровский**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева,  
manatoly@poi.dvo.ru*

Аутигенными принято называть минералы, образовавшиеся на месте (*in situ*) в осадке или породе. Они являются чуткими индикаторами среды осадконакопления, способными фиксировать изменения палеогеографической обстановки и динамику изменения физико-химических условий на отдельных этапах и стадиях диагенеза и эпигенеза при формировании пород как в мелководных, так и в глубоководных частях морских бассейнов. Они часто являются важным критерием при стратификации «немых» осадочных толщ.

Автором были изучены аутигенные минералы в вулканогенно-осадочных и осадочных породах дальневосточных морей и прилегающих территорий. Обнаружены: корренсит, ректорит, высокоупорядоченные смешанослойные разности типа хлорит-смектит (корренситоподобные) и иллит-смектит (ректоритоподобные), гидрослюда, вермикулитоподобные разности(?), хлорит, дефектный хлорит, каолинит, кальцит, цеолиты (ломонтит, анальцим). Наиболее выраженными индикативными особенностями, в нашем случае, обладают слоистые силикаты (каолинит, смектит, корренсит, ректорит), кристобалит (опал-С/Т), цеолиты и сульфаты.

Подобный набор минералов свидетельствует о том, что мощность осадочного слоя в изученных осадочных бассейнах могла достигать трех – пяти километров, а температура их образования – более 150°C. Формирование нижнемеловых и палеоценовых осадочных толщ имеет сходные черты, и, вероятно, проходило сначала в условиях мелководного морского бассейна на материковой окраине (рифтогенная стадия), иногда в условиях близких к эвапоритовым, с частой сменой фациальной обстановки от мелководья до глубоководного режима отложения, с эпизодическими поставками вулканогенного материала и постепенным углублением бассейнов седиментации. Можно предположить, что в раннемеловое и палеогеновое время бас-

сейны осадконакопления, образующие собой разрозненную сеть на материковой окраине северо-востока Азии, развивались в едином минералого-тектонно-седиментологическом режиме растяжения земной коры – в накапливающихся отложениях формировались минералы, которые в процессе эпигенеза трансформировались по следующим направлениям: а) смектит-ректорит-слюда; б) смектит (палыгорскит, сепиолит?)-корренсит-хлорит. В изученных осадочных комплексах выделяются три минералогических «этажа»: 1) хлорит-гидрослюдастый (меловое и более позднее время); 2) переходный – развиты смешанослойные корренситоподобные и ректоритоподобные минералы (ранний мел и палеоцен-эоцен), и 3) смектитовый (от олигоцена до настоящего времени)

Находка таких же аутигенных минералов в Приморском крае позволяет уточнить распределение минералов в гипотетическом временном разрезе изученных осадочных бассейнов, которое укладывается в предложенную ранее схему (рис. 1). В цементе вулканогенно-осадочных и осадочных пород начиная с пермского возраста вплоть до раннемелового, прослеживаются преимущественно гидрослюда и хлорит. С раннемелового и до эоценового времени в нижних частях осадочных толщ, с перерывом в три этапа (липовецкая, галенкинская нижнемеловые и палеоценовая назимовская свиты) фиксируются корренсит (корренситоподобные – КПМ) и ректорит (ректоритоподобные – РПМ) высокоупорядоченные смешанослойные минералы с примесью хлорита, дефектного хлорита, вермикулита и гидрослюды. В средних и верхних частях свит преимущественно развиты гидрослюда и хлорит с незначительным присутствием смешанослойных минералов (возможно, образованных при вторичном выветривании). Начиная с олигоценового времени вплоть до миоценового (вероятно и моложе), развиты преимущественно смектиты с незначительной примесью смешанослойных образований типа смектит-хлорит. Эти находки призваны привлечь внимание к проблеме соленосных отложений дальневосточных территорий, которая была поднята в связи с находкой корренситоподобных минералов (КПМ) в нижнемеловых и палеогеновых отложениях дальневосточных морей и прилегающей суши [1, 2, 3, 4]. Корренсит, являясь регулярным высокоупорядоченным смешанослойным триоктаэдрическим минералом типа хлорит-смектит, оказывается очень редок в осадочных толщах. Ранее была высказана гипотеза о его связи с соленосными отложениями, формирующимися при испарении морской воды.





## Выводы

1. Нижнемеловые и кайнозойские вулканогенно-осадочные и осадочные породы дна окраинных морей северо-западной части Тихого океана и прилегающей суши (Южное Приморье, Сахалин, Курильские о-ва и Камчатка) формировались синхронно и имеют серию трансгрессивных циклов. Они начинаются в раннем мелу и раннем палеоцене с базальных конгломератов, образовавшихся в тектонически спокойных мелководных морских условиях. Причем источником формирования отложений являлся кислый и средний материал (породы) характерный для коры континентального типа. Далее следует этап тектонической и вулканической активизации. Увеличивается доля вулканогенного материала и глубина бассейна. Общая мощность осадков в изученных бассейнах могла превышать 2-3 км.

2. В осадочных комплексах выделяются три минералогических «этажа»: 1) хлорит-гидрослюдистый (меловое и более позднее время); 2) переходный – развиты смешанослойные корренситоподобные и ректоритоподобные минералы (ранний мел и палеоцен-эоцен), и 3) смектитовый (от олигоцена до настоящего времени)

3. Аутигенное минералообразование во всех изученных древних бассейнах имеет сходные черты и указывает на одинаковые условия формирования пород, что согласуется с данными других методов исследования. В прибрежных морских условиях формируются минералы, которые в результате дальнейших преобразований переходят в корренситы и ректориты. В песчаниках преобладают корренситы, а для алевролитов и алевроаргиллитов характерны ректоритоподобные образования.

4. Наиболее яркими индикативными свойствами обладают два минерала – это корренсит и ректорит. Находки корренсита (КПМ) и ректорита (РПМ) в осадочных породах могут свидетельствовать о том, что: а) возраст этих пород не моложе эоцена и предполагаемая мощность осадков не менее 2-3 км; б) возможна связь с солёными отложениями. Следует ожидать наличие солёных отложений в нижнемеловых и палеогеновых отложениях Приморья. Возможно, что нижнемеловые и палеогеновые толщи других осадочных бассейнов так же перспективны на солёность.

5. Поскольку КМП и РПМ, вероятно, связаны с испарением морской воды и осолонением бассейнов осадконакопления, они могут являться реперными минералами в стратиграфических построениях

для корреляции однотипных отложений в дальневосточных окраинных морях и на прилегающей суше.

6. Устанавливается минералого-, тектоно-седиментологическая связь между подводной возвышенностью Ямато и южной частью Приморского края. Возможно, эти территории в раннемеловое и палеоценовое время охватывал единый седиментологический цикл, развившийся в формировании однотипных отложений с одинаковыми аутигенными минералами.

### Литература

1. Можеровский А.В. Аутигенное минералообразование как индикатор условий формирования мезокайнозойских вулканогенно-осадочных комплексов дальневосточных морей. Автореферат дис. доктора геолого-минералогических наук / Тихоокеан. океанол. ин-т им. В.И. Ильичева ДВО РАН. Владивосток, 2016. 45 с.

2. Можеровский А.В., Терехов Е.П. Аутигенные минералы цемента раннемеловых и палеоценовых осадочных пород подводной возвышенности Ямато (Японское море) // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 1. С. 59-70.

3. Терехов Е.П., Можеровский А.В., Горовая М.Т. и др. Вещественный состав мел-палеогеновых пород котиковской серии п-ова Терпения (остров Сахалин) // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29. № 3. С. 97-110.

4. Терехов Е.П., Можеровский А.В., Цой И.Б. и др. Верхнемеловые и кайнозойские комплексы вулканогенно-осадочных пород подводного хребта Витязя (островной склон Курило-Камчатского желоба) и история его развития // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 3. С. 24-31.

# ВЫДЕЛЕНИЕ АНОМАЛИЙ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОВОДИМОСТИ В ГЛУБИННЫХ СТРУКТУРАХ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА МЕТОДОМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

**В.М. Никифоров, Г.Н. Шкабарня, А.Ю. Жуковин**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева*

Для изучения глубинного геоэлектрического строения литосферы юга Дальнего Востока в последние годы выполнен большой объем магнитотеллурических зондирований (МТЗ). Анализ этих данных в низкочастотном диапазоне ( $T > 10$  с) привел к выводу о том, что кривые кажущегося сопротивления, обычно интерпретируемые в рамках слоистых моделей (при незначительном изменении электрических параметров в горизонтальном направлении), фактически формируются, в большей мере, крутопадающими (вертикальными) электропроводящими разломными системами [1, 2]. С этой позиции была проведена интерпретация данных МТЗ, полученных нами в 1995–2018 гг. на территории Сихотэ-Алинской складчатой системы и Ханкайского массива. Одной из главных задач этой работы является выделение контуров территорий, на которых в земной коре могут быть распространены низкоомные электропроводящие образования, которые, как было обосновано предыдущими исследованиями [2], маркируют потенциально сейсмоактивные зоны. В анализе участвовало более ста пунктов МТЗ, представительно расположенных во всех тектонических подразделениях указанного региона. Прежде всего, обнаружилось, что кривые кажущегося сопротивления, непосредственно получаемые в результате обработки данных вариаций магнитотеллурического поля, значительно искажены влиянием неоднородностей приповерхностного слоя. Это особенно актуально в складчатых регионах, на выходах высокоомных структур (1000–10000 Ом·м), разбитых на отдельности низкоомными (10–20 Ом·м) крутопадающими плоскостями (выходы разломов, реки и т.д.). Для извлечения из полученных таким образом данных МТЗ неискаженных электромагнитных откликов среды необходимо применение специальной методики, названной нами азимутальным анализом [1]. Он позволяет выявить те пункты и те направления, в которых из-за «жесткой» линейной поляризации теллурическое поле не освещает глубинный разрез. Сле-

довательно, эти данные должны быть изъяты из процесса построения геоэлектрической модели. Усреднение и районирование «очищенных» данных позволяет получить общее представление о параметрах геоэлектрических стратов тектоносферы региона.

В регионе имеют место три крупных геоэлектрических горизонта. Первый – горизонт со средней мощностью 35 км и удельным электрическим сопротивлением 2000–5000 Ом·м. Этот горизонт отождествляется с земной корой. Второй – горизонт в интервале глубин 35–120 км, для которого вероятно анизотропия электрического сопротивления, сохраняющаяся в объемах крупных тектонических структур. Минимальное значение сопротивления варьирует в пределах 50–120 Ом·м, коэффициент анизотропии может достигать 3–5. Этот горизонт отождествляется с подкоровой литосферой. Ниже залегает электропроводящая астеносфера с удельным сопротивлением 10–30 Ом·м и мощностью до 40–50 км. В принятой нами геоэлектрической модели она перекрывает нормальный (стандартный) геоэлектрический разрез [3].

В данной работе рассматриваются особенности дефектов, нарушающих однородность верхнего горизонта, отождествляемого с земной корой региона, и связь их с расположением эпицентров землетрясений. При выделении указанных эффектов мы пользуемся следующими фундаментальными положениями: 1 – изометрические проводящие включения в земной коре могут быть обнаружены методом МТЗ, если их горизонтальные размеры в 7–10 раз превышают залегание кровли (так, если она расположена на глубине 20 км, размеры включения должны быть не менее 150 км); 2 – линейные электропроводящие тела (слепые разломы) могут создавать аномальные эффекты только на кривых кажущегося сопротивления, ориентированных по направлению простирания этих тел; 3 – электропроводящие образования на тех или иных глубинах в земной коре могут создавать аномальный эффект на поперечных кривых МТЗ только в том случае, если они гальванически связаны с приповерхностным слоем. Гальваническую связь могут обеспечить либо плоскости коровых разломов, либо последовательность крутопадающих проводящих штоков. Особенность поперечного теллурического поля состоит в его высокой чувствительности по выделению описанных структур и четкой локализации выходов электропроводящих разломов на дневную поверхность [2, 3]; 4 – суперпозиция электрических разноориентированных дефектов в земной коре на разных глубинных интервалах приводит к

сложной картине кажущегося сопротивления, расшифровка которой возможна при наличии площадных зондирований МТЗ [3].

На рисунке 1 показана схема геоэлектрических неоднородностей, выявленных в настоящее время в земной коре района исследования. В его северной части обнаружены «слепые» линейные электропроводящие (40–80 Ом·м) тела, расположенные в интервале глубин 20–35 км, протягивающиеся в северо-восточном направлении. Их осевые линии (1–5 на рис. 1) чётко проявляются на кажущемся сопротивлении, рассчитанном в этом направлении. Отсутствие аномалии на кривых МТЗ в ортогональном направлении свидетельствует о том, что проводящие тела разобщены. Предположительно эти линейные электрические тела можно отождествить с магистральными швами крупных разломных зон, что согласуется с тектоникой региона.

В центре Ханкайского массива и на его восточной границе зафиксированы аномалии поперечного кажущегося сопротивления, которые указывают на анизотропнопроводящие образований в интервале глубин 10–20 км. Зоны 6 и 7 (рис. 1) протягиваются в северо-северо-восточном направлении. Их границы согласуются с сетью известных по геологическим данным разломов. Они, очевидно, и обеспечивают гальваническую связь коровых проводников с поверхностными образованиями. Коровые породы в интервале 10–20 км проводят электрический ток в направлении ортогональном (косом) по отношению к простиранию зон, что обуславливается их трещиноватостью. На юго-западе района обнаружены аналогичные зоны 8 и 9, простирающиеся в северо-северо-западном направлении. При этом максимальная проводимость зон отмечается в северо-восточном направлении. Широко распространенные зоны северо-восточного простирания практически соосны со «слепыми» линейными телами. Фрагменты этих зон (10-13), которые можно выделить по имеющейся сети МТЗ, показаны на рисунке 1. Особым, пока ещё недостаточно изученным типом геоэлектрических неоднородностей является СГФРС – сверхглубинные флюидно-разломные системы [2, 3]. Они представляют собой линейные аномальные зоны в виде высокоомных даек, пронизывающих проводящую астеносферу и подкоровую литосферу, окаймлённые в земной коре с обеих сторон низкоомными (2–10 Ом·м) разломами. Их фрагменты, а также площади развития дефектов под корой – зоны 14-16 (рис. 1).

На рис. 1 нанесены эпицентры инструментально зафиксированных землетрясений региона. Анализ их расположения позволяет сде-

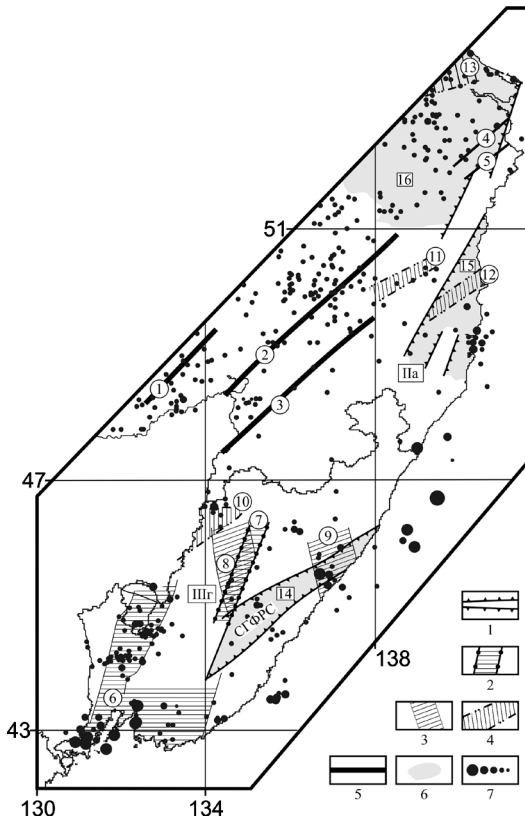


Рис. 1. Схема геоэлектрических неоднородностей в земной коре Сихотэ-Алинской складчатой системы в сопоставлении с эпицентрами коровых землетрясений.

Условные обозначения: 1 – выход на поверхность проводящих сквозьлитосферных разломов; 2–4 – зоны трещиноватости в средней части земной коры (интервал глубин 10–20 км), контактирующие с поверхностным слоем посредством электропроводящих коровых разломов, заполняющая штриховка – направление вдоль трещиноватости; 5 – оси линейных проводящих тел в земной коре на глубине 10–25 км; 6 – зоны развития геоэлектрических дефектов в подкоровой литосфере; 7 – эпицентры коровых землетрясений с магнитудами: 5.9-6.5, 5.4-5.8, 4.7-5.3, 4.3-4.7, 3.7-4.2.

лать вывод о том, что они концентрируются в зонах развития трещиноватых внутрикоровых образований или тяготеют к «слепым» электропроводящим линейным телам. Глубина гипоцентров соответствует глубинному интервалу коровых проводников, что обосновывает не только площадную, но и пространственную связь очагов землетрясений с электрическими дефектами в земной коре. Учитывая, что электропроводность коровых образований, в основном, обуславливается наличием флюидов в трещином пространстве, такая связь представляется вполне понятной. В этой связи детальное исследование дефектов в земной коре, может быть полезным для сейсмрайонирования. Кроме того актуальной становится задачей мониторинга кажущегося сопротивления – возможного индикатора геодинамических вариаций.

Аналогичное соответствие между глубинными геоэлектрическими структурами и

ареалами повышенной сейсмической активности обнаружено и в другой области перехода от континента к океану – на о-ве Сахалин, расположенного в зоне контакта Амурской и Охотоморской литосферных плит и характеризующегося высокой сейсмичностью. Проведенное здесь интерпретация МТЗ с применением азимутального анализа позволила провести блоковое районирование структуры земной коры и верхней мантии. Проведенное сопоставление выделенных межблоковых швов, которые являются фрагментами глубинных региональных разломов, и эпицентров коровых землетрясений (рис. 2) позволило установить, что не все тело глубинного геологического разлома, а только его электропроводящие (флюидонасыщенные) фрагменты являются индикаторами зон повышенной сейсмической активности. Ареалы высокой концентрации землетрясений, также как и на континенте, согласуются с ареалами развития низкоомных коровых пород.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке программы «Дальний Восток» 2018-19 гг.

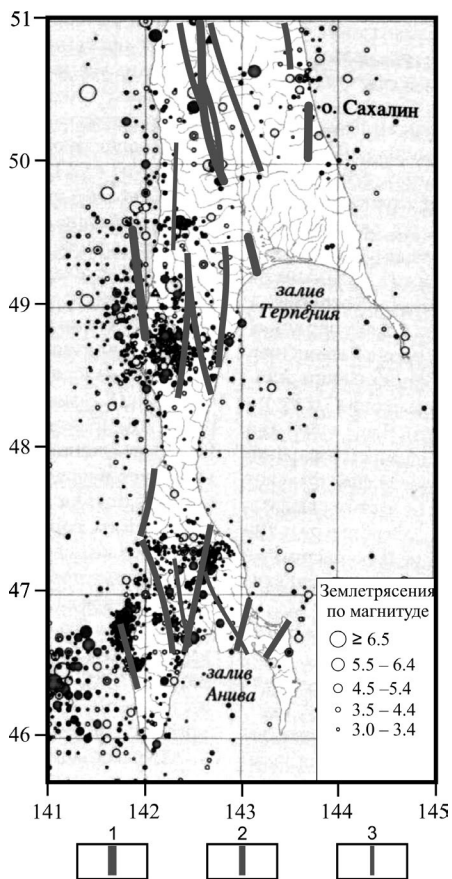


Рис. 2. Положение эпицентров коровых землетрясений Южного Сахалина относительно электропроводящих межблоковых швов.

Условные обозначения: электропроводящие флюидонасыщенные фрагменты глубинных разломов: 1 – сквозьлитосферные, 2 – сквозькоровые, 3 – коровые.

(положение эпицентров коровых землетрясений по В.Н. Соловьёву, И.Н. Тихонову, А.И. Кажунину, 2014 г.)

## ВЛИЯНИЕ ПОТОКОВ МЕТАНА И ГАЗОГИДРАТОВ НА ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ГЕОСФЕР

**А.И. Обжиров, А.С. Саломатин, Ю.А. Телегин**

*Тихоокеанский океанологический институт им.В.И.Ильичева  
obzhirov@poi.dvo.ru*

В Охотском и Японском морях потоки метана и газогидры были обнаружены по газогеохимическим, геофизическим и гидроакустическим характеристикам. Эти критерии изучались во многих российских и международных экспедициях. В процессе исследований выяснилось, что по зонам сейсмически активных разломов из донных осадков в воду выделяются пузыри газов с высоким содержанием метана, которые хорошо прослеживаются акустически в виде потока. При этом концентрации метана в воде возрастают в 1000-10000 раз относительно фона. При высоком давлении и низкой температуры в районе потока газа (метана) в донных осадках образуются газогидраты. Основным источником углеводородных газов являются нефте-газ-содержащие слои пород и подток, в том числе, мантийных газов. Индикатором подтока газа из недр Земли является наличие аномальных концентраций водорода, гелия в потоках пузырей газа из донных отложений в воду и в донных осадках газогидратсодержащих слоев.

Подосва газогидратсодержащих отложений в Охотском море залегает на глубине моря более 400 м. Мощность газогидратсодержащих осадков составляет около 200 м выше подошвы газогидратов. Под газогидратами обычно скапливаются свободные газы (в основном метан) и граница между двумя средами, с газогидратами и без них, хорошо прослеживается в сейсмическом поле, которая проходит параллельно поверхности дна, пересекая слои накопления осадков. Эта граница называется Bottom simulating Reflector (BSR), то есть, отражение подобное (параллельно) дну (рис. 1). Поток пузырей газа (метана) в воде на эхограмме создает звукорассеивающее аномальное тело, которое распространяется от дна вверх на 200-400 м. При этом в верхнем слое осадков в потоке метана образуются вторичные газогидраты метана. В районе выходов пузырей метана поверхность дна нарушается, на дне формируются бугорки и ямки, которые напоминают структуры грязевых вулканов (рис. 2, 3).



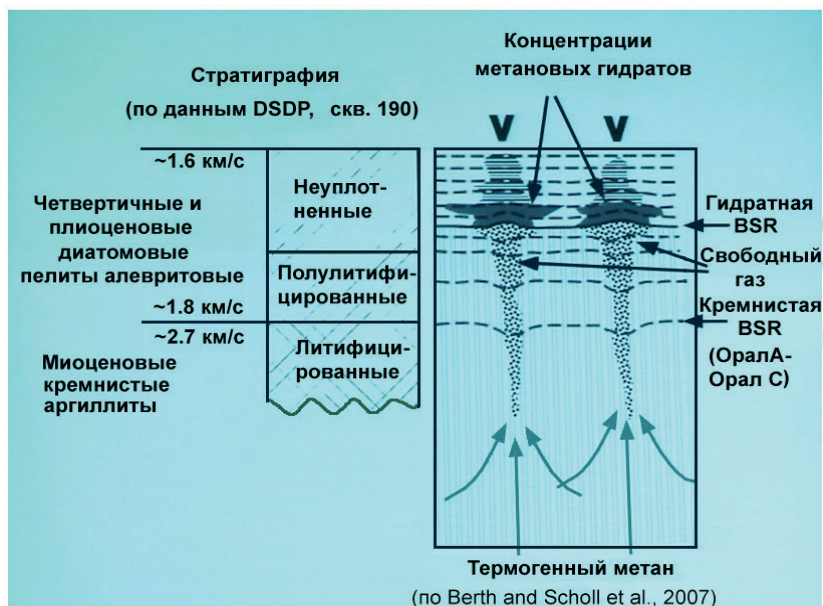


Рис. 1. Схема формирования газогидратов в районе потоков метана в морских донных осадках

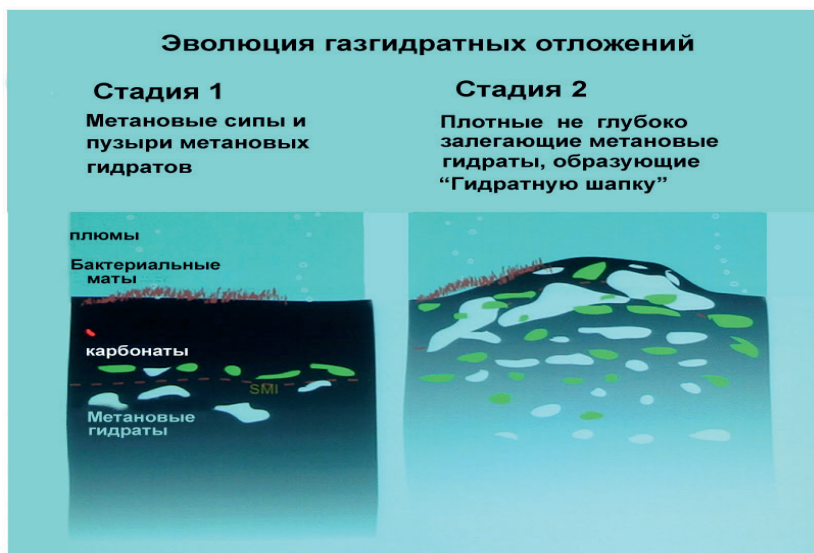


Рис. 2. Изменение поверхности дна в районе формирования газогидратов.

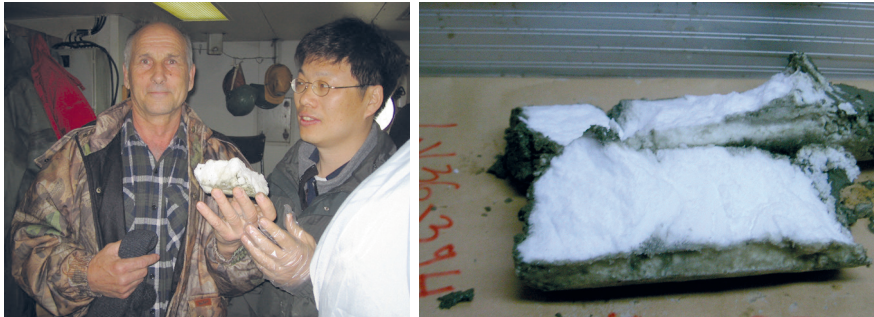


Рис. 3. Справа - фрагмент газогидратов в руках (слева) Обжирова А.И. и (справа) джина Янга, Корея. Слева – слой газогидрата мощностью 35 см. В 1 см<sup>3</sup> газогидрата содержится 160 см<sup>3</sup> метана.

### **История газогеохимических исследований**

Начиная с 1979 года по настоящее время (2018), выполнено 40 комплексных геологических экспедиций. 15 экспедиций было выполнено с иностранными учеными по международным проектам с Германией (КОМЕКС, 1998-2004 гг.), с Японией и Кореей (ХАОС, 2003, 2005-2006 гг. и САХАЛИН, 2007-2012, 2013-2017 гг.). Выполнялся комплекс геологических, геофизических, газогеохимических, гидроакустических, литологических, океанологических исследований. Измерения природных газов выполнялись во всех Дальневосточных морях, в Тихом и Индийском океанах и на прибрежных территориях Океании. Для выяснения поступления метана через лед из воды в атмосферу в марте 1999 года была выполнена международная ледовая экспедиция в Охотском море с использованием вертолета.

### **Пример газогеохимических исследований в Охотском море**

По данным газогеохимических исследований в Охотском море [1,2,3] первый поток пузырей метана был обнаружен нами в 1988 году на Сахалинском северо-восточном склоне Охотского моря (рис. 4). В районе этого потока в 1991 г. были обнаружены газогидраты в верхнем слое (1-5 м от поверхности дна) донных осадков (рис. 5). Дальнейшие исследования показали рост их количества. В настоящее время их обнаружено более 500 на восточном шельфе и склоне Охотского моря (рис. 6). Вместе с ростом количества потоков пузырей метана увеличилась его концентрация в придонной воде в 5-10 раз, достигая 2000-5000 нл/л (рис.7). Взаимосвязано с увеличением количества выходов метана и его концентраций в водной толще произошло ряд эпизодов землетрясений в западной части Охотско-

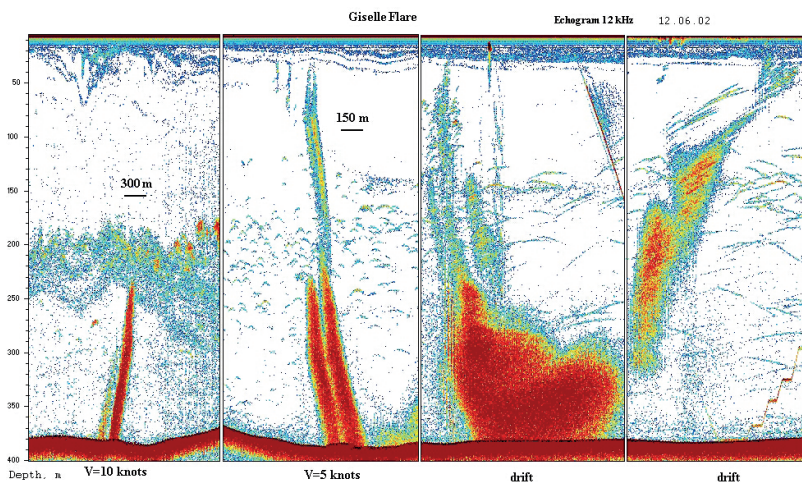


Рис. 4. Гидроакустическая запись выходов пузырей газа со дна моря в районе, где обнаружены газогидраты на Сахалинском восточном склоне Охотского моря запись Саломатина, 2002)

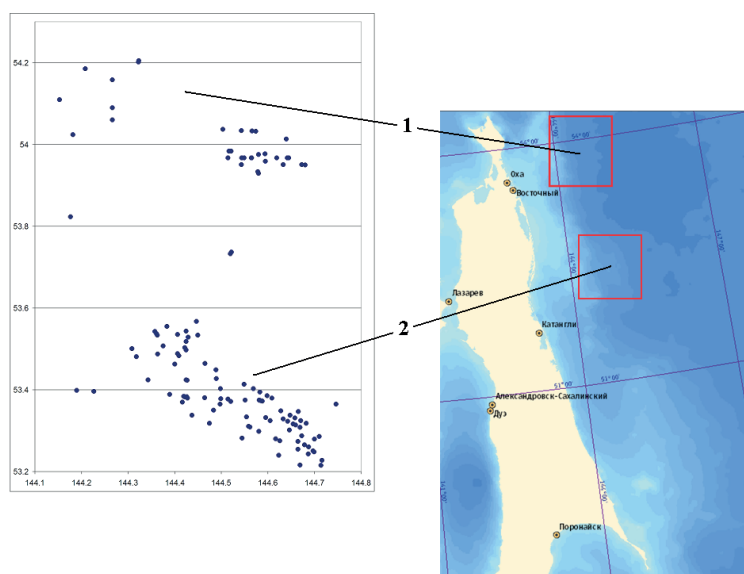


Рис. 5. Распределение обнаруженных выходов метана (показаны точками). 1 – северная площадь; 2 – Южная площадь. Сахалинский восточный склон Охотского моря



Рис.6. Слои газогидратов (белый цвет) в донных осадках на Южной площади восточного Сахалинского склона Охотского моря

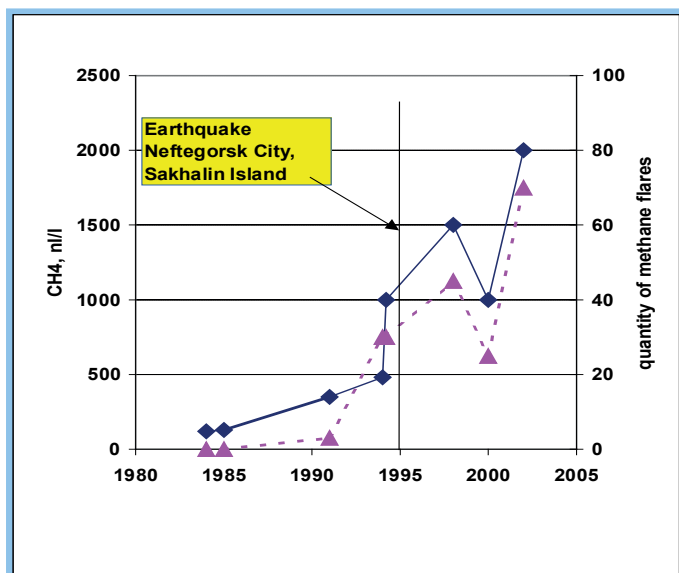


Рис. 7. Изменение концентраций метана в придонной воде (на оси справа) и количества потоков пузырей метана из донных отложений в воду в Охотском море. Первый поток пузырей метана обнаружен в 1988 году и концентрации метана были в пределах 80-100 нл/л. Затем отмечен рост концентраций метана в придонной воде и количества потоков пузырей метана из донных отложений в воду. Вертикальной линией отмечен эпизод Нefтегорского землетрясения.

го моря и его прибрежной части (Кунаширское, 1994, Нефтегорское, 1995, Хоккайдское, 2003, Невельское, 2007 и др.)

В экспедициях были получены следующие результаты:

1) в результате выполнения в экспедициях комплекса исследований газогеохимических, геофизических и гидроакустических оценено влияние потоков газа (метана) и газогидратов на геофизические и гидроакустические характеристики, что, с одной стороны, способствует поиску потоков метана и газогидратов, с другой, используются для корректной интерпретации физических полей в морях Мирового океана [4,5,6,7].

2) сделаны прогнозы нефтегазоносности в Восточно-Китайском, Южно-Китайском, Японском, Охотском и Беринговом морях по газогеохимическим, геофизическим и гидроакустическим критериям. На шельфе Вьетнама открыто несколько площадей с аномальными полями метана. В последствии на Коншонской структуре были открыты залежи газа. В Вонсанском заливе Северной Кореи в 1988 и 1989 годы было открыто аномальное поле углеводородов на Хыннамской структуре, которая перспективна для открытия нефтегазовой залежи.

3) оценены перспективы обнаружения залежей нефти и газа на структурах, зафиксированных сейсмическим профилированием на Сахалинском восточном шельфе Охотского моря.

4) открыто 17 площадей в Охотском море, содержащих в донных осадках газогидраты.

5) открыты аномальные поля метана в трогe Окинава и сделан прогноз наличия там газогидратов.

6) отражено влияние метана и других газов на окружающую среду

7) оценен поток метана из Охотского моря в атмосферу, который составляет 1 млн. м<sup>3</sup> тон в год.

8) по газогеохимическим, геофизическим и гидроакустическим критериям сделан прогноз сейсмо-тектонической активизации западной части Тихого океана.

9) отмечено нарушение дна в районе выходов пузырей метана и газогидратов, что важно учитывать при инженерном проектировании строительства на морском дне.

10) оценены перспективы поиска залежей углеводородов в Приморья

11) оценен объем угольного метана на Дальнем Востоке, который является одним из источников поступления метана в донные осадки и участвуют в формировании газогидратов и нефтегазовых залежей.

### Литература

1. Обжиров А.И. Газогеохимические поля придонного слоя морей и океанов. М.: Наука, 1993. 139 с.
2. Обжиров А.И. История открытия газогидратов в Охотском море // Подводные исследования и робототехника. 2006. №2. С. 72-82.
3. Obzhirov A., Shakirov R., Salyuk A. et al. Relations between methane venting, geological structure and seismo-tectonics in the Okhotsk Sea // Geo-Marine Letters. 2004. Vol. 24. P. 135–139.
4. Обжиров А.И. О газогеохимических предвестниках сейсмических активизаций, землетрясений и вулканических проявлений на Камчатке и в Охотском море (с привлечением информации о Камчатских научных конференциях 2017 г.). Геосистемы переходных зон. 2018. Т. 2. № 1. С. 57-68.
5. Касаткин С.А., Обжиров А.И. Флюидоконтролирующее значение разломной зоны Носаппу и условия формирования потоков метана и залежей газогидратов (Охотоморский регион). // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 1. С. 61-66.
6. Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project II, 2013, R/V Akademik M. A. Lavrentyev Cruise 62 (2014). Environmental and Energy Resources Research Center, Kitami University, H. Shoji, Y.K. Jin, B. Baranov, N. Nikolaeva and A. Obzhirov, 110 p.
7. Minami, H., K. Tatsumi, A. Hachikubo, S. Yamashita, H. Sakagami, N. Takahashi, H. Shoji, Y. K. Jin, A. Obzhirov, N. Nikolaeva, A. Derkachev, 2012. Possible variation in methane flux caused by gas hydrate formation on the northeastern continental slope off Sakhalin Island, Russia // Geo-Mar Lett 32, 525–534.

# ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ГЛУБИННЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ПРОЦЕССОВ В ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКОЙ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЕ

**В.В. Пак**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
pakvv@poi.dvo.ru*

В настоящее время моделирование взаимосвязи поверхностных и глубинных процессов, влияние глубинных течений на эволюцию рельефа границ земной коры и процессы структурообразования является одним из важных направлений в тектонике и геофизике. В докладе представлено моделирование процесса образования мантийной неоднородности и ее влияние на эволюцию дневной поверхности и границ раздела земной коры Западно-Тихоокеанской переходной зоны, которое является дальнейшим развитием результатов, представленных в [1].

Для этой цели использовалась комплексная численная модель многослойного тонкого пласта вязкой жидкости переменной толщины, расположенного на относительно более толстом слое, который представляет собой двухфазную флюидонасыщенную среду с вязким скелетом. Для описания течения в пласте используются уравнения смазки (уравнения Рейнольдса), а в подстилающем слое – уравнения двухфазной флюидонасыщенной среды с вязким скелетом. Разработан метод сопряжения разнородных уравнений, не использующий каких-либо итерационных процедур. Представлены численные результаты исследования эволюции земной под влиянием образующейся мантийной неоднородности в подстилающей части литосферы.

Рассмотрим расчетную область, которую можно разделить на две подобласти ( $D_1$  и  $D_2$ ). Нижняя подобласть  $D_2$  заполнена двухфазной флюидонасыщенной средой с вязким скелетом. Движение скелета и флюида (легких дифференциатов) в подобласти  $D_2$  описываются уравнениями компакций.

$$\left(\mu(u_{i,j} + u_{j,i})\right)_{,j} - p_{,i} - (\rho_s(1-\phi) + \rho_f\phi)g\delta_{i2} = 0, \quad (1)$$

$$-p_{,i} - \frac{1}{\eta}V_i - \rho_f g\delta_{i2} = 0, \quad u_{i,i} + V_{i,i} = 0,$$

где  $\rho_s$  и  $\rho_f$  – плотности скелета и флюида,  $\delta_{ij}$  – символ Кронекера;  $g$  – ускорение силы тяжести;  $\mu$  – вязкость скелета;  $\eta$  – проницаемость скелета;  $u_i$  – компоненты скорости скелета;  $u_i$  – компоненты потока флюида;  $p$  – давление. Нижний индекс « $k$ » обозначает частную производную функции по координате  $x_k$ .

Верхняя подобласть  $D_1$  представляет в модели трехслойную земную кору (осадочный чехол, гранитный слой, базальтовый слой), с границами раздела слоев  $Z_i$ ,  $i = \overline{1,3}$ . Ниже подошвы коры (граница  $z_4$ ) мы добавим еще один слой, который будет представлять образующуюся мантийную неоднородность, с плотностью  $\rho_f$ . В начальный момент этот дополнительный слой имеет малую толщину.

Для описания движения жидкости в каждом слое подобласти  $D_1$  использовались уравнения Рейнольдса (уравнения смазки), полученные в предположении, что горизонтальный масштаб возмущений существенно больше вертикального и плотность не убывает с глубиной.

$$\begin{aligned} p_{,1} &= \mu_k u_{1,22}, \\ p_2 &= -\rho_k g, \quad k = \overline{1,3} \\ u_{i,i} &= 0, \end{aligned} \quad (2)$$

На поверхности задавались условия отсутствия напряжений, на границах раздела слоев – условия непрерывности скоростей и напряжений. Кроме этого, на подвижных границах раздела задавались кинематические условия отсутствия потока массы через границу, то есть нормальная составляющая скорости частиц жидкости на границе равна скорости движения. Решая с учетом краевых условий и подставляя полученные решения в условия отсутствия потока массы через границы слоев получаются уравнения для  $Z_i$ :

$$Z_{i,t} = \left[ (\gamma_j A_{ij} Z_{j,1}) - u_1 Z_{N+1} \right]_{,1} + u_2, \quad i = \overline{1,3} \quad (3)$$

где  $A_{ij} = A_{ji} = \sum_{l=i}^N h_l \sum_{m=j}^N h_m \sum_{k=j}^N \frac{1}{\mu_k} \frac{h_k}{1 + \delta_{mk} + \delta_{lm}}$ ,  $i \leq j$ ,  $j = \overline{1,N}$ ;

$$h_i = z_{i+1} - z_i;$$

$\gamma_i$  – безразмерные скачки плотностей на границе раздела слоев.

В численной модели также учитываются процессы денудации-осадконакопления. В ранее разработанных моделях, эти процессы моделируются уравнением диффузии. Из-за ограниченности возмож-



ностей численных моделей, осадочный чехол не выделяют отдельно от кристаллического фундамента, предполагая, что они имеют одинаковые параметры. В предлагаемой модели, осадочный чехол рассматривается как отдельный слой, потому что осадочные породы значительно отличаются от подстилающих слоев земной коры (гранита, базальта) как по плотности, так и по вязкости.

На границе сопряжения подобластей  $D_1$  и  $D_2$  «сращивались» поля скоростей и напряжений. Задавалось условие потока флюида в нижний слой  $D_1$ .

Асимптотическое исследование уравнений показало существенное различие эволюции течения в поверхностном пласте на малых и на больших временах. Получено соотношение, связывающее движение границ поверхностной неоднородности и скорости на границе сопряжения, которое рассматривалось в качестве дополнительного граничного условия в модели. В [2] представлены модельные расчеты мгновенного поля скоростей и проведен сравнительный анализ результатов с использованием асимптотического граничного условия и без использования этого условия.

Для численного решения уравнений использовался модифицированный метод конечных элементов в сочетании с методом проекции градиента. Положения границ слоев подобласти  $D_1$  в каждый момент времени определялись путем численного решения уравнений. Применение асимптотического условия при решении уравнений позволило значительно ослабить ограничение на шаг по времени, характерного при решении жестких эволюционных систем, с сохранением вычислительной устойчивости. Была получена хорошая аппроксимация границ пласта на больших временах.

Проведено численное моделирование образования мантийной неоднородности и ее взаимодействие с вышележащей земной корой. Исследуется взаимное влияние этой неоднородности на эволюцию поля скоростей в подстилающей литосфере, а также формирование рельефа дневной поверхности и границ раздела слоев земной коры.

Исходя из результатов моделирования, эволюцию исследуемого комплексного течения можно описать следующим образом. В литосфере под подошвой коры в результате адвекции флюида создается мантийная неоднородность, вертикальный размер, которой со временем возрастает, а горизонтальный размер, наоборот сокращается. В результате чего она локализуется под корой Охотского моря.

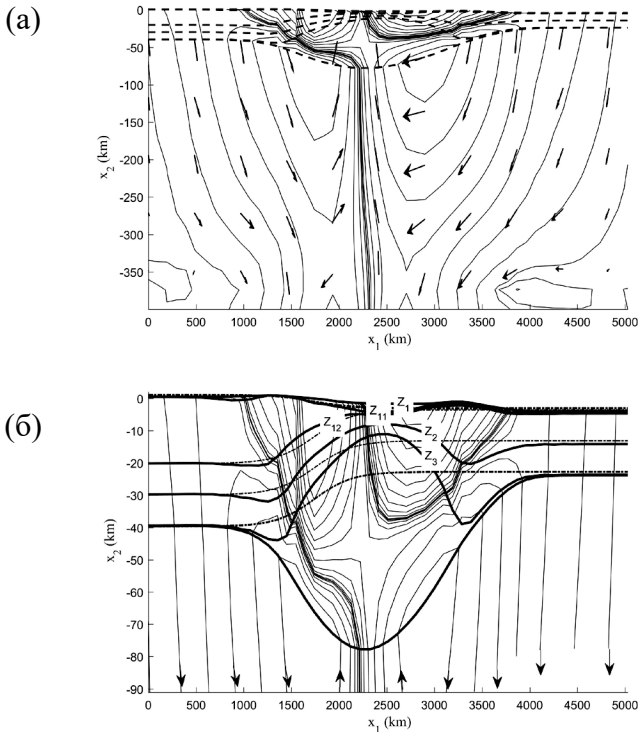


Рис. 1. (а) Поле скоростей в литосфере зоны перехода океан-континент в момент времени 8 млн. лет во всей расчетной области. Сплошными линиями показаны линии тока, стрелками — направления скоростей, пунктирными линиями — дневная поверхность и границы раздела земной коры. (б) Поле скоростей в верхней части расчетной области. Толстыми сплошными линиями показаны границы раздела земной коры:  $z_1$  - дневная поверхность,  $z_2$  - граница между осадочным чехлом и гранитным слоем,  $z_3$  - граница между гранитным и базальтовым слоями,  $z_4$  - граница между базальтовым слоем и мантийной неоднородностью,  $z_5$  - граница между неоднородностью и верхней мантией. Пунктирными линиями показано их начальное положение.

При росте этой неоднородности происходит подъем дневной поверхности и границ раздела коры, расположенных выше. Далее при продолжающемся росте линзы происходит опускание поверхности с образованием крупномасштабной впадины. Процессы эрозии-денудации значительно увеличивают глубину образующейся впадины. Финальная стадия этого процесса представлена на рис. 1. Следует

отметить, что такое сложное структурированное поле скоростей и рельеф границ слоев формируется в результате сложного взаимодействия глубинных и поверхностных движений. На рис. 1b приводится поле скоростей в верхней части расчетной области, чтобы наглядно показать его более тонкую структуру.

Численное моделирование показало многостадийность эволюции течения с характерными масштабами времени, которые определяются не внешними факторами, а геометрическими и физическими параметрами моделируемой среды. При всех рассмотренных выше вариантах внешнего воздействия, в эволюции течения жидкости можно выделить «быструю» стадию на относительно коротком начальном промежутке времени и «медленную», которая в свою очередь состоит из нескольких этапов. В процессе эволюции происходит преобразование одноярусной двучеистой структуры поля скоростей на «быстрой» стадии эволюции в многоярусную структуру на «медленной» стадии. Такая трансформация поля скоростей осуществляется благодаря взаимодействию послонных течений во всей расчетной области.

Согласно результатам геофизических наблюдений, любая эволюция плотностных неоднородностей (создание различных форм рельефа) идет всегда при полной изостатической их уравновешенности в региональном масштабе. Поэтому предполагалось, что в начальный момент времени земная кора находится в состоянии изостазии, и впадина Охотского моря отсутствует. Однако результаты моделирования показали, что это не так.

Работа выполнена по Программе фундаментальных научных исследований ТОИ ДВО РАН «Математическое моделирование и анализ динамических процессов в океане»(№ 0271-2019-0001).

### Литература

1. Пак В.В. Моделирование конвективных движений в литосфере Западно-Тихоокеанской переходной зоны // Физика геосфер: Десятый Всероссийский симпозиум, 23 - 29 сентября 2017 г., Владивосток, Россия. Тезисы докладов: Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2017. С. 208-211.
2. Пак В.В. Моделирование эволюции трехслойного стоковса течения и некоторые геофизические приложения // Вычислительная механика сплошных сред. 2018. Т. 11. № 3. С. 275-287.

# АПТ-СЕНОМАНСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ ГАЙТОВ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

**С.П. Плетнев**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева  
pletnev@poi.dvo.ru*

В течение 2004-2017 гг. силами ГНЦ «Южморгеология» при участии автора регулярно выполнялись геолого-геофизические работы Магеллановых гор с борта НИС «Геленджик» с целью поиска и оценки минеральных запасов кобальтомарганцевых корок. Комплексные работы включали следующие методы: батиметрическая съемка многолучевым эхолотом, геоакустическое, магнитное и фототелевизионное профилирование. Собраны большие коллекции осадочных пород по разным гайотам, датированные различными биостратиграфическими методами. Все эти методы позволили стратифицировать осадочные толщи, установить их генезис и проследить фациальную изменчивость в пределах одновозрастных горизонтов.

Совокупность проведенных исследований позволяет достаточно уверенно судить об общих закономерностях строения осадочной толщи гайотов и распространенности различных типов пород. Цоколь горных сооружений сложен вулканическими породами раннего мела. Поверхность подводной горы покрывает осадочная шапка, в основании которой залегают мелководные, в первую очередь, рифогенные известняки и другие отложения апта-сеномана. Рифогенные отложения формируют биогермное тело кольцевого рифа, а также лагунные фации преимущественно во внутренней области и органогенно-обломочные известняки, слагающие внешний склон рифа. В целом рифогенные отложения весьма разнообразны – помимо упомянутых основных типов пород, встречаются пляжевые отложения, баночные ракушняки и др. Глубже рифогенных известняков залегают планктоногенные, еще ниже формируются различные обломочные отложения, размерность которых в целом уменьшается вниз по склону. Проведено описание типовых осадочных пород, слагающих основание осадочного чехла гайотов Магеллановых гор. Верхнюю часть вулканического цоколя перекрывают меловые (аптские) мелководные отложения рифовых экосистем, которые представлены терригенными

(пляжевыми) и органогенно-хемогенными (коралловыми, ракушняково-детритовыми и оолитовыми) карбонатными породами. Эти отложения практически непрерывным кольцом опоясывают западную постройку гайотов Федорова, Ильичева, сателлитные постройки гайотов Альба и Паллада от краевой части вершинного плато до глубин 2500 – 3000 м. Ниже по склону они замещаются планктоногенными (нанофораминиферовыми) отложениями и эдафогенными брекчиями. Появление пелагических известняков на вершинном плато гайотов связано с повышением уровня океана во время эвстатической позднеальб-сеноманской трансгрессии. Эти отложения от краевой части вершинного плато до глубин 2500 – 3000 м практически непрерывным кольцом опоясывают западную постройку гайота Федорова (см. рис.), гайот Ильичева, сателлитные постройки гайотов Альба и Паллада от краевой части вершинного плато до глубин 2500 – 3000 м. На других гайотах они встречаются реже. Протяженность рифового кольца на гайоте Федорова достигает по центральной линии 200 км, при ширине от 0.5 до 3.5 км. Его площадь можно оценить более чем в 300 км<sup>2</sup>. На других гайотах размеры и площади выходов подобных пород существенно меньше. Ниже по склону они замещаются планктоногенными (нанофораминиферовыми) отложениями и эдафогенными брекчиями. Появление пелагических известняков на вершинном плато гайотов связано с повышением уровня океана во время эвстатической позднеальб-сеноманской трансгрессии. от краевой части вершинного плато до глубин 2500 – 3000 м. Нанофораминиферовые известняки встречаются не реже рифогенных и подняты на гайотах Грамберга, Ита-Май-Тай, Альба, Гордина и других. Наиболее широко обнажены на гайоте Бутакова, где формируют обширные площади преимущественно в южной части гайота по периферии вершины и в верхних частях склонов (см. рис.). Размеры таких обнажений ориентировочно достигают 28 x 7 км, а площади 170 км<sup>2</sup>. Общую площадь таких выходов

Меловое погружение Магеллановых гор в апт-сеномане по нашим данным было незначительным, что обеспечивало длительное развитие рифовых экосистем. Увеличение площадей накопления планктоногенных известняков в это время было обусловлено глобальной позднеальб-сеноманской трансгрессией. Эвстатическое повышение уровня океана на 150-200 м вызвало затопление пониженных участков рифов надводных гор и усилило вынос мелкодных отложений в соседние глубоководные котловины.

Формируются здесь и довольно специфические отложения – эдафогенные брекчии, возникающие в результате погребения грубообломочных делювиальных отложений, затем сцементированных нанофораминиферовой массой. Согласно результатам глубоководного бурения на гайотах в сопредельных районах, в частности поднятия Маршалловых островов, мощность эдафогенных брекчий в разрезе не превышает первых метров [Prenoli et al., 1993]. Однако, судя по результатам драгирования, эти отложения покрывают огромные участки, доля которых на некоторых гайотах достигает 40 % площади обнаженных на поверхности дна пород. То есть эдафогенные брекчии – это своего рода эфемерные отложения, широко представленные на поверхности и почти отсутствующие в разрезе.

Проведенные исследования позволили выделить не только литологические, но и возрастные комплексы горных пород, которые коррелируются с литостратиграфическими разрезами соседних глубоководных котловин Сайпан и Пигафета. В апт-сеномане эти котловины уже существовали, а максимальные глубины в них были близки к современным [Sliter, 1985]. В краевой части впадины Сайпан, примыкающей к юго-восточному флангу Магеллановых гор, в основании разреза осадочных пород отмечена толща вулканических турбидитов апт-альбского возраста мощностью до 300 м (скв. 585 DSDP и 802 ODP). Выше по разрезу залегают альб-сеноманские известковистые литифицированные глины, иногда с прослоями известняков. Если литифицированные глины формировались в котловинах *in situ*, то прослой известняков были сформированы аллохтонными карбонатными осадками соседних гайотов. На это указывают присутствие в них мелководных остатков мшанок, игл морских ежей, рудистов и крупных фораминифер. Более того, такие карбонатные прослои фиксируют эпохи активной абразии и денудации гайотов. Высокие скорости осадконакопления позволили фоссилиям с известковым скелетом избежать растворения на глубинах, ниже уровня карбонатной коменсации, и сохранится в осадочной толще. Это еще раз демонстрирует, что трудно понять историю океана только по результатам глубоководного бурения без учета геологического развития подводных возвышенностей и гор.

Таким образом, пространственно-временной и генетический анализ разных типов осадочных пород на Магеллановых горах может стать надежной основой для палеогеографического анализа и построения среднemasштабных геологических карт по отдельным гайотам.

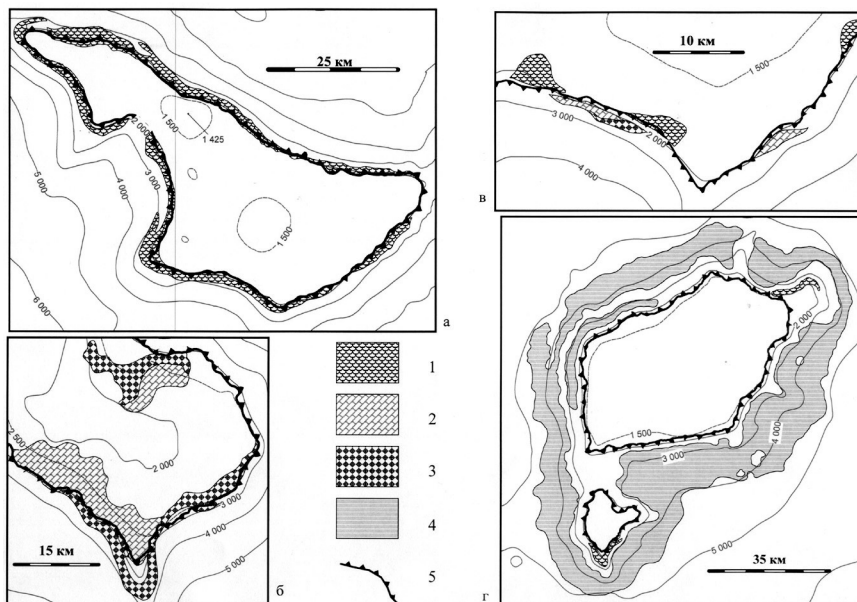


Рис. 1. Примеры локализации обнажений осадочных пород апт - сеноманского возраста  
 а – западная постройка гайота Федорова, б – южная часть гайота Бутакова, в – юг вершинного плато гайота Ита-Май-Тай, д – Гайот Паллада;  
 1 - рифогенные известняки, 2 - планктоногенные известняки,  
 3 - эдафогенные брекчии, 4 – уплотненные глины, 5 - бровка вершинной поверхности

Осадочные породы апт-сеномана часто служат субстратом для роста рудных корок, которые широко развиты на привершинной поверхности гайотов. Это позволяет выделить потенциальные участки гайотов, в которых наиболее длительно происходило кобальто-марганцевое рудообразование коркового типа.

### Литература

1. Premoli S.I., Haggerty J., Rack F. Proceeding of the Ocean Drilling Program // Initial reports. TX. 1993. V. 144
2. Sliter W. W. Cretaceous redeposited Benthic foraminifers from site 585 DSDP in the East Mariana Basin, Western Equatorial Pacific // Init. Rep. DSDP, 1985. V. 89. P. 327-361

# ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ И ВОЗРАСТ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЙ ОЛЮТОРСКОГО ТЕРРЕЙНА (КОРЯКИЯ, РОССИЯ); ВОЗРАСТ МАГМАТИТОВ РУДОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ: ДАННЫЕ ГЕОХИМИИ, МИКРОФАУНИСТИЧЕСКОЙ И ИЗОТОПНОЙ ПЕРИОДИЗАЦИИ

**В.Ф. Полин\***, **А.В. Разумный\*\***, **Т.С. Ерёмкина\*\***,  
**З.Г. Бадрединов\***, **А.В. Кутырев\*\***

*\*ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, РФ; vspolin@mail.ru;*

*\*\*ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург*

Цель работы заключалась в реконструкции истории и геодинамических условий становления комплексов Олюторского террейна по результатам геохимической типизации, микрофаунистической и изотопной периодизации пород слагающих его кремнисто-базальтоидных ватынской и ачайваямской серий, и сингенетичных вулканитам магматитов рудоносных интрузивных комплексов.

Одной из главных задач исследования было изучение состава пород и датирование вулканогенно-осадочных отложений ватынской и ачайваямской серий, неоднозначно отнесенных предшествующими исследователями к позднемеловым (океаническим, рифтогенным?, островодужным?) и палеогеновым (островодужным?) комплексам, для уточнения геодинамических обстановок их формирования. Были изучены вулканогенные образования позднемеловой ватынской серии, а также позднемеловых ачайваямской и инетываямской свит, входящих, наряду с палеогеновыми ивтыгинской и вочвинской, в состав ачайваямской серии [1].

Второй задачей было уточнение возраста, состава и формационной принадлежности выделенного предшественниками [2] **таманваямского** верлит-клинопироксенит-монцонитового комплекса Камчатско-Олюторской зоны; определение возраста, состава и формационной принадлежности интрузий гранитоидов, диоритов и габбро Олюторского полуострова, входящего в состав этой зоны.

Помимо научного аспекта исследований, значимого при создании новых и уточнении существующих геодинамических моделей развития территории, решалась важная **практическая** задача: полу-



чение **достоверной** информации о возрастах продуктивного благороднометалльного и иных типов оруденения, проявленных в регионе.

**Виды исследований.** Методами микрофаунистического анализа выполнены новые определения возраста вулканогенных толщ, сформированных в условиях окраинного моря или в океанических [3] (**ватынская серия**, по Легенде РФ ГГК-200), в рифтогенно-островодужных? и островодужных? (позднемеловой кремнисто-вулканогенный комплекс, по [3]; **ачайваямская, инетываямская и вочвинская свиты**, по Легенде РФ ГГК-200; **ачайваамская серия**, по [1]).

Для многих разновидностей интрузивных пород сделаны **прецизионные** определения абсолютного возраста (методы  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  и  $\text{U}/\text{Pb}$  – SHRIMP-II; анализы выполнены, соответственно, в Geochronology Laboratory University of Alaska, Fairbanks, USA и ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, РФ), что немаловажно, поскольку в Легенде ГГК-1000 новой серии (В.В. Ковалева, 1985г.) принадлежность гранитоидов и диоритоидов Олюторского п-ова к каким-либо комплексам *не определена*.

**Состав, взаимоотношения и возраст вулканогенных и осадочных океанических, рифтогенных(?) и островодужных(?) отложений Олюторского террейна.**

**Ватынская серия** (океаническая) представлена базальтами, андезибазальтами, пикробазальтами, их туфами, агломератами, гиалокластитамы, кремнями, яшмами, фтанитами, туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, алевролитами, аргиллитами. Для слагающих её пород имелись сеноман-раннеконьякские [4], коньяк-среднекампанские, позднегурон-раннекампанские, сантон-кампанские, кампан-маастрихтские [5] и, даже, альб-кампанские [6] определения возраста по радиоляриям. Новыми данными микрофаунистического анализа установлен их **кампанский** возраст.

**Ачайваямская серия** (рифтогенная? островодужная?) сложена базальтами, андезибазальтами, андезитами, трахибазальтами, пикробазальтами, агломератовыми и псефитовыми туфами основного и среднего составов, туффитами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, кремнистыми породами, алевролитами, аргиллитами. Породы серии согласно залегают на ватынских. Возраст ачайваямской серии ранее был оценен по данным радиоляриевых анализа как сантон-кампанский, кампан-маастрихтский [4, 5]. Наши определения подтвердили её **кампан-маастрихтский** возраст.

**Субвулканические образования** ватынского и ачайваямского комплексов представлены немногочисленными куполовидными тела-

ми и дайками пикритов, пикробазальтов и базальтов; в субвулканической фации ачайваямского комплекса присутствуют, помимо базальтоидов, андезиты, риодациты и риолиты. **U/Pb возраст** цирконов дайки ачайваямских риолитов Олюторского п-ова, секущей отложения ачайваямской свиты, составляет 80.5 млн. лет (**кампан**), что не исключает большую в целом длительность этапа формирования ачайваямского комплекса.

### **Возраст, состав и формационная принадлежность таманваямского верлит-клинопироксенит-монцонитового комплекса Олюторского террейна.**

Анализ новых материалов полевых наблюдений, петрогеохимических данных и результатов изотопной периодизации, с учетом материалов предшествующих работ, позволил так называемые **таманваямские** интрузии отнести к двум петротипически различным комплексам – **вывенскому** плутоническому и **энынгваямскому** гипабиссальному.

**Вывенский** *плутонический комплекс* объединяет концентрически-зональные дунит-клинопироксенит-габбровые интрузии и ассоциированные с ними дифференцированные клинопироксенит-габбровые, габбровые и плагиогранитные массивы. Их выходы представляют крайний северо-восточный фрагмент протяженного пояса интрузий **платиноносной** дунит-клинопироксенит-габбровой формации Северной Камчатки [7].

Геологический возраст вывенского комплекса определяется активными горячими контактами интрузий с вулканогенно-кремнистыми образованиями ватынской серии и присутствием ксенолитов такситовых габбро в вулканитах ачайваямской свиты. Данные изотопной геохронологии интрузивных пород Эпильчикского ареала ( $Ar^{39}/Ar^{40}$  определения – **75,8 – 76,4** млн. лет; K/Ar – 52 -80 млн. лет; Rb-Sr – 78-84 млн. лет; Sm-Nd – 82-89 (с преобладанием значений 82-83) млн. лет) указывают на их **кампанский** возраст [7]. По результатам новой U/Pb изотопной периодизации возраст клинопироксенитовых интрузий **Таманваямского ареала** попадает в интервал **68-78** млн. лет; пород плутонов **Южно-Олюторского ареала**: габбро – **81** млн. лет, плагиогранитов – **78** млн. лет, что свидетельствует о **кампан-маа-стрихтском** возрасте становления комплекса, равно как и сопутствующего ему **платинового** оруденения [8].

**Энынгваямский** *гипабиссальный комплекс* представлен мелкими штоками и sillами габбро, габбродиоритов, диоритов, диорит-порфиритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, монцодиоритов, дай-

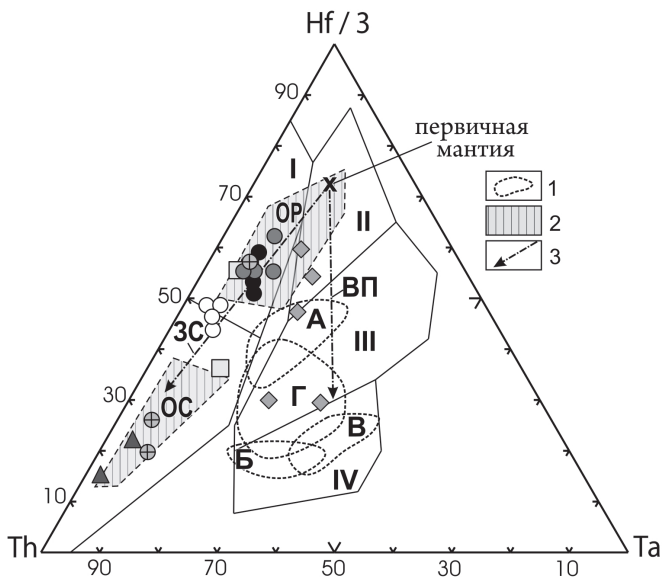
ками долеритов, габбро и диоритов. Энынгваямские интрузии прорывают вулканогенные образования ачайваямской серии и плутоны вывенокского комплекса; с ними связана минерализация **золоторудной малосульфидной и медно-кварц-сульфидной** формаций [8].

K/Ar датировки габбро энынгваямского комплекса составляют 63-70 млн. лет [9]; **новые  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$**  определения возраста амфиболов из габбродиоритов и гранодиоритов варьируют в пределах **61,6-70,2** млн. лет. U/Pb конкордантные возраста цирконов из габбро и габбродиоритов распределились в интервале **68,0-73,6** млн лет, диоритов – **67,9-68,9** млн лет, гранодиоритов и гранитов – **68,9-71,0** млн лет. На основании этих данных, с учетом результатов геологических наблюдений, возраст комплекса оценивается как **маастрихт-датский**.

**Геодинамическая типизация вулканических и интрузивных пород. Предварительные результаты** геодинамической типизации изученных магматитов, с использованием диаграммы “Th-Hf-Ta” (рис.1), показали следующее.

Распределение фигуративных точек субвулканических базальтов **ватынского** комплекса вдоль тренда «обогащения мантии во внутриплитных условиях» свидетельствует о формировании соответствующих расплавов в обстановках срединно-океанического хребта или спрединговой зоны окраинного моря, в областях преобладающего растяжения.

Точки составов пород **ачайваямской серии** разместились в трёх областях диаграммы, вдоль «надсубдукционного тренда обогащения умеренно-деплетированной (близкой к «первичной») мантии». Положение их может быть интерпретировано как указание на становление нижней и средней подсвит ачайваямской и нижней толщи – инетьваямской свит в **рифтогенной** обстановке («области растяжения» на диаграммах), возможно, типа “pull-apart basins”, связанной со скольжением литосферных плит, предвещающим субдукцию. Базальтоиды верхнеачайваямской подсвиты сформировались в **начальной** стадии субдукции (поле между «областями сжатия и областями растяжения»), при плавлении умеренно-деплетированной мантии в условиях пока ещё незначительного влияния «субдукционного компонента». Образование расплавов, родоначальных для базальтоидов, слагающих вочвинскую свиту и верхние горизонты инетьваямской свиты, происходило в типичных **надсубдукционных** условиях («области сжатия»). Фигуративные точки магматитов **энынгваямского** комплекса тяготеют к полям ачайва-



**Рис. Th-Hf-Ta систематика позднемиоценовых и палеогеновых базальтов Олюторского террейна.**

1 – Поля составов базальтов разных регионов, по [10]: А – окраинно-континентального рифта Рио-Гранде; Б – базальтов окраинных морей (о-ва Оки-Дого, Япония); В – кайнозойских базальтов Монголии и Забайкалья; Г – внутриплитных позднекайнозойских базальтов Камчатки. 2 – Поля составов базальтов разных обстановок: ОС – областей сжатия; ОР – областей растяжения. 3 – Тренды обогащения умеренно-деплетированной мантии: ВП – во внутриплитной обстановке; ЗС – над зоной субдукции. I–IV поля составов базальтов разных геодинамических обстановок: I – вулканических дуг, II – срединно-океанических хребтов, III – срединно-океанических хребтов и внутриплитных, IV – внутриплитных. 2 – по [11]; 3 и I–IV – по [12]. Фигуративные точки пород: кружки – ачайваямской серии (черные – нижнеачайваямская подсвита, серые – среднеачайваямская, белые – верхнеачайваямская, серые с крестом – инетьваямская свита), ромбы – ватынского комплекса, квадраты – энингваямского комплекса, треугольники – вочвинской (надсубдукционной) свиты.

ямских «рифтогенных» вулканитов (габбро) и «надсубдукционных» инетываямских (габбродиорит).

### **История становления Олюторского террейна.**

В истории развития слагающих его комплексов прослеживается несколько этапов, характерной особенностью большинства из которых является синхронное накопление осадочных и вулканогенных образований. Геологические и петрогеохимические данные указывают на комагматичность вулканических и близких им по возрасту субвулканических и интрузивных образований. Имеющиеся и вновь полученные материалы позволили выделить **три** периода формирования геологических тел и структур террейна.

В **океаническую** стадию образования вулканогенно-кремнистые образования ватынской серии **кампанского** возраста. Становление **вывенского** комплекса, образующего, по представлениям Э.С. Алексеева и Н.А. Богданова с коллегами [1, 6 и др.], с ватынскими вулканитами **офиолитовую ассоциацию**, произошло в **кампан-маастрихтское** время. Вероятно, в **маастрихте** сформировалась платиновая, кобальтовая, медная с молибденом, золотом, серебром и палладием **продуктивная** минерализация, связанная с интрузиями вывенского комплекса.

В этап **рифтогенный** (этап скольжения литосферных плит, предшествовавший субдукции – авторы статьи) образованы **маастрихтские** туфокремнисто-базальтовые комплексы ачайваямской серии: ачайваямский, отчасти инетываямский; и тела габбро энынгваямского комплекса.

В маастрихт-датский (палеоценовый?) этап **надсубдукционного** вулканизма и плутонизма сформировались верхние горизонты ачайваямской серии (верхи инетываямской свиты, вочвинская свита) и гипабиссальные тела диоритоидов и гранитоидов **энынгваямского** комплекса. С последними связано становление золото-малосульфидной и медно-кварц-сульфидной рудных формаций, вероятно, **палеоценового** возраста.

Совместно с флишоидными толщами Укэлаятского задугового прогиба, эти серии и комплексы образовали сложное покровно-сладчатое сооружение, сформированное в эоценовый этап складчатости, вызванный **аккрецией** образований Олюторского террейна к Евразии [13].

### **Выводы**

1. Уточнены геодинамические условия становления магматогенных комплексов, участвующих в строении Олюторского террейна;

2. Данные микрофаунистического анализа указывают на кампанский возраст вулканогенно-кремнистых отложений океанической стадии развития Олюторского террейна (ватынская серия);

3. На основании материалов радиоляриевго анализа и уран-свинцовой изотопной периодизации установлен кампан-маастрихтский возраст рифтогенных и маастрихт-датский (палеоценовый?) возраст островодужных вулканических комплексов ачайваямской серии;

4. Посредством петролого-геохимического изучения и прецизионной изотопной периодизации обосновано разделение т.н. **таманваямского** верлит-клинопироксенит монцонитового интрузивного комплекса на два петротипически самостоятельных комплекса: **вывенский** (дунит-клинопироксенит-габбровый с плагиогранитами, позднекампан–маастрихтский) и **энынгваямский** (гранодиорит-диорит-габбровый, маастрихт–датский). Попутно определено время формирования продуктивного благороднометалльного и иных типов оруденения.

5. **Не подтвердилось** представление [6] о длительном, с альба по кампан, периоде становления вывенско-ватынских офиолитов. Напротив, **новые** данные радиоляриевго анализа позволили **сузить** возрастной диапазон отложений ватынской серии, относившейся ранее к сантон-кампану, и датировать их кампаном. Эти сведения, вкупе с материалами изотопной периодизации вывенского комплекса (см. п. 4), меняют взгляды на возраст офиолитов, следовательно, и на возраст новообразованной в зоне спрединга океанической коры.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы «Дальний Восток» 2018-2020, проект № 18-2-015.

#### Литература

1. Алексеев Э.С. // Геотектоника, 1987. № 4. С. 102-114.
2. Кравченко Л.И., Кудрин А.С., Разумный А.В. Гос. геол. карта РФ м-ба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Корякская. Лист Р-58-XXIX (Хаилино). Объяснительная записка. – СПб: ВСЕГЕИ, 2002. — 152 с.
3. Чехович В.Д., Сухов А.Н., Кононов М.В., Паланджян С.А. // Геотектоника, 2009. № 4, С. 37–62.
4. Федорчук А.В. // Тихоокеанская геология, 1988. № 1, с. 39–52.
5. Геология юга Корякского нагорья / отв. редактор С.М. Тильман / — М.: Наука, 1987. — 168 с. + 8 ил.
6. Богданов Н.А., Вишневская В.С., Сухов А.Н. и др. // Геотектоника, 1982. № 5, С. 74-81.

7. Корякско-Камчатский регион – новая платиноносная провинция России. — СПб: ВСЕГЕИ, 2002. — 383 с.
8. Разумный А.В (отв. исполнитель) и др. Гос. геол. карта РФ. М-б 1:1000 000 (третье поколение). Сер. Корякско-Курильская. Лист Р-59 – Пахачи. Объяснительная записка. — СПб: ВСЕГЕИ, 2016. — 377 с.
9. Разумный А.В., Сидоров Е.Г., Сандиминова Е.И. // Вестник КРАУНЦ, Сер. наук о Земле, 2004. № 4. С. 75–80.
10. Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки / Пузанков Ю.М., Волюнец О.Н., Селиверстов В.А. и др. / науч. ред. А.П. Кривенко / АН СССР, Сиб. отд-ние, Институт геологии и геофизики — Новосибирск: ИГГ РАН, 1990. — 259 с.
11. Магматические горные породы. В 6 т. М.: Наука, 1985-1987 — Т. 3: Основные породы — 1985. — 475 с.
12. Wood D.A. The application of Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establish the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50. N 1. P. 11-30.
13. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / отв. ред. Ю.М. Пущаровский / М.: Наука, 1993. — 271 с.: ил.

# ЧИСЛЕННОСТЬ БАКТЕРИЙ И МИКРОБИОЛОГИЧЕСКОЕ ОКИСЛЕНИЕ МЕТАНА В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЯПОНСКОГО МОРЯ

А.Л. Пономарева, А.И. Еськова, М.С. Бакунина,  
Д.К. Харитонов, Р.Б. Шакиров, А.И. Обжиров

Район исследований расположен в области сочленения Центральной котловины с Татарским проливом. Географически он охватывает территорию от 43°30' до 46°30' с.ш., которая с запада ограничена берегом Приморья, а с востока – границей экономической зоны России.

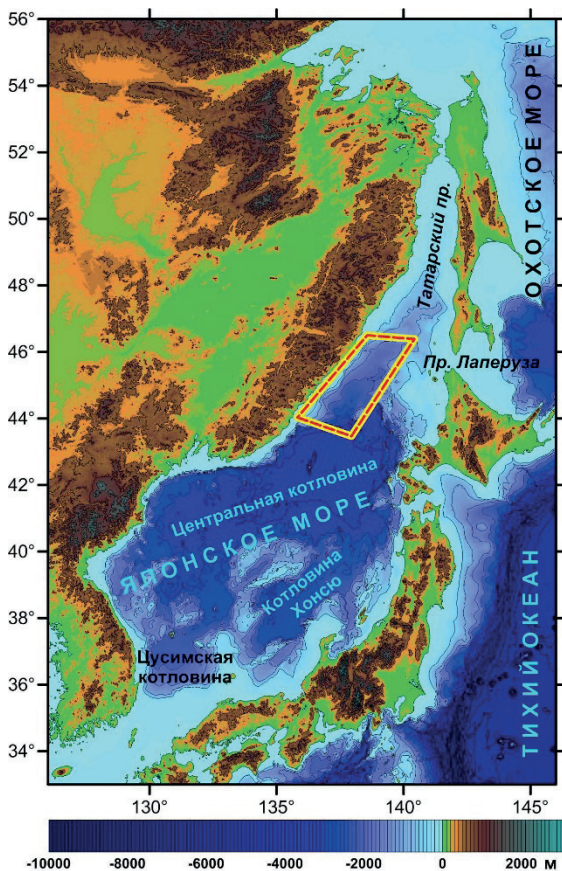


Рис. 1. Район исследований

Рельеф дна исследуемого района очень разнообразен. На коротком промежутке происходят переходы от абиссальной равнины глубоководной котловины до шельфа азиатского материка. Континентальный склон и окончание Татарского трога разбито на возвышенности – фрагменты континента: Витязя, Алпатова и Лаврентьева, а дно абиссальной котловины осложнено вулканическими горами.

В целом район исследований является одним из ключевых объектов исследований, позволяющих понять историю развития Японского моря,



проследить этапы формирования Центральной котловины, определить взаимоотношение фундамента и осадочного чехла, изучить последовательность осадконакопления и вулканизма (рис. 1).

### Метод исследований

Отбор проб воды проводили в соответствии с ГОСТ Р 53415-2009 [38], донные отложения отбирали в соответствии с требованиями [39]. Отбор проб воды производился на тех же точках, что и отбор проб донных отложений.

Для концентрирования водных проб использовали метод фильтрации. Для проведения молекулярно-биологических исследований воду фильтруют через газовую сетку и фильтры диаметром пор 40 мкм и 20 мкм для раздельной концентрации водорослей, цианобактерий, эубактерий и архебактерий. Фильтры с пробами хранили в стерильных фольгированных пакетах при  $-20^{\circ}\text{C}$  [1, 2].

Отбирали окисленный (поверхностный) слой керна, а также по всей длине с примерным шагом 50 см с учетом слоев с различным цветом, запахом и консистенцией. После отбора в стерильных условиях снимали верхний слой пробы не менее 1 см толщиной. Отобранную средину хранили при  $-20^{\circ}\text{C}$ .

Отдельно учитывались анаэробные, микроаэрофильные и аэробные бактерии (рис. 2). Оценивали интенсивность микробных про-

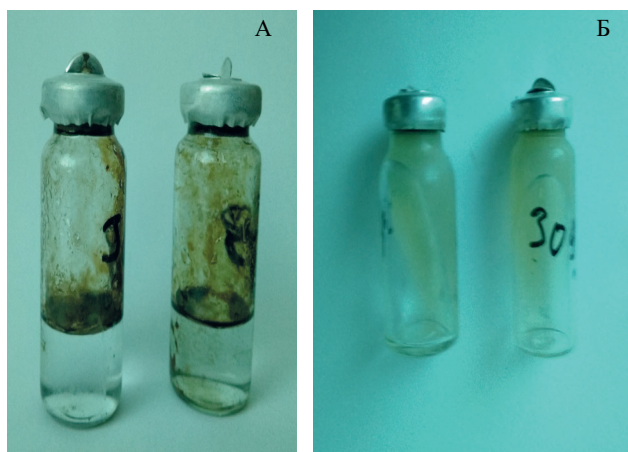


Рис. 2. Накопительные культуры  
А) нефтеокисляющие (среда Ворошиловой – Диановой с 2 % стерильной нефти); Б) метанотрофные бактерии (среда AMS-NMS)

цессов: аэробной и анаэробной деструкции, баланса метагенез/метанотрофия, сульфатредукции, азотфиксации, нитри- денитрификации.

Выделение суммарной ДНК. Для выделения суммарной ДНК с фильтров использовали модифицированный метод фенол-хлороформной экстракции [50]. Для этого фильтр измельчали, добавляли ТЕ-буфер (100 мМ трис-НСl, рН 8.0; 10 мМ ЭДТА), поливинилпирролидон (PVPP) 0.05 г на пробу, затем добавляли лизоцим (конечная концентрация 15 мг/мл), инкубировали 1 ч при 37°C, перемешивая каждые 10 мин. К лизату добавляли 10 %-ный додецилсульфат натрия (SDS) до конечной концентрации 1 % в растворе, инкубировали 15 мин при температуре 37°C. Затем проводили 3 последовательных цикла замораживания в жидком азоте и оттаивания при 56°C (10 мин). Следующим шагом было центрифугирование при 13.4 тыс. об/мин в течение 15 мин.

Далее выделение суммарной ДНК вели набором ЛИТЕХ (Россия) согласно прописи производителя с пункта 2.

Состав комплекта:

1. Раствор I – 30 мл.
2. Раствор II (промывочный) – 10 мл.
3. Раствор III (промывочный) – 200 мл.
4. Сорбент – 1000 мкл.
5. ТЕ буфер – 5 мл.

Аmplификация фрагментов генов. Для осуществления полимеразной цепной реакции (ПЦР-амплификации) использовали специфичные праймеры на функциональные гены

Чтобы избежать контаминации ПЦР экзогенной бактериальной ДНК, все манипуляции проводили в стерильном микробиологическом боксе, обработанном бактерицидным ультрафиолетом, использовали сертифицированные пробирки для ПЦР и стерильные наконечники для автоматических пипеток. Для контроля чистоты реактивов каждая ПЦР – реакция сопровождалась отрицательным контролем, не содержащим ДНК-матрицы.

Для оптимальной амплификации ДНК с праймерами на *alk* гены (350-550 п.н.) проводили подбор условий. Были выбраны следующие программы: 94°C – 3 мин (1 цикл), 94°C – 60 сек, 44°C / 54°C – 60сек (для ДНК чистых культур / суммарной ДНК), 72°C – 30 сек (30 циклов); 72°C – 3 мин.

Продукты амплификации разделяли электрофорезом в 1 %-ном агарозном геле, окрашенным этидиум бромидом и визуализировали в ультрафиолетовом свете.

## Результаты исследований

По результатам проведенных исследований показано, что азотфиксирующие, денитрифицирующие, железо и марганецоксилирующие бактерии встречаются практически во всех пробах независимо от глубины отбора и горизонта донных отложений. Их количество варьируется в широком диапазоне значений от 10 до  $10^4$  кл/мл. В первом районе отбора проб численность представителей данных экологотрофических групп несколько ниже, чем во втором. Так, например, в первом районе марганецоксилирующие бактерии не обнаружены в 16 пробах из 53, а во втором – в 7 из 64.

Похожая тенденция наблюдается и при анализе распределения органоотрофных бактерий. Однако вариативность диапазона значений показателей численности в первом районе значительно меньше, чем во втором ( $10^2$ - $10^4$  и  $0$ - $10^4$  кл/мл, соответственно).

Как в первом, так и во втором районе исследования сульфатредуцирующие бактерии (СРБ) встречались во всех пробах. Численность СРБ была достаточно стабильна в верхнем окисленном слое донных отложений и составляла около  $10^4$  кл/мл. В горизонтах от 15 до 200 см, от поверхности керна, данный показатель составлял  $10^2$ - $10^4$  кл/мл.

В первом районе исследований метанотрофные микроорганизмы были обнаружены на 10 станциях из 32 (LV81 – 1j, 3, 7, 11, 12, 14, 16, 22, 27, 28, 30 GC). На 32 станциях отобрано 53 пробы, из них в 19 зафиксированы метанотрофы. На станциях LV81 – 1j и 14 GC метанотрофы встречаются по всей длине керна, на остальных станциях только в верхнем окисленном слое. Также в этом районе на 6 станциях фиксировали УВОБ (LV81 – 1j, 3, 11, 13, 15GC).

Во втором районе метанотрофы были зафиксированы на 11 станциях из 26 (с LV81 – 34 - 39 GC, с LV81 – 42 по 44 GC и LV81 – 49, 50, 52 GC); из 64 проб в 16. На станциях LV81 – 36, 38, 43, 44 GC они встречаются по всей длине керна. Наибольшая количество проб, в которых были обнаружены метанотрофные бактерии, отобраны на глубине от 1500-1800 м, из 27 проб 17 (62,9 %). В первом районе исследования метанотрофные бактерии представлены 1 морфотипом, во втором – 3. Количество изолятов УВОБ во втором районе также выше (32 и 17, соответственно).

Метаногенные бактерии совместно с метанотрофными отмечались в первом районе исследования. Численность УВОБ была значительно выше, чем метанотрофных бактерий (рис. 3).

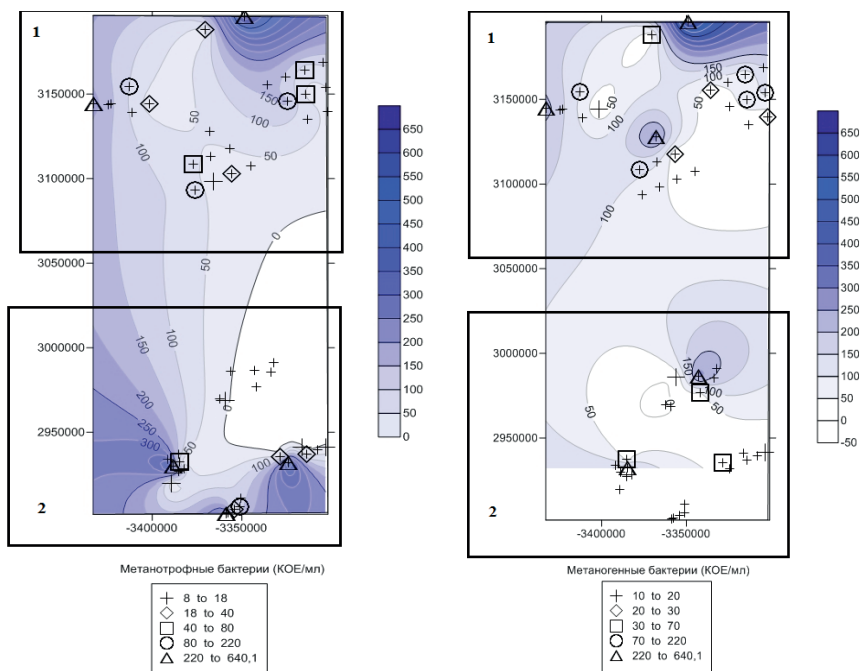


Рис. 3. Карта распределение численности культивируемых метанотрофных (А), метаногенных (Б) бактерий в районе исследования (1 и 2)

Таким образом, на основании проведенных микробиологических исследований, показано:

1. 100 % изученных проб керна независимо от глубины содержит жизнеспособную микробиоту;

2. Рост метанотрофные бактерии наблюдается на станциях LV81 – 1j, 3, 7, 11, 12, 14, 16, 22, 27, 28 GC и с LV81 – 34 по 39 GC, с LV81 – 42 по 45, 49 GC и LV81 – 50, 52 GC. На станциях LV81 – 1j и 14 GC и LV81 – 36, 38, 43, 44, 49 GC метанотрофы обнаружены не только в окисленном слое донных отложений, но и по всей длине керна. Из 117 проб донных отложений, отобранных в экспедиции, в 38 был зафиксирован рост метанотрофов, что составляет 32.4 %.

3. В пробах, в которых были выявлены метанотрофные бактерии, увеличивается численность органотрофных бактерий, и интенсивность процессов денитрификации, сульфатредукции и деструкции Сорг.

4. С увеличение глубины разнообразие внутри исследуемых экологотрофических групп имело тенденцию к снижению.

5. Гены *alkB* с наибольшей частотой встречаются на тех станциях, на которых были обнаружены метанотрофы. Гены *alkB2* встречаются во всем районе с высокой долей вероятности. Однако в зонах обнаружения метанотрофов и метаногенов практически не фиксируется, что может быть связано с высокой численностью там других УВОБ с другими типами функциональных генов. Исходя из этого *alkB2* не может быть использован в качестве индикатора зон естественных выходов нефти, но может быть использован для оценки интенсивности загрязнения углеводородами нефти.

6. Создана коллекция из 146 изолятов, включающая в себя УВОБ, метанотрофные бактерии и СРБ.

Исследования распределения и численности микробов важно знать при изучении и интерпретации физических полей в море и на суше, так как биосообщество в донных осадках изменяют акустические и электромагнитные поля.

Впервые обнаружена редкая карбонатная молодая аутигенная минерализация (икаит) на континентальном склоне в районе исследования.

Следует отметить, что в настоящее время морские геолого-геофизические исследования ориентируются в значительной степени на исследования Арктики. В таких условиях изучение Дальневосточных морей становится менее приоритетным, хотя в настоящее время существует объективная необходимость подтверждения экономических и геополитических интересов России в данном регионе. Таким образом, проведение комплексных научных исследований в Японском, Охотском и Беринговом морях является важнейшим подходом к выполнению стратегии морского развития на Дальнем Востоке РФ, что подтверждает важность продолжения подобных исследований в последующие годы. Необходимо продолжить исследования в этом районе. Детально изучить геофизические поля и топографию вулканических гор и возвышенностей северного замыкания япономорской котловины, выполнить представительный отбор образцов с различных глубинных интервалов. В геофизический комплекс необходимо ввести многолучевое эхолотирование, сейсмические исследования методом преломленных волн и глубинное зондирование земной коры донными сейсмическими станциями.

### **Заключение**

По результатам проведенных исследований показано, что присутствуют азотфиксирующие, денитрифицирующие, железо и марга-

неоокисляющие бактерии, которые встречаются практически во всех пробах независимо от глубины отбора и горизонта донных отложений. Их количество варьируется в широком диапазоне значений от 10 до  $10^4$  кл/мл. Похожая тенденция наблюдается и при анализе распределения органотрофных бактерий. Однако вариативность диапазона значений показателей численности в первом районе значительно меньше, чем во втором ( $10^2$ - $10^4$  и 0- $10^4$  кл/мл, соответственно). Как в первом, так и во втором районе исследования сульфатредуцирующие бактерии (СРБ) встречались во всех пробах. Численность СРБ была достаточно стабильна в верхнем окисленном слое донных отложений и составляла около  $10^4$  кл/мл. В горизонтах от 15 до 200 см, от поверхности керна, данный показатель составлял  $10^2$ - $10^4$  кл/мл.

В первом районе исследований метанотрофные микроорганизмы были обнаружены на 10 станциях из 32 (LV81 – 1j, 3, 7, 11, 12, 14, 16, 22, 27, 28, 30 GC). На 32 станциях отобрано 53 пробы, из них в 19 зафиксированы метанотрофы. На станциях LV81 – 1j и 14 GC метанотрофы встречаются по всей длине керна, на остальных станциях только в верхнем окисленном слое. Во втором районе метанотрофы были зафиксированы на 11 станциях из 26 (с LV81 – 34 - 39 GC, с LV81 – 42 по 44 GC и LV81 – 49, 50, 52 GC); из 64 проб в 16. На станциях LV81 – 36, 38, 43, 44 GC они встречаются по всей длине керна. Наибольшая количество проб, в которых были обнаружены метанотрофные бактерии, отобраны на глубине от 1500-1800 м, из 27 проб 17 (62,9 %).

В пробах, в которых были выявлены метанотрофные бактерии, увеличивается численность органотрофных бактерий, и интенсивность процессов денитрификации, сульфатредукции и деструкции Сор

Исследования распределения и численности микробов важно знать при изучении и интерпретации физических полей в море и на суше, так как биосообщество в донных осадках изменяют акустические и электромагнитные поля.

## Литература

1. Карасева Н.П., М.М. Ганцевич, А.И. Обжиров, Р.Б. Шакиров, А.В. Старовойтов, Р.В. Смирнов, член-корр. РАН В. В. Малахов. СИБОГЛИНИДЫ (Annelida, Siboglinidae) как возможные индикаторы углеводородов на примере охотского моря // Доклады академии наук. Общая биология. 2019, том 486, № 1, с. 125–128

# ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТОВАРИАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ СУЙФУНСКОЙ ВПАДИНЫ

**С.С. Старжинский**

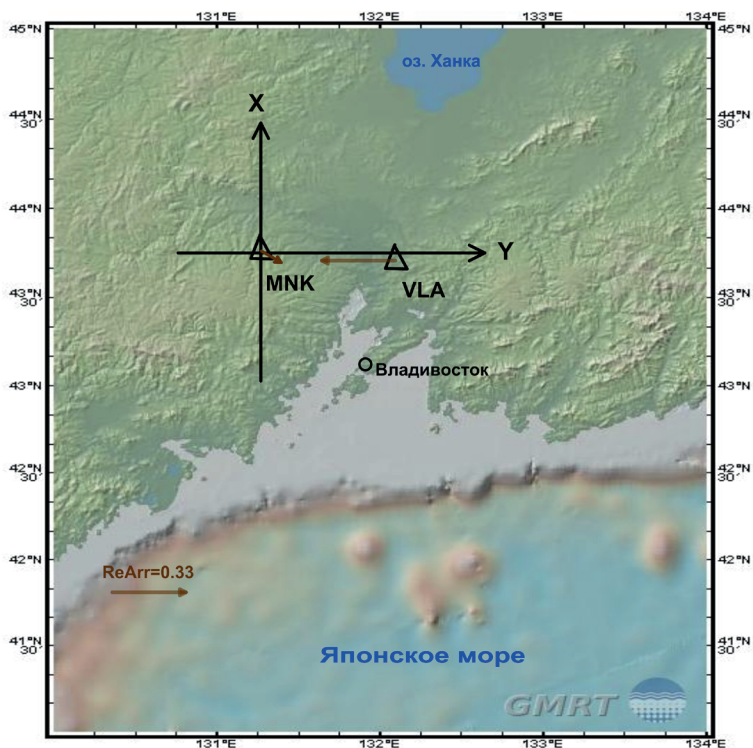
*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
ss\_stars@poi.dvo.ru*

Для выполнения магнитовариационного зондирования (МВЗ) Суйфунской впадины производилась регистрация вариаций геомагнитного поля длиннопериодной вариационной станцией LEMI-025 [<http://box.isr.lviv.ua/lemi025.htm>] на обсерватории «Владивосток» (VLA, 43.6992° N, 132.1658° E) и вблизи пос. Монакино (MNK, 43.7630° N, 131.4375° E). Пункты располагались у восточного и западного бортов впадины (см. рис. 1). Ось  $x$  правой системы координат магнитного датчика ориентировалась по магнитному меридиану. Измерялись три компонента  $H_x, H_y, H_z$  магнитных вариаций в области периодов  $10-10^5$  сек, дискретно через 1 сек с записью данных на флэш карту сугочными файлами.

При обработке данных рассчитывались магнитные переходные функции (типперы) используя линейную связь между компонентами магнитных вариаций в частотной области

$$H_z(f) = A(f)H_x(f) + B(f)H_y(f), \quad (1)$$

где комплексные коэффициенты  $A, B$  (типперы) зависят от частоты  $f$  и распределения удельного электрического сопротивления (УЭС) в геоэлектрическом разрезе, где комплексные коэффициенты  $A, B$  зависят от частоты  $f$  и распределения удельного электрического сопротивления (УЭС) в геоэлектрическом разрезе. На основе рассчитанных коэффициентов  $A$  и  $B$  были получены инвертированные реальные индукционные стрелки, которые, как известно, указывают на проводящие области в горизонтальной плоскости. В нашем случае на периоде 25 сек, они смотрят на запад в пункте VLA и на юго-восток в пункте MNK, указывая на низкоомный характер разреза между пунктами. С понижением частоты они поворачиваются в сторону моря, отражая действие «берегового эффекта» в геомагнитных вариациях [1].



Рельеф и батиметрия региона (по данным с сайта [www.marine-geo.org](http://www.marine-geo.org)).

Рис. 1. Расположение пунктов измерений вариаций магнитного поля (чёрные треугольники), модельной системы координат и реальных индукционных стрелок (пунктир) для периода 25 сек на местности. Долготы и широты в градусах. Высоты рельефа и глубины моря в метрах.

Используя экспериментальные зависимости  $A(f), B(f)$  и решая обратную задачу МТЗ можно построить модель геоэлектрического разреза, оптимально удовлетворяющую экспериментальным данным. Для этого была задействована программа трёхмерного моделирования ModEM, в настоящее время интенсивно используемая за рубежом [2,3]. Все расчёты по выполнению 3D инвертирования экспериментальных данных проводились с использованием оборудования ЦКП «Дальневосточный вычислительный ресурс» ИАПУ ДВО РАН на многопроцессорном вычислительном кластере IRUS17 (<https://www.cc.dvo.ru>). Программа ModEM решает регуляризованную обратную задачу, минимизируя функционал невязки для полу-



чения оптимальной модели разреза. Оценка близости получаемых на каждой итерации типперов модели к экспериментально полученным типперам разреза осуществлялась путём расчёта нормированного на ошибку в данных среднеквадратического отклонения (СКО), определяемого как

$$CKO = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{(d_i^{obs} - d_i^{pred})^2}{e_i^2}}, \quad (2)$$

где  $d_i^{obs}$ ,  $d_i^{pred}$  наблюдаемые и рассчитанные (предсказанные) типперы для модели разреза, соответственно, а  $e$  - ошибка в наблюдаемых типперах. Здесь суммирование ведётся по всем пунктам измерений и всем периодам, на которых рассчитаны типперы.

Размерность используемой сетки была  $86 \times 86 \times 53$  ячеек по осям  $x$ ,  $y$ ,  $z$ , соответственно, без учёта ячеек в верхнем полупространстве. Начало модельной системы координат помещалось в пункте MNK. В горизонтальной плоскости в центральной части сетки размером  $60 \times 60$  ячеек размер ячейки был  $5 \times 5$  км и к краям сетки он увеличивался в геометрической прогрессии со знаменателем 1.24, что определяет область моделирования  $\approx 1095 \times 1095$  км. По оси  $z$  вниз размер первой ячейки был задан 50 м и увеличивался с глубиной в геометрической последовательности со знаменателем 1.18. Стартовая модель разреза задавалась однородным полупространством с УЭС  $\rho = 100$  Ом·м, включающем водную толщу Японского моря с УЭС рав-

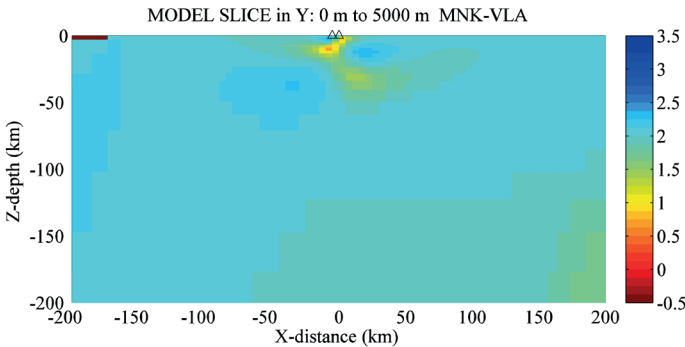


Рис. 2. Меридиональный вертикальный разрез модели, проходящий через пункт MNK. Пункты наблюдений обозначены треугольниками, слева-VLA, справа-MNK. В левом верхнем углу чёрная полоска представляет море. Логарифмическая шкала УЭС (Ом·м) в градации серого цвета изображена правее рисунка. Вид с востока.

ным  $0.3 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ . Экспериментальные значения типперов задавались на 14-ти периодах общих для обоих пунктов на интервале 15-26700 сек. Их ошибка задавалась равной 0.03 на обоих пунктах. Близость экспериментальных значений типперов к предсказанным значениям по результирующей модели оценивалась по (2) и составила для конечной модели 1.049.

На рис. 2 изображён вертикальный глубинный геоэлектрический разрез через пункт MNK. Под морем, изображённым толстой линией в левом верхнем углу, до глубины 150 км располагается зона повышенного УЭС около  $200 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ . Под пунктом MNK погружается на север до глубин  $\sim 50 \text{ км}$  проводящая зона с УЭС  $\sim 10\text{-}30 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ , которая воздымается вверх на юг от пункта. В её нижней части наблюдается её воздымание вверх на глубине в северном направлении. В глубине с севера и юга с проводящей зоной граничат высокоомные блоки с УЭС около  $300 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ .

На рис. 3 изображён аналогичный вертикальный разрез, но через пункт VLA. Здесь в верхней части разреза высокая контрастность УЭС в диапазоне от первых  $\text{Ом}\cdot\text{м}$  и до  $1000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ . что вполне может указывать на существование здесь разлома. Начиная с глубин 12-15 км, эта проводящая зона, расширяясь, погружается в южном направлении. Уменьшая УЭС она продолжается в вертикальном направлении, смыкаясь на глубине около 100 км с глубинным проводником в северной части разреза.

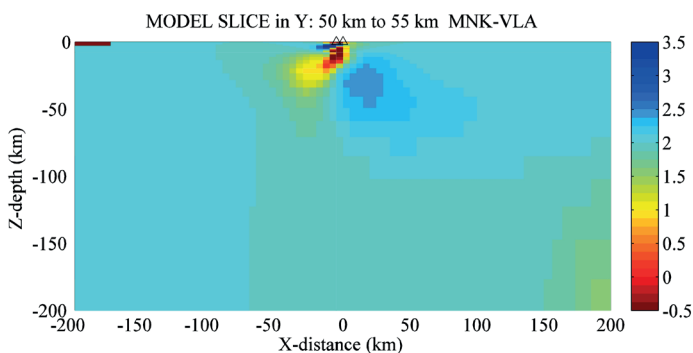


Рис. 3 . Меридиональный вертикальный разрез модели, проходящий через пункт VLA. Пункты наблюдений обозначены треугольниками, слева-VLA, справа-MNK. В левом верхнем углу чёрная полоска представляет море. Логарифмическая шкала УЭС ( $\text{Ом}\cdot\text{м}$ ) в градации серого цвета изображена правее рисунка. Вид с востока.

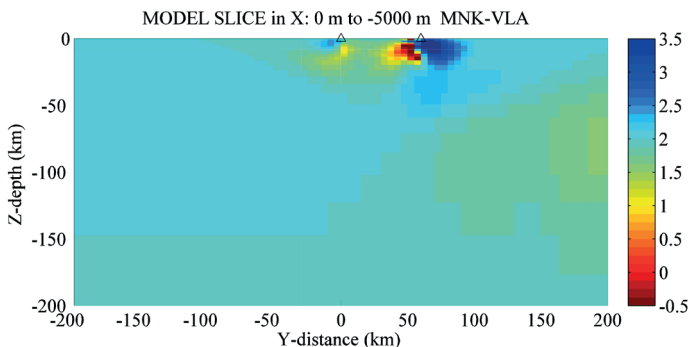


Рис. 4. Широтный вертикальный разрез модели, проходящий через пункт MNK. Пункты наблюдений обозначены треугольниками, слева-MNK, справа- VLA. Логарифмическая шкала УЭС (Ом·м) в градации серого цвета изображена правее рисунка. Вид с юга.

На рис. 4 представлен широтный разрез пункт MNK, на котором видно, что между пунктами MNK и VLA, где располагается Суйфунская впадина, до глубин  $\sim 40$  км представлены породы с низким УЭС.

И эта зона низких УЭС воздымается вверх в западном направлении, выходя на поверхность на удалении около 100 км от пункта MNK. Высокая контрастность УЭС под пунктом VLA наблюдается до глубин  $\sim 30-40$  км отклоняясь от вертикали в восточном направлении. На этих глубинах восточнее пункта VLA разрез высокоомный. С востока в глубинной части под пункты погружается проводящий клин (невидимый из-за плохой цветопередачи), который западнее пунктов на глубине 150 км выполаживается до горизонтального положения.

В целом можно констатировать, что разрез под пунктом VLA значительно сложнее, чем под пунктом MNK.

### Литература

1. Старжинский С.С. Результаты магнитовариационных исследований в Приморье // Физика Земли. 2004. № 7. С. 1-9.
2. Egbert, G.D., and Kelbert A. Computational recipes for electromagnetics inverse problems // Geophys. J. Int. 2012. V. 189. P. 251-267. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05347.x
3. Kelbert A., N.M. Meqbel, G.D. Egbert and K. Tandon ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data // Comp. Geosci. 2014. V. 66. P. 40-53. ISSN 0098-3004, <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2014.01.010>

СЕВЕРНОЕ ЗАМЫКАНИЕ  
ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ  
(ПО РЕЗУЛЬТАТАМ РАБОТ В 81-ОМ РЕЙСЕ НИС  
«АКАДЕМИК М.А. ЛАВРЕНТЬЕВ»)

**В.Т. Съедин, М.Г. Валитов, К.И. Аксентов,  
Н.С. Ли, З.Н. Прошкина**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
sedin@poi.dvo.ru*

Японское море одно из окраинных морей западной части Тихого океана. Это наиболее изученное в геолого-геофизическом отношении море. Здесь российскими и иностранными учеными выполнен значительный объем геолого-геофизических исследований – проведено более 2000 станций драгирования, а также пробурено 10 скважин DSDP (Deep Sea Drilling Project) и ODP (Ocean Drilling Program) в различных районах моря.

В Японском море выделяется 4 типа основных морфоструктур: 1 – шельф и сопровождающие его материковый и островной склоны; 2 – крупные возвышенности внутренней части моря; 3 – глубоководные котловины; 4 – небольшие возвышенности (вулканические постройки) глубоководных котловин вулканического происхождения. Выделенные морфоструктуры четко обособляются в рельефе и характеризуются различными геолого-геофизическими особенностями.

Центральная котловина (ЦК) – самая крупная из 3-х котловин Японского моря. Она занимает практически всю его северную часть. Центральная котловина – является одной из ключевых структур для понимания происхождения и эволюции впадины Японского моря. Одним из важнейших участков для понимания особенностей образования и эволюции Центральной котловины является её самая северная часть – район её Северного замыкания.

Под зоной Северного замыкания ЦК мы понимаем [1-3 и др.] район сочленения северо-восточной части котловины со структурами южной части Татарского прогиба и бордерленда о-ва Хоккайдо. В пределах зоны Северного замыкания ЦК известны все типы основных морфоструктур дна Японского моря. С запада на восток здесь выделяются следующие структуры: 1 – материковый склон Восточного Приморья; 2 – крупные возвышенности с субконтинентальным

типом земной коры (в-ти Лаврентьева, Алпатова и Витязя); 3 – часть Центральной глубоководной котловины с вулканическими постройками и её Северным апофизом (ответвлением); 4 – хребет Окусири; 5 – островной склон о-ва Хоккайдо. Материковый склон Приморья и все 3 крупные возвышенности (Лаврентьева, Алпатова и Витязя) находятся в экономической зоне России, а Северный апофиз Центральной глубоководной котловины, хребет Окусири и островной склон о-ва Хоккайдо расположены в экономзоне Японии. Этот факт в настоящее время в какой-то степени затрудняет проведение комплексных экспедиций с единой методикой геолого-геофизических исследований в районе Северного замыкания Центральной котловины.

Северное замыкание ЦК – это один из самых сложно построенных и, в тоже время, слабо изученных районов Японского моря. Геологические исследования выполнялись здесь в 1-ом рейсе НИС «Каллисто» (1974 г.), в 20, 33, 34 и 37 рейсах НИС «Первенец» (1973, 1979, 1980, 1981 гг.), а также в 52 и 81 рейсах НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (2010 и 2018 гг.). Кроме этого в зоне Северного замыкания ЦК пробурена одна из скважин глубоководного бурения (скв. 795, ODP), достигшая в Японском море акустического фундамента. Результаты геологических исследований приведены в журнальных публикациях и монографиях, посвященных геологии дна Японского моря [1, 3, 5, 6, 9 и др.], а также отражены на Геологической карте дна Японского моря под редакцией И.И. Берсенева и Л.И. Красного [4]. В геологическом строении положительных структур Северного замыкания ЦК принимают участие породы, характерные для других крупных возвышенностей Японского моря с субконтинентальным типом земной коры. На возвышенности Витязя были подняты палеозойские осадочные породы, мезозойские (меловые) гранитоиды, а также – позднеолигоцен-раннемиоценовые вулканиты и неогеновые слаболитифицированные осадочные породы. На возвышенности Алпатова подняты палеозойские метаморфические (по осадочным и вулканическим породам) образования, мезозойские (меловые) гранитоиды и неогеновые слаболитифицированные осадочные породы. На возвышенности Лаврентьева подняты только неогеновые слаболитифицированные осадочные породы [1-7 и др.]. Необходимо отметить, что часть пород, поднятых на этих возвышенностях (палеозойские осадочные и метаморфические породы, мезозойские гранитоиды), образовались ещё тогда, когда эти структуры были, скорее всего, частью Азиатского континента. В то время как другие образования

(позднеолигоцен-раннемиоценовые вулканиты и неогеновые слабо-литифицированные осадочные породы) отражают историю развития этих крупных возвышенностей уже во время существования впадины Японского моря. Причем неогеновые осадочные образования отвечают морскому периоду его эволюции.

Несмотря на кажущуюся многочисленность рейсов, посвященных изучению геологического строения структур Северного замыкания ЦК, многие геологические особенности этого района остаются неясными. Необходимо отметить, что, если геологические работы в зоне Северного замыкания ЦК проведены все-таки в довольно большом объеме, то комплексных геофизических исследований здесь явно недостаточно. Основной их объем проведен в виде одного из методов сейсмических исследований – НСП. Учитывая этот факт, в мае 2018 года ТОИ ДВО РАН был выполнен 81-ый рейс НИС «Академик М.А. Лаврентьев» одной из задач которого были комплексные геолого-геофизические исследования в зоне Северного замыкания ЦК [2, 8 и др.]. Работы выполнялись в экономической зоне России и включали геологические, батиметрические, гравиметрические, магнитометрические и сейсмические (НСП) исследования. Рейс выполнялся период с 04 по 27 мая 2018 года (начальник экспедиции к.г.-м.н. М.Г. Валитов), согласно плана экспедиционных исследований ТОИ ДВО РАН. В результате комплексных геолого-геофизических исследований, получены следующие результаты:

1. Впервые проведены площадные исследования рельефа дна в районе Северного замыкания Центральной котловины и составлена батиметрическая карта этого района. Карта охватывает абиссальную часть Центральной котловины и крупные возвышенности (Лаврентьева, Алпатова и Витязя), которые структурно входят в южную часть Татарского прогиба (рис.1).

2. Все основные структуры Северного замыкания ЦК, расположенные в экономической зоне России (материковый склон Приморья, крупные возвышенности, абиссальная котловина и вулканические постройки), находят свое отражение в поле силы тяжести и в аномальном магнитном поле. Например, вулканические постройки (Брат 1, Брат 2) хорошо фиксируются интенсивными положительными аномалиями, которые, имея общий «цоколь», в плане образуют кольцевую зональность АМП.

3. Возвышенности Северного замыкания ЦК представлены 3-мя крупными положительными структурами с «субконтинентальным»

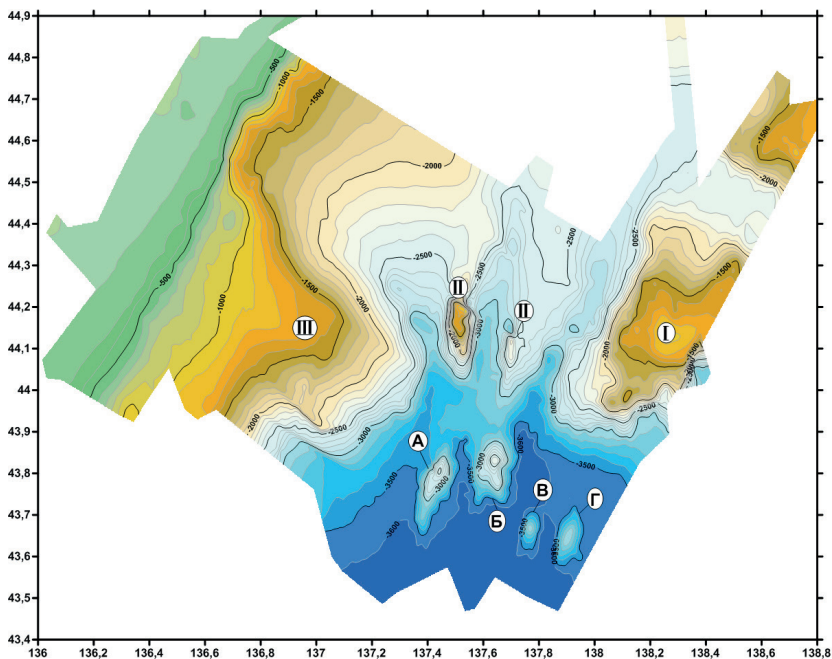


Рис. 1. Расположение структур Северного замыкания Центральной котловины по данным 81-го рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев». Крупные возвышенности – римские цифры в кружках (I – Витязя, II – Алпатова, III – Лаврентьева); горы Алпатова – буквы русского алфавита (А – гора Ольги, Б – гора Владимира, В – гора Брат-1, Г – гора Брат-2)

типом земной коры, вытянутыми в широтном направлении практически вдоль  $44^{\circ}00'$  с.ш. С востока на запад это возвышенности Витязя, Алпатова, и Лаврентьева. Первые две структуры известны давно, а возвышенность Лаврентьева мы выделяем впервые. Морфологически возвышенность Лаврентьева практически примыкает к материковому склону Приморья, как бы образуя его восточный выступ. Она плохо обособляется в рельефе дна с западной и северной сторон, однако довольно хорошо выражена в геофизических полях. Эти возвышенности на границе с Центральной котловиной образуют отчетливый уступ высотой около 1500 м. Особенности строения и рельефа (наличие крутых склонов, уступов и глубоких каньонов) в районе крупных возвышенностей Северного замыкания ЦК дна свидетельствуют о значительной роли тектонического фактора в формировании их современного рельефа.

4. Особенности строения и рельефа (наличие крутых склонов, уступов и глубоких каньонов) возвышенностей Северного замыкания ЦК дна свидетельствуют о значительной роли тектонического фактора в формировании их современного рельефа.

5. Анализ распределения геофизических полей и батиметрии указывает на сложное глубинное строение зоны сочленения южной части Татарского пролива с Центральной глубоководной котловиной Японского моря. Здесь, на относительно небольшой площади, происходит резкое изменение морфологического облика дна: от абиссальной равнины глубоководной котловины до шельфа. Меняется также и глубинное строение региона: от базитовой океанической коры котловины до сиалической континентальной коры материка. Многочисленные разрывные нарушения находят свое отражение в геофизических полях. Отдельные разрывные нарушения трассируются с материка, в том числе региональные разломные зоны, выделяемые на сопредельных территориях Китая, Приморья и Японии,

6. Впервые описаны 4 вулканические постройки, которые расположены в глубоководной части ЦК котловины. Эти вулканические постройки, несмотря на близость к крупным возвышенностям Северного замыкания, полностью располагаются в абиссальной части Центральной котловины. Они образуют цепочку, вытянутую в широтном направлении в зоне  $43^{\circ}30' - 44^{\circ}00'$  с.ш. Мы предлагаем назвать их горами Алпатова в честь М.Г. Алпатова, который был 1-м директором Тихоокеанского отделения Института океанологии им. В.П. Ширшова (ТО ИОАН СССР, ныне ИО РАН). Внутри цепочки гор Алпатова каждой отдельной вулканической постройке предлагается дать своё название. С запада на восток – это гора Ольги, гора Владимира, гора Брат-1 и Брат-2. Расположение гор Алпатова в протяженной линейной цепочке широтного направления свидетельствует о приуроченности этих структур к разломной зоне соответствующего простирания. Скорее всего, они образовались в местах пересечения разлома широтного простирания с разломами других (меридионального и/или северо-восточного) направлений. Согласно геофизическим исследованиям горы Ольги и Владимира, а также Брат-1 и Брат-2 имеют единое основание на уровне акустического фундамента.

7. Нами детально изучена самая западная вулканическая постройка гор Алпатова (гора Ольги). Установлена, что она представляет собой хорошо выраженный небольшой хребет, вытянутый в субмеридиональном направлении. Его максимальная длина и ширина



составляют – 28 км и 11 км соответственно. Поднятые нами на горе Ольги слаболитифицированные осадочные породы, скорее всего, могут быть определены как древние литифицированные металлоносные осадки. Аналитические исследования (аналитик К.И. Аксентов, рентгенфлуоресцентный метод, прибор OLIPUS-Delta) показали, что эти породы характеризуются переменными (в целом высокими) содержаниями железа (Fe – 6.3-9.3%), а также марганца (Mn – 0.43-3.46%) и фосфора (P – 0.15-1.42%). Такие содержания этих элементов, скорее всего, обусловлены составом и распределением обломочного материала в этих породах. Согласно микропалеонтологическим исследованиям, выполненным Л.Н. Василенко (изучение радиолярий), И.Б. Цой (изучение диатомей и силикафлагеллат) и С.П. Плетневым (изучение планктонных фораминифер) время формирования осадка, по которому позднее образовались эти осадочные породы, соответствует позднему миоцену (9.79-6.00 млн. лет), а время литификации осадка – позднему плейстоцену.

8. Особенности рельефа и геологические работы, выполненные нами и проведенные предшественниками, позволяют считать гору Ольги структурой вулканического происхождения. Она по морфологическим особенностям и геолого-геофизическому строению аналогична другим подобным структурам, расположенным в Центральной котловине Японского моря (вулканические постройки - Берсенева, Васильковского, Богорова, Беляевского, Галагана и др.).

Таким образом, выполненные в 81-ом рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» комплексные геолого-геофизические исследования, позволяют по новому взглянуть на особенности строения и эволюции зоны Северного замыкания ЦК Японского моря. Полученные данные необходимо учитывать при выработке любых моделей происхождения Центральной котловины и всего Японского моря.

Работа проводилась по программе Фундаментальных научных исследований ТОИ ДВО РАН (темы №№ АААА-А17-117030110032-3 и № АААА-А17-117030110033-0).

### Литература

1. Безверхний В.Л. и др. Геологическое строение северного замыкания Центральной глубоководной котловины Японского моря // Тих. геология. 1988. Т. 7, № 4. С. 15–22.
2. Валитов М.Г. и др. Комплексные геолого-геофизические, газогеохимические и океанографические исследования в Японском море и Татарском проливе в 81-ом

рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 4. С. 97–105. (В печати).

3. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 139 с.

4. Геологическая карта дна Японского моря. Масштаб 1: 2 500000. / И.И. Берсенева, Л.И. Красный. Л.: Мингео СССР, 1984.

5. Леликов Е.П., Терехов Е.П. Палеозойские породы складчатого фундамента северной части Японского моря // Океанология. 1988. Т. 28, Вып. 2. С. 271–279.

6. Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978. 264 с.

7. Отчет о геологических исследованиях в 37 рейсе НИС «Первенец» (Японское и Охотское моря, 1982 г.) / И.И. Берсенева, Е.П. Леликов и др. Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1982. 61 с.

8. Отчет по результатам экспедиционных исследований в 81-ом рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (04-27 мая 2018 г). Владивосток, 2018. 143 с.

9. Geology and Geophysics of the Japan Sea / Ed. by N. Isezaki et al. Tokyo: TERRAPUB, 1996. 488 p.

## ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ

**В.Т. Съедин, М.Г. Валитов, В.Г. Прокудин**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН  
sedin@poi.dvo.ru*

Японское море одно из окраинных морей западной части Тихого океана. Это наиболее изученное в геолого-геофизическом отношении море. Центральная котловина (ЦК) - самая крупная из 3-х котловин Японского моря. Она занимает практически всю его северную часть. Центральная котловина – является одной из ключевых структур для понимания происхождения и эволюции впадины Японского моря. Выяснение её природы и времени образования позволяет достаточно корректно говорить о формировании всей впадины Японского моря.

В целом Центральная котловина имеет довольно сложное строение - её большая часть (основная депрессия или основное тело котловины), вытянутая в широтном направлении, располагается главным образом севернее 40°00'с.ш. Дно котловины представляет собой абиссальную равнину с глубинами до 3740 м, в пределах которой расположены многочисленные вулканические постройки. Основное тело ЦК осложнено 4 ответвлениями (апофизами) – 3 из них находятся в её юго-западной части, а 4-ое (Северное) – представляет собой самую северо-восточную часть котловины. В юго-западной части ЦК выделяются Западное, Центральное и Восточное ответвления [1, 2], которые имеют различные простирания. Западное ответвление (трог Гензан) располагается между континентальным склоном Корейского полуострова и Восточно-Корейской возвышенностью. Оно характеризуется отчетливо выраженным северо-восточным простиранием. Центральное ответвление находится восточнее Восточно-Корейской возвышенности и отделяет её от возвышенности Криштофовича (плато Уллын). Восточное ответвление располагается между возвышенностями Криштофовича (на западе) и возвышенностями Ямато и Пржевальского (Кито-Оки) – на востоке. На юге оно утыкается в возвышенность Оки и посредством трога Уллын соединяется с Цусимской котловиной. Это самое крупное ответвление Центральной котловины, которое на всем своем протяжении характеризуется меридиональным простиранием. Все ответвления Центральной котло-

вины локализуются в тектонических (разломных) зонах различного простирания, продолжающихся с континента. Основная часть Центральной котловины, имеющая широтное простирание, полностью локализуется на Япономорском продолжении зоны Яньшанского структурного шва, выделенного А.М. Смирновым в 1963 г.

Характерной особенностью ЦК является наличие в её пределах многочисленных вулканических построек, расположенных в различных частях котловины. Одна часть построек возвышается над дном котловины и давно известна исследователям, а другая - погребена в толще осадков и обнаруживается только при геофизических работах. В настоящее время с различной степенью детальности в ЦК изучены 31 вулканическая постройка, а на 16 из них проведены геологические исследования с помощью драгирования. Морфологически они представлены небольшими положительными структурами (короткие хребты, небольшие изометричные поднятия, одиночные и сложнопостроенные горы), которые возвышаются над дном котловины на 400-2500 м. (в основном на 1500-2500 м). Их протяженность не превышает 100 километров (обычно до 50 км.). Наиболее крупными структурами этого типа являются возвышенность Первенца (размеры в плане 65 на 50 км) и хребет Богорова (длина по изобате 3600 м около 85 км, ширина до 20 км). Самой мелкой изученной вулканической постройкой является горст Стащук, расположенный в центральной части котловины с глубинами дна более 3500 метров. Его размеры: длина около 10.5 км, ширина не более 2.2 км, а минимальная глубина 3162 м. Большинство вулканических построек ЦК вытянуты в меридиональном направлении, а часть из них представлена сдвоенными хребтами (возвышенность Первенца, хребет Богорова) или близко-расположенными хребтами с единым цоколем на уровне акустического фундамента (хребты Берсенева и Васильковского; горы Ольга и Владимира; горы Брат-1 и Брат-2).

Большинство изученных вулканических построек локализованы в 3-х зонах широтного простирания: I – зона 42°00' с. ш. (зона, прилегающая к подножью материкового склона Южного Приморья). II - зона 40°00' с. ш. (зона, обрамляющая с севера возвышенности Восточно-Корейскую и Ямато). III – зона 44°00' с. ш. (зона, формирующая северное замыкание Центральной котловины). Особенности рельефа, ориентировка большинства вулканических построек с юга на север, а также их закономерное расположение в зонах меридионального и широтного направлений позволяют предположить приу-

роченность этих структур к узлам пересечения меридиональных разломов, продолжающихся с Приморья, с широтными тектоническими зонами. Такие зоны давно выделены в Японском море по данным магнитных исследований Ю.В. Шевалдиным и И.И. Берсеновым [2, 8]. Это, прежде всего, Южно-Приморская тектоническая зона, расположенная у подножья материкового склона Южного Приморья, и Северо-Яматинский разлом, трассирующий границу хребта Северное Ямато с Центральной котловиной, а также Северо-Япономорский разлом, расположенный вдоль 44°00' с. ш, выделенный И.И. Берсеновым [2].

Все вулканические постройки сложены сходным набором пород и минеральных образований, характерных для этих структур. При драгировании на них был поднят в основном каменный материал трёх типов [7]: 1 – вулканические породы; 2 – слаболитифицированные осадочные породы; 3 – различные минеральные образования, представленные кварц-глауконитовыми разностями, разнообразными Fe-Mn образованиями и иногда – фосфоритами. Среди каменного материала, поднятого с вулканических построек ЦК, преобладают породы 1-го и 2-го типов. Вулканические породы представлены различными по уровню кремнезема (от базальтов до трахириолитов-комендитов) разностями, при резком преобладании базальтов. Обломки базальтов часто имеют стекловатую корочку закаливания и характеризуются высокой (до 40 %) пористостью, что указывает на подводное становление этих пород и на высокую газо-флюидонасыщенности исходной магмы. Особенности морфологии вулканических построек ЦК, минеральный и химический состав пород, а также специфика эволюции исходной базальтовой магмы на этих структурах позволяют говорить о принципиальной петрологической близости характера вулканизма построек ЦК и океанических островов и поднятий.

Время образования вулканических построек ЦК может быть определено на основании данных по радиоизотопному датированию вулканитов, поднятых на этих структурах при драгировании и бурении. Многочисленные (около 30 датировок) определения радиоизотопного возраста, получены по материалам драгирования для 13-ти вулканических построек ЦК [7]. Большинство определений располагаются в интервале от 16 до 1 млн. лет, что соответствует среднемиоцен-плейстоценовому времени. Анализ данных по радиоизотопному датированию свидетельствует о том, что вулканизм на постройках имел длительный (средний миоцен - плейстоцен) и пульсирующий

характер. Вулканические постройки ЦК окончательно сформировались как пострифтовые структуры в процессе мощного среднемиоцен-плиоценового тектоно-магматического этапа эволюции Японского моря, который проявился уже после образования основного структурного плана котловины [7]. В скважине ODP 795B [13], которая была пробурена на склоне погребенной вулканической постройки, в забое вскрыта толща базальтов мощностью. Возраст этих базальтов изменяется от  $17.1 \pm 0.6$  млн лет (верхняя часть разбуренной толщи) до  $23.7 \pm 1.2$  млн лет (нижняя часть разбуренной толщи). Таким образом, вулканизм в изученной части этой постройки, начавшись в позднем олигоцене, завершился в конце раннего миоцена. Это время совпадает с позднеолигоцен-раннемиоценовым самым мощным тектоно-магматическим этапом в эволюции Японского моря.

Первые геофизические работы с измерением силы тяжести в ЦК проведены в 1937 г, а планомерные геолого-геофизические исследования ЦК начаты в 1949 г. экспедициями Института Океанологии АН СССР на НИС «Витязь». К настоящему времени отечественными и зарубежными учеными здесь выполнены разной степени детальности площадные и полигонные исследования аномалий магнитного и гравитационного полей, изучен тепловой поток и проведены сейсмические работы.

В Японском море гидромагнитные исследования начаты в 1964 г японскими учеными, а в чуть позднее (1966-1967 гг) стали проводиться детальные пополигонные работы и советскими геологами [8]. Ю.В. Шевалдиным была впервые составлена карта аномального магнитного поля для всего Японского моря, а также построена карта разломов Японского моря – в частности, были выделены Южно-Приморский и Северо-Яматинский разломы широтного простирания, обрамляющие Центральную котловину, соответственно, с севера и юга [1, 8].

Первые геотермические исследования в Японском море выполнены японскими учеными в 1960-х гг. Впервые среди отечественных геологов обобщение существующих данных по тепловому потоку Японского моря выполнил в 1970-х гг. Ю.В. Шевалдин [1, 8]. Он пришел к следующим выводам: 1 – глубоководные котловины Японского моря «соответствуют области повышенного потока тепла, тогда как материковому шельфу и крупным подводным возвышенностям (Ямато, Оки, Ното и др.) отвечают преимущественно области «нормального» и пониженного теплового потока»; 2 – «...большая часть

выделенных зон повышенного потока тепла пространственно совпадает с зонами разломов, выделенных по другим геологическим и геофизическим данным» [8. С. 65]. Более поздние работы [3, 9] в целом подтвердили вывод Ю.В. Шевалдина о том, что глубоководные котловины Японского моря характеризуются более высоким тепловым потоком (обычно 80-120 мВт/м<sup>2</sup>) по отношению к крупным подводным возвышенностям. Причем, в пределах собственно Центральной котловины тепловой поток распределен неравномерно – в западной части котловины (западнее 134° в.д.) он в целом ниже и составляет 60-100 мВт/м<sup>2</sup> (обычно до 90 мВт/м<sup>2</sup>), тогда как в восточных районах котловины тепловой поток обычно выше 85 мВт/м<sup>2</sup> (до 140 мВт/м<sup>2</sup>) [3].

Гравиметрические исследования в Японском море показали, что аномалии в свободном воздухе в пределах изучаемой акватории знакопеременны, их абсолютные значения, в основном, не превышают нескольких десятков миллигал, а величины экстремальных пиков значений достигают 80-90 мГал [5]. Центральная котловина характеризуется положительным, достигающим 40 мГал, полем силы тяжести, а по периферии наблюдается слабоотрицательные аномалии. В спокойном поле абиссальной части котловины к вулканическим постройкам приурочены локальные максимумы (до 70 мГал на возвышенности Первенца). Вдоль подножья материкового склона протягивается полоса интенсивных отрицательных аномалий, которой фиксируется ослабленная зона. Карта изоглубин поверхности Мохо, построенная по данным гравиметрии для ЦК и ее обрамления [5], демонстрирует сложный рельеф основания коры, что свидетельствует о гетерогенности фундамента этого региона. По этому признаку исследуемая площадь может быть разделена на два района, граница между которыми проходит примерно по меридиану 132°30' в.д. Восточнее этой границы располагается наиболее глубоководная часть котловины с минимальной мощностью земной коры, которая изменяется от 14 км на западе района до 12 км и менее на востоке. Без водного слоя мощность твердой коры в ЦК составит соответственно 10.5–8.5 км, что хорошо согласуется с результатами сейсмических исследований. Кора океанического типа развита в абиссальной части котловины восточнее меридиана 132°30' в.д.; кора западной части котловины может быть отнесена к субокеанической [5].

Сейсмическими методами изучена структура осадочного чехла, а также определены строение и скоростные параметры земной коры

[4, 6, 10, 12]. В отложениях чехла выделяются два сейсмокомплекса: верхний стратифицированный и нижний акустически прозрачный, пластовые скорости распространения Р-волн в которых равны, соответственно, 1.6 км/с и 2.2 км/с. Средняя скорость продольных волн для чехла в целом составляет 1.95–2.05 км/с, а максимальная его мощность около 2.4 км. В абиссальной части котловины слои осадочного чехла залегают горизонтально, прислоняясь к поверхности фундамента на ее бортах. На континентальном склоне и склонах крупных подводных возвышенностей котловины породы фундамента и чехла многочисленными дизъюнктивными дислокациями разбиты на блоки; происходит сползание отдельных блоков вниз по склону с частичным либо полным разрушением их первичной структуры. Типичными структурными элементами фундамента котловины являются вулканические постройки и горсты, амплитуда которых изменяется от первых сотен метров – до первых километров (более 3 км на хребте Богорова). Корректные скоростные характеристики земной коры, полученные по материалам ГСЗ [6, 10, 12], позволяют утверждать, что центральная и восточная части котловины имеют кору океанического типа, но с большей мощностью осадочного и «базальтового» слоев, чем в котловинах Тихого океана. Материалы бурения скважин DSDP 301 и ODP 795 [11, 13] использованы для определения возраста слоев чехла Центральной котловины. Так в районе скважины ODP 795 породы базального горизонта верхнего сейсмокомплекса чехла котловины имеют раннемиоценовый возраст (около 16.5 млн лет). Скорость осадконакопления верхних горизонтов чехла здесь около 60 м/млн лет, а нижних горизонтов верхнего сейсмокомплекса 30–35 м/млн лет. Приняв эту величину и для нижнего сейсмокомплекса чехла, мощность которого вблизи скважины достигает 750 м, получим возраст базальных осадков чехла:  $16.5 + (21.5 - 25) = 38 - 41.5$  млн лет (средний эоцен). В окрестностях скважины DSDP 301 скорость осадконакопления для плиоцена-плейстоцена (верхние 497 метров чехла) около 100 м/млн лет; принимая ее величину в доплиоценовое время равной 55–50 м/млн лет, получим здесь для подошвы чехла возраст 25–27 млн лет – поздний олигоцен. Экстраполяция значений скоростей осадконакопления, принятых для скважины DSDP 301 и ODP 795, на другие районы Центральной котловины позволила установить, что самые древние отложения чехла (41–46 млн лет – средний эоцен) расположены в восточной части котловины в наиболее погруженных впадинах фундамента с мощностью осадков свыше 2 км.



Проведенный анализ геолого-геофизических особенностей строения Центральной котловины позволяет сделать следующие основные выводы.

1. Центральная котловина представляет собой неоднородную сложнопостроенную структуру. По меридиану 132°30' в.д. она разделяется на Западную и Восточную части, каждая из которых характеризуется своими геолого-геофизическими особенностями.

2. На начальном этапе определяющую роль в образовании котловины играли разломные зоны широтного и меридионального простирания. В последующее (кайнозойское) время разломы периодически активизировались, на что указывают многочисленные дизъюнктивные дислокации в ее осадочном чехле и неоднократная активизация магматизма на вулканических постройках, расположенных в пределах Центральной котловины.

3. Выделяется 3 тектоно-магматических этапа, сопровождающие вулканизмом на вулканических постройках: 1 - поздний олигоцен-ранний миоцен, 2 - средний миоцен-ранний плиоцен; 3 - поздний плиоцен-плейстоцен. Каждый из этих этапов имел разную мощность и внес определенный вклад в строение фундамента и осадочного чехла Центральной котловины.

4. Формирование Центральной котловины происходило в три этапа: I. Ранний(?) палеоцен-средний эоцен - дробление и рифтогенез в пределах континентальной окраины, инициальный вулканизм, заложение тектонической депрессии; II. Средний эоцен-конец раннего миоцена – нормальная седиментация в погружающемся бассейне; накопление отложений нижнего сейсмокомплекса чехла, локализация вулканизма в пределах вулканических построек (начальный этап формирования вулканических построек); III. Средний миоцен-плейстоцен – чередование периодов нормальной седиментации и конденсации осадков на фоне общего погружения бассейна; накопление отложений верхнего сейсмокомплекса чехла, периодическая активизация вулканизма на вулканических постройках.

Таким образом, комплексный анализ геолого-геофизических данных, позволяет говорить о том, что образование Центральной котловины обусловлено деструктивными процессами в пределах окраины Азиатского континента с формированием океанической коры в зоне максимального растяжения литосферы. Начало образования котловины мы относим к позднему мелу (?) – раннему кайнозою. В последующее время её эволюция протекала согласно основным этапам

развития всей зоны перехода от Азиатского континента к западной части Тихого океана.

Работа выполнена в рамках Программы госбюджетных тем НИР ТОИ ДВО РАН № АААА-А17-117030110032-3 и № АААА-А17-117030110033-0.

### Литература

1. Васильковский и др., Основные черты геологического строения Японского моря. М.: Наука, 1978, 264 с.
2. Геология дна Японского моря / Ред. А.Г.Аблаев. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
3. Горнов П.Ю., Гильманова Г.З. Тепловое поле и геотермические модели литосферы области перехода континент – океан Северо-Востока Евразии // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 8. С. 1292-1303.
4. Карп Б.Я., Прокудин В.Г., Медведев С.Н., Карнаух В.Н. Строение земной коры по сейсмическим данным / Дальнев. России: в 4 кн. Геологические и геофизические исследования, кн. 3. Ред. Р.Г. Кулинич. // М.: Наука, 2007. С. 26-47.
5. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. Мощность и типы коры Японского моря по данным морской и спутниковой гравиметрии // Тих. геология. 2011. Т. 30. № 6. С. 3-13.
6. Прокудин В.Г., Медведев С.Н. Строение земной коры Центральной котловины Японского моря (по результатам кинематической миграции материалов ГСЗ российско-японского эксперимента 1996 г.) // Физика геосфер IX Всероссийский симпозиум. Владивосток. Дальнаука, 2015. С. 385-387.
7. Съедин В.Т. Особенности вулканизма и эволюция Центральной котловины Японского моря // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Владивосток: Дальнаука 2018. С. 214-219.
8. Шевалдин Ю.В. Аномальное магнитное поле Японского моря. М.: Наука, 1978. 76с.
9. Geology and Geophysics of the Japan Sea / Ed. by Isezaki N. et al. Tokyo: TER-RAPUB, 1996. 488 p.
10. Hirata N., Karp B.Y., Yamaguchi T., et. al. Oceanic Crust in the Japan Basin of the Japan Sea by the 1990 Japan-USSR Expedition // Geophysical Research Lett. 1992. Vol. 19. No 20. P. 2027-2030.
11. Ingle J. C, Jr., Karig, D. E., et al. Site 299 -301 / Karig, D. E., Ingle, J. C, Jr., et al. (edit.) // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Washington (U.S. Government Printing Office). 1975. Vol. 31. P. 351-437.
12. Sato T., Shinohara M., Karp B. Y., et. al. P-wave velocity structure of the central Japan Basin, Japan Sea with ocean bottom seismometers and airguns // Earth Planets Space. 2004. Vol.56. P. 501-510.
13. Tamaki K., Suyehiro, K., Allan, J., McWilliams, M., et al., 1992. Proc. ODP, Sci. Results, 127/128, Pt.2: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1478 p.

# РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГОРНЫХ ПОРОД АРХИПЕЛАГА РИМСКОГО-КОРСАКОВА (ЗАЛИВ ПЕТРА ВЕЛИКОГО, ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

**А.С. Теличко, Е.А. Бессонова, С.А. Зверев, Т.А. Емельянова,  
А.А. Пугачев, А.С. Маликов**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
a\_telichko@mail.ru*

Поскольку статистически значимое различие петромагнитных параметров геологических тел является обязательным условием возникновения геомагнитных аномалий, в работе решена самостоятельная методическая задача - выделение и разделение петромагнитных комплексов магматических пород островов архипелага Римского-Корсакова, расположенного в центральной части залива Петра Великого (Японское море).

Архипелаг Римского-Корсакова состоит из пяти островов: о. Большой Пелис; о. Матвеева, продолжением которого является каменная гряда; о. Гильдебрандта; о. Де-Ливрона и о. Дурново.

Острова архипелага характеризуются сложным геологическим строением [1]. Выделены комплексы осадочных пород, вулканические и интрузивные породы различного состава, сформированные в результате многофазных геологических процессов происходивших в палеозое и мезозое.

Геологическая среда островов характеризуется высокой степенью дислоцированности. На таких участках широко проявлены гидротермальные изменения материнских пород: ороговикование, биотизация, амфиболизация, хлоритизация и др. Выявлена жильная и гнездовая минерализация. Мощность кварцевых жил достигает 15-20 см. Протяженные трещины выполнены вторичными минералами и магнетитом. Широко проявлена сульфидная минерализация.

Петромагнитные исследования горных пород выполнены в естественном залегании в пределах береговых обнажений и выходов коренных пород на водоразделах. Для статистически достоверной характеристики петромагнитной группы, как показала практика исследований на островах архипелага Евгении, требуется не менее 180 измерений. На архипелаге Римского Корсакова выполнено более 10000 измерений магнитной восприимчивости. Главным критерием измерений являлось такое суммарное количество замеров, которое

достаточно для статистически представительного анализа петромагнитных особенностей конкретного геологического тела. При необходимости – на основе данных оперативной обработки результатов петромагнитных исследований – проводились детальные исследования на участках характерных геомагнитных аномалий, аномального изменения физических свойств, обнаруженных участков магнетитовой минерализации. Выполнены измерения магнитной восприимчивости по профилям с шагом 1м. Составлено петрографическое описание образцов горных пород, отобранных в процессе измерений.

В результате статистического анализа данных о магнитной восприимчивости пород выделены однородные петромагнитные группы, для них вычислены статистические характеристики. Материалы представлены в виде таблиц и гистограмм.

Разделение горных пород островов архипелага Римского-Корсакова на петромагнитные комплексы выполнено по максимальным, минимальным и средним значениям магнитной восприимчивости

по мере её возрастания (рис. 1). Критериями разделения являются существенные различия максимальных и средних значений  $\chi$  у различных групп и выдержанность этих характеристик в пределах группы. Выделены 6 петромагнитных комплексов горных пород архипелага Римского-Корсакова.

В первый петромагнитный комплекс объединены очень слабомагнитные горные породы различных петрографических групп: эффузивы кислого, среднего и основного состава, породы осадочной толщи. Диапазон значений  $\chi$   $(0.1-3.84) \cdot 10^{-3}$  ед. СИ. Второй петромагнитный комплекс включает относительно слабомагнитные габбро-долериты, андезиты и граниты характеризующиеся магнитной восприимчивостью от  $0.03 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ до  $13.075 \cdot 10^{-3}$  ед.

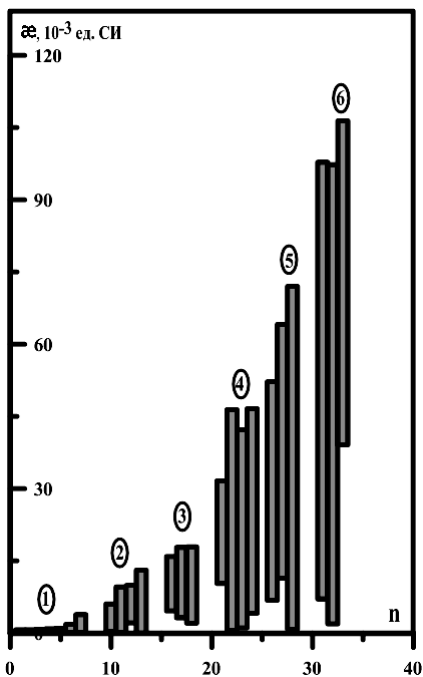


Рис. 1. Магнитная восприимчивость петромагнитных комплексов горных пород архипелага Римского-Корсакова

СИ. Выделение этих пород в отдельную группу определяется тем, что максимальное и среднее значения исследуемого параметра на порядок выше, чем у горных пород первого петромагнитного комплекса.

В третий петромагнитный комплекс объединены интрузивные образования кислого состава. Эти породы в среднем намагничиваются в два раза интенсивнее, чем породы второго петромагнитного комплекса:  $\alpha_{\min} - 2.06 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ,  $\alpha_{\max} - 17.9 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ.

Четвёртый петромагнитный комплекс с  $\alpha_{\min} - 0.53 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ,  $\alpha_{\max} - 46.6 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ включает кислые и основные интрузивы, а также эффузивы среднего и основного состава. Пятый петромагнитный комплекс включает сильно магнитные эффузивы и интрузивы только основного состава:  $\alpha_{\min} - 0.79 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ,  $\alpha_{\max} - 72 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ. Наиболее магнитным является шестой комплекс, представленный габбро-долеритами и базальтами в зоне мощнейшей гидротермальной проработки, отличительной особенностью которой является широкое развитие жильной и гнездовой магнетитовой минерализации. Подобные результаты получены при изучении петромагнитных характеристик горных пород островов Попова и Рикорда [2].

Следует отметить, что на величину магнитной восприимчивости существенное влияние оказывают вторичные гидротермально-метасоматические и гипергенные процессы. Они приводят не только к разрушению или окислению первичных ферромагнитных минералов с образованием менее магнитных разновидностей, но и к новообразованию ферромагнетиков.

В результате выполненных исследований выявлена резкая дифференциация горных пород островов архипелага Римского-Корсакова по магнитным свойствам. Приведенная классификация предполагает высокую эффективность магниторазведки на акватории залива Петра Великого для выявления участков развития геологических тел основного состава. Особенно эффективны геомагнитные исследования будут при картировании зон гидротермальных изменений в породах основного состава.

### Литература

1. Кутуб-Заде Т.К., Олейников А.В., Сясько А.А. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек и акватории залива Петра Великого (участок Славянский). Приморский ТГФ, 2002.
2. Бессонова Е.А., Никифоров В.М., Зверев С.А., Коптев А.А., Залищак В.Б. Аномальное магнитное поле северо-западной части залива Петра Великого (Японское море)/Вестник ДВО РАН. 2013. № 6. С. 213-220.

# МЕТОДИКА РАЗЛОЖЕНИЯ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА МОРСКИХ ДОННЫХ ОСАДКОВ НА ПОПУЛЯЦИИ ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ ТРЕНДА ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ИХ ЧАСТИЦ

**И.В. Уткин**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
utkin@poi.dvo.ru*

Инструментальные методы исследования перемещения частиц поверхностных донных осадков очень трудоемки, требуют длительных наблюдений, сложного оборудования, доступа для исследователей в регион и возможны только на небольших полигонах. К участкам, недоступным для международных работ на дне, относится Восточно-Корейский залив (по политическим причинам). Между тем, ранее на его территории были детально опробованы донные осадки (345 станций) и воссоздан детальный рельеф дна (более 4600 замеров глубин), обнаружена и исследована сеть реликтовых (ныне затопленных) речных долин. Знание движения частиц по дну и во взвеси очень важно для понимания экологии района (учитывая непредсказуемость северокорейской стороны при ядерных экспериментах). Для изучения палеодолин важно знать, работают ли они на перемещение зерен по дну или являются ловушками материала.

Существует простой концептуальный метод тренд-анализа для частиц, называемый в литературе STA (Sediment Trend Analysis). Применения его в СССР и РФ автору не известны. Заключается он в том, что если три параметра гранулометрического анализа (например, средний диаметр частиц, стандартное отклонение и асимметрия) совпадают по направлению вектора на какую-либо точку из восьми окружающих данную (на сетках, рассчитанных программой Surfer), на карте по правилам векторной алгебры ставится стрелка. Это и есть предполагаемый тренд в данной точке.

Но выбор параметров физически не обоснован. К тому же он применен ко всему осадку. Однако, давно известно, что физические процессы в воздушно-водной (флюидной) среде имеют очень сложный характер при отсутствии единообразия. Иначе говоря, не существует такого способа движения, который мог бы один охарактеризовать динамику всей среды. Не существует и такого гранулометрического

спектра, который целиком бы зависел от одного типа селекции. Таким образом, донный осадок (и отражающий его свойства гранулометрический спектр) не един, а состоит из отдельных компонентов (динамических популяций), частицы каждой из которых отличаются друг от друга как по генезису и способу попадания в среду осадконакопления, так и по физическому способу селекции перед захоронением. Автор решил использовать разделение спектра на популяции, применяя программу SFT, доступную в интернете. Пример работы программы приведен на рис. 1.

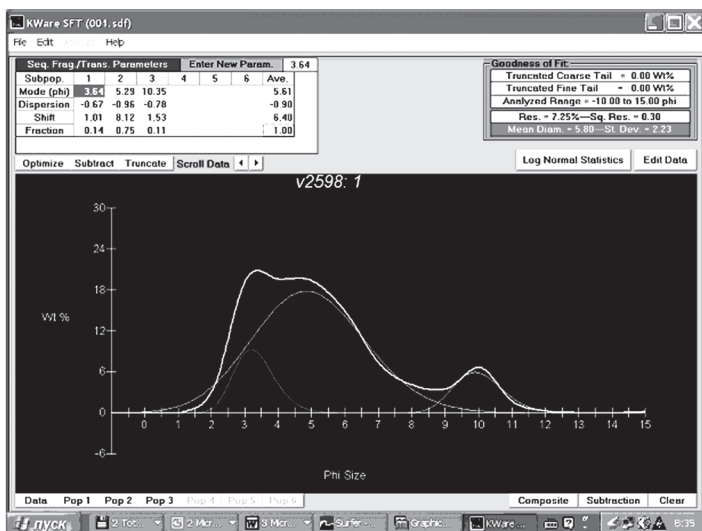


Рис. 1. Пример результата работы программы SFT для гранулометрического спектра с тремя популяциями.

Метод SFT (Sequential Fragmentation Transport) имеет физическое обоснование. Имеется формула распределения масс зерен по размерам в каждой популяции:

$$dM/d\phi = K \cdot 2^{6 \cdot (\phi - \phi_{\max})} \cdot \exp((-A/(g+1)) \cdot 2^{3 \cdot (\phi - \phi_{\max}) \cdot (g+1)}),$$

где  $K$  - вклад популяции в общее распределение (доля ее в общей массе пробы осадка),  $\phi$  - диаметр в числах phi,  $\phi_{\max}$  - максимальный (для чисел phi) модальный размер,  $A$  и  $g$  - безразмерные параметры, оба из которых отражают интенсивность транспорта (в основном, параметр  $A$ ) и фрагментации (в основном, параметр  $g$ ). Автор использовал для расчета тренда указанные параметры. Числа phi рассчитывались по

формуле  $\phi = -\ln(d)/\ln(2)$ , где  $d$  - диаметр частиц в мм. Вычисления выполнялись для каждой популяции. Приводим графический пример расчета для пелита, распространяемого только во взвеси (Восточно-Корейский залив). Видно, что при общей направленности движения на юг (Восточно-Корейское течение), распространение частиц почти не реагирует на рельеф, то есть перемещение идет в поверхностном слое воды. Над палео-руслами иногда образуются водовороты (там формируются ловушки материала). (рис.2).

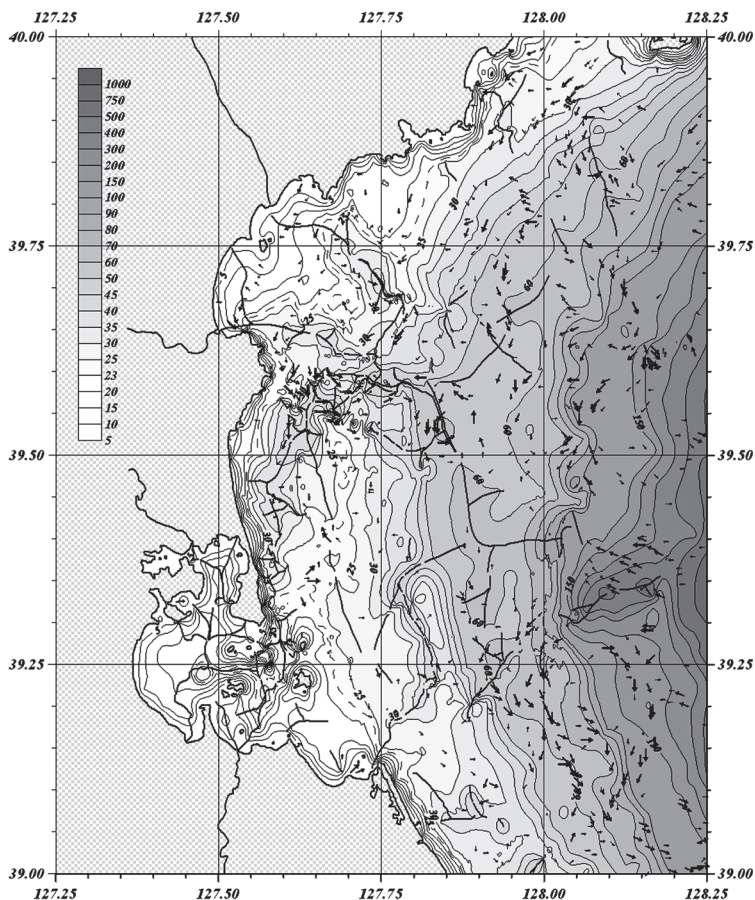


Рис. 2. Рельеф дна Восточно-Корейского залива с трендами движения частиц пелитовой популяции, перемещаемой в поверхностной суспензии (стрелочки). Извилистые жирные линии – остатки затопленных палео-русел древней речной системы.



# ВОЗРАСТНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПОРОД ХРЕБТА ВИТЯЗЬ ПО ПЕТРОФИЗИЧЕСКИМ ДАНЫМ (ТИХООКЕАНСКИЙ СКЛОН КУРИЛЬСКИЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ)

**Т.А. Харченко, Е.П. Терехов**

*Тихоокеанский океанологический институт имени В.И. Ильичева  
harchenko\_an@mail.ru*

Петрофизика, применительно к геологии, - это область исследований физических свойств горных пород и руд с целью изучения истории геологического развития земной коры, геологического строения отдельных регионов, поисков и разведки полезных ископаемых. Детальная петрофизическая характеристика геологических образований является также основой структурной геофизики, т.е. обуславливает наиболее информативное решение задач по изучению глубинного строения земной коры, региональной тектоники, поисков локальных структур и глубинного картирования.

В 2015 году нашей лабораторией «Гравиметрии», был приобретен прибор «Ультразвук», позволяющий измерять скорости распространения упругих акустических волн на образцах. Это дало возможность расширить область изучений физических свойств. Авторами были измерены физические свойства (акустическая скорость продольных волн и плотность) образцов драгированных при изучении хребта Витязь и грабена Буссоль в морских экспедициях (2005-2007 гг.), на научно-исследовательском судне «Академик Лаврентьев» (рис. 1).

Выделенные геологические комплексы, слагающие фундамент и осадочный чехол хр. Витязь [1, 2], были соотнесены с петрофизическими характеристиками и сопоставлены со скоростной моделью Курильской котловины Охотского моря [3], Междуговым Срединно-Курильским прогибом [4] и скв. COST-1 Well [5].

На хр. Витязь установлены осадочные и вулканогенно-осадочные породы консолидированного мезо-кайнозойского фундамента и кайнозойского чехла (рис. 1). На основании возраста содержащихся в породах остатков кремнистого микропланктона и палинофлоры, степени литификации, состава обломочного материала и цемента пород

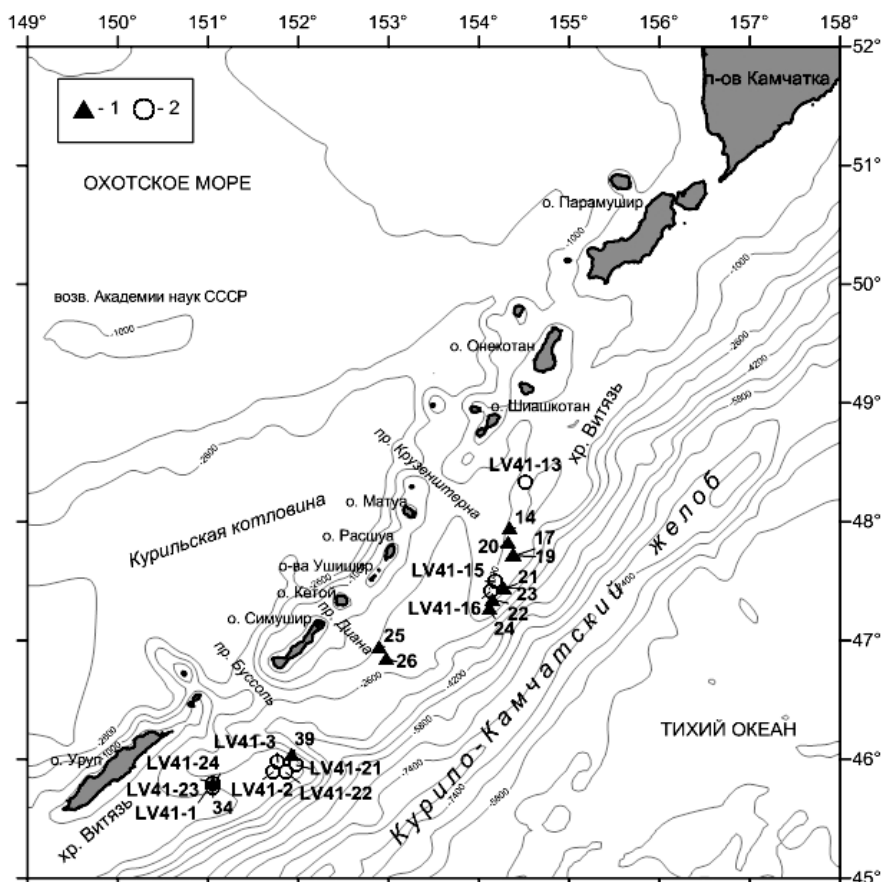


Рис. 1. Обзорная карта района работ. Местоположение станций драгирования 37-го (1) и 41-го (2) рейсов НИС «Академик М.А. Лаврентьев».

выделяются четыре комплекса пород: поздний кампан – начало раннего палеоцена (K1), нерасчлененный палеогеновый (палеоцен-эоценовый?) (K2), олигоцен-раннемиоценовый (K3) и плиоцен-плейстоценовый (K4) (рис.2) [1, 2].

Комплекс K1 слагает фундамент и представлен осадочными породами: аркозовыми алевроаргиллитами и мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, кремнистыми алевроаргиллитами. Физические свойства определялись в кремнистых алевроаргиллитах и алевролитах. Породы комплекса характеризуются средней плотность  $2.49 \text{ г/см}^3$  и высокими значениями скорости продольных волн

(4.83 км/сек). На скоростном разрезе Курильской котловины граница акустического фундамента проходит внутри маастрихта, а фундамент разделяется на два скоростных горизонта: верхний (пластовая скорость 4.2 км/сек, и нижний с граничной скоростью 5.55 км/сек [3]. Данные по скв. COST-1 Well [5] (Берингово море) также соответству-

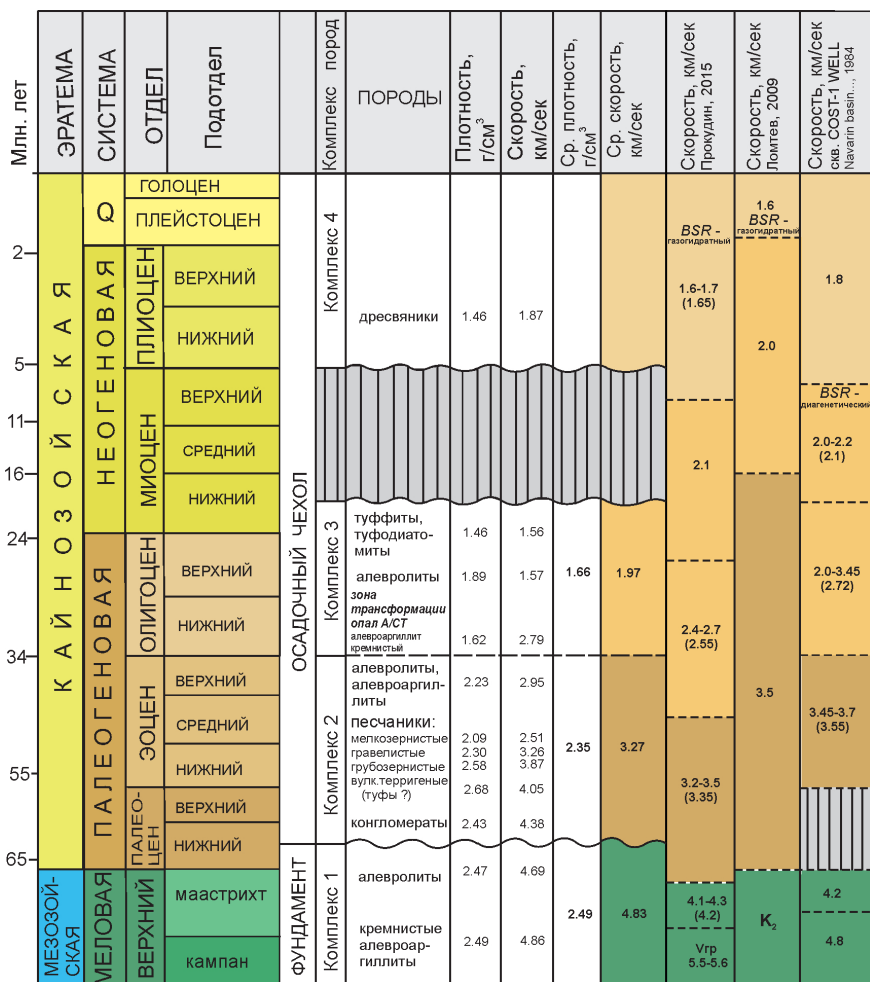


Рис. 2. Физические свойства (плотность, скорость продольных волн) пород хр. Витязь, соотнесенные с геологическими комплексами [2] и скоростными разрезами: Курильской котловины [3], Междуговым Срединно-Курильским прогибом [4] и скв. COST-1 Well [5].

ют нашим данным, совпадают скорости в фундаменте и базальном горизонте (рис. 2).

Комплексы К2, К3, К4 составляют кайнозойский осадочный чехол. Породы комплекса К2 слагают нижнюю часть чехла и залегают на породах фундамента несогласно с базальными конгломератами в основании. Среднее значение плотности пород комплекса К2 составляет  $2.35 \text{ г/см}^3$ , среднее значение скорости продольных волн,  $3.27 \text{ км/сек}$ . Данные по Курильской котловине Срединно-Курильскому прогибу и скв. COST-1 Well, соотнесенные с комплексом К2 характеризуются близкими значениями скорости продольных волн, соответственно ( $3.35$ ;  $3.5$ ;  $3.55 \text{ км/сек}$ ) (рис. 2).

Образец кремнистого алевроаргиллита, характеризует зону трансформации органогенного опала (опал А) в кристобалит (СТ) (рис. 2) и отражает состав нижней части комплекса К3. На границе перехода опал А-СТ происходит смена аморфного опала в кристобалит, при этом уменьшается пористость осадков, что приводит к увеличению плотности и скорости распространения продольных волн. Обычно, граница хорошо выделяется на НСП, как BSR (Bottom Simulation Reflector). Плотность ( $1.62 \text{ г/см}^3$ ) и скорость продольных волн ( $2.79 \text{ км/сек}$ ) образца несколько выше плотности (от  $1.2$  до  $1.44 \text{ г/см}^3$ ) и пластовой скорости (от  $1.8$  до  $2.1 \text{ км/сек}$ ) зоны трансформации опал А-СТ полученных в скважинах Магаданская-1 и Магаданская-2 [6]. Однако зона BSR (диагенетическая), выделенная в скв. COST-1 Well (верхний миоцен) имеет сходные значения плотности ( $1.62$ - $2.0 \text{ г/см}^3$ ), но скорости все таки ниже ( $2.0$ - $2.2 \text{ км/сек}$ ) и ближе к данным по скважинам Магаданская-1 и Магаданская-2. Что, вероятно, объясняется потерей естественной влажности образца кремнистого алевроаргиллита в условиях долгого нахождения в камнехранилище, и все же проблема требует дальнейшего исследования.

Породы комплекса К3 слаболитифицированы и имеют низкие значения плотности ( $1.66 \text{ г/см}^3$ ) и скорости распространения продольных волн ( $1.97 \text{ км/сек}$ ). Близкий по возрасту (олигоцен) сейсмоакустический горизонт [3], характеризуется двумя сейсмическими комплексами: нижний с пластовой скоростью  $2.55 \text{ км/сек}$ , верхний –  $2.1 \text{ км/сек}$ .

Комплекс К4 представлен туфогенными и вулканотерригенными породами плиоцен-плейстоценового возраста. На физические свойства опробованы только дресвяники. Средняя плотность которых, равна –  $1.46 \text{ г/см}^3$ ; скорость распространения продольных волн

1.87 км/сек Пластовая скорость самого верхнего (поздний миоцен-квартер) слоя в Курильской котловине [3] 1.65 км/сек.

При исследовании физических свойств пород хр. Витязь на драгированных образцах, были получены представительные результаты измерения плотности и скорости распространения продольных волн для пород фундамента и основания кайнозойского чехла. Сравнение акустических скоростей, измеренных непосредственно в образцах и полученных полевыми геофизическими методами в фундаменте и базальных слоях чехла, показали хорошую сходимость величин. Это говорит о возможности использования натуральных измерений для характеристики породного состава сейсмокомплексов, без применения каких-либо поправочных коэффициентов.

Более низкие значения скорости распространения продольных волн в слаболитифицированных геологических комплексах К3 и К4 измеренные на образцах по сравнению с пластовыми скоростями объясняются потерей породы поровой воды.

Анализ проведенных исследований дает положительную оценку использованию данных измерения скорости продольных волн на образцах и позволяет рассматривать их, как дополнительный критерий возрастного расчленения сейсмокомплексов.

С высокой долей вероятности можно предполагать, что самый нижний сейсмокомплекс Срединного Курильского прогиба имеет палеоцен-эоценовый возраст и сложен, в основном, грубозернистыми осадочными породами (конгломератами, гравелитами, грубозернистыми песчаниками при незначительном участии алевролитов) – в соответствии со скоростными характеристиками аналогичных пород хр. Витязь. Аналогичный состав пород и возраст мы предполагаем и для самого нижнего сейсмокомплекса осадочного чехла Курильской котловины.

### Литература

1. Леликов Е.П., Цой И.Б., Емельянова Т.А. Геологическое строение подводного хребта Витязя в районе «сейсмической брешы» (тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27, № 2. С. 3-5.
2. Терехов Е.П., Можеровский А.В., Цой И.Б., Леликов Е.П., Ващенко Н.Г., Горвая М.Т. Верхнемеловые и кайнозойские вулканогенно-осадочные комплексы подводного хребта Витязя (островной склон Курило-Камчатского желоба) и история его развития // Тихоокеанская геология, 2012, том 31, № 3, с. 24-31.

3. Прокудин В.Г. К вопросу о возрасте отложений чехла курильской котловины Охотского моря // Тихоокеанская геология, 2015, том 34, № 3. С. 65-77.
4. Ломтев В.Л. [www.kscnet.ru/ivs/conferences/...4/abstr/abs4-48.pdf](http://www.kscnet.ru/ivs/conferences/...4/abstr/abs4-48.pdf)
5. Navarin basin COST № 1 Well. Bering Sea, Alaska. Turner R.F., MaCartly C.M., Steffy D.A., Lench M.B., Martin G.C., Sherwood K.W., Flett T.O., Adams A.J. OCS Report MMS 84-0031 Minerals Management Service. 1984. 253 p.
6. Рыбак-Франко Ю.В., Войкова С.И., Литвинова А.В. Изучение особенностей строения кремнисто-терригенных толщ Охотоморского региона по сейсмическим данным // Геология нефти и газа. 2011. № 6. С. 150–156.

**МОДЕЛИРОВАНИЕ  
СЕЙСМОАКУСТИКО-ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ  
ПРОЦЕССОВ  
ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН**

# ИЗМЕРЕНИЕ ДЛИТЕЛЬНОСТИ ВСПЫШЕК СОНОЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ С ПОМОЩЬЮ СЧЕТЧИКА КОРРЕЛЯЦИЙ, ПОСТРОЕННОГО НА БАЗЕ ОСЦИЛЛОГРАФА И КОМПЬЮТЕРА

**Т.В. Гордейчук, М.В. Казачек**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
mihail@poi.dvo.ru*

Сонолюминесценция (СЛ) – слабое световое излучение в диапазоне от ближнего УФ до ИК области, сопровождающее ультразвуковую кавитацию и проистекающее из способности пузырьков эффективно концентрировать энергию звуковой волны в результате бурного почти адиабатического коллапса. СЛ представляет собой вспышки света длительностью от сотен пс до десятков нс, которые носят случайный характер в силу крайней сложности процесса. Длительность и форма пакетов фотонов, а также последовательность вспышек различных компонент оптических спектров СЛ является важной информацией для понимания механизмов СЛ и динамики кавитации.

Для измерения длительностей и относительных задержек быстропротекающих случайных процессов применяются счетчики корреляций и автокорреляций. Основу счетчика, как правило, составляют схемотехнические дискриминатор, время-амплитудный преобразователь и многоканальный анализатор. Стоимость подобной установки порядка ~ \$100000 [1]. Нашей целью было извлечь из СЛ корреляции, связанные с длительностями и последовательностями вспышек. Наша схема включает цифровой осциллограф RIGOLDS1104Z для оцифровки и передачи сигналов, в котором мы используем два канала, и компьютер, оборудованный авторской программой для задания порогов, счёта импульсов и их корреляций, и визуализации корреляционных спектров. Стоимость нашей установки составила ~ \$1000. Установка для измерения спектров СЛ, усовершенствованная счетчиком корреляций, приведена на рис. 1.

Задача заключалась в нахождении зависимостей между двумя потоками импульсов  $f_1(t)$  и  $f_2(t)$  от двух каналов. Для этого вычислялись четыре корреляционные функции  $k_{12}$ ,  $k_{21}$ ,  $k_{11}$ ,  $k_{22}$ , где, например, функция  $k_{12}(\tau)$  означает распределение количества событий «импульс в первом канале и следом за ним импульс во



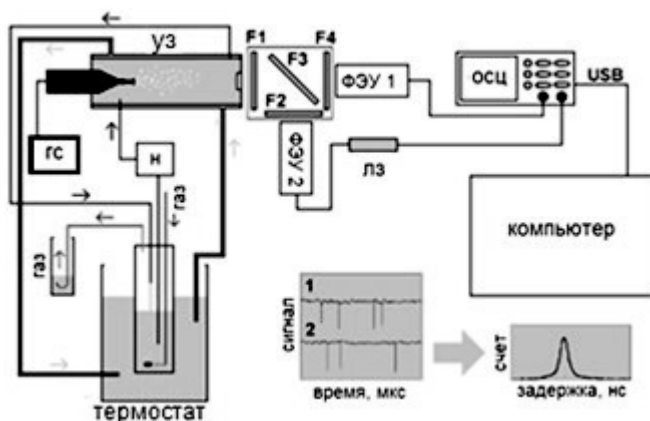


Рис. 1. Схема экспериментальной установки: ГС – генератор сигнала; УЗ – ультразвуковая термостатируемая ячейка; П – перистальтический насос; F1, F2, F3, F4 – оптические фильтры; ЛЗ – линия задержки; ОСЦ – цифровой осциллограф.

втором канале» по временному интервалу  $\tau$  между импульсами. Корреляционные функции для дискретного случая определялись как  $k_{ij}(\tau) = \sum f_i(t_m) \cdot f_j(t_m + \tau)$ , где  $i, j = 1, 2$ ,  $m$  – номер точки внутри массива сигнала длиной  $M = 60000$  точек, прочитанного из осциллографа. Длительность точки, равная времени оцифровки, в нашем случае составляла 2 нс. Сигнал ФЭУ в режиме счета фотонов представляет собой импульсы отрицательной полярности на фоне незначительного шума. Задавался порог  $g$  и условие наличия импульса в данной точке  $m$ : если  $f(t_{m-1}) \geq g$  и  $f(t_m) < g$ , то импульс есть. Проходя по всем значениям  $m$  от 1 до  $M$ , вычислялись интервалы  $\tau$  и заполнялись массивы  $k_{ij}(\tau)$ , после чего осуществлялось отображение этих функций или переход к следующему блоку сигнала. Такой алгоритм требует времени вычислений  $o(M)$  и имеет преимущество перед алгоритмом перемножения функций  $f_1(t)$  и  $f_2(t)$ , требующего  $o(M^2)$ . При написании алгоритма [2] использован язык программирования VisualBasic, встроенный в Microsoft Excel. Для проверки программной части счетчика корреляций были написаны процедуры генерации псевдослучайных импульсов [3]. Для проверки временной разрешающей способности на вход осциллографа подавали импульсы от одного ФЭУ, второй вход соединяли с первым входом кабелями различной длины. В этом случае  $k_{12}$  имела вид пика шириной в одну точку, который сдвигался пропорционально длине кабеля. Это означало, что, несмотря на

значительную ширину самого импульса, привязка к фронту импульса работала превосходно. Фронт импульса имел длительность менее 1 нс, что меньше, чем разрешающее время осциллографа.

Для тестирования установки на световых импульсах использовали генератор импульсов RIGOLDG4062 и излучающие светодиоды. Использовали минимальную длительность импульса генератора 18 нс с минимальными фронтами 11 нс. Оба ФЭУ освещали одним и тем же светодиодом, в этом случае функция  $k_{12}$  являлась автокорреляционной. Во втором канале между ФЭУ и входом осциллографа здесь и далее был добавлен кабель длиной 8 м, который давал задержку порядка 52 нс. Таким образом, был реализован метод задержанных совпадений. Линиями а и б на рис. 2 представлены нормированные функции типа  $k_{12}$ , полученные от светодиодов зеленого и красного цвета. Полуширина максимумов автокорреляционных функций соответствует длительности светового импульса. Видно, что различные типы светодиодов генерируют различную ширину импульса, которая составляет  $\sim 16$  нс для зеленого и  $\sim 10$  нс для красного светодиода.

Линии в и г отражают автокорреляционные функции типа  $k_{12}$ , полученные для СЛ 5 мМ водного раствора додецилсульфата натрия, насыщенного аргоном, при облучении ультразвуком частотой 20 кГц.

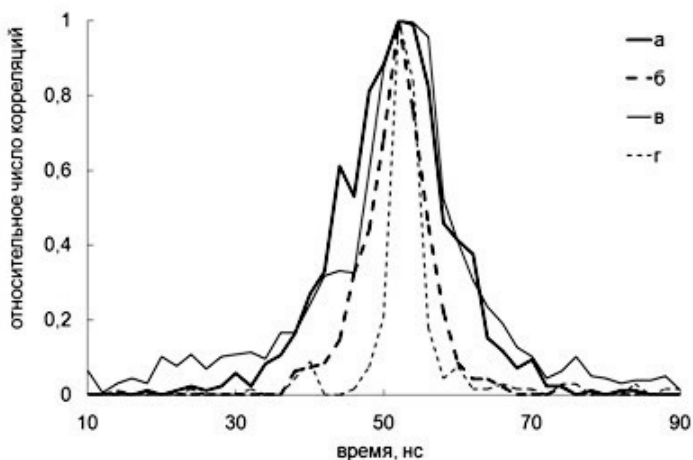


Рис. 2. Задержанные корреляции между пакетами фотонных импульсов, полученных от генератора импульсов 18 нс и светодиодов: 1 – зеленого, 2 – красного; при СЛ водного раствора додецилсульфата натрия с использованием светофильтров: 3 – желтого (D-линия натрия 589 нм), 4 – синего (континуум 350–450 нм).

Спектр СЛ включает континуум (350-450 нм - «синяя область») и интенсивную D-линию Na (~590 нм - «желтая область»). «Синюю» и «желтую» область спектра выделяли с помощью светофильтров. Оба ФЭУ одновременно облучали одним и тем же диапазоном света. Линия в соответствии автокорреляционной функции, полученной для излучения Na, линия  $\gamma$  – континуума. Длительность вспышек оценена по полуширине автокорреляционной функции и составила для натрия ~16 нс, для континуума ~4 нс. По сдвигу корреляционной функции при использовании различных светофильтров перед ФЭУ на двух каналах оценена взаимная задержка импульсов континуума и натрия, которая составила ~1 нс. Согласно полученным результатам излучение континуума опережает излучение натрия.

### Литература

1. Беляев В.Н., Ковалень В.А., Разов В.И., Соболев Б., Штоцкий Ю. Система для измерения времен жизни позитронов и позитрония в конденсированных средах // Приборы и техника эксперимента. 1980. № 6. С. 5-8.
2. Казачек М.В. Программа управления КСВУ. Свидетельство об официальной регистрации программы для ЭВМ № 2018619058, 27 июля 1918.
3. Казачек М.В. Счетчик корреляций импульсов для осциллографа RIGOL. Свидетельство об официальной регистрации программы для ЭВМ № 2018619059, 27 июля 1918.

# СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМОСИГНАЛОВ, ОДНОВРЕМЕННО ЗАРЕГИСТРИРОВАННЫХ РАЗНЫМИ СЕЙСМОСТАНЦИЯМИ В ПРИМОРСКОМ КРАЕ

**С.В. Горовой<sup>1</sup>, С.Б. Наумов<sup>2</sup>**

*<sup>1</sup>Дальневосточный федеральный университет, Инженерная школа*

*<sup>2</sup>Сейсмостанция «Владивосток»,*

*<sup>1</sup>GorovoySV@mail.ru, <sup>2</sup>revtrud@yandex.ru*

Детальное исследование сейсмического фона имеет важное значение для обнаружения и измерения параметров сейсмических сигналов удаленных землетрясений, в задачах геодинамики, а также для поиска сейсмических предвестников землетрясений. Как отмечалось рядом авторов [1, 2], при наличии синхронной, с точностью порядка 1 мс записи сейсмических сигналов станциями, координаты которых известны с точностью до нескольких метров появляется возможность их совместной обработки методами, используемыми в технике гидроакустических и радиолокационных пространственных антенных решеток применительно к задачам обнаружения и выделения сейсмических сигналов, уровень которых ниже уровня сейсмического фона. Для использования этих методов необходимо знание совместных статистических характеристик сигналов и сейсмического фона, регистрируемых этими станциями. В [3] приведены обобщенные сведения о уровнях сейсмического фона в разных районах Земли. В [4] приведены некоторые результаты оценивания одномерной и двумерной плотностей распределения мгновенных значений вертикальной компоненты сейсмического фона на побережье бухты Витязь Японского моря.

В настоящей работе описаны некоторые результаты экспериментального оценивания корреляционных и взаимно-корреляционных функций, а также взаимно-корреляционной функции 3-го порядка вертикальных компонент сейсмической скорости шумового сейсмического фона, зарегистрированного велосиметрами, установленными на сейсмических станциях Мыс Шульца, Залив Посьета, Владивосток (станции MSH, PSTR и VLAR сейсмической сети ГС РАН) в полосе частот 1—9 Гц 31 января 2018 г., начиная с 19:00, время UTC (не рабочее время на многих предприятиях). В этот день сигналов значи-

мых сейсмических событий не наблюдалось. Сейсмические станции Залив Посьета и Владивосток расположены вблизи морских портов и промышленных предприятий, круглосуточно создающих сейсмические помехи. Сейсмическая станция Мыс Шульца расположена на относительно узком одноименном мысе, обращенном одной стороной в открытое море. Глубины вблизи мыса достигают 30 м и более. Расстояния между названными станциями: MSH—PSTR 29 км, MSH—VLAR 85 км, PSTR—VLAR 103 км. Линии, соединяющие эти станции образуют треугольник, длинная сторона которого (линия PSTR—VLAR) перпендикулярна направлению на Возвышенность Ямато Японского моря. Частоты дискретизации сигналов на данных станциях различаются, поэтому зарегистрированные сигналы были децимированы. После децимации частота дискретизации всех сигналов составила  $f_s = 20$  Гц. Для дальнейшей обработки сигналы были пронормированы по уровню, после чего их среднее и среднеквадратическое значения стали составлять  $0 \pm 10^{-12}$  и  $1 \pm 10^{-12}$  соответственно.

На рис. 1 показаны оценки начальных участков двухсторонних временных автокорреляционных функций [3] сейсмической скорости шумового фона на данных станциях, полученные путем непосредственного вычисления при времени накопления 600 с. Автокорреляционные функции визуально выглядят симметричными относительно значения  $\tau = 0$ , что можно рассматривать, в начальном приближении, как признак непротиворечия гипотезе о стационарности в широ-

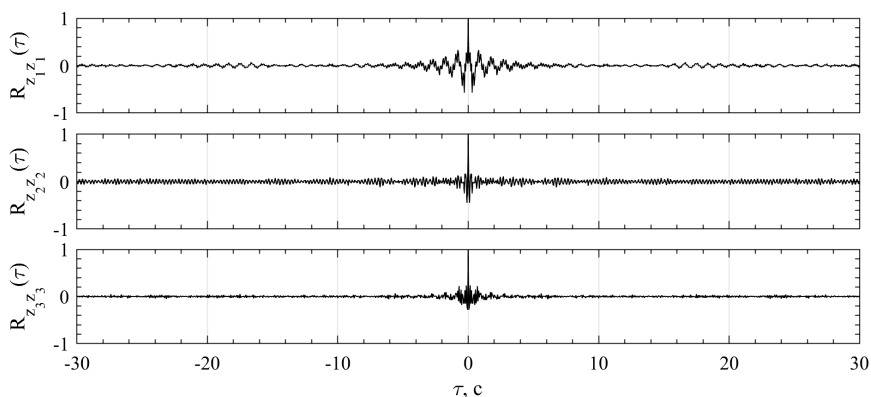


Рис. 1. Оценки начальных участков автокорреляционных функции вертикальной компоненты сейсмической скорости шумового фона в полосе частот 1—9 Гц при времени накопления 600 с на станциях (сверху вниз): Мыс Шульца, Залив Посьета, Владивосток.

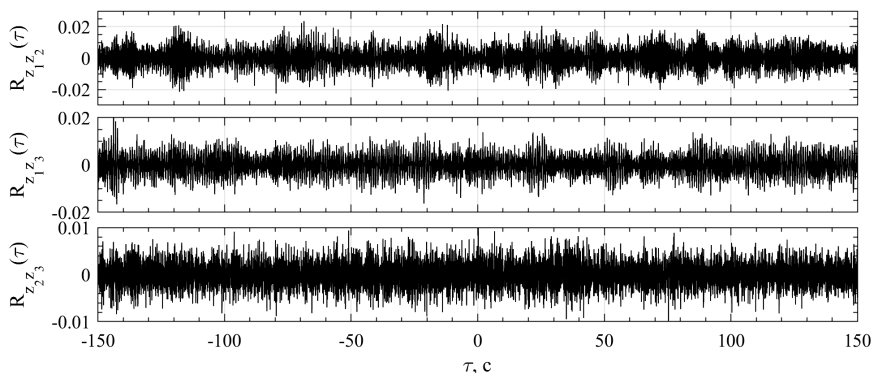


Рис. 2. Оценки взаимно-корреляционных функций вертикальной компоненты сейсмической скорости шумового фона в полосе частот 1—9 Гц при времени накопления 600 с на станциях (сверху вниз): Мыс Шульца—Залив Посьета, Мыс Шульца—Владивосток, Залив Посьета—Владивосток

ком смысле данных сигналов при сдвиге начала отсчета времени на  $\pm 100$  с. При расширении полосы частот до 20 Гц и далее автокорреляционные функции становятся все более и более асимметричными относительно значения  $\tau = 0$ , что обусловлено влиянием нестационарных помех техногенного происхождения.

На рис. 2 показаны оценки начальных участков временных взаимно-корреляционных функций сигналов станций Мыс Шульца—Залив Посьета, Мыс Шульца—Владивосток, Залив Посьета—Владивосток. Пределы по оси абсцисс выбраны с времени прохождения сейсмических волн между всеми станциями. Максимальные значения модулей взаимно-корреляционных функций для станций Мыс Шульца—Залив Посьета, Мыс Шульца—Владивосток, Залив Посьета—Владивосток не превышают значений 0,025, 0,02, 0,01 соответственно. При расширении полосы частот до 20 Гц и далее максимальные значения уровней взаимной корреляции достигают значений 0,1—0,5 из-за влияния нестационарных помех техногенного происхождения. Пределы по оси абсцисс выбраны с учетом времени прохождения сейсмических волн между всеми станциями.

Для совместной обработки сейсмических сигналов трех и более станций, кроме данных о попарной стационарности и коррелированности, необходимо иметь сведения об их совместной стационарности и коррелированности. В качестве меры совместной стационарности и коррелированности случайных процессов могут быть использованы взаимно-корреляционные функции 3-го и более высоких порядков [5, 6].

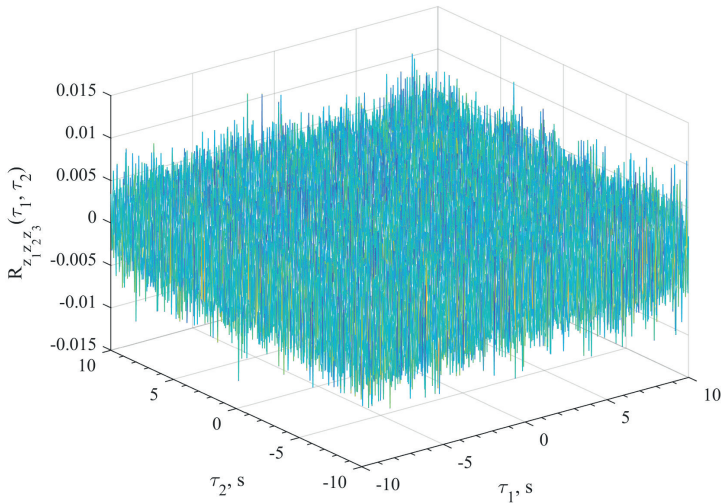


Рис. 3. Взаимная корреляционная функция 3-го порядка сейсмической скорости шумового фона на станциях Мыс Шульца, Залив Посьета, Владивосток в полосе частот до 1—9 Гц. Сдвиги по времени:  $\tau_1$  — Мыс Шульца—Залив Посьета,  $\tau_2$  — Мыс Шульца—Владивосток

На рис. 3 показана оценка начального участка взаимно-корреляционной функции 3-го порядка вертикальных компонент сейсмической скорости шумового фона на станциях Мыс Шульца ( $z_1$ ), Залив Посьета ( $z_2$ ), Владивосток ( $z_3$ ) в полосе частот 1—9 Гц. Сдвиги по времени:  $\tau_1$  — Мыс Шульца—Залив Посьета,  $\tau_2$  — Мыс Шульца—Владивосток. Максимальное значение модуля данной корреляционной функции не превышает величины 0,015.

### Выводы

Для исследованных сигналов в полосе частот 1—9 Гц:

1. Вертикальные компоненты сейсмической скорости фона станций Мыс Шульца, Залив Посьета, Владивосток в первом приближении не противоречат гипотезе об их стационарности в широком смысле.

2. Максимальные уровни взаимной корреляции вертикальных компонент сейсмической скорости шумового фона для станций Мыс Шульца—Залив Посьета, Мыс Шульца—Владивосток, Залив Посьета—Владивосток не превышают значений 0,025, 0,02, 0,01 соответственно.

3. Максимальное значение модуля взаимной корреляционной функции 3-го порядка вертикальных компонент сейсмической скорости фона для данных станций не превышает величины 0,015.

4. Вышеуказанные значения модулей взаимно-корреляционных функций сейсмического фона можно считать «малыми». Это позволяет использовать данные функции для решения задач обнаружения слабых сейсмических сигналов путем объединения станций Мыс Шульца—Залив Посьета, Мыс Шульца—Владивосток, Залив Посьета—Владивосток в единую приемную систему.

### Литература

1. Адушкин В.В., Китов И.О., Константиновская Н.Л., Непейна К.С., Нестеркина М.А., Санина И.А. Обнаружение сверхслабых сигналов на малоапертурной сейсмической антенне “Михнево” с помощью кросскорреляции волновых форм // ДАН. 2015. Т. 460. № 6. С. 707–709.

2. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология: Теория и методы тт.1, 2 М.: Мир, 1983.

3. Peterson J. Observation and modeling of Seismic Background Noise. Open File Report 93-322. Albuquerque, New Mexico, 1993.

4. Горовой С.В., Наумов С.Б. Некоторые результаты исследования характеристик сейсмического фона в районе бухты Витязь Японского моря // VIII Всероссийский симпозиум «Физика геосфер» Владивосток, 2 – 6 сентября 2013 г. С.55-58.

5. Малахов А.Н. Кумулянтный анализ случайных негауссовых процессов и их преобразований. М.: Советское радио, 1978, 376 с.

6. Новиков А.К. Полиспектральный анализ. СПб.: ЦНИИ им. Акад. А.Н. Крылова, 2002, 180 с.



## О РЕГИСТРАЦИИ ШУМОВ, СОЗДАВАЕМЫХ ЛАСТАМИ НА МЕЛКОВОДЬЕ

**С.В. Горовой<sup>1,2</sup>, В.И. Коренбаум<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН,*

<sup>2</sup>*Дальневосточный федеральный университет, Инженерная школа*

Предотвращение несанкционированного проникновения легководолазов в охраняемые участки прибрежных акваторий актуально как в антитеррористических целях, так и для решения задач охраны прибрежных объектов марикультуры от браконьеров. Особенностью легководолазов как объектов обнаружения является низкий уровень излучения физических полей и малая заметность для активных гидролокационных средств. Важными демаскирующими факторами легководолаза являются гидрофизические процессы в толще воды и придонном осадочном слое, обусловленные его движением и функционированием организма: дыхание и движение ласт. Эти процессы в свою очередь имеют гидроакустические и сейсмоакустические проявления, создающие потенциальный физический базис для решения задачи пассивного обнаружения легководолаза на мелководье. Целью работы является анализ особенностей шумов, обусловленных движением ласт.

**Экспериментальные данные.** В прибрежной морской акватории (глубина места 9–10 м, дно песчаное) в тихую безветренную погоду в дневное время регистрировались гидроакустические шумы в полосе 3–3000 Гц при проходе легководолаза над размещенными у дна ненаправленными гидрофонами, входящими в состав 12-элементной линейной антенной решетки. АЧХ гидрофонных усилителей были линейными в диапазоне 3–3000 Гц. Для регистрации использовался 16-разрядный АЦП, частота дискретизации составляла  $f_s=10$  кГц. Уровень шума акватории на частоте 1 кГц в полосе 1 Гц не превышал  $0,02$  Па/Гц<sup>0.5</sup>.

На рис. 1 показаны спектрограммы откликов входящих в состав антенной решетки гидрофонов № 6 и № 7, разнесенных на 4 м (БПФ 1000 отсчета, разрешающая способность по частоте 1,0 Гц, окно Ханна, перекрытие 50%) при двух последовательных проходах легководолаза (в 14:20:00 и в 14:22:30 местного времени) над ними. Легководолаз шел на ластах со средней скоростью 0,6 м/с, на расстоянии

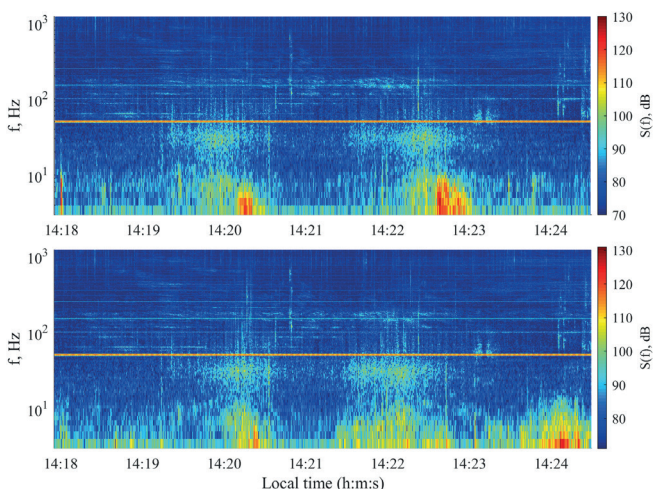


Рис. 1. Спектрограммы откликов гидрофонов № 6 (вверху) и № 7 (внизу) при двух проходах над ними легководолаза на ластах

ориентировочно 2 м от дна. Зарегистрированные в данном эксперименте изменения спектра подводного шума при прохождении легководолаза над данными гидрофонами характеризуются постепенным нарастанием и спаданием уровней сплошного спектра в полосах частот 3–15 Гц и 20–50 Гц, а также регулярными импульсными составляющими в полосе частот от 30 Гц до 800–900 Гц, следующими с периодичностью 5–6 с. Импульсные составляющие обусловлены работой дыхательного аппарата легководолаза [1], непрерывные – шумами гидродинамического происхождения, создаваемыми движением ласт. На частотах ниже 4 Гц в отклике гидрофонов доминируют шумы акватории. Горизонтальные линии на спектрограммах соответствуют наводке от сети 50 Гц и ее гармоникам.

На рис. 2 показана зависимость от времени разностей уровней откликов разнесенных на 4 м гидрофонов № 6 и № 7,  $\Delta L_{67} = L_6 - L_7$ , дБ в октавных полосах:  $\Delta f_1 = 5-10$  Гц – синяя линия и  $\Delta f_2 = 20-40$  Гц – красная линия. До 14:19 легководолаз находился на удалении от гидрофонов, при котором уровни создаваемых им гидродинамических шумов были ниже уровней шумов акватории, поэтому разности уровней  $\Delta L_{67}$  как в  $\Delta f_1$  так и в  $\Delta f_2$  близки к нулю (т.е. помеху можно считать изотропной). Колебания  $\Delta L_{67}$  относительно нулевого уровня, особенно заметные в  $\Delta f_1$  в основном обусловлены поверхностным волнени-

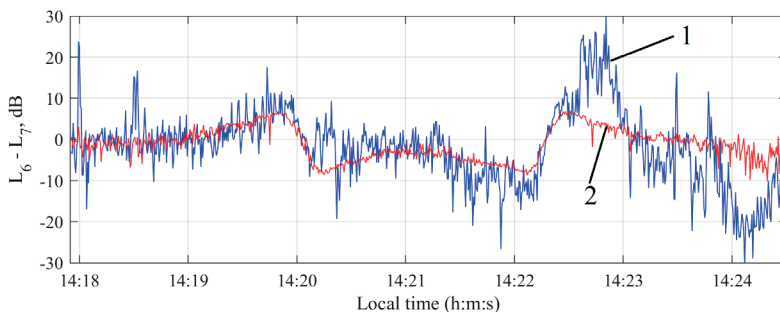


Рис. 2. Зависимость от времени разностей уровней откликов гидрофонов № 6 и № 7: 1 — в полосе  $\Delta f_1 = 5\text{--}10$  Гц, 2 — в полосе  $\Delta f_2 = 20\text{--}40$  Гц

ем. При приближении легководолаза к гидрофону № 6 величина  $\Delta L_{67}$  возрастает и становится больше нуля, а при приближении к гидрофону № 7 — убывает и становится меньше нуля. Характер нарастания величины  $\Delta L_{67}$  в полосах  $\Delta f_1$  и  $\Delta f_2$  на интервалах 14:19:30–14:20:00 и 14:22:00–14:22:30 идет по схожим законам (с учетом погрешностей). На интервале 14:22:40–14:23:00 значения  $\Delta L_{67}$  в полосе  $\Delta f_1$  превышают значения  $\Delta L_{67}$  в  $\Delta f_2$  на 10 дБ и более, что свидетельствует о различии на данном временном интервале закономерностей затухания шумов в полосах  $\Delta f_1$  и  $\Delta f_2$ . Эти различия предположительно обусловлены спецификой механизма генерации шумов, создаваемых движением ласт.

**Теоретическая модель.** Основные источники шумов легководолаза, обусловленные движением его ласт, имеют характерный размер не более 0,5 м. На частотах ниже 50 Гц (длины волн больше 30 м), где нами наблюдались основные составляющие этих шумов, эти источники излучения могут рассматриваться как источники малых волновых размеров, в пределе как точечные. Такие источники могут совершать колебания различных типов, основными из которых являются монополюсные, дипольные, квадрупольные.

Для акустического монополя в неограниченном пространстве известны зависимости от расстояния  $r$  создаваемого им звукового давления  $p = p_0 \cdot \exp(-ikr)/kr$  и радиальной компоненты колебательной скорости  $v_r = p_0(1-i/kr) \cdot \exp(-ikr)/(pckr)$ , где  $p_0$  — нормирующий множитель,  $k$  — волновое число,  $i$  — мнимая единица,  $c$  — скорость звука в среде,  $\rho$  — ее плотность. Звуковое давление монополя спадает по закону  $1/kr$ , но для радиальной компоненты его колебательной скорости имеется еще и составляющая, сдвинутая по фазе на  $\pi/2$  и спада-

ющая по закону  $1/(kr)^2$ . Последняя (неволновая) компонента доминирует в ближнем поле источника (при  $kr < 1$ ) и приближенно описывает гидродинамическое воздействие источника на приемный элемент. Приемники давления, гидрофоны (ПД) с малыми волновыми размерами слабо чувствительны к подобному воздействию. В связи с этим измерение характеристик поля монополя гидрофонами оказывается возможным проводить в непосредственной близости к нему. Напротив, приемники градиента давления (ПГД) эту компоненту поля воспринимают более эффективно, чем волновую составляющую. Отклик современных ПГД пропорционален колебательному ускорению  $v_r = i\omega p_0(1-i/kr) \cdot \exp(-ikr)/\rho ckr$ . Поэтому при  $kr < 1$  эффективнее принимать сигнал с помощью ПГД, тогда как при  $kr > 1$  – вследствие затухания неволновой компоненты – возможности ПГД и ПД по сигналу выравниваются. Переходная зона, где оба типа акустических приемников будут одинаково эффективны, соответствует  $kr = 1$ . Если задаться верхней частотой спектра шумов 30 Гц, то на дистанциях менее  $r = 8$  м для их регистрации более пригодны ПГД.

Работу одной ласты можно представить осцилляционными колебаниями ее кромки со сходом потока, что можно описать в виде совокупного дипольного источника, ориентированного под некоторым углом к направлению движения легководолаза. Как известно, поле дипольного источника характеризуется звуковым давлением  $p = B \exp(-ikr)/r [1-i/kr] \cos\varphi$ , радиальной  $v_r = B \exp(-ikr)/\rho c k^2 [i/kr + 1/(kr)^2] \sin\varphi$  компонентами колебательной скорости, где  $B$  – константа излучения диполя. Наличие тангенциальной компоненты колебательной скорости является важной особенностью ближнего поля диполя по сравнению с монополем. В дальнем поле эффективность его излучения мала по сравнению с монополем, но в ближнем поле за счет наличия составляющих, пропорциональных  $1/(kr)^2$  дипольный источник создает возмущения среды более эффективно, чем монополярный. Этот эффект физически объясняется появлением переменных гидродинамических течений вблизи осциллирующего источника. Как и в случае монополя, переходная зона для эффективности приема ПГД соответствует  $kr = 1$ . Однако использование ПГД для регистрации излучения компонент колебательной скорости (ускорения) дипольного источника в ближней зоне представляется более выгодным, чем для случая монополярного источника.

Если рассматривать излучение пары ласт при их переменном движении (плавание стилем кроль), то к одиночному дипольному из-

лучателю следует присовокупить второй, включенный в противофазе на дистанции менее 0,5 м. Физическая картина попеременного вертикального колебания ласт напоминают поперечный квадрупольный источник, который, как и диполь характеризуется звуковым давлением, радиальной и тангенциальной компонентами колебательной скорости. Эффективность излучения квадрупольного источника ниже, чем у дипольного, однако в ближнем поле колебательной скорости здесь присутствуют составляющие, пропорциональные не только  $1/(kr)^2$ , но также  $1/(kr)^3$ . Таким образом, регистрация компонент колебательной скорости (ускорения) в ближнем поле такого источника с помощью ПГД может оказаться еще более перспективной.

**Влияние отражающих границ.** При обнаружении легководолаза в толще водного слоя придонными гидроакустическими датчиками на дистанциях, не превышающих глубины места, влиянием поверхности воды и дна можно пренебречь вследствие показанного выше быстрого затухания гидроакустического сигнала, порождаемого мультипольными источниками шумов ласт, которое делает переотраженные от поверхности и дна сигналы существенно более слабыми, чем прямые. На больших дистанциях обнаружения для диапазона частот, характерного для шумов ласт, становятся существенными эффекты, связанные с «запиранием» гидроакустического волновода, что ограничивает достижимую дальность обнаружения по порядку той же глубиной места. Однако часть гидрофизических возмущений в толще воды, создаваемых движением ласт, может передаваться в осадочный слой дна и возбуждать в нем донные волны, которые могут распространяться достаточно далеко и обнаруживаться как углубленными в осадочный слой вибродатчиками (сейсмоакустическая компонента), так и расположенными в воде у дна гидрофонами и ПГД (гидроакустическая компонента). Особый интерес в этом плане представляют исключительно мелководные акватории глубиной 2—3 м. Количественные исследования возможностей выделения сейсмоакустической и гидроакустической компонент шумов ласт будут продолжены.

### Литература

1. Korenbaum V., Gorovoy S., Kostiv A., Shiryayev A., Borodin A. Proceedings of the 25th International Congress on Sound and Vibration. 8-12 July 2018. Hiroshima. Japan. [https://www.iiav.org/archives\\_icsv\\_last/2018\\_icsv25/content/papers/papers/full\\_paper\\_136\\_20180418064959566.pdf](https://www.iiav.org/archives_icsv_last/2018_icsv25/content/papers/papers/full_paper_136_20180418064959566.pdf)

# ПРОЕКТ ИНФОРМАЦИОННОЙ СИСТЕМЫ АКУСТИКО-ГИДРОФИЗИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА МЭС «МЫС ШУЛЬЦА»

**О.С. Громашева**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
gromasheva@poi.dvo.ru*

Натурные исследования океана проводятся с помощью измерительных гидроакустических, гидрофизических, гидрологических систем. Особое значение гидроакустические методы имеют при исследованиях в локальных областях, например, таких как в шельфовой зоне. Расстановка компонент систем осуществляется по заранее выбранным схемам таким образом, чтобы получить наиболее полные данные об изменениях акустического поля и гидрофизических характеристиках среды в исследуемом районе. Их применение позволяет осуществить подробное картирование исследуемых районов. В этом случае, проведение долговременных исследований в выбранном районе рассматривается, как продуктивная возможность полигонных измерений. Такой полигон был создан в 1979 г. для проведения экспериментальных исследований на Морской экспедиционной станции ТОИ ДВО РАН, которая находится на мысе Шульца в заливе Посьета. МЭС «Мыс Шульца» оборудована современными техническими средствами излучения, приема и обработки сигналов. Особенное географическое расположение полигона позволяет проводить работы, которые носят как исследовательский, так и методологический характер, так как полученные научные результаты и методики можно использовать также при изучении глубоководных районов Мирового океана.

С момента создания в 1979 году до настоящего времени на морском гидроакустическом полигоне мыс Шульца было проведено более 800 экспериментальных работ по различным научным направлениям. Почти за 40 лет его существования кардинально изменилась техническая платформа используемых приборов, усовершенствованы методики измерений, появились современные средства обработки и хранения полученной в этих экспериментах информации. К сожалению, данные по проведенным экспериментам являются разрозненными, сведения о развитии структуры базы частично утеряны, либо хранятся на бумажных носителях в архиве института.

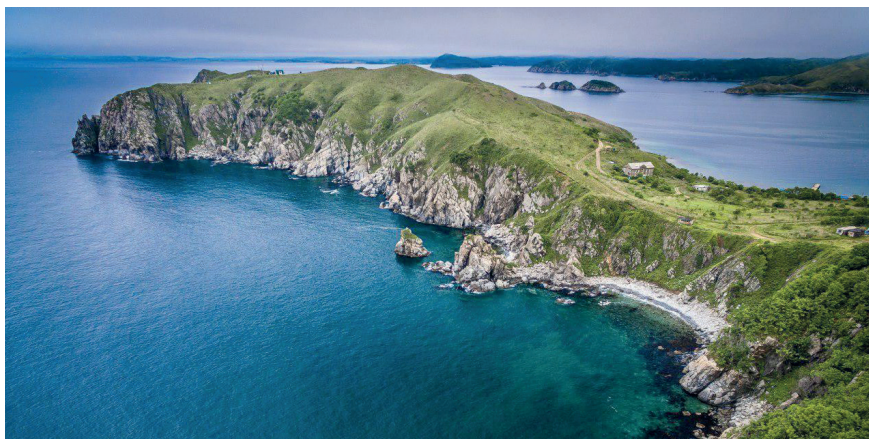
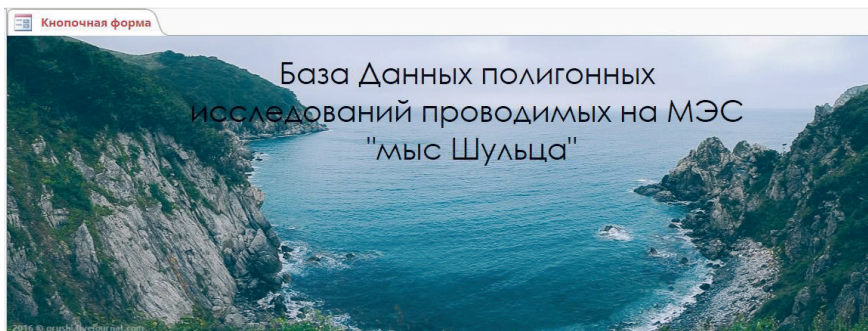


Рис.1 Мыс Шульца

В работе представлен проект информационной системы полигонных исследований на МЭС «мыс Шульца», которая позволяет оперативно находить, анализировать и сопоставлять информацию о проведенных экспериментах. Данная система разрабатывалась на основе реляционных баз акустических данных, с учетом специфики работы с большими потоками информации и объемами данных. Разрабатываемая ИС соответствует следующим требованиям: реализованы возможности работы с данными, такие как добавление и редактирование; в системе применены фильтры, позволяющие выделить интересующую часть из хранящейся в ИС информации; обладает возможностью интегрирования в себя различных программные модули.

Структурно информационная система МЭС «Мыс Шульца» состоит из двух частей: историкографической и экспериментальной.

Первая часть содержит архивные материалы по истории создания полигона, публикации, связанные с экспериментальными исследованиями данного района. Собранные материалы были структурированы по разработанной схеме. Электронный архив позволяет активно использовать эти документы, восстановить информацию по проведенным экспедициям и по результатам экспериментов в период с 1979 по 2018 гг., проследить этапы создания и развития МЭС «Мыс Шульца». проводить анализ этапов развития науки на Дальнем Востоке. Основой второй части является база данных экспедиций, проведенных в период 1979 по 2018 гг. на МЭС «Мыс Шульца».



- Таблицы
- Формы
- Отчеты
- Выход

Рис. 2. Главная форма

Разработанная БД обеспечивает:  
эффективное сохранение данных экспериментов;  
структуризацию результатов экспериментов в период с 1979 по 2018 гг.;  
оперативный доступ к массивам обработанных данных;  
оптимизацию процесса обработки и описания результатов;  
наглядное представление исходной информации об экспериментах и их результатах.

В период с 1979 по 2018 год ежегодно проводились экспедиции для проведения экспериментов на полигоне, который находится в акватории б. Витязь на МЭС «мыс Шульца» ТОИ ДВО РАН. В результате измерений, проведенных с помощью океанологических и акустических методов, были получены значительные объемы данных:

- результаты гидрологических измерений (зависимости температуры, солености и скорости звука от глубины);
- результаты акустических промеров, проведенных по выбранным трассам и в отдельно стоящих точках;
- результаты измерений по глубине и геоморфологическим свойствам морского дна.

Для решения задач по созданию БД, содержащих разнородные данные, необходимо создание подробных адресных метаданных. Требования к метаданным обуславливаются типом описываемых



объектов. Они должны соответствовать информации, отвечающей за каждый отдельный столбец БД. Теоретически изучаемые в океанологических исследованиях процессы априори должны обеспечиваться мощными информационными ресурсами для сохранения результатов измерительных экспериментов. Поэтому при определении метаданных необходимо учитывать то, что анализируется широкий спектр показателей, на каждый из которых влияет множество факторов. Так, например, в акустике океана и океанологии принято использовать специальные форматы представления данных, а, следовательно, оперировать метаданными с особыми характеристиками и факторами. Это объясняет специфику метаданных: с БД акустических экспериментов нельзя работать, используя плоские таблицы. Такие одномерные таблицы сложно качественно структурировать, данные в них зачастую трудно систематизировать, содержимым таких таблиц затруднительно пользоваться.

На основе созданной концептуальной модели базы данных экспериментальных полигонных исследований 1979-2018 гг. была разработана вещественная модель БД. Этапы разработки представлены на схеме, показанной рис. 3.



Рис.3 Этапы разработки вещественной модели БД полигонных исследований

Алгоритмически работа с БД для пользователя определяется логикой форм. Навигация главной формы, приведенной на рис.2, создана таким образом, чтобы из главного окна пользователю был предоставлен доступ к отчетам, таблицам и формам. С помощью форм можно просмотреть любую интересующую информацию, связанную с экспериментами. Для внесения новой записи о проведенном эксперименте в БД создана специальная форма в которой можно вводить и сохранять полученные данные.

СУБД «Мыс Шульца» позволяет получать различные выборки с помощью мастера запросов. Информация, полученная таким образом, дает возможность подготавливать отчеты о результатах экспедиционного периода по различным направлениям.

Эксперимент	Дата начала	Дата окончания	Количество кс	№ РГБ	Глубина п.	Н изл. м	Описание	Время	Дополнит.
№11	01.06.2005	11.06.2005	5	12,34,67	10	10	Погодные ус	3:35:00	
№12	12.08.2006	26.08.2006	6	5,8,9	5	10	Погодные ус	3:40:00	
№13	20.06.2012	24.06.2012	7	5,9,8	7	11	Осадки, урс	4:05:00	
№14	17.05.2013	27.05.2013	6	6,9	11	11	Безосадков	6:00:00	
№15	01.06.2014	03.06.2014	8	11,9	8,9	9	Безосадков	2:05:00	
№16	01.08.2014	24.08.2014	5	8,9	5,8	9	Безветренно	2:03:00	

Н изл. м	Fd, кГц	N бит	Вид М-последовательно	F0, кГц	F0, стартс	М-последовательно	F0 несущи	Регистрац
10	22000,67	16	Последовательность 356_8	2,65 4,7		Последовательность 3 7,65 затем 7_5678		
10	21070,89	16	Последовательность 365_6	2,65 5,1		Последовательность 2 8,5 затем 8,5 8901		
11	3030,01	16	Последовательность 328_4	3,52 6,3		Последовательность 5 9,67 затем 9_3456		
11	50006	16	Последовательность 428_8	4,71 4,1		Последовательность 4 7,56 затем 7_5678		
9	60006	16	Последовательность 532_6	2,65 2,65		Последовательность 2 6,98 затем 7_3456		
9	10090	16	Последовательность 642_4	3,56 7,9		Последовательность 3 8,86 затем 8_5678		

Рис. 4 Примеры рабочих форм БД

Разработка данной информационной системы можно рассматривать как этап в решении задачи создания единой информационной среды, включающей в себя пакет программных средств, отдельные приборы, а также прибрежные и подвижные (с использованием судов) информационно-измерительные комплексы для мобильного научного мониторинга акватории акустико-гидрофизического полигона МЭС «Мыс Шульца».

### Литература

1. Gromasheva O.S. Development of the “ACPOSIT-VECTOR” information system for acoustic experiments planning and analysis Proc. of Meetings on Acoustics. 2015 Vol. 24/ <http://dx.doi.org/10.1121>
2. Громашева О.С. Объектно-ориентированная база данных океанографических измерений «ACPOSIT- ВЕКТОР» Акустика океана. Доклады XV школы-семинара им. акад. Л.М. Бреховских, совмещенной с XXIX сессией РАО, Москва, 7 - 10 июня 2016г. М. ГЕОС. 2016. С. 289-292.

# МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ АКУСТИЧЕСКОЙ ЛИНЗЫ ДЕЛЬФИНА

М.А. Губко

Дальневосточный федеральный университет  
gubko.ma@students.dvfu.ru

Задача анализа волновых полей является одной из актуальных задач физики. Под задачами анализа понимаются задачи нахождения характеристик волнового поля, исходя из известной конфигурации источников, их расположения, распределения амплитуды, и известных параметров среды. Под волновыми полями понимаются поля, которые с достаточной степенью точностью можно описать с помощью волновых уравнений. Физические характеристики акустических сигналов являются базовыми для дальнейшего изучения проблем обработки эхосигналов от подводных объектов, поэтому проблема анализа и синтеза акустического поля дельфинов, их классификации и интерпретации все ещё актуальна с учётом известных концепций физической акустики и теории антенн. Постановка задачи. Для анализа акустического поля морских млекопитающих (дельфинов), предложена следующая модель: акустическую линзу дельфина мы представляем в виде эллипсоида вращения с излучателем (точечным источником) внутри неё. При изменении формы линзы и смещении

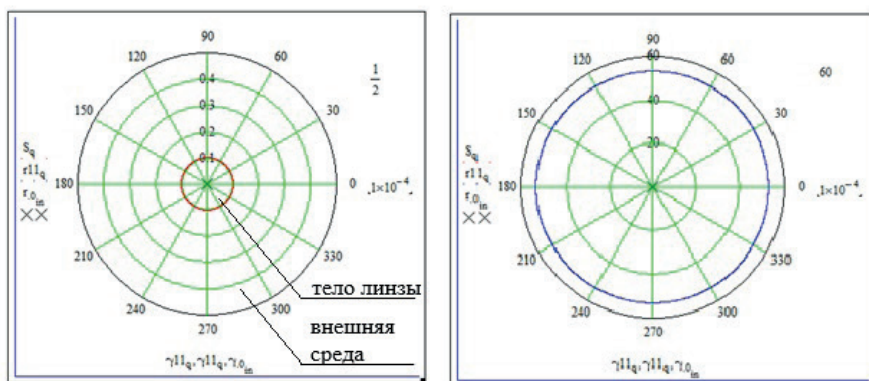


Рис. 1. Геометрия задачи анализа точечного излучателя. X - источник звукового поля находится в центр жировой линзы, --- - жировая линза дельфина радиусом 10 см, --- - точки наблюдения (53 м от источника), измерения звукового поля.

излучателя формируется нужная диаграмма направленности. Полная мощность звука, исходящая из источника и расходящаяся по всем направлениям, если пренебречь потерями, не изменяется по величине с удалением от источника. Расчет проводился при следующих параметрах среды  $f=29000$  Гц, плотность жира дельфина  $926 \text{ кг/м}^3$ , скорость звука в жире  $1450 \text{ м/с}$ , плотность морской воды  $1025 \text{ кг/м}^3$ , скорость звука в морской воде  $1540 \text{ м/с}$ . Модель акустической линзы дельфина представлена на рис.1, а полученная диаграмма направленности на рис. 2.

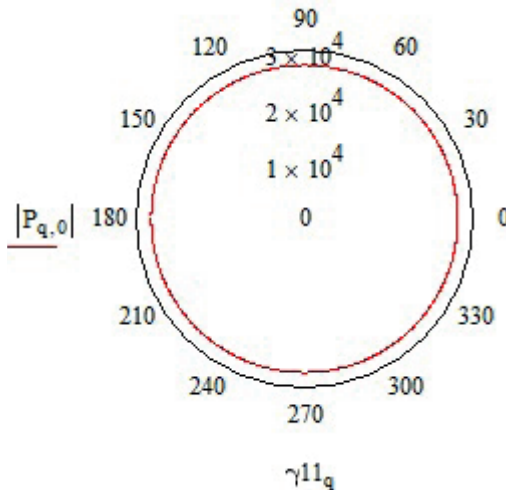


Рис. 2. Полученная диаграмма направленности. Поле распространяется однородно во все стороны.

Для расчета звукового давления использовалось выражение, включающее в себя обобщенный закон Снеллиуса для сферических волн: (1).

$$P_{q, \text{in}} := \begin{cases} i \cdot 2 \cdot \pi \cdot f \cdot \rho_2 \cdot K_{\text{pr}_{q, \text{in}}} \cdot H_{10}(k_2 \cdot R_{q, \text{in}}) & \text{if } r_{11}_q > |S_q| \\ i \cdot 2 \cdot \pi \cdot f \cdot \rho_1 \cdot (H_{10}(k_1 \cdot R_{q, \text{in}}) + K_{\text{otr}_{q, \text{in}}} \cdot H_{20}(k_1 \cdot R_{q, \text{in}})) & \text{if } r_{11}_q < |S_q| \end{cases} \quad (1)$$

$P$  – звуковое давление,  $f$ - частота,  $H_{10}$  и  $H_{20}$ - сферические функции Ханкеля,  $\rho_1$  и  $\rho_2$ -плотность среды,  $r_{11}$  – расстояние от источника до точек измерения поля,  $k_1$  и  $k_2$ - волновые числа первой и второй сре-

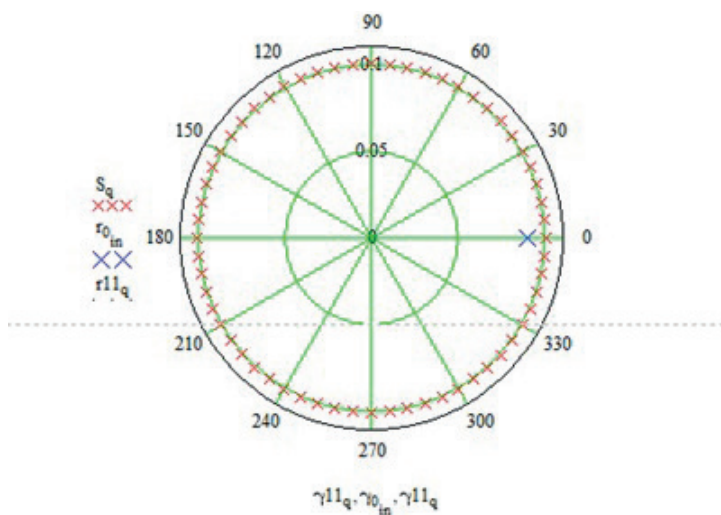


Рис. 3. X - источник звукового поля смещен от центра жировой линзы на 9 см, --- - жировая линза дельфина радиусом 10 см.

ды,  $K_{отр}$  – коэффициент отражения, R - расчет расстояния между реальным источником и точкой наблюдения.

При смещении излучателя от центра на расстояние 9 см, рис. 3, мы наблюдаем резкий перепад амплитуд, рис.4.

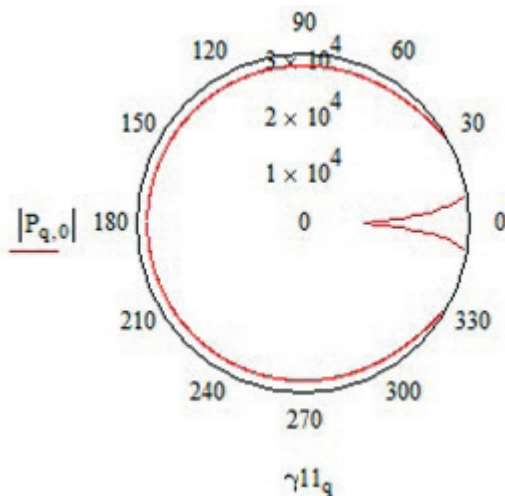


Рис. 4. Полученная диаграмма направленности.

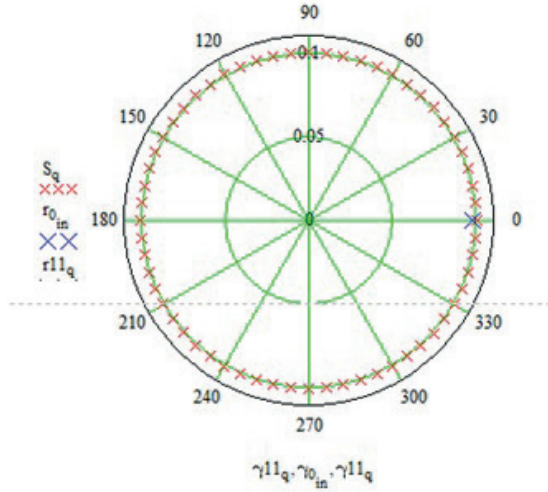


Рис. 5. X-источник звукового поля смещен от центра жировой линзы на 9,9 см, --- - жирова линза дельфи-на радиусом 10 см.

Если перенести источник к границе линзы, на расстояние 9,9 см от центра, рис.5, увидим следующую картину на рис.6.

В точке перехода амплитудной диаграммы направленности через глубокий ноль фазовая диаграмма направленности претерпевает разрыв, это, по нашему мнению, является основой для пеленга объектов.

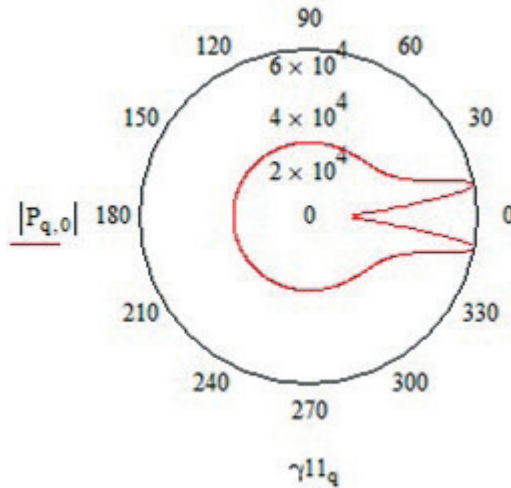


Рис. 6. Полученная диаграмма направленности.

## Литература

1. Скучик, Е. Основы акустики / Е. Скучик, Под ред. Л. М. Лямшева. - М.: Мир, 1976. – 416 с.
2. Каневский, И. Н. Фокусировка звуковых и ультразвуковых волн / И. Н. Каневский. – М.: Наука, 1977. - 336 с.
3. Moir, T. G. The penetration of highly directional acoustic beams into sediments / T. G. Moir, C. W. Horton, L. A. Thomson // J. Sound Vib., 1979. - V. 64. - No 4. - P. 534-551.
4. Короченцев, В.И. Волновые задачи теории направленных и фокусирующих антенн / В. И. Короченцев. – Владивосток: Изд-во Дальнаука, 1998. –192 с.
5. Короченцев, В. И. Расчет поля точечного излучателя, расположенного в замкнутом объеме. / Короченцев, В. И., Шевкун С. А. // Доклады IX научной школы-семинара академика Л. М. Бреховских «Акустика океана», совмещенной с XII сессией Российского акустического общества. - М.: ГЕОС.- 2002. - С. 152-156
6. Гольдин, С. В. Акустические свойства связных и несвязных грунтов — сходства и различия / С. В. Гольдин, Ю.И. Колесников, Г. В. Полозов // Сборник трудов X сессии РАО. - М.: ГЕОС, 2000. - С 186-189.
7. Muir, T. G. The penetration of highly directional acoustic beams into sediments / T. G. Muir, C. W. Horton, L. A. Thomson // J. Soc. Vib., 1979. - Vol. 64. - No 4. - P. 539-551,
8. Chotiros, N. P. High frequency acoustic bottom penetration: Theory and experiment / N. P. Chotiros // Proceeding of Ocean's-89. - Vol. 3. - P. 1158-1162.

# МАГНИТУДНЫЕ ИНВАРИАНТЫ В СОПРЯЖЕНИИ С ЧАСТОТНЫМ ЗАКОНОМ ГУТЕНБЕРГА-РИХТЕРА И ТЕОРЕТИКО-РАЗМЕРНОСТНЫЕ ИНВАРИАНТЫ В ФИЗИКЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Г.И. Долгих<sup>1</sup>, А.В. Мишаков<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева*  
<sup>2</sup>*Школа естественных наук Дальневосточного федерального университета*

В работе [1, 2] были использованы 6 хорошо известных общепланетарных регрессий (магнитудных величин). В следующей статье [3] на основании [4] к ним была добавлена ещё и 7-я магнитудная величина  $N(M)$ . Причём в [3], к сожалению, были допущены неточности и опечатки, не столь существенные для идеологии интегральных магнитудных инвариантов в сейсмологии (см. об этом в [5] с соответствующими извинениями авторов перед научным сообществом, а также в [6] с соответствующими исправлениями и уточнениями некоторых положений в работе [3]).

Теперь, привлекая все 7 магнитудных величин, мы напомним (без этого, к сожалению, не обойтись), что в статье [1, 2] были описаны способы получения *магнитудных инвариантов*, т.е. комплексов магнитудных величин, не зависящих от магнитуды, на основе хорошо известных в физике землетрясений общепланетарных регрессионных формул с магнитудой  $M$ , применимых в среднем для всех сейсмоактивных регионов планеты:

$$T = T(M) = T_M = 10^{aM-b} \text{ лет}, \quad (1)$$

$$\Delta t = \Delta t(M) = \Delta t_M = 10^{a_0M-b_0} \text{ лет}, \quad (2)$$

$$r_c = r_c(M) = r_{cM} = 10^{a_1M-b_1} \text{ км}, \quad (3)$$

$$\Delta W = \Delta W(M) = \Delta W_M = 10^{a_2M-b_2} \text{ Дж}, \quad (4)$$

$$E_c = E_c(M) = E_{cM} = 10^{a_3M-b_3} \text{ Дж}, \quad (5)$$

$$V_c = V_c(M) = V_{cM} = 10^{a_4M-b_4} \text{ км}^3, \quad (6)$$



$$N = N(M) = N_M = 10^{a_5 M - b_5}, \quad (7)$$

$$\left. \begin{array}{l} \text{где} \quad a = 0,5, \quad b = 2,1; \quad a_0 = 0,26, \quad b_0 = 3,50; \\ a_1 = 0,5, \quad b_1 = 2,28; \quad a_2 = 1,5, \quad b_2 = -7,18; \\ a_3 = 1,5, \quad b_3 = -4,8; \quad a_4 = 1,5, \quad b_4 = 6,2; \\ a_5 = -1, \quad b_5 = -5. \end{array} \right\} \quad (8)$$

Здесь соотношения (1) и (2) являются соответственно 1-ой и 2-ой формулами Зубкова [7], определяющие время  $T$  (по долгосрочным предвестникам) возможного повторения землетрясения (время цикла землетрясения, время подготовки землетрясения, время накопления потенциальной энергии  $\Delta W_M$  (см. формулу (4)) будущего землетрясения, длительность фазы консолидации землетрясения) и период  $\Delta t$  проявления краткосрочных предвестников землетрясения (среднюю длительность  $\alpha$  – стадии землетрясения, т.е. промежуток времени от момента появления первых краткосрочных предвестников землетрясения до главного толчка). Соотношение (3) является формулой Шебалина-Садовского [8, 9] для радиуса очага землетрясения (сейсмического очага) в сферическом приближении. Выражение (5) является формулой (энергетическим законом) Гутенберга-Рихтера [10, 11, 9] для сейсмической энергии  $\epsilon$  корового (обыкновенного) землетрясения (с глубиной гипоцентра менее 70 км), уносимой из сейсмического очага упругими волнами, т.е. для энергии сейсмических волн рассматриваемого землетрясения (энергии волн землетрясения). Предпоследнее соотношение (6) определяет объём включения (сейсмического очага) в его максимальной фазе развития и является простым следствием формулы (3):  $V_c = (4/3)\pi r_c^3$  (сферическое приближение). Это соотношение согласовано с формулой Цубои [12 – 14, 9]:  $E_c = \epsilon V_c$ , где  $\epsilon = \epsilon_k = 10^3 \text{ эрг/см}^3 = 10^{11} \text{ Дж/км}^3$  является средней (критической) объёмной плотностью сейсмической энергии в очаге землетрясения. Соотношение (7) определяет 7-ую магнитудную величину  $N(M)$ , т.е. закон повторяемости [15 – 17] землетрясений или частотный закон Гутенберга – Рихтера [10, 18, 4]. При этом  $N$  – среднее количество землетрясений с магнитудой, равной или большей  $M$ , в том или ином сейсмоактивном регионе планеты (со средней его площадью  $\bar{S}$ ) за определённый промежуток времени (обычно за год [4, 17, 19]). В соотношениях (8) приведены [4] типичные значения параметров величины (7):  $a_5 = -1$ ,  $b_5 = -5$ , применимые в среднем для всех сейсмоактивных регионов земного шара.

На основании формул (1) – (7) нетрудно увидеть, что при первом способе получения магнитудных инвариантов [1, 2] имеется  $C_7^2 = 7! / (2!5!) = 21$  инвариант. Они получаются из сопоставления следующих пар магнитудных величин:

$$\left. \begin{array}{l} 1) (T_M, \Delta t_M), 2) (T_M, r_{cM}), 3) (T_M, \Delta W_M), 4) (T_M, E_{cM}), 5) (T_M, V_{cM}), 6) (T_M, N_M); \\ 7) (\Delta t_M, r_{cM}), 8) (\Delta t_M, \Delta W_M), 9) (\Delta t_M, E_{cM}), 10) (\Delta t_M, V_{cM}), 11) (\Delta t_M, N_M); \\ 12) (r_{cM}, \Delta W_M), 13) (r_{cM}, E_{cM}), 14) (r_{cM}, V_{cM}), 15) (r_{cM}, N_M); \\ 16) (\Delta W_M, E_{cM}), 17) (\Delta W_M, V_{cM}), 18) (\Delta W_M, N_M); \\ 19) (E_{cM}, V_{cM}), 20) (E_{cM}, N_M); \\ 21) (V_{cM}, N_M); \end{array} \right\} \quad (9)$$

т.е. находим 21 соответствующий магнитудный инвариант:  $\Phi_1, \Phi_2, \dots, \Phi_{21}$ . (Отметим, что нумерация инвариантов, начиная с 6-го, изменилась по сравнению с их нумерацией в [2].) Некоторые из этих инвариантов надо пометить сверху «тильдой» (в частной версии первого способа получения магнитудных инвариантов [1, 2]), т.к. в соответствующих парах магнитудных величин совпадают коэффициенты при  $M$ .

Из этих магнитудных инвариантов некоторые инварианты достаточно тривиальны и являются просто связью между соответствующими магнитудными величинами. Например, такими инвариантами являются (с учётом перенумерации) 14-ый, 16-ый и 19-ый, которые с учетом (8) равны [2]:

$$\Phi_{14} = \sqrt{V_{cM} / r_{cM}^3} = 10^{\Delta_{41}} = 10^{a_4 b_1 - a_1 b_4} \approx 10^{0,32} \approx \sqrt{4\pi / 3} \quad (10)$$

(т.е. в сферическом приближении, опуская несущественные погрешности, должна выполняться известная связь:  $\Phi_{14}^2 = V_{cM} / r_{cM}^3 = 4\pi / 3$ ),

$$\tilde{\Phi}_{16} = E_{cM} / \Delta W_M \equiv \eta = 10^{b_2 - b_3} \approx 10^{-2,38} \approx 4 \cdot 10^{-3} = 0,4\%, \quad (11)$$

$$\tilde{\Phi}_{19} = E_{cM} / V_{cM} \equiv \varepsilon_k = 10^{b_4 - b_3} \text{ Дж / км}^3 = 10^{11} \text{ Дж / км}^3 = 10^3 \text{ эрг / см}^3, \quad (12)$$

где  $\eta$  является сейсмическим КПД, а  $\varepsilon_k$  – средней критической объёмной плотностью энергии в сейсмическом очаге, фигурирующей в формуле Цубои (см. текст после значений (8)).

С учетом (8) можно выписать и значения двух (1-го и 2-го) нетривиальных с точки зрения сейсмологических интерпретаций магнитудных инвариантов [1, 2]:

$$\Phi_1 = \Delta t_M^a / T_M^{a_0} = 10^{\Delta_0} = 10^{a_0 b - a b_0},$$

т.е.

$$\Phi_1 = \Delta t_M^{0,5} / T_M^{0,26} = 10^{-1,204} \text{ лет}^{0,24}, \quad (13)$$

что приводит к некоторому характерному инвариантному времени [1, 2]:

$$T_0 \equiv \Phi_1^{1/(a-a_0)} = (\Delta t_M^a \cdot T_M^{-a_0})^{1/(a-a_0)} = 10^{\Delta_0/(a-a_0)} \text{ лет},$$

т.е.

$$T_0 = 10^{-1,204/0,24} \text{ лет} = 10^{-5,02} \text{ лет} = 9,55 \cdot 10^{-6} \text{ лет} \approx 5,06 \text{ мин}, \quad (14)$$

а также

$$\tilde{\Phi}_2 = r_{cM} / T_M \equiv v_c = 10^{b-b_1} \text{ км / год} = 10^{-0,18} \text{ км / год} \approx 0,66 \text{ км / год}. \quad (15)$$

Заметим, что никаким подбором степеней (из-за крайне неудачной степени 0,26) не удаётся сформировать из инварианта  $\Phi_7$  вторую (по аналогии с (15)) инвариантную скорость  $r_{cM} / \Delta t_M$ .

Возвращаясь к (9), видим, что по сравнению с [1, 2] в нашем распоряжении появились ещё 6 новых магнитудных инвариантов:  $\Phi_6$ ,  $\Phi_{11}$ ,  $\Phi_{15}$ ,  $\Phi_{18}$ ,  $\Phi_{20}$  и  $\Phi_{21}$ . Все эти инварианты имеют в качестве 2-го элемента пар магнитудных величин величину  $N(M)$ , т.е. закон повторяемости землетрясений или частотный закон Гутенберга-Рихтера. Назовём эти 6 новых магнитудных инвариантов *магнитудными инвариантами в сопряжении с частотным законом Гутенберга-Рихтера* (или *частотно-инвариантными величинами*). Эти новые магнитудные инварианты обладают тем несомненным преимуществом, что содержат в качестве 2-го элемента пар безразмерную магнитудную величину  $N_M$  ( $[N_M] = 1$ ) по сравнению с остальными размерными магнитудными величинами (1) – (6). Это сразу элиминирует трудности в формировании многих инвариантных величин (например, в формировании второй инвариантной скорости, где фигурируют магнитудные величины  $r_{cM}$  и  $\Delta t_M$ , см. об этом ниже).

На основании «рецептуры» первого способа получения магнитудных инвариантов [1, 2] находим с учётом (1) – (8) все 6 новых магнитудных инвариантов в сопряжении с частотным законом

Гутенберга-Рихтера:

$$\Phi_6 = T_M \sqrt{N_M} = const = 10^{a_5 b_0 - a b_5} \text{ лет} = 10^{0,4} \text{ лет} \approx 2,5 \text{ года}, \quad (16)$$

$$\Phi_{11} = \Delta t_M N_M^{0,26} = const = 10^{a_5 b_0 - a_0 b_5} \text{ лет} = 10^{2,2} \text{ лет} \approx 2,3 \text{ сут} \approx 55 \text{ ч}, \quad (17)$$

$$\Phi_{15} = r_{cM} \sqrt{N_M} = const = 10^{a_5 b_1 - a_1 b_5} \text{ км} = 10^{0,22} \text{ км} \approx 1,66 \text{ км}, \quad (18)$$

$$\Phi_{18} = \Delta W_M \cdot N_M^{3/2} = const = 10^{a_5 b_2 - a_2 b_5} \text{ Дж} = 10^{14,68} \text{ Дж} \approx 4,786 \cdot 10^{14} \text{ Дж}, \quad (19)$$

$$\Phi_{20} = E_{cM} \cdot N_M^{3/2} = const = 10^{a_5 b_3 - a_3 b_5} \text{ Дж} = 10^{12,3} \text{ Дж} \approx 2 \cdot 10^{12} \text{ Дж}, \quad (20)$$

$$\Phi_{21} = V_{cM} \cdot N_M^{3/2} = const = 10^{a_5 b_4 - a_4 b_5} \text{ км}^3 = 10^{1,3} \text{ км}^3 \approx 20 \text{ км}^3. \quad (21)$$

Все эти инварианты совпадают по своим численным значениям с соответствующими магнитудными величинами  $T_M$ ,  $\Delta t_M$ ,  $r_{cM}$ ,  $\Delta W_M$ ,  $E_{cM}$  и  $V_{cM}$  при значении  $M = 5$ , близком к среднеарифметическому значению магнитуд из 2-го расчётного варианта интервала «пробега» магнитуд [6]. Это объясняется тем, что согласно (7) и значениям  $a_5 = -1$ ,  $b_5 = -5$  из (8) имеем  $N_M = 1$  при  $M = 5$ . Иными словами, в логарифмической шкале по оси ординат прямая общепланетарной регрессии  $lgN = lgN(M) = 5 - M$  с отрицательным угловым коэффициентом (т.е. с тангенсом угла наклона, бóльшим  $\pi/2$ ) пересекает ось магнитуд (ось абсцисс) в точке  $M = 5$ , что и даёт  $lgN(5) = 0$ , т.е.  $N(5) = 1$ . Это и обеспечивает при  $M = 5$  в любых комбинациях магнитудных величин численное элиминирование величины  $N_M$  в любых рациональных степенях.

Отметим, что эти инварианты можно записать и в эквивалентном логарифмическом виде. Например, инвариант (20) может быть записан в виде:  $lg(E_{cM} \cdot N_M^{3/2}) = const = 12,3$  или же в другом эквивалентном логарифмическом виде:  $lg(N_M \cdot E_{cM}^{2/3}) = const = 8,2$ , полученном логарифмированием результата возведения инварианта (20) в степень  $2/3$ :  $\Phi_{20}^{2/3} = N_M \cdot E_{cM}^{2/3} = const = 10^{8,2} \text{ Дж}^{2/3}$ . Именно такой вид закона «двух третей»:  $lg(NE_c^{2/3}) = const$ , где  $E_c$  берется в Дж, наиболее часто встречается в литературе и публикациях по сейсмологии (см., например, [16, 17, 20]). Такие значения констант (12,3 или 8,2) характерны для общепланетарных регрессий  $E_c = E_c(M)$  и  $N = N(M)$ . Для других отдельных сейсмоактивных регионов планеты эта константа может принимать несколько другие (региональные) значения.

Именно в данной паре магнитудных величин ( $E_{cM}, N_M$ ) закон повторяемости землетрясений имеет фундаментальное значение в сейсмологии. Утверждая подобие распределения энергии по землетрясениям разной силы, он наводит сейсмологов на более сильное заключение о подобии не только энергетических, но и других характеристик сильных и слабых землетрясений [15], т.е. на заключение о наблюдаемой симметрии подобия (масштабной инвариантности) сейсмических процессов: сейсмические процессы малой магнитуды ведут себя подобно сейсмическим процессам большой магнитуды [21, 22, 8].

Инварианты (16) – (21), исходя из их размерностей и смыслов магнитудных величин, входящих 1-ым элементом в соответствующие пары с величиной  $N_M$  (см. (9)), можно соответственно назвать: первым частотно-инвариантным временем для землетрясений (частотно-инвариантным временем по долгосрочным предвестникам землетрясений или частотно-инвариантным временем подготовки землетрясений), вторым частотно-инвариантным временем для землетрясений (частотно-инвариантным временем по краткосрочным предвестникам землетрясений или частотно-инвариантной средней длительностью  $\alpha$ -стадии землетрясений), частотно-инвариантным радиусом сейсмических очагов (в сферическом приближении), частотно-инвариантной потенциальной энергией (частотно-инвариантным запасом потенциальной энергии) землетрясений, частотно-инвариантной сейсмической энергией землетрясений и частотно-инвариантным объёмом очагов землетрясений. Их можно соответственно переобозначить:

$$\Phi_6 \equiv t_{1N}, \quad \Phi_{11} \equiv t_{2N}, \quad \Phi_{15} \equiv r_{cN}, \quad \Phi_{18} \equiv \Delta W_N, \quad \Phi_{20} \equiv E_{cN}, \quad \Phi_{21} \equiv V_{cN}. \quad (22)$$

Многие комбинации этих частотно-инвариантных величин совпадают с прежними магнитудными инвариантами, полученными из (9), или совпадают с этими магнитудными инвариантами, возведёнными в соответствующие рациональные степени. Например:

$$V_{cN} / r_{cN}^3 = \Phi_{21} / \Phi_{15}^3 = \Phi_{14}^2 \approx 4,37 \approx 4,19 \approx 4\pi / 3, \quad (23)$$

$$E_{cN} / \Delta W_N = \Phi_{20} / \Phi_{18} = \tilde{\Phi}_{16} = \eta \approx 0,4\%, \quad (24)$$

$$E_{cN} / V_{cN} = \Phi_{20} / \Phi_{21} = \tilde{\Phi}_{19} = \varepsilon_k = 10^{11} \text{ Дж} / \text{км}^3, \quad (25)$$

$$\left[ \sqrt{t_{2N}} / t_{1N}^{0,26} \right]^{1/0,24} = \left[ \sqrt{\Phi_{11}} / \Phi_6^{0,26} \right]^{1/0,24} = \Phi_1^{1/0,24} = T_0 \approx 5,06 \text{ мин} , \quad (26)$$

$$r_{cN} / t_{1N} = \Phi_{15} / \Phi_6 = \tilde{\Phi}_2 = v_c \equiv v_{1c} \approx 0,66 \text{ км / год} . \quad (27)$$

Здесь для (22) и (16) – (21) использовались соотношения (10) – (15). При этом для инвариантной сейсмической скорости  $v_c$  из (27) мы ввели переобозначение  $v_{1c}$  и назвали эту величину первой инвариантной сейсмической скоростью в связи с использованием для её определения первого частотно-инвариантного времени для землетрясений  $t_{1N}$  ( $v_{1c} = r_{cN} / t_{1N}$ ). Об интересных сейсмологических интерпретациях величины  $v_{1c} = v_c$  и величины  $T_0$  из (26) смотрите в [1, 2].

Естественно ввести новую инвариантную величину – вторую инвариантную сейсмическую скорость  $v_{2c}$  :

$$\begin{aligned} v_{2c} &= r_{cN} / t_{2N} = \Phi_{15} / \Phi_{11} = r_{cM} \sqrt{N_M} / (\Delta t_M \cdot N_M^{0,26}) = (r_{cM} / \Delta t_M) \cdot N_M^{0,24} = \\ &= 1,66 \text{ км / 55 ч} = 0,03 \text{ км / ч} \approx 264,4 \text{ км / год} \approx 8,3 \cdot 10^{-3} \text{ м / с} \approx 1 \text{ см / с} , \end{aligned} \quad (28)$$

что примерно в 400 раз больше первой инвариантной сейсмической скорости. Именно идеология магнитудных инвариантов в сопряжении с частотным законом Гутенберга-Рихтера позволяет обойти принципиальную невозможность определения второй инвариантной сейсмической скорости непосредственно из магнитудного инварианта  $\Phi$ , т.е. из магнитудных величин  $r_{cM}$  и  $\Delta t_M$ .

Введём в рассмотрение ещё одну (необходимую для дальнейших расчётов) магнитудную величину – средний поперечник сейсмического очага в кубическом приближении  $L_c$ , общепланетарная регрессия которого от магнитуды также хорошо известна [14, 9]:

$$L_c = L_c(M) = L_{cM} = 10^{0,5M+2,93} \text{ см} = 10^{0,5M-2,07} \text{ км}$$

или

$$L_c = L_c(M) = L_{cM} = 10^{a_6 M - b_6} \text{ км} , \quad (29)$$

где

$$a_6 = 0,5 , \quad b_6 = 2,07 . \quad (30)$$

При этом величина  $L_c(M)$  согласована с точностью до неизбежных ошибок округления с величинами (6) и (3) при учёте (8) простым соотношением [9]:

$$V_{cM} = L_{cM}^3 = (4\pi/3)r_{cM}^3. \quad (31)$$

Тогда из пары магнитудных величин ( $L_{cM}$ ,  $N_M$ ) с помощью всё той же «рецептуры» первого способа получения магнитудных инвариантов [1, 2] находим ещё один магнитудный инвариант в сопряжении с частотным законом Гутенберга-Рихтера (22-ой – в общем счёте магнитудных инвариантов (см. (9)) и 7-ой – в частотной версии), т.е. частотно-инвариантный средний поперечник сейсмического очага в кубическом приближении:

$$L_{cN} \equiv \Phi_{22} = L_{cM} \sqrt{N_M} = const = 10^{a_5 b_6 - a_6 b_5} \text{ км} = 10^{0,43} \text{ км} \approx 2,69 \text{ км}, \quad (32)$$

который, естественно, совпадает с численным значением магнитудной величины  $L_{cM} = L_c(M)$  при  $M = 5$  (см. (29), (30)). При этом связь (31), естественно, выполняется и для соответствующих частотно-инвариантных величин (с заменой индекса  $M$  на индекс  $N$ ).

Следовательно, с учётом (31), (32), (21), (18) и (22) имеем с точностью до неизбежных ошибок округления следующие численные соответствия:

$$L_{cN}^3 \equiv \Phi_{22}^3 = (2,69 \text{ км})^3 \approx 19,47 \text{ км}^3 \approx 20 \text{ км}^3 = \Phi_{21} \equiv V_{cN}, \quad (33)$$

$$\sqrt[3]{V_{cN}} \equiv \sqrt[3]{\Phi_{21}} = \sqrt[3]{20 \text{ км}^3} \approx 2,71 \text{ км} \approx 2,69 \text{ км} = \Phi_{22} \equiv L_{cN}, \quad (34)$$

$$(4\pi/3)r_{cN}^3 \equiv (4\pi/3)\Phi_{15}^3 = (4\pi/3)(1,66 \text{ км})^3 \approx 19,16 \text{ км}^3 \approx 20 \text{ км}^3 = \Phi_{21} \equiv V_{cN}, \quad (35)$$

$$\sqrt[3]{3V_{cN}/(4\pi)} \equiv \sqrt[3]{3\Phi_{21}/(4\pi)} = \sqrt[3]{3 \cdot 20 / (4\pi) \text{ км}^3} \approx 1,68 \text{ км} \approx 1,66 \text{ км} = \Phi_{15} \equiv r_{cN}, \quad (36)$$

$$\sqrt[3]{4\pi/3r_{cN}} \equiv \sqrt[3]{4\pi/3\Phi_{15}} = \sqrt[3]{4\pi/3 \cdot 1,66 \text{ км}} \approx 2,68 \text{ км} \approx 2,69 \text{ км} = \Phi_{22} \equiv L_{cN}, \quad (37)$$

$$\sqrt[3]{3/(4\pi)L_{cN}} \equiv \sqrt[3]{3/(4\pi)\Phi_{22}} = \sqrt[3]{3/(4\pi) \cdot 2,69 \text{ км}} \approx 1,67 \text{ км} \approx 1,66 \text{ км} = \Phi_{15} \equiv r_{cN}, \quad (38)$$

причём

$$L_{cN} \approx 1,61r_{cN} \text{ или } r_{cN} \approx 0,62L_{cN}. \quad (39)$$

При этом мы должны помнить, что в лучшей схеме согласования (см. [9]) формулы Гутенберга-Рихтера (5) с учётом (8) и Цубои (см. текст

после значений (8), т.е. ещё и формула (6) с учётом (8)) являются «лидирующими» (главными), а формула Шебалина-Садовского (3) с учётом (8) – «производной» от них, что отражает бóльшую значимость для физики землетрясений энергетических и объёмных факторов по сравнению с линейными факторами. Так что, на сравнительно малые численные несогласованности в соотношениях (33) и (35) можно не обращать внимание: главным здесь являются хорошие численные согласованности в соотношениях (34) и (36).

Отметим, что в соотношениях (39), являющихся следствиями соотношений (37) и (38), частотно-инвариантные линейные факторы сейсмического очага (в кубическом и сферическом приближениях) связаны коэффициентами, очень близкими соответственно к значениям чисел  $\Phi$  и  $1/\Phi$ , где символом  $\Phi$  здесь обозначена хорошо известная (наряду с двумя другими фундаментальными математическими константами [23]:  $\pi = 3,141592653\dots \approx 3,14$  и  $e = 2,718281828\dots \approx 2,72$ , связанными при  $i = \sqrt{-1}$  известной «бриллиантовой» формулой Эйлера-Муавра [23, 24]:  $e^{i\pi} + 1 = 0$ ) третья фундаментальная математическая константа – «золотое сечение» (или «золотая пропорция»), определяющая в терминах Евклида деление отрезка в крайнем и среднем отношении, и равная [24, 25]:

$$\Phi = (\sqrt{1 + \sqrt{1 + 4}}) / \sqrt{4} = (1 + \sqrt{5}) / 2 = 1,618033988\dots \approx 1,62. \quad (40a)$$

Естественно, обратное «золотое сечение» равно [24, 25]:

$$1 / \Phi = \Phi - 1 = 0,618033988\dots \approx 0,62, \quad (40b)$$

т.е.  $\Phi$  является положительным корнем «золотого» квадратного уравнения [25]:  $\Phi^2 - \Phi - 1 = 0$ , полученного умножением на  $\Phi$  левой и правой частей соотношения (40b), являющегося известной («перевёрнутой») пропорцией Евклида:  $1/\Phi = (\Phi - 1) / 1$  («бóльшая часть относится к целому ( $\Phi$ ), как меньшая часть к большей» [25]), причём третья и первая фундаментальные математические константы  $\Phi$  и  $\pi$  связаны известной формулой для «золотого» прямоугольного треугольника (с углами  $90^\circ$ ,  $54^\circ$  и  $36^\circ = \pi/5$  рад) [24]:  $\Phi = 2\cos(\pi/5)$ . Из (37), (38), (39) и (40a), (40b) отчётливо видна приближённая (но очень близкая) связь всё тех же фундаментальных математических констант  $\pi$  и  $\Phi$  в соответствующих соотношениях:  $\sqrt[3]{4\pi/3} \approx \Phi$  и  $\sqrt[3]{3/(4\pi)} \approx 1/\Phi$  ( $\sqrt[3]{4\pi/3} = 1,611991954\dots \approx 1,61$  и  $\sqrt[3]{3/(4\pi)} = 0,620350491\dots \approx 0,62$ ). К этому можно добавить, что число  $\Phi$  («зо-



лотое сечение») часто ещё называют (с начала XX века по предложению американца Марка Барра) числом Фидия (древнегреческого архитектора всемирно известного шедевра – Парфенона в Афинах), откуда и возник символ (прописная буква)  $\Phi$  в современном обозначении «золотого сечения» [25].

Наряду с магнитудной величиной  $L_{cM}$  необходимо для дальнейших расчётов ввести ещё одну магнитудную величину – массу сейсмического очага  $m_{cM}$ . Для этого надо воспользоваться магнитудной величиной (6) с учётом (8) и средней плотностью  $\bar{\rho}$  для литосферных пород, значение которой можно взять из наиболее удачной (на наш взгляд) по внутренней согласованности параметрической модели Земли (модели «Континентальная Земля» для нулевой глубины, эквивалентной «литосферной» модели Земли в расширении глубин до 70 км включительно, т.е. до нижней границы статистической распространённости гипоцентров коровых землетрясений) [26, с.126 и с.127; 27, 11]:

$$\bar{\rho} = 2,72 \text{ г / см}^3 = 2,72 \cdot 10^3 \text{ кг / м}^3 = 2,72 \cdot 10^9 \text{ т / км}^3, \quad (41)$$

что является приемлемой оценкой средней (постоянной) плотности для всех литосферных пород континентальной Земли.

Тогда оценочную массу сейсмического очага в зависимости от магнитуды  $M$  можно рассчитать по формуле:

$$m_c = m_c(M) = m_{cM} = \bar{\rho} V_c(M) = \bar{\rho} V_{cM}. \quad (42)$$

Подставляя в (42) соотношения (41) и (6), получаем:

$$\begin{aligned} m_c = m_c(M) = m_{cM} &= 2,72 \cdot 10^9 \text{ т / км}^3 \cdot 10^{a_4 M - b_4} \text{ км}^3 = \\ &= 2,72 \cdot 10^{a_4 M - b_4 + 9} \text{ т} = 10^{\lg 2,72} \cdot 10^{a_4 M - b_4 + 9} \text{ т} = \\ &= 10^{a_4 M - b_4 + 9 + \lg 2,72} \text{ т} \approx 10^{a_4 M - b_4 + 9,43} \text{ т}, \end{aligned}$$

что с учётом значений  $a_4$  и  $b_4$  из (8) приводит к оценке:

$$m_c = m_c(M) = m_{cM} = 10^{a_7 M - b_7} \text{ т}, \quad (43)$$

где

$$a_7 = 1,5, \quad b_7 = -3,23. \quad (44)$$

Следовательно, из пары магнитудных величин ( $m_{cM}$ ,  $N_M$ ) с помощью известной «рецептуры» первого способа получения магнитудных инвариантов [1, 2] находим ещё один магнитудный инвариант

в сопряжении с частотным законом Гутенберга-Рихтера (23-ий – в общем счёте магнитудных инвариантов (см. (9) и (32)) и 8-ой – в частотной версии), т.е. частотно-инвариантную массу сейсмического очага:

$$m_{cN} \equiv \Phi_{23} = m_{cM} \cdot N_M^{3/2} = const = 10^{a_5 b_7 - a_7 b_5} \tau = 10^{10,73} \tau \approx 5,4 \cdot 10^{10} \tau, \quad (45)$$

которая, естественно, совпадает с численным значением магнитудной величины  $m_{cM} = m_c(M)$  при  $M = 5$  (см. (43), (44)). Отметим, что оценка частотно-инвариантной массы сейсмического очага в 54 миллиарда тонн составляет лишь одну миллиардную долю процента от массы Земли. Действительно, масса Земли сегодня известна с достаточно большой точностью [28]:

$$M_{\oplus} = 5,97258(72) \cdot 10^{24} \text{ кг}, \quad (46)$$

т.е.

$$M_{\oplus} = (5,97258 \pm 0,00072) \cdot 10^{24} \text{ кг}$$

с относительной погрешностью определения массы Земли, равной  $u_r = 0,00072 / 5,97258 \approx 1,2 \cdot 10^{-4}$ . Так что, имеем:

$$m_{cN} / M_{\oplus} = 5,4 \cdot 10^{10} \tau / 5,97 \cdot 10^{21} \tau = 9,05 \cdot 10^{-12} \approx 10^{-11} = 10^{-9} \%$$

При этом, т.к. в определении масс небесных тел участвует постоянная всемирного тяготения (ньютонская гравитационная постоянная)  $G$ , то относительная погрешность определения массы Земли (как и массы Солнца) оказывается равной относительной погрешности измерений постоянной  $G$ . В самом деле, согласованным (по состоянию на 31 декабря 2010 г.) с рабочей группой по фундаментальным константам при Комитете данных (КОДАТА) для науки и техники Международного совета по науке рекомендованным значением постоянной всемирного тяготения  $G$  является [28]:

$$G = 6,67384(80) \cdot 10^{-11} \text{ м}^3 \text{ кг}^{-1} \text{ с}^{-2}, \quad (47)$$

т.е.

$$G = (6,67384 \pm 0,00080) \cdot 10^{-11} \text{ м}^3 \text{ кг}^{-1} \text{ с}^{-2}$$

с относительной погрешностью измерения ньютонской гравитационной постоянной, равной  $u_r = 0,00080 / 6,67384 \approx 1,2 \cdot 10^{-4}$ .

Предположительно известно, что сложная блочно-иерархическая сейсмоактивная среда (система) в своём постоянном самоорганизу-

ющемся непрерывном изменении приспосабливается к внешним силовым воздействиям через энергообмен с окружающим миром [16]: или с земным веществом, расположенным ниже сейсмоактивной среды (здесь главную роль играет гравитационная дифференциация земного вещества), или с космическими телами вне Земли (через изменение силы тяготения Луны и Солнца при движении Земли по орбите [16], что приводит при подводе энергии от космических факторов посредством изменяющихся гравитационных и электромагнитных полей во внешнее жидкое ядро Земли [1, 2], а, возможно, и во внутреннее твёрдое ядро Земли [29] к их колебаниям и диссипации энергии из этих внутренних областей Земли вверх (через мантию) в литосферу, подпитывая сейсмоактивную среду энергией [1, 2]). В обоих случаях сейсмические процессы в сейсмоактивных областях Земли будут параметризованы в первом приближении (по нашему предположению) средней плотностью  $\bar{\rho}$  литосферы, ньютоновской гравитационной постоянной  $G$  и, возможно, в случае наипростейшей сейсмологической модели сейсмической энергией очага землетрясения, которую удобно взять в частотно-инвариантной форме  $E_{cN}$ .

Например, можно предположить, что некоторое инвариантное время (третье по счёту, учтя (22), а, значит, некоторое третье инвариантное сейсмическое время (период))  $t_{3c}$  входит в некоторую функциональную зависимость вместе с другими вышеуказанными величинами, параметрами в неявной форме:

$$F(\bar{\rho}, G, E_{cN}, t_{3c}) = 0. \quad (48)$$

Точная теория сейсмического процесса, в которой фигурируют, к примеру, параметры  $\bar{\rho}, G, E_{cN}$  и  $t_{3c}$ , должна определить конкретный вид функции (48). Но, к сожалению, такая теория сейсмологам пока неизвестна: данное физическое явление в очаге землетрясения настолько сложно, что для него пока ещё нет удовлетворительной схемы исследования (нет вообще математической постановки задачи, нет ещё уравнений движения). Вообще, решение любой проблемы в физике землетрясений всегда осложняется необходимостью учёта многих факторов, либо известных весьма приближённо, либо вообще неизвестных. В этих условиях всегда важно иметь по возможности простые и общие соотношения, свободные от излишней детальности, но зато позволяющие оценить роль различных плохо известных факторов. Теория размерностей [30, 31] даёт эффективные методы получения таких соотношений. С другой стороны, при

изучении физики очагов землетрясений исследователи сталкиваются с индивидуальностью разных сейсмических очагов по своим свойствам, но этих исследователей как раз и интересуют поиски закономерностей подобия в структуре и эволюции разных очагов землетрясений. В этом случае незаменимым теоретическим инструментом для таких исследователей и выступает теория размерностей и подобия [30, 31].

В результате теоретического анализа мы получаем формулы, описывающие связи между разными сейсмическими параметрами. Сопоставление теоретических и эмпирических (регрессии) зависимостей служит основным методом проверки правильности нашего понимания физики очагов землетрясений. Теоретические формулы, разумеется, много сложнее эмпирических, поскольку здесь приходится учитывать много различных, более или менее произвольно задаваемых факторов и условий. Но и здесь мы часто стараемся упростить формулы, привести их к наиболее удобному виду алгебраических степенных зависимостей.

Наконец, очень часто бывает и так, что интуитивно чувствуется необходимость зависимости между параметрами сейсмических очагов, – но ни теория, ни наблюдение пока этой зависимости, даже в её простейшей форме, выявить не могут. И здесь естественно возникает вопрос – можно ли с помощью анализа размерностей изучить аппроксимационные эмпирические формулы (регрессии) и получить теоретические зависимости?

В самом деле, соображения размерности позволяют получить соотношения между параметрами на основе лишь очень общих представлений о физических свойствах очагов землетрясений и тогда, когда детальная картина сейсмических процессов остаётся не ясной. Часто одной интуиции достаточно, чтобы найти из соображений размерности нужное нам соотношение.

Во многих случаях соотношения, полученные на основе соображений размерности, ничуть не хуже «точной» теории. Например, для теоретического анализа часто приходится учитывать геометрические факторы, которые, как правило, остаются неопределёнными. В рамках анализа размерностей мы обычно отвлекаемся от этих факторов, оставляя лишь те физические параметры, которые действительно определяют суть сейсмического явления и вместе с тем могут быть достаточно надёжно сравнены с наблюдениями (хотя и в статистической форме).

Применение метода анализа размерностей основано на принципе размерной однородности, математическим выражением которого является  $\Pi$ -теорема («пи»-теорема) [30]. Иногда, особенно в англосаксонской литературе, эту теорему называют также теоремой Бэкингема [31]. Почти каждому исследователю принцип размерной однородности в его простейшей форме уже известен: все уравнения, описывающие любые физические явления, имеют такую форму, что входящие в них слагаемые обладают одинаковой размерностью, а аргументы трансцендентных функций (логарифмических, тригонометрических и т.п.) безразмерны. Сказанное относится именно к физическим уравнениям. Эмпирические формулы часто записываются без соблюдения принципа размерной однородности и поэтому они справедливы только при определённом масштабе измерения параметров. Принцип размерной однородности сразу следует из требования, чтобы все физические законы и описывающие их уравнения не зависели бы от выбора масштаба единицы измерения.

Надо, правда, заметить, что хотя в теории анализа размерностей и существуют некоторые формальные правила, всё же во многих случаях большую роль играет интуиция исследователя, необходимость догадываться, как лучше поступить в том или ином конкретном случае.

Рассматривая какие-либо свойства сейсмического очага или сейсмического явления, мы прежде всего должны выяснить, какие параметры его характеризуют. Такие параметры называются определяющими [30, 31]. Некоторые из них находятся по данным наблюдений, другие задаются на основании наших представлений о физике очага землетрясения, третьи являются универсальными константами, определяемыми общими физическими законами, описывающими состояние и процессы в данном сейсмическом очаге (например, постоянная тяготения Ньютона  $G$ ).

Разумеется, важность и необходимость задания разных определяющих параметров в каждом конкретном случае весьма различна. Какие и сколько определяющих параметров надо выбрать, чтобы адекватным образом охарактеризовать интересующее нас сейсмическое явление, обычно приходится решать на основе опыта или физической интуиции, т.е. решая ту или иную сейсмологическую задачу, при выборе определяющих параметров приходится опираться на интуитивные представления о физике сейсмического явления, подобно тому, как мы это сделали при выборе определяющих параметров в (48).

Итак, в рамках парадигмы *П*-теоремы у нас имеется некоторый набор  $n$  определяющих параметров  $a_1, a_2, \dots, a_n$  с размерностями, обозначаемыми, как обычно,  $[a_1], [a_2], \dots, [a_n]$  (в соотношении (48)  $n = 4$ ). Из всего набора определяющих параметров надо выделить величины с независимыми размерностями, т.е. такие, что размерность каждой из них не может быть представлена в виде комбинации размерностей других выделенных параметров. Другое (эквивалентное) определение величин с независимыми размерностями: из них нельзя построить безразмерный комплекс.

В случае соотношения (48) в системе из трёх основных единиц измерения (системе СГС: сантиметр, грамм, секунда с дальнейшим её переводом в механическую часть системы СИ: метр, килограмм, секунда) имеем следующие размерности заявленных определяющих параметров:

$$[\bar{\rho}] = ML^{-3}, \quad [G] = L^3 M^{-1} T^{-2}, \quad [E_{cN}] = L^2 M T^{-2}, \quad [t_{3c}] = T, \quad (49)$$

где  $L$ ,  $M$  и  $T$  – соответственно единицы длины, массы (в данном конкретном случае не путать с магнитудой  $M$ ) и времени в международных обозначениях, а квадратные скобки (как мы уже указывали) обозначают, как всегда, физическую размерность.

Мы предполагаем, что из 4-х определяющих параметров (48), (49) три из них (например, три первых в (48):  $\bar{\rho}$ ,  $G$  и  $E_{cN}$ ) являются независимыми (т.е. величинами с независимыми размерностями). Проверку этого предположения легко осуществить методом «от противного». Допустим, что из этих размерных величин можно построить безразмерный комплекс *П*.

Тогда имеем:

$$П = B \bar{\rho}^\alpha G^\beta E_{cN}^\gamma, \quad (50)$$

где  $B$  – некоторый неизвестный безразмерный ( $[B] = 1$ ) числовой множитель, а  $\alpha$ ,  $\beta$  и  $\gamma$  – некоторые неизвестные степени. Взяв операцию «квадратные скобки» от обеих частей соотношения (50), можно с учётом известных [30, 31] простых алгебраических свойств этой операции получить:

$$[П] = [B][\bar{\rho}]^\alpha [G]^\beta [E_{cN}]^\gamma, \quad (51)$$

т.е.

$$1 = [\bar{\rho}]^\alpha [G]^\beta [E_{cN}]^\gamma, \quad (51')$$

откуда, учтя (49) и  $1 = L^0 M^0 T^0$ , приходим к

$$L^0 M^0 T^0 = (ML^{-3})^\alpha (L^3 M^{-1} T^{-2})^\beta (L^2 M T^{-2})^\gamma,$$

т.е.

$$L^0 M^0 T^0 = L^{-3\alpha+3\beta+2\gamma} \cdot M^{\alpha-\beta+\gamma} \cdot T^{-2\beta-2\gamma}, \quad (52)$$

что даёт (на основании метода неопределённых коэффициентов – степеней) однородную систему линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) с 3-мя неизвестными:  $\alpha$ ,  $\beta$  и  $\gamma$ :

$$\begin{cases} -3\alpha + 3\beta + 2\gamma = 0, \\ \alpha - \beta + \gamma = 0, \\ -2\beta - 2\gamma = 0, \end{cases} \quad (53)$$

с «квадратной» матрицей коэффициентов при неизвестных:

$$A = \begin{pmatrix} -3 & 3 & 2 \\ 1 & -1 & 1 \\ 0 & -2 & -2 \end{pmatrix}. \quad (53')$$

Как известно [32], однородная СЛАУ имеет нетривиальные (ненулевые) решения лишь при

$$\det A = |A| = 0. \quad (54)$$

(В случае «прямоугольной» матрицы  $A$  для существования бесконечного множества нетривиальных (ненулевых) решений однородной СЛАУ необходимо и достаточно, чтобы ранг матрицы  $A$  был меньше числа неизвестных [32]: для «квадратной» матрицы  $A$  это условие для ранга матрицы  $A$  сводится [32] к  $\det A = 0$ .)

Вычислив определитель матрицы (53'), убеждаемся, что

$$\det A = |A| = \begin{vmatrix} -3 & 3 & 2 \\ 1 & -1 & 1 \\ 0 & -2 & -2 \end{vmatrix} = -10 \neq 0, \quad (55)$$

т.е. нетривиальных (ненулевых) решений однородная СЛАУ не имеет (она имеет лишь одно тривиальное (нулевое) решение, которое нас не интересует), а, следовательно, по методу «от противного» размерные параметры  $\bar{\rho}$ ,  $G$  и  $E_{cN}$  не могут образовать безразмерный комплекс (50), т.е. эти параметры являются независимыми.

Число параметров с независимыми размерностями не может быть больше числа основных, первичных единиц измерения, но может быть и меньше [30, 31]. В системе СГС – главной системе единиц

теоретической физики (или в механической части СИ) число параметров с независимыми размерностями не больше трёх. В дальнейшем в перечислении определяющих параметров независимые по размерности величины будем помещать в начале списка (см. (48)).

Теперь допустим, что мы ищем какое-либо соотношение, связывающее те или иные параметры изучаемого сейсмического очага. Пусть этот очаг характеризуется набором  $n$  определяющих параметров. Запишем искомое соотношение, связывающее между собой определяющие параметры, в следующем общем (неявном) виде:

$$F(a_1, a_2, \dots, a_n) = 0. \quad (56)$$

Нахождение явного вида этих соотношений и есть основная задача физики очагов землетрясений.

Известная  $\Pi$ -теорема утверждает, что соотношение (56) может быть переписано в виде [30, 31]:

$$F(\underbrace{1, 1, \dots, 1}_k; \underbrace{\Pi_{k+1}, \Pi_{k+2}, \dots, \Pi_n}_{n-k}) = 0, \quad (57)$$

где через  $k$  обозначено число определяющих параметров с независимыми размерностями (в случае (48) на основании (50) – (55)  $k = 3$ ), а через  $\Pi$  обозначены безразмерные комбинации (комплексы) всех величин  $a_1, a_2, \dots, a_n$ . Выбор безразмерных комплексов  $\Pi_{k+1}, \Pi_{k+2}, \dots, \Pi_n$  должен быть подчинён определённым правилам [30, 31], хотя он и не является однозначным. Например, надо стремиться к тому, чтобы как можно большее число этих комплексов были бы независимыми, т.е. не могли бы быть сведены один к другому путём возведения в степень или перемножения.

Таким образом, сущность  $\Pi$ -теоремы заключается в том, что она сводит функцию  $n$  размерных параметров к функции меньшего числа  $n - k$  безразмерных комплексов. Метод доказательства  $\Pi$ -теоремы, основанной на принципе размерной однородности (соотношение (56) не должно измениться, если мы изменим систему единиц), приведён в [30, 31].

Разумеется, вид функции (57) тот же, что и в (56). Методом теории размерностей в общем случае он не определяется. Анализ размерностей имеет дело только с аргументами этой функции. Тем не менее уже из общего сравнения (56) и (57) можно сделать два важных вывода.



Во-первых, следует подчеркнуть, что уменьшение числа аргументов (от  $n$  в (56) до  $n - k$  в (57)) представляет собой существенное упрощение соотношения.

И во-вторых, если  $n - k = 1$ , т.е. если число определяющих параметров всего на единицу больше числа параметров с независимыми размерностями, то вместо (57) имеем:

$$F(1, 1, \dots, 1; \Pi) = F_1(\Pi) = 0. \quad (58)$$

Здесь остаётся один безразмерный комплекс. Формула (58) теперь имеет вид уравнения только для одной величины, решение которого определяет численное значение (одно или несколько) величины  $\Pi$ . Чаще всего уравнение (58) имеет простую алгебраическую форму и его корень, как правило, оказывается по порядку величины не слишком сильно отличающимся от единицы.

Таким образом, в том важном (частном) случае, когда число определяющих параметров на единицу больше числа независимых размерностей, совершенно не зная заранее вида функции (58) или (56), связывающей эти параметры, из одних только размерностных соображений мы можем определить эту функцию  $F_1(\cdot)$  из уравнения  $F_1(\Pi) = 0$ , или, что эквивалентно, функцию  $f_1(\cdot)$  из уравнения:

$$a_n = f_1(a_1, a_2, \dots, a_{n-1}) \quad (58')$$

с точностью до численного множителя  $A$ , который часто сравним с единицей. При этом чаще всего безразмерный комплекс  $\Pi$  в уравнении (58) принимает вид:

$$\Pi = a_n / (a_1^{a_1} a_2^{a_2} \dots a_{n-1}^{a_{n-1}}) = A, \quad (58'')$$

что эквивалентно конкретному алгебраическому виду уравнения (58') [30, с.32]:

$$a_n = A a_1^{a_1} a_2^{a_2} \dots a_{n-1}^{a_{n-1}}, \quad (59)$$

где  $n - 1 = k$ , т.е.  $n - k = 1$ , а  $a_1, a_2, \dots, a_{n-1}$  – неизвестные степени, которые легко определяются методом неизвестных коэффициентов – степеней с помощью формулы размерности для  $a_n$ .

Что же касается безразмерной постоянной (численного множителя)  $A$  ( $[A] = 1$ ), то её можно определить либо опытом (используя наблюдательные данные или метод моделирования), либо теоретически, решая соответствующую математическую задачу. В теории

подобия и размерности (до всяких дополнительных исследований) обычно полагается, что числовой сомножитель  $A$  не может быть слишком малым или слишком большим. Как правило, он может быть по величине меньше или больше единицы не более, чем на порядок, т.е. диапазон изменения значений сомножителя  $A$  должен занимать не более двух порядков. В среднем (в отсутствии теории конкретного явления, в которых фигурируют определяющие параметры  $a_1, a_2, \dots, a_n$ ) числовой сомножитель  $A$  обычно приравнивают единице. Только при разработке конкретной теории, в которой фигурируют величины  $a_1, a_2, \dots, a_n$ , можно получить конкретный вид числового сомножителя  $A$ . Им, как правило, являются различные комбинации целых чисел и математических констант типа  $\pi$ .

В случае нашей зависимости (48) имеем:  $n = 4, k = 3, n - k = 1$ , т.е. реализуется вид зависимости (58) – (58''), (59). Следовательно, имеем:

$$F(1,1,1;\Pi) = F_1(\Pi) = 0, \quad (60)$$

т.е.

$$\Pi = t_{3c} / (\bar{\rho}^\alpha G^\beta E_{cN}^\gamma) = A \quad (60')$$

или

$$t_{3c} = A \bar{\rho}^\alpha G^\beta E_{cN}^\gamma, \quad (61)$$

где  $\alpha, \beta$  и  $\gamma$  – некоторые неизвестные степени.

Взяв от обеих частей (61) операцию «физическая размерность» (т.е. операцию «квадратные скобки») и учтя известные свойства этой операции, получим:

$$[t_{3c}] = [A][\bar{\rho}]^\alpha [G]^\beta [E_{cN}]^\gamma,$$

что с учётом  $[A] = 1$  приводит к

$$[t_{3c}] = [\bar{\rho}]^\alpha [G]^\beta [E_{cN}]^\gamma, \quad (62)$$

откуда, учтя (49), приходим к

$$T = (ML^{-3})^\alpha (L^3 M^{-1} T^{-2})^\beta (L^2 M T^{-2})^\gamma,$$

т.е.

$$L^0 M^0 T^1 = L^{-3\alpha+3\beta+2\gamma} \cdot M^{\alpha-\beta+\gamma} \cdot T^{-2\beta-2\gamma}, \quad (63)$$

с такой же правой частью, что и в (52).

На основании метода неопределённых коэффициентов – степеней получаем из (63) неоднородную СЛАУ с 3-мя неизвестными  $\alpha$ ,  $\beta$  и  $\gamma$ :

$$\begin{cases} -3\alpha + 3\beta + 2\gamma = 0, \\ \alpha - \beta + \gamma = 0, \\ -2\beta - 2\gamma = 1, \end{cases} \quad (64)$$

решая которую (или методом последовательных исключений Гаусса (Жордана-Гаусса) или с учётом (55) по правилу Крамера [32]), находим:

$$\alpha = \beta = -1/2, \quad \gamma = 0. \quad (65)$$

Подставляя (65) в (61), имеем:

$$t_{3c} = A\bar{\rho}^{-1/2} G^{-1/2} E_{cN}^0,$$

т.е.

$$t_{3c} = A / \sqrt{\bar{\rho}G} \quad (66)$$

или, полагая стандартно в теории размерностей  $A = 1$ , приходим к

$$(t_{3c})_1 = 1 / \sqrt{\bar{\rho}G}, \quad (66')$$

т.е. третье инвариантное сейсмическое время (период) в первой версии (добавлен ещё индекс 1) в зависимости (48) вообще не зависит от любой величины, имеющей размерность «энергия».

Следовательно, можно определить третью инвариантную сейсмическую скорость (в 1-ой версии) в виде:

$$(v_{3c})_1 = r_{cN} / (t_{3c})_1 = r_{cN} \sqrt{\bar{\rho}G} = \sqrt{r_{cN}^2 \bar{\rho}G}. \quad (67)$$

Аналогично тому, как мы на основании теории размерностей получили из неявной зависимости (48) явную формулу (66') для  $(t_{3c})_1$ , можно из неявной предполагаемой зависимости  $F(\bar{\rho}, G, m_{cN}, (v_{3c})_2) = 0$  найти явный вид зависимости для третьей инвариантной сейсмической скорости (во 2-ой версии) с точностью до безразмерного числового множителя  $A$ :

$$(v_{3c})_2 = G^{1/2} m_{cN}^{1/3} \bar{\rho}^{-1/6}. \quad (68)$$

Точно также из неявной предполагаемой зависимости  $F(m_{cN}, G, r_{cN}, (v_{3c})_3) = 0$  получаем с точностью до безразмерного числового сомножителя  $A$  явный вид зависимости для третьей инвариантной сейсмической скорости (в 3-ей версии):

$$(v_{3c})_3 = \sqrt{Gm_{cN} / r_{cN}}. \quad (69)$$

Аналогично из неявной предполагаемой зависимости  $F(m_{cN}, G, r_{cN}, (t_{3c})_2) = 0$  находим с точностью до безразмерного числового множителя  $A$  явный вид зависимости для третьего инвариантного сейсмического времени (периода) во второй версии:

$$(t_{3c})_2 = \sqrt{r_{cN}^3 / (Gm_{cN})}. \quad (70)$$

Такой же результат можно получить с точностью до числового множителя  $\sqrt{4\pi/3} \approx 2,05$ , подставив согласно (42) и (31), но в эквивалентной частотно-инвариантной записи (с заменой индекса  $M$  на индекс  $N$ ) соотношение  $\bar{\rho} = m_{cN} / (4\pi r_{cN}^3 / 3)$  в сферическом приближении в формулу (66').

При этом выполняется с точностью до безразмерных числовых сомножителей (в сферическом приближении) следующая цепочка равенств (см. (67), (69) и (68)):

$$\begin{aligned} (v_{3c})_1 &= r_{cN} / (t_{3c})_1 = \sqrt{r_{cN}^2 \bar{\rho} G} \approx \sqrt{r_{cN}^2 Gm_{cN} / r_{cN}^3} = \\ &= \sqrt{Gm_{cN} / r_{cN}} \approx G^{1/2} m_{cN}^{1/3} \bar{\rho}^{-1/6}. \end{aligned} \quad (71)$$

Поэтому, чтобы учесть разные числовые (безразмерные) множители в выражениях цепочки равенств (71) после знаков отношения ( $\approx$ ) и введены индексы 2 и 3 после круглых скобок в обозначениях скоростей (68) и (69).

Ещё более точная цепочка равенств типа (71) достигается в кубическом приближении, подставив  $L_{cN}$  вместо  $r_{cN}$  в (67) и заменив в полученном выражении согласно (42) и (31), но в эквивалентной частотно-инвариантной записи (с заменой индекса  $M$  на индекс  $N$ )  $\bar{\rho}$  на  $m_{cN} / L_{cN}^3$  (при этом значение полученной скорости совпадёт со значением скорости (во 2-ой версии) в (68)):

$$\begin{aligned} (v_{3c})_2 &= L_{cN} / (t_{3c})_1 = L_{cN} \sqrt{\bar{\rho} G} = \sqrt{L_{cN}^2 \bar{\rho} G} = \sqrt{L_{cN}^2 Gm_{cN} / L_{cN}^3} = \sqrt{Gm_{cN} / L_{cN}} = \\ &= G^{1/2} m_{cN}^{1/2} L_{cN}^{-1/2} = G^{1/2} m_{cN}^{1/3} m_{cN}^{1/6} L_{cN}^{-1/2} = G^{1/2} m_{cN}^{1/3} (m_{cN} / L_{cN}^3)^{1/6} = G^{1/2} m_{cN}^{1/3} \bar{\rho}^{-1/6} \end{aligned}$$

или, «дробя» не  $m_{cN}$ , а  $\bar{\rho}$ :

$$\begin{aligned}
(v_{3c})_2 &= L_{cN} \sqrt{\bar{\rho} G} = L_{cN} \bar{\rho}^{1/2} G^{1/2} = L_{cN} \bar{\rho}^{1/3} \bar{\rho}^{1/6} G^{1/2} = G^{1/2} (L_{cN}^3 \bar{\rho})^{1/3} \bar{\rho}^{1/6} = \\
&= G^{1/2} (L_{cN}^3 m_{cN} / L_{cN}^3)^{1/3} \bar{\rho}^{1/6} = G^{1/2} m_{cN}^{1/3} \bar{\rho}^{1/6},
\end{aligned}$$

т.е. окончательно получаем следующую эквивалентную цепочку равенств для третьей инвариантной сейсмической скорости (во 2-ой версии):

$$(v_{3c})_2 = L_{cN} / (t_{3c})_1 = L_{cN} \sqrt{\bar{\rho} G} = \sqrt{G m_{cN} / L_{cN}} = G^{1/2} m_{cN}^{1/3} \bar{\rho}^{1/6}. \quad (72)$$

При этом, чтобы не множить бессмысленно ряд времен и скоростей в ансамблях третьих инвариантных сейсмических времён (периодов) и третьих инвариантных сейсмических скоростей, мы не допускаем «противозаконного» смешивания линейных факторов, времён и скоростей, полученных с учётом сферического приближения, с аналогичными величинами, полученными с учётом кубического приближения. Поэтому у нас в ансамбле третьих инвариантных сейсмических времён (периодов) всего 2 времени (периода): (66') и (70), а в ансамбле третьих инвариантных сейсмических скоростей всего 3 скорости: (67) (см. ещё (71)), (72) (см. ещё (68)) и (69). Отметим, что при замене в (70)  $r_{cN}$  на  $L_{cN}$  снова получается (66').

Так как эти инвариантные величины получены из теоретико-размерностных соображений (в них участвуют магнитудные инварианты в сопряжении с частотным законом Гутенберга-Рихтера) и они также не зависят от магнитуды, то в соответствии с определением магнитудных инвариантов, приведённым в начале данной статьи, эти инвариантные величины назовём *теоретико-размерностными инвариантами*.

Подставляя численные значения величин (41), (47), (45) и (18) с учётом (22) соответственно в (66') и (70), получаем в порядке убывания значений третьих инвариантных сейсмических времён (периодов):

$$(t_{3c})_1 = 1 / \sqrt{\bar{\rho} G} \approx 2,347 \cdot 10^3 \text{ с} \approx 39,12 \text{ мин} \approx 39 \text{ мин}, \quad (73)$$

$$(t_{3c})_2 = \sqrt{r_{cN}^3 / (G m_{cN})} \approx 1,127 \cdot 10^3 \text{ с} \approx 18,78 \text{ мин} \approx 19 \text{ мин}, \quad (74)$$

продолжая убывающий ряд значений инвариантных сейсмических времён (периодов):  $t_{1N} \approx 2,5$  года,  $t_{2N} \approx 2,3$  сут  $\approx 55$  ч (см. (16) и (17) с учётом (22) и их интерпретации в абзаце перед (22)).

Кроме того, подставляя (73), (41), (47), (18) с учётом (22), а также (32) и (45) соответственно в (67), (72) и (69), получаем в порядке возрастания значений третьих инвариантных сейсмических скоростей:

$$(v_{3c})_1 = r_{cN} / (t_{3c})_1 = r_{cN} \sqrt{\rho G} \approx 0,71 \text{ м / с}, \quad (75)$$

$$(v_{3c})_2 = L_{cN} / (t_{3c})_1 = L_{cN} \sqrt{\rho G} = \sqrt{G m_{cN} / L_{cN}} = G^{1/2} m_{cN}^{1/3} \rho^{-1/6} \approx 1,15 \text{ м / с}, \quad (76)$$

$$(v_{3c})_3 = \sqrt{G m_{cN} / r_{cN}} \approx 1,47 \text{ м / с}, \quad (77)$$

продолжая возрастающий ряд значений инвариантных сейсмических скоростей:  $v_{1c} \approx 0,66 \text{ км/год} \approx 2,1 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}$ ,  $v_{2c} \approx 264,4 \text{ км/год} \approx 8,3 \cdot 10^{-3} \text{ м/с}$  (см. (27) и (28)). При этом значения третьих инвариантных сейсмических скоростей (75), (76) и (77) больше второй инвариантной сейсмической скорости  $v_{2c}$  соответственно примерно: в 85, 140 и 180 раз.

Отметим, что период (73) очень близок по своему значению к одному из периодов резонансных колебаний в заливе Находка:  $T = 40 \text{ мин}$  [33], а также к одному из периодов сейшевых колебаний в заливе Посьета:  $T = 40,1 \text{ мин}$  [34]. Что касается второго периода (74), то он оказался близким по своему значению к периодам сферoidalных гармоник  ${}_1S_3$  ( $T = 18,2 \text{ мин}$ ) и  ${}_0S_0$  ( $T = 20,6 \text{ мин}$ ) собственных колебаний Земли [35], а также к периодам  $T = 18 \text{ мин}$  и  $T = 21 \text{ мин}$  семичасового фрагмента сигнала (записанного 25 октября 2014 г.) сейшевых колебаний водных масс бухты Алексева и включающего её Амурского залива [36]. Кроме того, период  $(t_{3c})_2 \approx 19 \text{ мин}$  из (74) достаточно близок по значению и к ярко выделенному периоду  $T = 17 \text{ мин } 28 \text{ сек}$  собственных колебаний бухты Витязь Японского моря [37].

Как периоды колебаний (73) и (74), сгенерированные в литосфере, связаны с соответствующими вышеуказанными периодами колебаний в гидросфере? Вопрос сложный. Хотя некоторые могут и возразить, что общего между физикой литосферы и физикой гидросферы? Но по эмоциональному мнению одного из авторов этой статьи [38]: «Связь колоссальная! Её бы нам понять!»

Наконец, продолжая убывающий ряд значений инвариантных сейсмических времён (периодов), можно характерное инвариантное время  $T_0$  из (14), имеющее нетривиальную сейсмологическую ин-

терпретацию [1, 2], считать четвёртым инвариантным сейсмическим временем (периодом):

$$t_{4c} \equiv T_0 = 5,06 \text{ мин}, \quad (78)$$

что с учётом (18), (22) и (32) приводит к двум четвёртым инвариантным сейсмическим скоростям:

$$(v_{4c})_1 = r_{cN} / t_{4c} = 1,66 \cdot 10^3 \text{ м} / 5,06 \text{ мин} = 1,66 \cdot 10^3 \text{ м} / 303,6 \text{ с} \approx 5,47 \text{ м} / \text{с}, \quad (79)$$

$$(v_{4c})_2 = L_{cN} / t_{4c} = 2,69 \cdot 10^3 \text{ м} / 5,06 \text{ мин} = 2,69 \cdot 10^3 \text{ м} / 303,6 \text{ с} \approx 8,86 \text{ м} / \text{с}, \quad (80)$$

продолжая возрастающий ряд значений третьих инвариантных сейсмических скоростей (75) – (77). При этом значение скорости  $(v_{4c})_1$  больше значений скоростей  $(v_{3c})_1$ ,  $(v_{3c})_2$  и  $(v_{3c})_3$ , соответственно примерно: в 7,7; 4,7 и 3,7 раза, а значение скорости  $(v_{4c})_2$  больше значений скоростей  $(v_{3c})_1$ ,  $(v_{3c})_2$ ,  $(v_{3c})_3$ , соответственно примерно: в 12,5; 7,7 и 6,0 раза.

Что касается вопроса о сейсмологической интерпретации всего приведённого выше ансамбля инвариантных сейсмических скоростей (кроме, быть может, первой инвариантной сейсмической скорости  $v_{1c}$  из (27), интересная сейсмологическая интерпретация которой приведена в [1, 2]), то ответа на этот вопрос пока не видно. Особенно это касается третьих и четвёртых инвариантных сейсмических скоростей  $(v_{3c})_1$ ,  $(v_{3c})_2$ ,  $(v_{3c})_3$ ,  $(v_{4c})_1$  и  $(v_{4c})_2$  из (75), (76), (77), (79) и (80) соответственно: значения этих скоростей, на первый взгляд, довольно велики для различных движений в литосфере. Но, может быть, мы очень мало знаем об этих движениях в литосфере. И с дальнейшим неизбежным прогрессом в развитии физики землетрясений «туман» недостатка знаний о всех процессах, идущих как в литосфере вообще, так и в сейсмических очагах, в частности, рассеется. Возможно, что достаточно малое значение второй инвариантной сейсмической скорости  $v_{2c}$  из (28) по сравнению со скоростями (75) – (77), (79) и (80), но достаточно большое значение по сравнению со скоростью (27) объясняется соответствующим масштабом изменений параметров краткосрочных предвестников землетрясений [7]. Хотя всей ясности в механизме связи со значением скорости (28) всех значений скоростей регулярных и иррегулярных процессов, идущих в сейсмическом

очаге от момента появления первых краткосрочных предвестников землетрясения до главного толчка, мы по-прежнему не ощущаем.

Теперь на основании локальной оценки величины сотрясения (в силовом смысле) упругой среды в окрестности очага землетрясения [5]:  $F_{comp} = dE_c / dr$ , которую удобно здесь переписать в виде:

$$F_c = dE_c / dr_c, \quad (81)$$

предложим зависимость силы сотрясения  $F_c$  пород в очаге землетрясения от магнитуды  $M$ .

Для этого, учтя известную формулу дифференцирования сложной функции через промежуточный аргумент, перепишем (81) в следующем эквивалентном виде:

$$F_c = F_c(M) = dE_c(M) / dr_c(M) = dE_c(M) / dM \cdot [dM / dr_c(M)]. \quad (81')$$

Привлекая магнитудную зависимость (3), имеем:  $\lg r_c(M) = a_1 M - b_1$ , т.е.

$$M = [\lg r_c(M) + b_1] / a_1. \quad (82)$$

Отсюда находим:

$$dM / dr_c(M) = (1 / a_1) \cdot \left\{ 1 / [r_c(M) \cdot \ln 10] \right\} 1 / \text{км}. \quad (83)$$

Из (5) сразу получаем:

$$dE_c(M) / dM = a_3 \cdot 10^{a_3 M - b_3} \cdot \ln 10 = a_3 E_c(M) \cdot \ln 10 \text{ Дж}. \quad (84)$$

Подставляя (84) и (83) в (81'), приходим к

$$F_c = F_c(M) = F_{cM} = (a_3 / a_1) E_c(M) / r_c(M) \text{ Дж / км}, \quad (85)$$

что с учётом (3) и (5) приводит к

$$F_c = F_c(M) = F_{cM} = 10^{(a_3 - a_1)M - (b_3 - b_1) + \lg(a_3 / a_1)} \text{ Дж / км}. \quad (86)$$

Подставляя (8) в (86), окончательно находим:

$$F_c = F_c(M) = F_{cM} = 10^{a_8 M - b_8} \text{ Дж / км}, \quad (87)$$

где

$$a_8 = 1, \quad b_8 = -7,56. \quad (88)$$

Учтя Дж/км =  $10^{-12}$  ГН (гиганьютон, ГН =  $10^9$  Н), имеем из (87), (88):



$$F_c = F_c(M) = F_{cM} = 10^{\tilde{a}_8 M - \tilde{b}_8} \text{ ГН}, \quad (87')$$

где

$$\tilde{a}_8 = 1, \quad \tilde{b}_8 = 4,44. \quad (88')$$

Следовательно, из пары магнитудных величин ( $F_{cM}$ ,  $N_M$ ) с помощью известной «рецептуры» первого способа получения магнитудных инвариантов находим из (87), (88) ещё один магнитудный инвариант в сопряжении с частотным законом Гутенберга-Рихтера (24-ый – в общем счёте магнитудных инвариантов (см. (9), (32) и (45)) и 9-ый – в частотной версии), т.е. частотно-инвариантную силу сотрясения пород в сейсмическом очаге:

$$\begin{aligned} F_{cN} &\equiv \Phi_{24} = F_{cM} \cdot N_M = \text{const} = 10^{a_8 b_8 - a_8 b_8} \text{ Дж / км} = \\ &= 10^{12,56} \text{ Дж / км} \approx 3,63 \cdot 10^{12} \text{ Дж / км} = 3,63 \text{ ГН}, \end{aligned} \quad (89)$$

которая, естественно, совпадает с численным значением магнитудной величины  $F_{cM} = F_c(M)$  при  $M = 5$  (см. (87), (88)).

Авторы надеются, что все вышеописанные магнитудные инварианты в сопряжении с частотным законом Гутенберга-Рихтера (как и вся «технология» их получения) и, кроме того, ещё и теоретико-размерностные инварианты со всем сопутствующим им ансамблем инвариантных времён (периодов) и скоростей сыграют в будущем позитивную роль в физике землетрясений, а также в проблеме возможного прогноза кóровых землетрясений.

### Литература

1. Dolgikh G.I., Mishakov A.V. Magnitude Invariants in Seismology // ISSN 1028 – 334X, Doklady Earth Sciences. 2014. Vol. 459. Part 1. P. 1387–1390. (Pleiades Publishing, Ltd, 2014. Original Russian Text: Dolgikh G.I., Mishakov A.V., 2014, published in Doklady Akademii Nauk, 2014, Vol. 459, №1, pp. 96–99. – Долгих Г.И., Мишаков А.В. Магнитудные инварианты в сейсмологии // ДАН. 2014. Т. 459. №1. С. 96–99.)
2. Долгих Г.И., Мишаков А.В. Магнитудные инварианты в сейсмологии. В кн.: Материалы докладов VIII Всероссийского симпозиума «ФИЗИКА ГЕОСФЕР». Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 299–309. (Более подробный вариант статьи [1].)
3. Долгих Г.И., Мишаков А.В. Интегральные магнитудные инварианты в сейсмологии. В кн.: Материалы докладов IX Всероссийского симпозиума «ФИЗИКА ГЕОСФЕР». Владивосток: Дальнаука, 2015. С. 509–525.
4. Гульельми А.В. Форшоки и афтершоки сильных землетрясений в свете теории катастроф // УФН. 2015. Т.185. №4. С. 415–429.

5. Долгих Г.И., Мишаков А.В. К вопросу о сопоставлении субъективной шкалы интенсивности землетрясений (сотрясений) на поверхности Земли и инструментальной шкалы магнитуд (энергий) очагов землетрясений. В кн.: Материалы докладов X Всероссийского симпозиума «ФИЗИКА ГЕОСФЕР». Владивосток. 2017. С. 284–298.
6. Долгих Г.И., Мишаков А.В. Функция и плотность распределения землетрясений по магнитудам из закона повторяемости землетрясений. В кн.: Материалы докладов X Всероссийского симпозиума «ФИЗИКА ГЕОСФЕР». Владивосток. 2017. С. 298–311.
7. Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ АН СССР, 1991. 217 с.
8. Долгих Г.И., Мишаков А.В. Расчет оценок скоростей смещения деформаций среды в эпицентрах и гипоцентрах коровых землетрясений в задаче их возможного прогноза по вариациям напряженно-деформационного поля Земли на ее поверхности. В кн.: Материалы докладов VI Всероссийского симпозиума «ФИЗИКА ГЕОСФЕР». Владивосток: Дальнаука, 2009. С. 162–167.
9. Долгих Г.И., Мишаков А.В. О согласовании регрессий для энергетической и геометрических характеристик очага корового землетрясения. В кн.: Материалы докладов V Всероссийского симпозиума «ФИЗИКА ГЕОСФЕР». Владивосток: Дальнаука, 2007. С. 158 – 164.
10. Gutenberg B., Richter C.F. Earthquake magnitude, intensity energy and acceleration // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1956. V.46. № 2. P. 105–145.
11. Трухин В.И., Показеев К.В., Куницын В.Е. Общая и экологическая геофизика. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2005. 571 с.
12. Tsuboi C. Earthquake energy volume aftershock area and strength of the Earth's crust // J. Phys. Earth. 1956. V.4. №2. P. 63–67.
13. Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с. (Перевод с англ. изд. 1981 г.: Kasahara K. Earthquake mechanics. Cambridge University Press, 1981. 248 p.)
14. Садовский М.А., Писаренко В.Ф., Штейнберг В.В. О зависимости энергии землетрясения от объема сейсмического очага // ДАН СССР. 1983. Т.271. №3. С.598–602.
15. Садовский М.А. Избранные труды: Геофизика и физика взрыва. М.: Наука, 2004. 440с.
16. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 100с.
17. Федотов С.А., Чернышев С.Д. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги: достоверность в 1986–2000 гг., развитие метода и прогноз на 2001–2005 гг. // Вулканология и сейсмология. 2002. №6. С. 1–24.
18. Методы прогноза землетрясений. Их применение в Японии / Под ред. Т. Асады. М.: Недра, 1984. 312 с.
19. Федотов С.А. О сейсмичности области очага катастрофического Итурупского землетрясения 6.XI 1958 г. и сейсмическом прогнозе // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1969. №1. С. 3–12.
20. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. О свойстве дискретности горных пород // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. №12. С. 3–18.
21. Садовский М.А. О подобии сейсмических процессов // ДАН СССР. 1987. Т. 296. №6. С. 1343–1347.

22. Садовский М.А. Сейсмика взрывов и сейсмология // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. №11. С. 34–42.
23. Справочник по специальным функциям с формулами, графиками и математическими таблицами / Под ред. М. Абрамовица и И. Стиган. М.: Наука. Главная редакция физико-математической литературы, 1979. 832 с.
24. Васютинский Н.А. Золотая пропорция. СПб.: Изд-во «Диля», 2006. 368 с.
25. Корбалам Ф. Золотое сечение. Математический язык красоты. М.: Де Агостини, 2013. 160 с.
26. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1978. 192 с.
27. Долгих Г.И., Мишаков А.В. Модельные оценки времён распространения и фазовых скоростей волн Пуассона, Рэлея и Лява для дна шельфа возле м. Шульца в задаче деформографических исследований шельфовых волн (часть I). В кн.: Материалы докладов III Всероссийского симпозиума «Сейсмоакустика переходных зон». Владивосток: Изд-во ДВГУ, 2003. С. 61–65.
28. Каршенбойм С.Г. Прогресс в уточнении фундаментальных физических констант: рекомендованные значения КОДАТА 2010 // УФН. 2013. Т. 183. №9. С. 935–962.
29. Симоненко С.В. Результаты термогидрогравитационной теории генезиса планетарных катаклизмов. В кн.: Материалы докладов IX Всероссийского симпозиума «ФИЗИКА ГЕОСФЕР». Владивосток: Дальнаука, 2015. С. 562–566.
30. Седов Л.И. Методы подобия и размерности в механике. М.: Наука. Главная редакция физико-математической литературы, 1981. 448 с.
31. Дибай Э.А., Каплан С.А. Размерности и подобие астрофизических величин. М.: Наука. Главная редакция физико-математической литературы, 1976. 400 с.
32. Епихин В.Е., Граськин С.С. Аналитическая геометрия и линейная алгебра. Теория и решение задач. М.: КНОРУС, 2013. 608 с.
33. Смирнов С.В. Исследование резонансных колебаний в заливе Находка. В кн.: Материалы докладов X Всероссийского симпозиума «ФИЗИКА ГЕОСФЕР». Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2017. С. 325–327.
34. Смирнов С.В. Расчёт сейшевых колебаний в заливе Посыета. В кн.: Материалы докладов IX Всероссийского симпозиума «ФИЗИКА ГЕОСФЕР». Владивосток: Дальнаука, 2015. С. 576–579.
35. Долгих С.Г. Регистрация собственных колебаний земной коры пространственно-разнесёнными лазерными деформографами. В кн.: Материалы докладов X Всероссийского симпозиума «ФИЗИКА ГЕОСФЕР». Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2017. С. 48–50.
36. Фищенко В.К., Суботэ А.Е., Зимин П.С., Подольский Л.А. Разработка и применение конструкции широкополосного видеоволномера для регистрации поверхностного волнения и колебаний уровня моря. В кн.: Материалы докладов IX Всероссийского симпозиума «ФИЗИКА ГЕОСФЕР». Владивосток: Дальнаука, 2015. С. 226–231.
37. Долгих С.Г. Изучение собственных колебаний бухты Витязь. В кн.: Материалы докладов VII Всероссийского симпозиума «Физика геосфер». Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 101, 102.
38. Долгих Г.И. Физика геосфер. В кн.: Материалы докладов VII Всероссийского симпозиума «Физика геосфер». Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 3, 4.

# ПОГРАНИЧНЫЕ ВОЛНЫ РЭЛЕЯ-ШОЛТЕ В АКУСТИКЕ СЛОИСТЫХ СРЕД

**Б.А. Касаткин, Н.В. Злобина, С.Б. Касаткин**

*Институт проблем морских технологий,  
kasatkas@marine.febras.ru*

При анализе звуковых полей инфразвукового диапазона в реальных волноводах типа жидкий слой - донное полупространство существенно увеличивается глубина проникновения звукового поля в донное полупространство. Это приводит к необходимости учёта сдвиговой упругости консолидированных пород, слагающих морское дно на достаточно больших глубинах, и, соответственно, к усложнению самой граничной задачи. Принципиальная особенность модельной постановки граничной задачи заключается в том, что она должна быть несамосопряжённой, учитывающей факт взаимной трансформации продольных и поперечных волн на границах раздела, а также другие эффекты трансформации, присущие этой модельной постановке, отмеченные ранее в работах [1]-[2]. Как отмечено в этих работах, для корректного продолжения поля вытекающих нормальных волн в донное полупространство с соблюдением условий поглощаемости поля на бесконечности необходимо руководствоваться гипотезой о возможной трансформации расходящихся волн в сходящиеся волны отдачи с одновременным изменением знака вертикальных волновых чисел на некотором множестве горизонтов трансформации. Привлечение к описанию звукового поля сходящихся волн отдачи как собственных функций сопряжённого оператора автоматически означает переход к несамосопряжённой модельной постановке самой граничной задачи. Отметим основные особенности решения граничной задачи для волновода типа жидкий слой - твёрдое полупространство в несамосопряжённой модельной постановке.

Все нормальные волны, описывающие звуковое поле в волноводе, зарождаются на критических частотах сопряжёнными парами, образующими комбинационную волну. Одна из волн является регулярной волной, для которой соблюдаются условия локальной непрерывности поля во всей области определения. Другая волна является обобщённой, гибридной, содержащей расходящуюся волну и сходящуюся волну отдачи. Для этой составляющей выполняются условия

локальной непрерывности поля на границах раздела, но на горизонтах трансформации расходящейся волны в сходящуюся волну отдачи выполняются только условия непрерывности по импедансу.

При любой комбинации параметров сопряжённых сред в таком волноводе существует пара пограничных волн Рэля-Шолте, регулярная и обобщённая, гибридная, для которых критическая частота равна нулю (фундаментальные моды). Для пограничных волн потери на распространение являются минимальными, а сами волны являются доминирующими составляющими в звуковом поле инфразвукового диапазона.

Среди корней характеристического (дисперсионного) уравнения при всех параметрах сопряжённых сред существуют два вещественных корня, которым соответствуют две нормальные волны, не имеющие критической частоты (фундаментальные моды). В предельном случае низких частот  $k_1 h \ll 1$  эти волны вырождаются в волну Рэля, а в предельном случае  $k_1 h \gg 1$  эти волны вырождаются в пограничные волны Шолте, регулярную волну R-типа и обобщённую Lt-типа [1], [2].

Дисперсионные зависимости для фазовых (1,3) и групповых (2,4) скоростей регулярной волны Рэля-Шолте R-типа и обобщённой волны Рэля-Шолте Lt-типа соответственно поясняются рис.1. Характер дисперсионных зависимостей для волн Рэля-Шолте таков, что в области частот, меньших первой критической, инвариант пространственно – частотной интерференционной структуры будет отрицательным [3]. Это подтверждается рис.1-б, на котором представлены практически совпадающие частотные зависимости инварианта для регулярной волны Рэля – Шолте R типа (красный цвет) и обобщённой волны Рэля – Шолте Lt-типа (синий цвет).

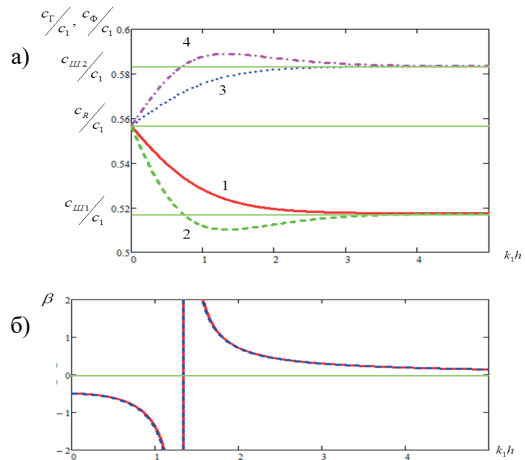


Рис. 1. Дисперсионные зависимости для фазовых (1,3) и групповых (2,4) скоростей регулярной волны Рэля-Шолте R-типа (1,2) и обобщённой волны Рэля-Шолте Lt-типа (3,4) а), частотная зависимость инварианта б).

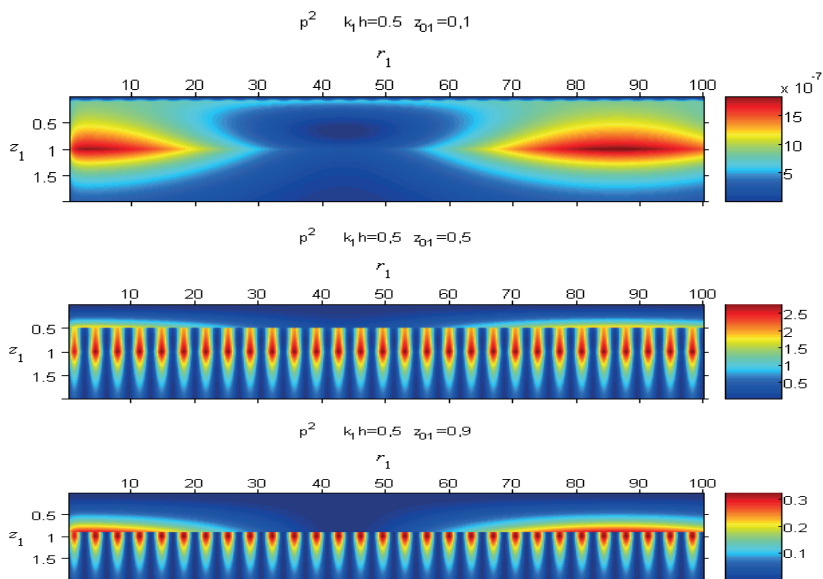


Рис. 2. Поле звукового давления в волноводе и полупространстве,  $z_{01}=0.1, 0.5, 0.9$ .

Численные расчёты звукового поля в волноводе и полупространстве на частотах, меньших первой критической, поясняются рис.2 для случая  $k_1 h=0.5$ . Рисунки поясняют структуру поля звукового давления в плоскости  $(r, z)$  в нормированных на толщину жидкого слоя координатах. В качестве расчётной величины на рисунках представлен нормированный квадрат звукового давления с исключённой цилиндрической расходимостью.

Интерференционная структура поля горизонтальной компоненты вектора интенсивности аналогична интерференционной структуре поля квадрата звукового давления (скалярной интенсивности), но имеет свои особенности, связанные с формированием седловых точек. Узловые и седловые точки образуют, периодическую систему дислокаций фазового фронта, в которой нарушается и делается неопределённой фазовая структура звукового поля.

Другая важная особенность обобщенного решения заключается в активации комплексного углового спектра источника, который не принимает участия в формировании энергетики звукового поля классического решения, построенного в самосопряжённой модельной постановке. Рис.3 поясняет коэффициент передачи по мощности для

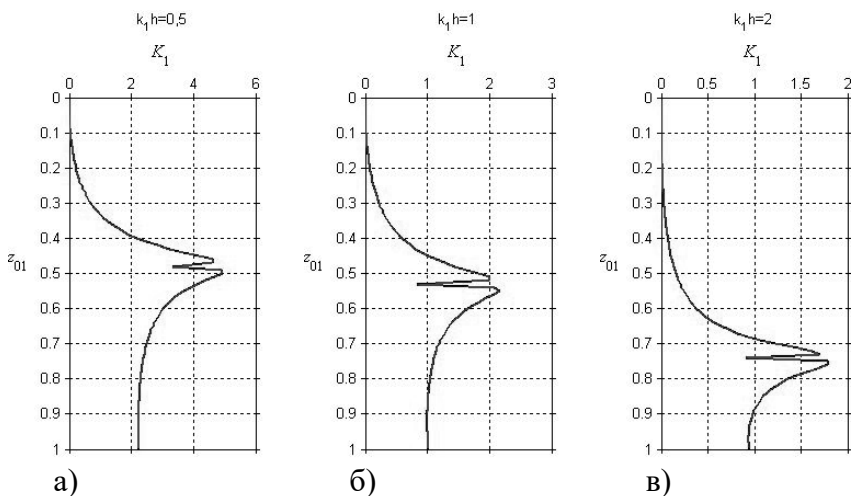


Рис.3 Коэффициент передачи по мощности для обобщённой фундаментальной моды, сформированной пограничными волнами Рэлея - Шолте: а)  $k_1 h=0.5$ , б)  $k_1 h=1.0$ , в)  $k_1 h=2.0$ .

обобщённой фундаментальной моды, сформированной пограничными волнами Рэлея – Шолте, и его зависимость от горизонта источника и частотного параметра  $k_1 h$ . Можно отметить, что участие пограничных обобщённых волн в формировании суммарного звукового поля, существенно увеличивает суммарную излучаемую мощность, что особенно важно в случае низких частот и мелкого моря.

### Литература

1. Касаткин Б.А., Касаткин С.Б. Особенности описания и генерации пограничных волн Рэлея – Шолте в акустике слоистых сред // Гидроакустика, 2018, вып.32(1), с.18-30.
2. Касаткин Б.А., Касаткин С.Б. Особенности распространения и интерференции нормальных волн в волноводной системе водный слой – морское дно с низкой сдвиговой упругостью // Подводные исследования и робототехника, 2018, №1(25), с. 46-58.
3. Чупров С.Д. Интерференционная структура звукового поля в слоистом океане. Акустика океана. Современное состояние. М. Наука,1982. С.71-91.

# МОДУЛЯЦИЯ ПОЛЯ ПОГРАНИЧНЫХ ВОЛН ВНУТРЕННИМИ ВОЛНАМИ В ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЕ ШЕЛЬФ - ГЛУБОКОЕ МОРЕ

**Б.А. Касаткин, С.Б. Касаткин**

*Институт проблем морских технологий,  
kasatkas@marine.febras.ru*

Внутренние волны, относящиеся к волнам гравитационного типа, представляют определённый интерес в прикладной гидроакустике, благодаря своему влиянию на интерференционную структуру звукового поля. Общеизвестным механизмом влияния называют механизм перемешивания водных масс в вертикальном направлении внутренней волной, который существенным образом изменяет профиль скорости звука и, соответственно, набор нормальных волн, формирующих звуковое поле, локализованное преимущественно в звуковых каналах. К таким каналам относятся, прежде всего, придонный звуковой канал в мелком море, в котором, как правило, располагается приёмная система, и подводный звуковой канал глубокого моря, ось которого близка к горизонту возможного позиционирования шумящего объекта (ШО) и горизонту функционирования приёмной системы, установленной на шельфе в придонном звуковом канале. Внутренние волны, распространяясь со стороны глубокого моря в шельфовую зону, могут существенным образом изменять набор нормальных волн, формирующих звуковое поле на трассе распространения ШО - приёмная система, интерференционную структуру звукового поля и основной параметр интерференционной структуры, каким является инвариант.

Описание эксперимента. Приёмные модули ПМ-2, ПМ-3, оснащённые комбинированными приёмниками (КП), были установлены на шельфе на глубине 50м и разнесены на 10км в направлении, перпендикулярном береговой черте. Судно проходит между ними в направлении, параллельном береговой черте, причём приёмный модуль ПМ-3 расположен относительно трассы движения ШО со стороны глубокого моря при глубине места 120м, а приёмный модуль ПМ-2 расположен относительно трассы движения ШО со стороны берега при глубине места 90м. Оба приёмных модуля уверенно регистрируют дискретные составляющие вально-лопастного звукограда



(ВЛЗР) ШО, формирующие на сонограммах характерные интерференционные структуры типа ИРИ, модулированные неким периодическим процессом.

Сама 3D-сонограмма представляет собой звуковой портрет ШО, искажённый его движением и наблюдаемым периодическим процессом. Движение ШО вызывает изменение частоты максимума спектральной плотности мощности (СПМ) на сонограмме, соответствующее изменению расстояния и локальному значению инварианта, зависящему от типа нормальных волн, формирующих звуковое поле. Наблюдаемый периодический процесс вызывает периодическое

изменение частоты максимума СПМ на сонограммах, слабо зависящее от изменения расстояния, которое мало в зоне траверза, причём амплитуда модуляции пропорциональна частоте, а инвариант в результате такой модуляции периодически изменяет знак. С учётом этого с большой вероятностью можно предположить, что причиной модуляции являются внутренние волны, степень влияния которых на звуковое поле растёт с ростом частоты. Однако модуляционные эффекты, зарегистрированные приёмными модулями ПМ-2, ПМ-3, ока-

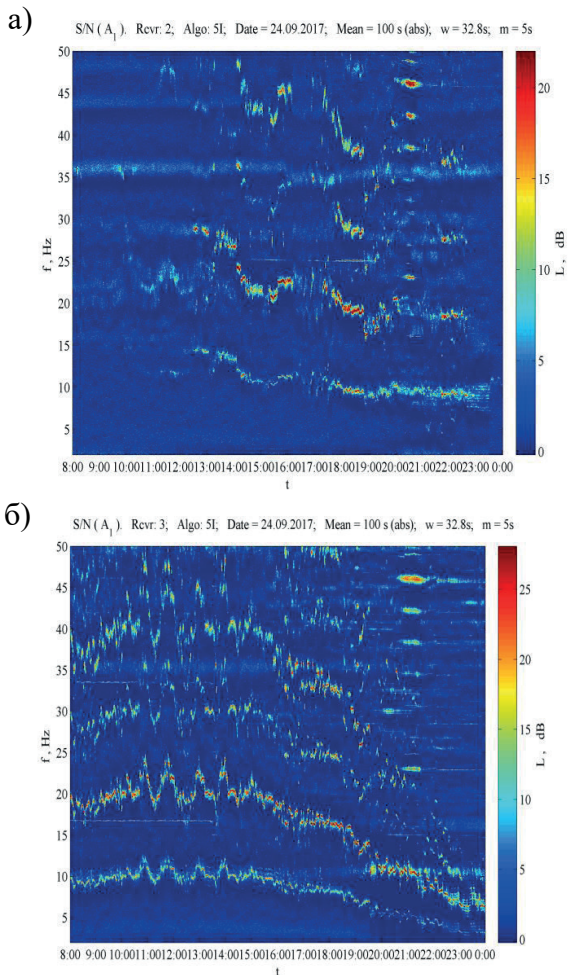
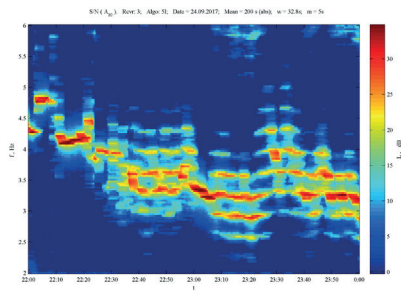
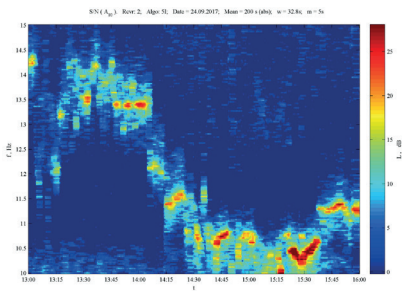
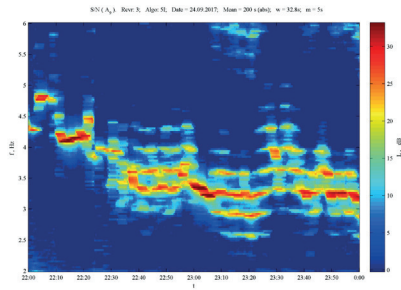
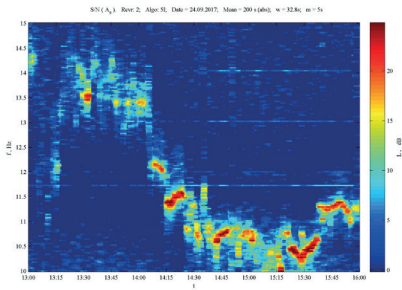
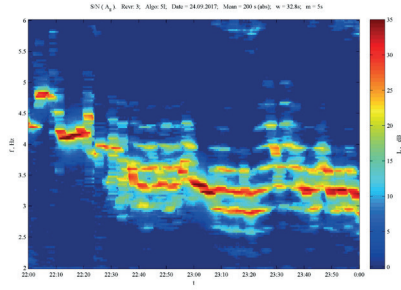
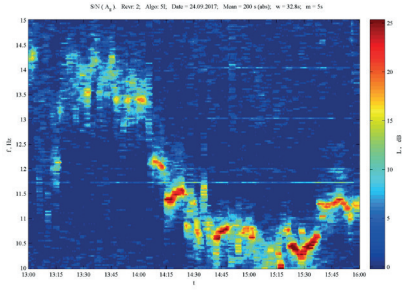


Рис. 1. Сонограмма для отношения (S/N) в канале звукового давления, а) ПМ-2, б) ПМ-3.

зались принципиально различными. Рис. 1а,б поясняют сонограммы звукового поля для отношения сигнал-помеха ( $S/N$ ) на выходе канала звукового давления (параметр  $A_1$ ) в инфразвуковом диапазоне частот в течение длительного (16-часового) интервала наблюдения. Периоды модуляции и пространственные периоды соответственно для приёмного модуля ПМ-2 существенно больше (примерно в 3-4 раза) соответствующих периодов модуляции для приёмного модуля ПМ-3. Для обоих приёмных модулей амплитуда модуляции максимальна в районе траверза, которому соответствует интервал времени регистрации 13-14 час. Возможное объяснение этому экспериментальному факту может заключаться в следующем. При такой геометрии эксперимента волновой вектор внутренних волн, набегающих со стороны моря, и волновой вектор звуковых волн, возбуждаемых ШО, оказываются встречными для приёмного модуля ПМ-3 и однонаправленными для приёмного модуля ПМ-2. При мультипликативной (нелинейной) обработке сигналов в пространственном спектре квадратичных по полю величин появляются разностные и суммарные пространственные частоты. По этой причине модуляция частоты максимума СПМ для приёмного модуля ПМ-3 описывается суммарными пространственными частотами, а для приёмного модуля ПМ-2 - разностными пространственными частотами. Это различие в расположении приёмных модулей относительно трассы движения ШО проявляется в различном периоде модуляции частоты максимума (СПМ) на соответствующих сонограммах, построенных для приёмных модулей ПМ-2, ПМ-3.

Наличие внутренних волн в шельфовой зоне, переходящей в открытое море, оказывает деструктивное влияние на интерференционные структуры, формируемые в звуковом поле ШО. Это влияние проявляется в том, что интерференционные структуры становятся нестационарными, их инвариантная структура становится знакопеременной, а с повышением частоты сами ИРИ теряют свою структурированность. Усложнение сонограммы и потеря её структурированности затрудняет проблему обнаружения ШО, снижает эффективность алгоритмов обработки сигналов и помехоустойчивость самой приёмной системы. Можно ожидать, что внутренние волны, влияющие существенным образом на профиль скорости звука, а через него и на интерференционную структуру звукового поля, оказывают заметное влияние и на энергетическую структуру звукового поля. Характерная особенность энергетической структу-



а)

б)

Рис. 2. Сонограммы для (S/N) в каналах (x,y,z) ротора вектора интенсивности, а) ПМ-2, б) ПМ-3.

ры звукового поля в волноводе заключается в том, что вектор интенсивности содержит не только потенциальную составляющую, но и соизмеримую с ней на низких частотах вихревую составляющую. Пространственная структура ротора вектора интенсивности поясняется рис.2 для (x,y,z) компонент ротора. Для оценки влияния внутренних волн на структуру поля ротора вектора интенсивности выбраны такие участки на сонограммах звукового поля, на которых

сам КП, как векторный приёмник, в наибольшей степени отличается от гидрофона, как скалярного приёмника.

Выводы. В звуковом поле приёмного модуля ПМ-2 вертикальная компонента ротора вектора интенсивности является доминирующей, превышая другие компоненты на 3-5дБ. Это означает, что вихревые (замкнутые) структуры вектора интенсивности формируются, в основном, в горизонтальной плоскости. В звуковом поле приёмного модуля ПМ-3 доминирует ( $x$ ) компонента ротора, превышая другие компоненты на 3-5дБ. Это означает, что вихревые (замкнутые) структуры вектора интенсивности формируются, в основном, в вертикальной плоскости ( $y,z$ ). Все названные различия в пространственной структуре вектора интенсивности и его вихревой составляющей для приёмных модулей ПМ-2, ПМ-3, могут быть связаны с модуляционными эффектами, крупномасштабными для приёмного модуля ПМ-2 и мелкомасштабными для приёмного модуля ПМ-3. Отметим для сравнения, что в регулярном волноводе постоянной глубины вихревая составляющая вектора интенсивности в звуковом поле точечного источника ориентирована в вертикальной плоскости ( $r,z$ ), ротор вектора интенсивности имеет только одну отличную от нуля угловую компоненту, которая лежит в горизонтальной плоскости ( $x,y$ ), а его вертикальная компонента тождественно равна нулю. Иначе говоря, внутренние волны существенным образом повлияли на вихревую составляющую вектора интенсивности для приёмного модуля ПМ-2 в зоне траверза и в меньшей мере для приёмного модуля ПМ-3, но для ИРИ, взятой вдали от траверза.

# ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КОНВЕКЦИИ В МНОГОКОМПОНЕНТНОЙ СРЕДЕ

**С.Б. Козицкий**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева*

Принято считать, что конвекция является наиболее распространенным видом потоков жидкости и газа. Наряду с обычной тепловой конвекцией существенную роль играет многокомпонентная конвекция, которая возникает в среде, где есть два и больше компонентов с различными коэффициентами диффузии. Наиболее знакомая из таких сред – морская вода, где такими компонентами являются тепло и морская соль [1]. Но это могут быть тепло и гелий в звездных атмосферах или различные реагенты в химическом реакторе. Конвекция возникает в результате различного пространственного распределения этих компонентов в гравитационном поле и может принимать самые разные формы.

Существуют многочисленные исследования конвекции в разных частных случаях и методы изучения различных конвективных режимов, как, например, метод амплитудных уравнений. Но не теряет своей актуальности метод прямого численного моделирования, который позволяет качественно проанализировать возникающие конвективные структуры и может быть источником тестовых примеров для более сложных асимптотических и аналитических методов.

В данной работе мы рассматриваем двумерную многокомпонентную конвекцию в слое жидкости толщиной  $h$ , ограниченной двумя бесконечными плоскими горизонтальными границами. Исходными в этом случае являются уравнения гидродинамики жидкой смеси, которые мы запишем в следующем виде:

$$(\partial_t - \sigma \eta^2 \Delta) \Delta \psi + R_{S1}^{-1} \partial_x \left[ \sum_{i=1}^N R_{Si} \xi_i - R_T \theta \right] = J(\Delta \psi, \psi),$$

$$(\partial_t - \eta^2 \Delta) \theta - \partial_x \psi = J(\theta, \psi),$$

$$(\partial_t - \tau_1 \eta^2 \Delta) \xi_1 - \partial_x \psi = J(\xi_1, \psi).$$

.....

$$(\partial_t - \tau_N \eta^2 \Delta) \xi_N - \partial_x \psi = J(\xi, \psi_N).$$

Здесь  $\eta = (\sigma R_s)^{-1/4}$  – малый параметр, также введены:  $\sigma$  – число Прандтля ( $\sigma \approx 7.0$ ),  $\tau_i$  – компонентные числа Льюиса.  $J(f, g) = \partial_x f \partial_z g - \partial_x g \partial_z f$  – якобиан.  $R_T = (g\alpha h^3/\chi\nu)\delta T$  – температурное и  $R_{Si} = (g\gamma_i h^3/\chi\nu)\delta S$  – компонентные числа Рэлея, где  $\alpha$  и  $\gamma_i$  – температурный и компонентные коэффициенты объемного расширения (сжатия). Движение жидкости описывается функцией тока  $\psi(t, x, z)$ , а переменные  $\theta(t, x, z)$  и  $\zeta_i(t, x, z)$  описывают вариации температуры и компонентов относительно линейного профиля. Граничные условия для зависимых переменных выбраны периодическими с тем, чтобы было удобно использовать псевдоспектральные методы.

Для численного моделирования приведенной системы уравнений был создан пакет программ на языке C++ с распараллеливанием в рамках протокола OpenMP. Так, эффективному распараллеливанию подверглось двумерное БПФ, что позволило равномерно задействовать все процессорные ядра. Численная схема для системы уравнений основана на современных псевдоспектральных ETD методах, таких, как ETD2RQ и ETD4RQ [2]. Начальные условия можно выбирать разные, разной амплитуды в зависимости от задач. Так, реализованы начальные условия в виде двумерной Гауссианы и произведения косинусов. Число моделируемых диффузионных компонент ничем не алгоритмически не ограничено и в практических вычислениях достигало десяти. В перспективе это позволит моделировать сложные рас-

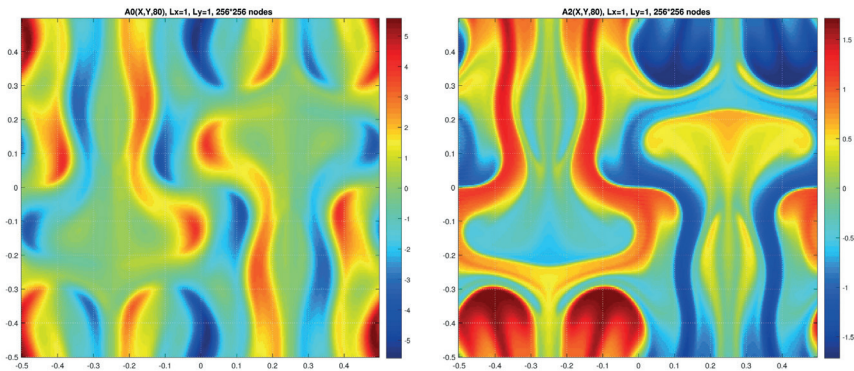


Рис. 1. Численное решение системы уравнений многокомпонентной конвекции для случая двух диффундирующих компонент: тепла и соли. Изображены: функция тока (слева) и последняя компонента (справа) в момент времени  $T=80$ . Размер сетки: 256 на 256 точек. Число Прандтля  $\sigma = 7.0$ , число Льюиса  $\tau_i = 0.012$ , параметр  $\eta = 0.03$ ,  $R_T \wedge R_S = -1.9$ .

творы, включающие различные соли и растворенные газы, такие как метан, углекислый газ и кислород.

### **Литература**

1. T. Radko, Double-diffusive convection // Cambridge University Press, (2013).
2. S.M. Cox, P.C. Matthews, Exponential time differencing for stiff systems // J. Comput. Phys. 176, 430 (2002).

# МОДОВОЕ ПАРАБОЛИЧЕСКОЕ УРАВНЕНИЕ С УЧЕТОМ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ МОД И УПРУГИХ СВОЙСТВ ДНА ДЛЯ ЗАДАЧ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЗВУКА В МЕЛКОМ МОРЕ

**С.Б. Козицкий**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева*

Модовое параболическое уравнение (МПУ) является популярным и удобным инструментом для решения трехмерных задач океанской акустики. Оно было, к примеру, использовано в работах М. Коллинза и в существенно улучшенном виде было представлено в работах М.Ю. Трофимова. В предыдущей работе [1] методом многомасштабных разложений мы вывели адиабатическое модовое параболическое уравнение с учетом эффектов влияния слабой упругости дна на акустическое поле в водном слое. В качестве малого параметра  $\varepsilon$  мы выбрали отношение типичной длины акустической волны к типичному размеру горизонтальных пространственных неоднородностей среды. Модуль сдвига в дне постулируется по величине порядка этого малого параметра. В настоящей работе мы обобщаем метод упругого МПУ на случай взаимодействующих мод [2], тем самым выходя за рамки адиабатического приближения.

В результате была выведена система параболических волновых уравнений при  $l = M, \dots, N$

$$2ik_l A_{l,x} + ik_{l,x} A + A_{l,yy} + \sum_{j=M}^N \beta_{lj} A_j \exp(\theta_{lj}) = 0, \quad (1)$$

где  $\theta_{lj} = i(\theta_l - \theta_j) / \varepsilon$ ,  $P = \sum A_l \phi_l \exp(i\theta_l / \varepsilon)$ ,  $k_l = \theta_{l,x}$ , и  $\beta_{lj}$  определяется формулой

$$\beta_{lj} = \alpha_{lj} - \frac{k_j^2}{\omega^2} \int_{-H}^0 [2(\gamma_0^2 \mu_{lz})_z + \gamma_{0z}^2 \mu_l] \varphi_l \varphi_j dz - \frac{2k_j^2}{\omega^2} \left\{ \mu_l \gamma_0^2 (\varphi_l \varphi_j)_z + \gamma_0 (\gamma_0 \mu_l)_z \varphi_l \varphi_j \right\} \Big|_{z=-h_0-0}^0. \quad (2)$$

Здесь коэффициенты  $\alpha_{lj}$  такие же, как в статье [2]. Коэффициент Ламе  $\mu_l = C_s^2 / \gamma_0$ .



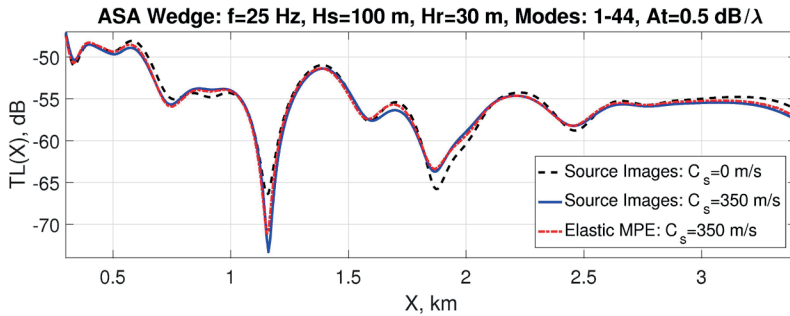


Рис. 1. На этом рисунке приведено сравнение численных решений уравнения (1) и решений, полученных методом изображений источника для скорости сдвиговых волн  $C_s = 350$  м/с. Среднеквадратичная разница между двумя кривыми составляет 0.4 dB.

Для того, чтобы исследовать эффективность и точность уравнения (1) была выполнена серия тестовых численных экспериментов, посвященных сравнению потерь на распространение для стандартной клиновидной бенчмарки Американского Акустического общества, полученных выведенным упругим МПЕ, с решениями, полученными методом изображений источника. Можно констатировать очень хорошее совпадение кривых полученных решений вплоть до скорости сдвиговых волн  $C_s \approx 350$  м/с и приемлемое вплоть до  $\approx 400$  м/с.

В результате этой работы создан и протестирован программный комплекс, позволяющий моделировать распространение акустических волн в мелком море, который активно применяется в планировании экспериментов и интерпретации полученных экспериментальных данных.

Выведенное уравнение может эффективно использоваться в задачах распространения акустических волн в области сейсмоакустики, когда желательно учесть влияние сдвиговых волн, и, в то же время, скорость этих волн не слишком велика, как в случае жидких осадков.

### Литература

1. M. Yu. Trofimov, S. B. Kozitskiy, A. D. Zakharenko, Weak shear modulus in the acoustic mode parabolic equation // Proc. of the Int. Conf. "Days on Diffraction 2016", IEEE, 416-421 (2016).
2. M. Yu. Trofimov, S. B. Kozitskiy, A. D. Zakharenko, A mode parabolic equation method in the case of the resonant mode interaction // Wave Motion, 58, 42-52 (2015).

# ПРОХОЖДЕНИЕ СФЕРИЧЕСКОЙ ВОЛНЫ ЧЕРЕЗ ГРАНИЦУ ВОДА-ВОЗДУХ

**В.И. Короченцев, Е.В. Лисунов, Е.М. Титов**

*Дальневосточный федеральный университет,  
lisunov.evgeniy@gmail.com*

В работе представлен расчет акустического поля упругой продольной волны, источник которой расположен в жидкой среде, граничащей с воздушной средой. Описывается моделирование прохождения упругой волны, источник которой находится в жидком теле (вода) в воздух. Проводится расчет интенсивности и волны, прошедшей через границу раздела сред. Показаны результаты прохождения волны в зависимости от частоты и угла наклона источника.

В качестве источника волн, может быть землетрясение, оползень, либо техногенный источник, например подводный взрыв, поэтому необходимость исследования волновых процессов, возникающих при прохождении различных сред, была продиктована целью поиска дополнительных факторов, повышающих правильность определения опасности возникновения цунами.

Источник располагается в воде, произвольно криволинейной границы раздела сред вода-воздух. Такое расположение выбрано, исходя из практического значения. Техногенный источник волн (в воде), сейсмический (в грунте), всегда располагаются далеко от центра Земли и очень близко к границам раздела сред. В данном случае рассматривается прохождение волны из воды в воздух.

В расчете за источник взят произвольный низкочастотный излучатель, который условно принимается как некоторая виртуальная акустическая решетка. Виртуальная антенна энергетически заменяет реальный источник (взрыв).

Уравнение Гельмгольца запишем в виде:

$$\Delta P + k^2 P = \delta(r - r_0), \quad (1)$$

Граничные условия:

$$P_{1(\text{воды})} = P_{2(\text{воды})}, \quad V_{1(\text{воды})} = V_{2(\text{воды})}.$$

Решение уравнения (1) будем искать в виде [1]:

$$\begin{cases} G_1(\bar{r}, \bar{r}_0) = \frac{e^{ik_1 R}}{R} + K_{\text{отр}} \frac{e^{-ik_1 R}}{R} \\ G_2(\bar{r}, \bar{r}_0) = \frac{e^{ik_2 R_{\text{пр}}}}{R_{\text{пр}}} K_{\text{пр}} \end{cases} \quad (2)$$

где:  $G_1(\bar{r}, \bar{r}_0)$  и  $G_2(\bar{r}, \bar{r}_0)$  - функции Грина [2],  $K_{\text{отр}}$  - функция, зависящая только от угловых координат (имеет смысл коэффициента отражения волн от границы раздела),  $K_{\text{пр}}$  - функция, также зависящая от угловых координат (имеет смысл коэффициента прохождения волн во второе полупространство),  $R$  - расстояние между точкой расположения источника и точкой наблюдения,  $R_{\text{пр}}$  - расстояние между точкой расположения некоего мнимого источника прошедших через границу раздела волн и точкой наблюдения.

На рис. 1 приведено схематическое изображение расположения поверхности раздела двух сред и антенной решетки, формирующей звуковой пучок, падающий на границу раздела.[3] Низкочастотный источник находится под водой и излучает с частотой  $f$ .

В расчете были заданы следующие параметры: для первой среды (вода) - плотность  $\rho_1=1000$  кг/м<sup>3</sup>, скорость распространения продольных волн  $c_1=1500$  м/с, для второй среды (воздух) - плотность  $\rho_2=1,29$  кг/м<sup>3</sup>, скорость распространения продольных волн  $c_1=330$  м/с. Размер эллипсоида равен  $6.3 \cdot 10^6$  м.



Рис. 1. Геометрия задачи, для которой проводился расчет

Рабочие частоты:  $f_1 = 0.1$  Гц;  $f_2 = 0.4$  Гц;  $f_3 = 1$  Гц.

Угол падения «луча», формируемого антенной:  $\alpha_1 = 20^\circ$ ;  $\alpha_2 = 30^\circ$ ;  $\alpha_3 = 40^\circ$ .

Виртуальная антенная решетка располагается в первой среде (вода) и состоит из десяти точечных излучателей, расположенных друг от друга на расстоянии  $\lambda_1/2$ .

Используем коэффициент прохождения из выражения (2) и запишем в виде:

$$K_{\text{пр}}(\phi, \gamma) = \frac{\rho_1}{\rho_2} \cdot \frac{h_0^{(1)}(k_1 RS(\phi, \gamma)) + K_{\text{отр}}(\phi, \gamma) \cdot h_0^{(2)}(k_1 RS(\phi, \gamma))}{h_0^{(1)}(k_2 RS_{\text{пр}}(\phi, \gamma))} \quad (3)$$

Расчет интенсивности ведется по формулам:

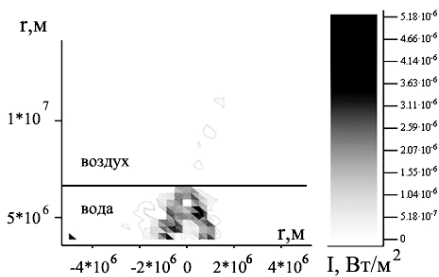
$$I_{1,2} = \sqrt{(I_{y1,2})^2}, \quad (4)$$

$$I_{y1,2} = \sqrt{(I_{z1,2})^2 + (I_{x1,2})^2}. \quad (5)$$

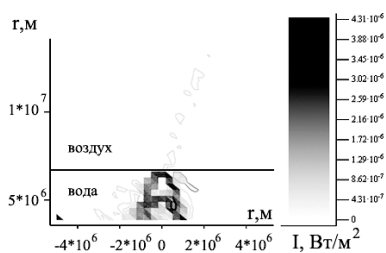
На рисунках показаны рассчитанные с помощью разработанных методов и программ, графики зависимости интенсивности от координат на участке вблизи падения «луча», формируемого виртуальной антенной решеткой, на границу раздела вода-воздух, на приведенных выше частотах и углах положения антенной решетки.

На графиках значения вычисленной величины показаны яркостью цвета, рядом с каждым графиком приведена шкала, по которой можно оценить значение исследуемой величины в соответствии с яркостью цвета,  $r$  – размер области (в метрах), для которой проведен расчет.

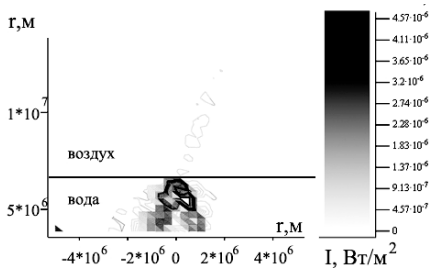
На приведенных графиках можно наблюдать, как влияет частота сигнала и изменение угла падения луча, на отражение и преломление волны. Отчетливо наблюдается, что при увеличении наклона антен-



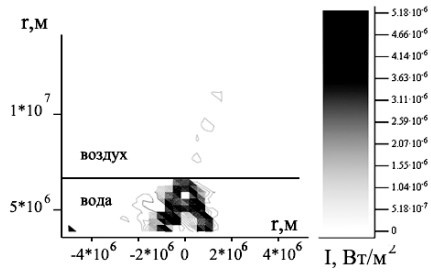
а)  $f_1 = 0.1$  Гц,  $\alpha_1 = 20^\circ$



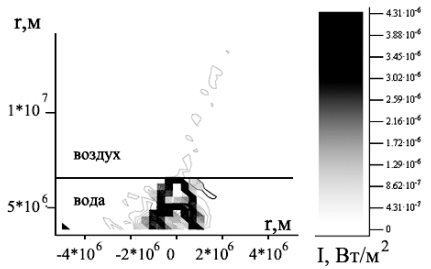
б)  $f_2 = 0.4$  Гц,  $\alpha_1 = 20^\circ$



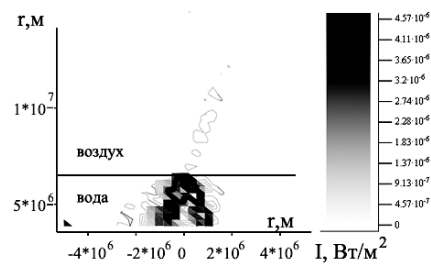
в)  $f_3 = 1$  Гц,  $\alpha_1 = 20^\circ$



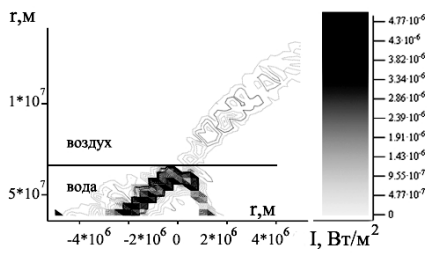
г)  $f_1 = 0.1$  Гц,  $\alpha_2 = 30^\circ$



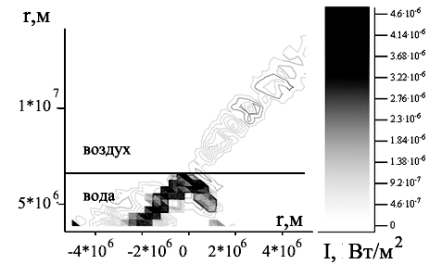
д)  $f_2 = 0.4$  Гц,  $\alpha_2 = 30^\circ$



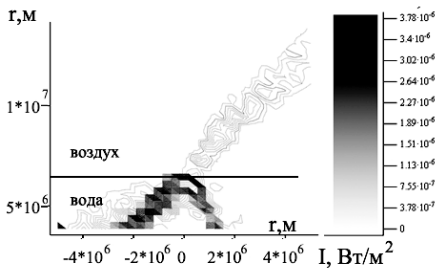
е)  $f_3 = 1$  Гц,  $\alpha_2 = 30^\circ$



ж)  $f_1 = 0.1$  Гц,  $\alpha_3 = 40^\circ$



з)  $f_2 = 0.4$  Гц,  $\alpha_3 = 40^\circ$



и)  $f_3 = 1$  Гц,  $\alpha_3 = 40^\circ$

Рис. 2. Графики зависимости интенсивности

ной решетки, по отношению к нормали, увеличивается энергия волны, прошедшей во вторую среду. Отношение излучаемая/прошедшая волна при  $\alpha = 20^\circ$  составляет  $\sim 10$  раз, при  $\alpha = 30^\circ \sim 7$  раз, а при  $\alpha = 40^\circ \sim 5$  раз. При изменении частоты сигнала и фиксированном положении решетки, изменение энергии прошедшего во вторую среду сигнала, не столь заметно.

Результат работы можно использовать для анализа акустических полей на границах раздела сред и разработки приборов контроля в воздухе, если в воде их расположение невозможно.

### Литература

1. Короченцев В.И., Розенбаум А.Н. Анализ и синтез систем связи управления движением подводных объектов по аномалиям физических полей. Владивосток: Дальнаука, 2007. - 188 с.
2. Короченцев В.И. Волновые задачи теории направленных и фокусирующих антенн. - Владивосток: Дальнаука ДВО РАН, 1998. - 192 с.
3. Губко Л.В., Короченцев В.И., Шевкун С.А. Поле точечного пульсирующего источника в твердой среде, граничащей с воздушной средой // V Всероссийский симпозиум «Физика геосфер»: материалы докладов. 3-7 сентября 2007, ТОИ ДВО РАН, Владивосток. Владивосток: Дальнаука, 2007. с. 263-266.

# МОДЕЛЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ВОЛН НА ГРАНИЦЕ РАЗДЕЛА «ЛЕД-АТМОСФЕРА»

**В.И. Короченцев, Лобова Т.Ж., А.А. Эм**

*ДВФУ,  
art\_of\_motion@mail.ru*

Анализ физических полей антенн является важной задачей в проектировании приемо-передающих систем. Известно множество методов, описывающих распространение волн через плоские границы раздела сред, но такие ситуации редки, что ограничивает возможности применения таких методов[1, 2]. Наличие неоднородностей в среде требует более сложных методов расчетов[2, 3, 4, 5].

Сложность решения задач анализа антенн в замкнутых объемах заключается в том, что даже при локальном импедансе на гранях невозможно выполнить разделение переменных в уравнении Гельмгольца[4, 6].

Использование функций Грина позволяет решить задачу анализа, получив единственное и устойчивое решение[4].

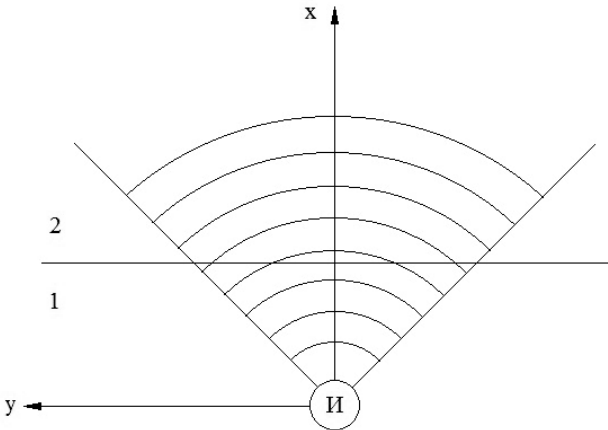


Рис. 1. Геометрия рассматриваемой задачи.  
И – источник излучения, 1 – лед,  
2 – воздушное полупространство, П - приемник.

В работе представлена математическая модель распространения сферических электромагнитных волн, основанная на направленных функциях Грина. Предложенная модель позволяет рассчитать электромагнитное поле точечного источника электромагнитных волн, расположенного вблизи границы раздела «лед-атмосфера».

Рассмотрим следующую задачу: нужно рассчитать поле точечного источника, помещенного в лед на небольшом расстоянии от границы раздела «лед-атмосфера». Излучение проводится на границу раздела «лед-атмосфера» (Рис. 1). Известны следующие характеристики: магнитная и диэлектрическая проницаемости воздуха, моря, льда, частота и мощность источников излучения.

Как известно, равноправными решениями уравнения Гельмгольца являются две сопряженные друг с другом функции Грина. Одна из функций Грина описывает расходящиеся от поверхности излучателя волны  $G_1(M, M_0)$ , а вторая - сопряженная с ней  $G_1^{-1}(M, M_0)$  [1, 3]. Строго говоря, общим решением уравнения Гельмгольца необходимо считать сумму этих функций:

$$G_{\Sigma} = \sum_{l=1}^L [G_l(M, M_0) + k_{ompl} G_l^{-1}(M, M_0)] \quad (1)$$

$M$  – точка приема сигнала с координатами  $x$  и  $y$ ;

$M_0$  – точка излучения сигнала с координатами  $x_0$  и  $y_0$ ;

Функция Грина записывается как:

Направленная функция Грина имеет вид:

$$G_l = \frac{i}{2 \cdot \pi} \cdot \int_{U_{l \min}}^{U_{l \max}} \frac{F_l(\theta)}{\sqrt{k^2 - U_l^2}} \cdot e^{[(x-x_0) \cdot \sqrt{k^2 - U_l^2} + (y(x) - y_0) \cdot U_l]} dU_l \quad (2)$$

где  $F_l(\theta) = 1$ , если  $\theta_{l \min} \leq \theta \leq \theta_{l \max}$  при  $l=1, 2, 3, \dots, L$ .  $F_l = 0$  при остальных значениях  $\theta$ .

В данной работе сферические волны представлены в виде суперпозиции плоских волн, поэтому справедливо использование коэффициента отражения для плоских волн:

$$k_{ompl} = \frac{Z_1 - Z_2}{Z_1 + Z_2} \quad (3)$$

$d$  – толщина слоя льда;



$k_{2z}$  – компонента волнового вектора;  
 $Z_1$  – волновое сопротивление 1 - й среды, равное:

$$Z_1 = \frac{\varepsilon_1}{\mu_1 \cos \theta_1} \quad (4)$$

Коэффициент прохождения волны из среды 1 в среду 3 определяется как:

$$W = 1 - k_{\text{отпл}} \quad (5)$$

Согласно поставленной задаче функция Грина для прошедшей волны запишется:

$$G_i = \frac{i}{2 \cdot \pi} \cdot W \cdot \int_{U_{i,\min}}^{U_{i,\max}} \frac{F_i(\theta)}{\sqrt{k^2 - U_i^2}} \cdot e^{i \cdot [(x-x_0) \cdot \sqrt{k^2 - U_i^2} + (y(x)-y_0) \cdot U_i]} dU_i \quad (6)$$

Выражение (7) описывает поведение волн, прошедших через слой льда.

### Результаты расчета

Моделирование проведено в программной среде MathCad. В ходе моделирования изменялись только частота излучателя и толщина слоя льда. Приведено три графика.

Исходные данные расчета поля точечного излучателя представлены в таблице 1, в которой указаны следующие параметры:

c – фазовая скорость распространения электромагнитных волн в среде;

f – частота излучателя;

d – толщина слоя льда.

Главным преимуществом метода является скорость вычисления (2-3 минуты при расчете значений функции Грина в 1000 точек на ноутбуке средней мощности).

Приведенная математическая модель может быть применена в задачах, где предполагается, что в однородной среде присутствуют области с параметрами отличными от внешней среды, при этом на границе раздела параметры сред меняются скачкообразно.

Таблица 1  
**Исходные данные**

№ среды	c, м/с	ε	μ
1	$3 \cdot 10^8$	87	1
2	$1,8 \cdot 10^8$	3,25	1

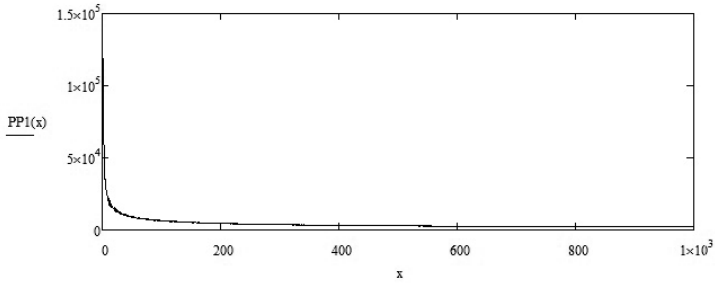


Рис. 2. График зависимости компоненты напряженности электромагнитной волны, распространяющейся во льду, от расстояния при отсутствии границ раздела  $f = 1$  ГГц.

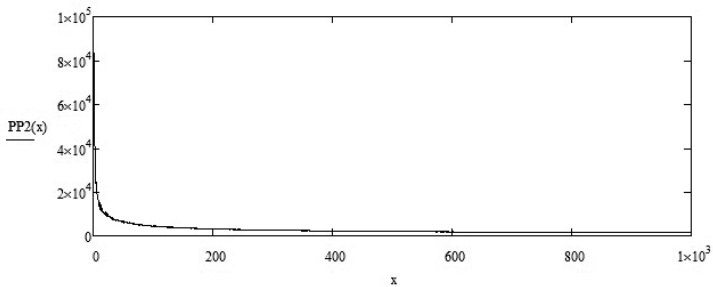


Рис. 3. График зависимости компоненты напряженности электромагнитной волны, прошедшей через границу раздела «лед-атмосфера», от расстояния в воздушном полупространстве  $f = 1$  ГГц.

### Литература

1. Бреховских Л.М. Волны в слоистых средах. М.: Наука, 1973. 340 с.
2. Шендеров Е.Л. Волновые задачи гидроакустики. Ленинград: Судостроение, 1972. 348 с.
3. Лобова Т.М. Модель антенной решетки в замкнутом объеме // Владивосток: Вестник инженерной школы ДВФУ, 2018. 5с.
4. Короченцев В.И. Волновые задачи теории направленных и фокусирующих антенн. Владивосток: Дальнаука, 1998. 192 с.
5. Шевкун С.А. Разработка методов анализа волновых полей в замкнутых объемах: дис. ... канд. физ.-мат. наук. Владивосток, 2006. 186 с.
6. Корчака А.В. Математическая модель излучателя сферических волн в слоистой среде // Владивосток: Вестник инженерной школы ДВФУ, 2018. 5с.

# СИНТЕЗ ГИДРОАКУСТИЧЕСКИХ АНТЕННЫХ РЕШЕТОК В МЕЛКОМ МОРЕ

**Т.Ж. Лобова, В.И. Короченцев**

*Дальневосточный федеральный университет  
daydream\_2012@mail.ru*

Задача определения поля, создаваемого излучателем, по заданной функции возбуждения на ее поверхности, относится к числу прямых задач излучения. Задача синтеза антенн заключается в определении по известным требованиям к диаграмме направленности (ДН) и известной геометрии излучателя функции возбуждения на её поверхности. В общем случае задачи синтеза антенн относят к некорректным задачам математической физики, которые успешно решаются с использованием методов регуляризации по А.Н. Тихонову [2].

Методы регуляризации по Тихонову являются инструментом при решении большинства обратных задач экспериментальной физики, и могут быть использованы при решении практически любых задач синтеза антенн. Но применение методов регуляризации в антенном синтезе, является ликвидацией “следствия”, а не “причин”, породивших некорректность задач расчета антенн по заданным ДН.

Причины возникновения некорректности в задачах синтеза с точки зрения физического смысла задачи и формальной математики не нашли достаточно полного отражения в современной литературе по данной тематике, хотя прямая и обратная задачи антенной техники представляют собой лишь два разных подхода к одному и тому же явлению.

Задачи синтеза являются граничными и решаются аналогично задачам анализа, если точное решение уравнения Гельмгольца получено в виде рядов по собственным функциям. Неизвестные коэффициенты общего решения определяются из граничных условий: в задачах анализа – на излучающей поверхности антенны, в задачах синтеза – в дальней зоне.

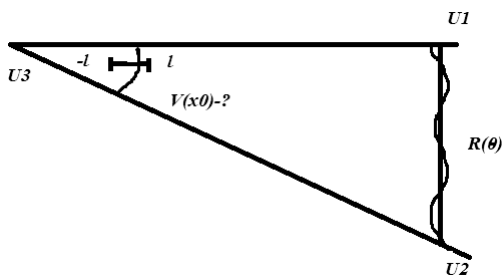


Рис. 1. Геометрия задачи синтеза

Задачи анализа антенной системы может быть сведена к суммированию функций Грина, а задачи синтеза – к определению колебательной скорости на элементах антенны по заданной диаграмме направленности, чтобы она создавала направленное поле (рис. 1.)

$$V(x_0) = \left[ \left[ \int_{U_{min}}^{U_{max}} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} \left[ \frac{R(\theta)}{\sqrt{k^2 - U^2}} \cdot e^{(-i((x-x_0)\sqrt{k^2-U^2}) + (y-y_0) \cdot U)} \right] dU d\theta \right] \right]$$

$V(x_0)$  - функционал от диаграммы направленности  $R(\theta)$ ,  $k \gg U$  при малых углах (алгоритм синтеза).

$$R(\theta) = \frac{i}{2 \cdot \pi} \cdot \left[ \left[ \int_{U_{min}}^{U_{max}} \left[ \frac{F(U)}{\sqrt{k^2 - U^2}} \cdot e^{(i((x-x_0)\sqrt{k^2-U^2}) + (y-y_0) \cdot U)} \right] dU \right] \right]$$

$R(\theta)$  – диаграмма направленности.

Другая ситуация возникает при классическом решении общей задачи синтеза. На начальном этапе общее решение уравнения Гельмгольца для дальнего поля приравняется к заданной ДН, представленной в виде ряда Фурье в соответствующей координатной системе. Математическое выражение определенных таким образом неизвестных коэффициентов общего решения уравнения Гельмгольца функционально не зависит ни от геометрии, ни от волнового размера антенны. Эта информация появляется лишь при дальнейшем решении задачи синтеза, когда определяется непрерывная функция возбуждения на поверхности антенны заданной геометрии и волнового размера.

По существу, некорректность задачи синтеза (решение для непрерывной функции возбуждения описывается в виде расходящихся рядов Фурье) заключена в её постановке. В математическом описании граничных условий для дальнего поля (заданная ДН) отсутствует информация о конфигурации и волновых размерах антенны.

### Литература

1. Б.А. Сальников, Е.Н. Сальникова. Исследование процессов формирования поля давления акустических излучателей с помощью аппарата передаточных функций // Известия ЮФУ. Технические науки. – 2008. – № 5 (82). – С. 167-170.
2. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. – М.: Наука, 1979. – 286 с.
3. Шендеров Е.Л. Волновые задачи гидроакустики. – Л.: Судостроение, 1972. – 348 с.

# АНАЛИЗ ГИДРОАКУСТИЧЕСКИХ АНТЕНН В МЕЛКОМ МОРЕ С ЛЕДОВЫМ ПОКРЫТИЕМ

Т.Ж. Лобова, В.И. Короченцев, Ю.В. Шпак, В.А. Черненко

*Дальневосточный федеральный университет  
daydream\_2012@mail.ru*

Задача анализа волновых полей является одной из актуальных задач физики. Подзадачами анализа понимаются задачи нахождения характеристик волнового поля, исходя из известной конфигурации источников, их расположения, распределения амплитуды, и известных параметров среды. Под волновыми полями понимаются поля, которые с достаточной степенью точностью можно описать с помощью волновых уравнений. Рассмотрен математический алгоритм, основанный на теории функций Грина, который позволяет значительно сократить время расчета на компьютере средней мощности.

Для иллюстрации удобства такого метода расчета приводится поле ненаправленного источника. Показано, что предложенный алгоритм можно использовать для анализа поля точечного излучателя.

Решение задач анализа для антенн, расположенных в мелком море, с неоднородными по углу граничными условиями в классической постановке приводит к большим математическим выражениям и значительному времени расчета. В реальных морских условиях границы по угловым координатам различны (дно, поверхность моря и т.д.).

Целью, является разработка математической модели анализа поля точечного излучателя [1], расположенного в замкнутом объеме (мелком море), ограниченном дном моря и ледовым покровом, которая позволяет на компьютерах средней мощности в течении 1-2 ми-

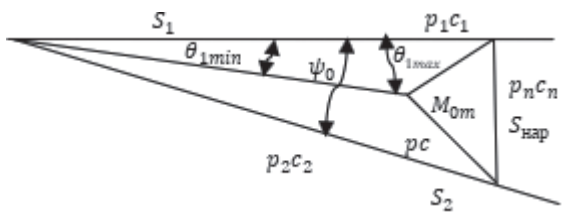


Рис. 1. Геометрия задачи анализа точечного излучателя

нут получать результаты приемлемые для практического применения в реальных условиях.

Рассмотрим постановку следующей задачи анализа точечного излучателя, в морском полупространстве со слоем льда на поверхности. Такая задача может быть принята за исходную при расчете гидроакустических излучателей, расположенных в океане с ледовым покровом. Предположим, известны акустические характеристики (плотность и фазовая скорость) льда, воды, воздуха, координаты элементов точечного излучателя [2]. Поле точечного излучателя, можно определить давлением в океане.

Основной проблемой при решении такой задачи является невозможным выполнить разделение переменных в уравнении Гельмгольца и удовлетворить граничным условиям. Предлагается использовать метод направленной функции Грина. Эта функция позволяет разделить переменные для простейших поверхностей, совпадающих с одной из ортогональных систем координат.

Используя выражения для «направленной функции Грина» запишем следующее выражение (функция Грина свободного пространства):

$$P = \frac{i}{2 \cdot \pi} \cdot \left[ \left[ \int_{U_{min}}^{U_{max}} \left[ \frac{F(U)}{\sqrt{k^2 - U^2}} \cdot e^{i \cdot ((x-x_0) \cdot \sqrt{k^2 - U^2} + (y-y_0) \cdot U)} \right] dU \right] \right] \quad (1)$$

Интервалы углов  $[U_{min} = k \sin \theta_1, U_{max} = k \sin \theta_2]$ , из них видны в геометрическом приближении, соответственно, границы ледового покрова (рис. 1).

$$F(U) = \begin{cases} 1 & \text{if } U_{min} \leq U < U_{max} \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases}$$

Окончательное выражение для функции Грина, включающий коэффициент отражения от ледовой поверхности видной в лучевом приближении:

$$P = \frac{i}{2 \cdot \pi} \cdot \left[ \left[ \int_{U_{min}}^{U_{max}} \frac{F(U)}{\sqrt{k^2 - U^2}} \cdot e^{i \cdot ((x-x_0) \cdot \sqrt{k^2 - U^2} + (y-y_0) \cdot U)} dU + \int_{U_{min}}^{U_{max}} V \left[ \frac{F(U)}{\sqrt{k^2 - U^2}} \cdot e^{-i \cdot ((x-x_0) \cdot \sqrt{k^2 - U^2} + (y-y_0) \cdot U)} \right] dU \right] \right] \quad (2)$$

Где  $k = \frac{2\pi}{\lambda}$  - волновое число,

$V$  – коэффициент отражения.

$F(U)$  – функция, характеризующая свойства направленных функций Грина.

Для того чтобы найти коэффициент отражения от слоя льда нужно найти импеданс  $Z_1, Z_2, Z_3$  на границах сред.

Следовательно, коэффициент отражения

$$V = \frac{(Z_2 + Z_1) \cdot (Z_1 - Z_3) \cdot e^{-i \left[ k_2 \cdot \sin \left[ x \cdot \left( 2 \frac{\pi}{360} \right) \cdot d \right] \right]} + (Z_2 - Z_1) \cdot (Z_1 + Z_3) \cdot e^{i \left[ \sqrt{k_2^2 - \left[ k_2 \cdot \sin \left[ x \cdot \left( 2 \frac{\pi}{360} \right)^2 \right] \right]} \cdot d \right]} \right]}{(Z_2 + Z_1) \cdot (Z_1 - Z_3) \cdot e^{-i \left[ k_2 \cdot \sin \left[ x \cdot \left( 2 \frac{\pi}{360} \right) \cdot d \right] \right]} + (Z_2 - Z_1) \cdot (Z_1 + Z_3) \cdot e^{i \left[ \sqrt{k_2^2 - \left[ k_2 \cdot \sin \left[ x \cdot \left( 2 \frac{\pi}{360} \right)^2 \right] \right]} \cdot d \right]} \right)} \quad (3)$$

Где  $d$  – толщина слоя льда.

Проведем численные эксперименты с выражением (1).

Для примера рассмотрим функцию Грина для простейшего точечного источника в свободном пространстве, без учета отражения от границ.

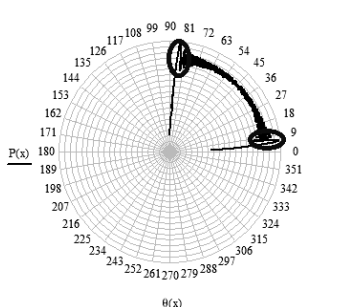


Рис. 2. «Направленная функция Грина» в свободном пространстве точечного излучателя

Точечный излучатель с координатами (5;5) метра;  
Частота  $f=4000$  Гц;  
Длина волны  $\lambda=0.37$  метра;  
Углы  $0 - 90$  градусов;  
Скорость распространения ультразвуковой волны в воде  $1500$  м/с.

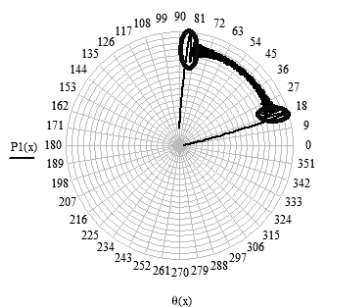


Рис. 3. «Направленная функция Грина» в свободном пространстве точечного излучателя, при коэффициентах отражения равных 0

Точечный излучатель с координатами (5;5) метра;  
Частота  $f=4000$  Гц;  
Длина волны  $\lambda=0.37$  метра;  
Углы  $12-90$  градусов;  
Скорость распространения ультразвуковой волны в воде  $1500$  м/с.

Из рисунков 2 и 3 видно, что погрешность представления поля сферического источника по алгоритму 1, не превышает 20%. В интервале углов  $80^\circ - 90^\circ$  и  $0^\circ - 15^\circ$ , а в интервале  $15^\circ - 80^\circ$  не превышает 5 %.

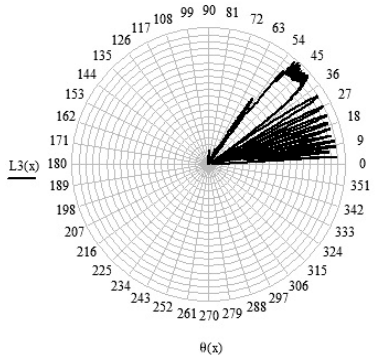


Рис. 4. Диаграмма направленности точечного источника на расстоянии 100 м  
 Частота  $f=4000$  Гц;  
 Точечный излучатель с координатами (5;5) метра;  
 Длина волны  $\lambda=0.99$  метра;  
 Толщина льда  $d=0.1$  метра;  
 Скорость распространения ультразвуковой волны в воде 1500 м/с;  
 Скорость распространения ультразвуковой волны в воздухе 331 м/с;  
 Скорость распространения ультразвуковой волны во льду 3980 м/с;  
 Расстояние между излучателем и гидрофона 100 м.

Применим алгоритм 1 и 2 для анализа поля в воде с влиянием отражения от ледовой поверхности рис 4.

Используем алгоритм (2) для расчета поля от точечного источника от расстояния  $x$ , при  $x_0=y_0=5$ м.

Время расчета одного варианта на ЭВМ AMD A10-5745M, применяя программный пакет Mathcad составляет  $\sim 1$  минуту. На рисунке 7 приведен график расчета поля точечного излучателя, ограниченном поверхностью воды покрытой льдом.

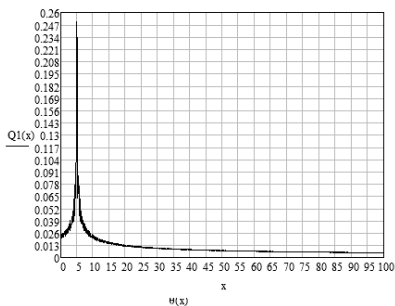


Рис. 5. Распределение давления в свободном пространстве по расстоянию  $g$  от 0 до 100 м  
 Частота  $f=4000$  Гц;  
 Длина волны  $\lambda=0.37$  метра;  
 Скорость распространения ультразвуковой волны в воде 1500 м/с;  
 Скорость распространения ультразвуковой волны в воздухе 331 м/с;

Результаты теоретический расчетов сравним с экспериментальными исследованиями проведенными в морских реальных условиях с участием разработчиков аппаратуры А.И. Гореликова, В.А. Черненко, С.В. Горового. Результаты измерений, экспериментальные исследования средств морского приборостроения проводились на акватории б. Новик залива Петра Великого Японского моря, членами комиссии были проведены натурные испытания макета пневматического излу-



Рис. 6. Распределение давления от льда по расстоянию  $r$  от 0 до 100 м

Частота  $f=4000$  Гц;

Точечный излучатель с координатами (5;5) метра;

Длина волны  $\lambda=0.99$  метра;

Толщина льда  $d=0.1$  метра

Скорость распространения ультразвуковой волны в воде 1500 м/с;

Скорость распространения ультразвуковой волны в воздухе 331 м/с;

Скорость распространения ультразвуковой волны во льду 3980 м/с;

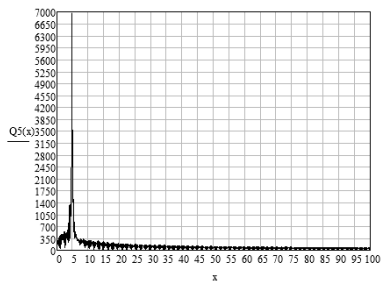
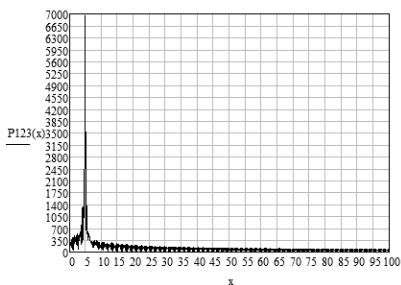


Рис. 7. Результирующая давления с учетом отражения от льда и свободного пространства по расстоянию от 0 до 100 м

( $x, x, x, x$ ) – результаты эксперимента.



чателя гидроакустических сигналов, разработанного и изготовленного на кафедре Приборостроения Инженерной школы ДВФУ.

Сравнение теоретических расчетов и результатов экспериментального измерения показывают их качественное совпадение. Разработанные алгоритмы расчетов позволяют проводить анализ давления с заданной погрешностью.

### Литература

1. Короченцев В.И., Малашенко А.Е., Мироненко М.В., Потапенко А.А. Анализ и синтез акустических антенн в морском клине // Морские интеллектуальные технологии. 2016. Т. 1. № 3 (33). С. 274-279.
2. Бреховских Л.М. Волны в слоистых средах. М.: Из-во АН СССР, 1957. 502 с.

# ТЕОРИЯ СЛУЧАЙНЫХ МАТРИЦ ДЛЯ ШИРОКОУГОЛЬНОГО ПАРАБОЛИЧЕСКОГО УРАВНЕНИЯ

**Д.В. Макаров, П.С. Петров**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
makarov@poi.dvo.ru*

Разработка эффективных методов для моделирования распространения звука в случайно-неоднородном океане является до сих пор является одной из наиболее актуальных задач акустики океана. Одним из наиболее новых и перспективных подходов к этой проблеме является построение матричного пропагатора акустического поля с помощью теории случайных матриц [1,2]. В настоящем докладе мы продемонстрируем, как этот подход может быть обобщен на случай распространения звука в мелком море.

Однонаправленное распространение звука в мелководном акустическом волноводе может быть описано с помощью широкоугольного параболического уравнения

$$\frac{\partial \Psi}{\partial r} = ik_0 (\hat{Q} - 1) \Psi, \quad \hat{Q} = \sqrt{n^2 + \frac{1}{k_0^2} \rho \frac{\partial}{\partial z} \left[ \rho \frac{\partial}{\partial z} \right]},$$

где  $k_0$  - опорное значение волнового числа, соответствующее однородной среде. Его решение может быть формально записано следующим образом:

$$\Psi(r, z) = \hat{G}(r, r_0) \Psi(r_0, z),$$

где  $\hat{G}$  - пропагатор акустического поля. Используя разложение акустического поля по нормальным модам волновода,

$$\Psi(r, z) = \sum_m a_m(r) \Psi_m(z),$$

мы можем представить пропагатор в виде матрицы. В этом случае эволюция акустического поля описывается с помощью уравнения

$$\mathbf{a}(r) = \mathbf{G}(r, r_0) \mathbf{a}(r_0),$$

где  $\mathbf{a}(r) \equiv [a_1(r), a_2(r), a_3(r), \dots, a_M(r)]^T$ . Нас интересует случай, когда оператор  $\hat{Q}$  представим в виде суммы горизонтально однородной части  $\hat{Q}_0$  и малого случайного возмущения  $\hat{V}$ . Тогда, если разность

$r - r_0$  является малой, мы можем воспользоваться теорией возмущений. В первом порядке имеем

$$a_m = e^{i(k_m - k_0)(r - r_0)} \left[ a_m(r_0) + ik_0 \sum_n \int_{r'=0}^{r-r_0} V_{mn} e^{i(k_m - k_m)r'} a_n(r_0) dr' \right].$$

Соответствующее выражение для матрицы пропагатора имеет вид

$$\mathbf{G}(r) = \Lambda[\mathbf{I} - i\mathbf{A}(r) / 2]^{-1}[\mathbf{I} + i\mathbf{A}(r) / 2],$$

где  $\Lambda$  - матрица с элементами

$$\Lambda_{mn}(r, r_0) \equiv \delta_{mn} e^{i(k_m - k_0)(r - r_0)}.$$

$\mathbf{A}$  - случайная матрица возмущения, элементы которой определяются по формуле

$$A_{mn}(r, r_0) = k_0 \int_{r'=0}^{r-r_0} V_{mn}(r') e^{i(k_m - k_m)r'} dr'. \quad (1)$$

Основная идея рассматриваемого подхода заключается в замене матрицы  $\mathbf{A}$  на некоторую случайную матрицу, статистические свойства которой эквивалентны статистическим свойствам интеграла (1).

Если расстояние между источником и приемником является достаточно большим, пропагатор акустического поля может быть представлен в виде произведения промежуточных пропагаторов, соответствующих коротким дистанциям,

$$\mathbf{G}(r_F, r_0) = \mathbf{G}(r_F, r_F - \Delta r) \mathbf{G}(r_F - \Delta r, r_F - 2\Delta r) \dots \mathbf{G}(r_0 + \Delta r, r_0). \quad (2)$$

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ №16-35-60040. Часть работы выполнена в рамках госбюджетной тематики ТОИ ДВО РАН (тема № 117030110034).

### Литература

1. Hegewisch K.C., Tomsovic S. Constructing acoustic timefronts using random matrix theory // J. Acoust. Soc. Am. 2013. V. 134. p. 3174-3184.
2. Makarov D. Random matrix theory for low-frequency sound propagation in the ocean: a spectral statistics test // J. Theor. Comput. Acoust. 2018. V. 26. 1850002.

# ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И БИОЛОГИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ ВНУТРЕННИХ ВОЛН В ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЕ МОРЯ

**В.В. Навроцкий**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
vnavr@poi.dvo.ru*

Шельф Мирового океана является наиболее сложной и наиболее важной зоной физического и биологического взаимодействия океана и суши, океана и человека. Основные характеристики биологических, биохимических, геоморфологических процессов и антропогенных воздействий определяются в большой степени динамическими процессами, осуществляющими обмен энергией, импульсом, веществом и теплом между водами шельфа и открытого моря. Основным механизмом переноса энергии крупномасштабных процессов (течений, приливов, мезомасштабных вихрей) из открытого моря в зону шельфа и в прибрежную зону, где происходит диссипация энергии всех движений, являются внутренние волны (ВВ). Наиболее регулярным источником энергии ВВ является поверхностный (баротропный) прилив, но значительную роль могут играть субмезомасштабные вихри и ветровые флуктуации течений в зоне континентального склона. При наличии устойчивой стратификации, формирующейся, главным образом, за счет сезонного термоклина, в средних широтах преобладает полусуточный внутренний прилив. Инерционные колебания при наличии течений и вихрей в зоне континентального склона порождают инерционные ВВ, энергия которых может переходить на резонансной (локальной инерционной) частоте в инерционно-гравитационные ВВ. В результате максимумы на полусуточном и локальном инерционном периодах могут чередоваться или проявляться одновременно в спектрах измеряемых ВВ.

Воздействие ВВ на биологические, биохимические и геофизические процессы всегда вызывало большой интерес. Поскольку удельная роль ВВ и биогеоморфологических процессов на шельфе намного больше, чем в глубоком океане, их взаимодействие представляет большой интерес как с познавательной, так и с практической точек зрения. Воздействие ВВ на сейсмоакустические характеристики дна в шельфовой зоне рассматривалось в [1]. Важный геоморфологический эффект внутренних волн связан с их разрушением в придонном

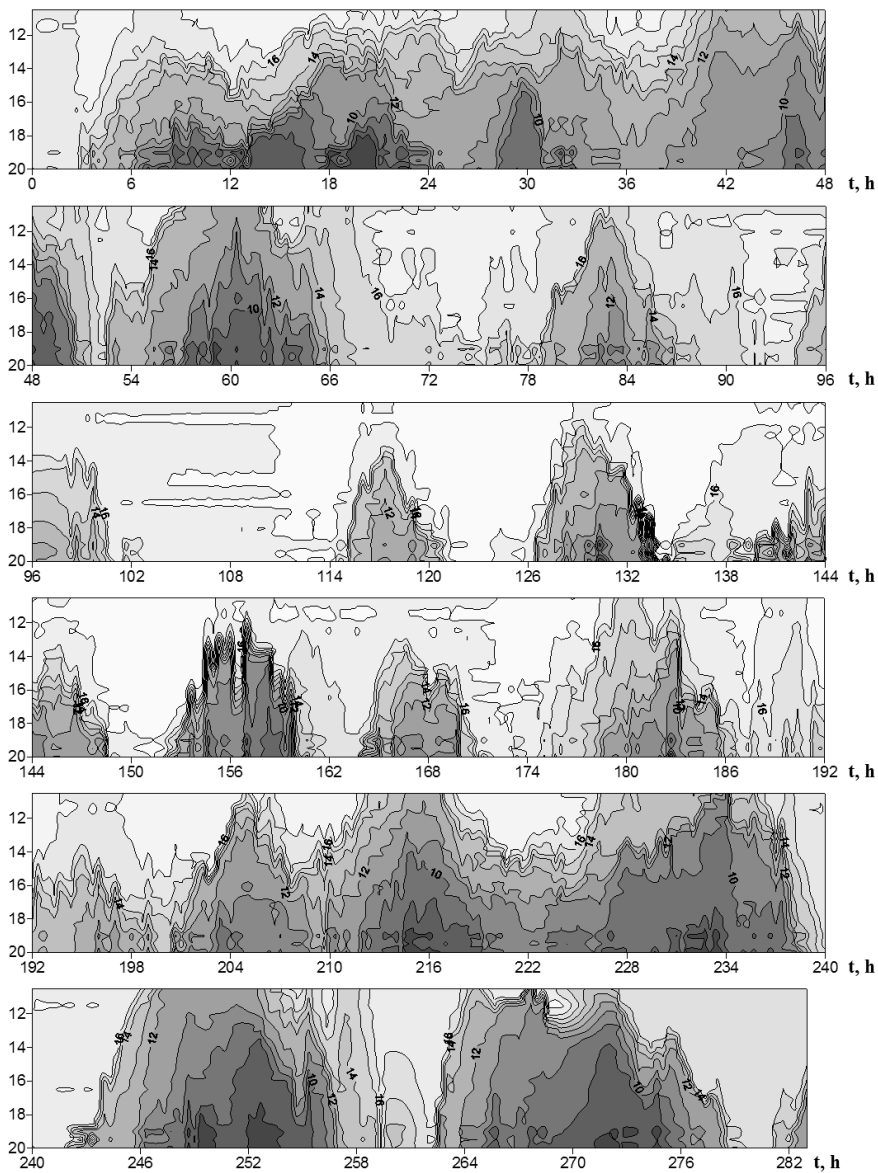
слое и воздействием на ресуспензию и перенос донных осадков [2, 3]. Этот процесс одновременно воздействует на концентрацию терригенных биогенов и других примесей, которые являются важнейшими параметрами продуктивности и состояния океанических экосистем. Основной акцент в данной статье делается на роль ВВ в биологических процессах.

Главным биологическим объектом в океане является фитопланктон, а главным процессом фотосинтез. Для ответа на вопрос, каким образом ВВ воздействуют на жизнедеятельность фитопланктона, мы привлекаем некоторые результаты натурных экспериментов, которые проводятся на гидрофизическом полигоне Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН, МЭС «Мыс Шульца» в юго-западной части зал. Петра Великого (Японское море).

На рис. 1 показан 12-суточный разрез поля температуры в придонном слое на выходе из б.Витязь. Мы видим внутренние волн и болюсы (дискретные стратифицированные объемы воды, движущиеся в практически однородном окружении), чередующиеся с интервалами от 10-13 и 16-18 ч. Важным динамическим свойством наблюдаемых болюсов является их устойчивость. При локальном разрушении внутренней волны ее энергия тратится на турбулентное перемешивание только в зоне разрушения, а болюс теряет энергию породившей его волны постепенно и доставляет часть этой энергии на мелководье, где нет стратификации и внутренних волн. В результате при разрушении внутренних волн и болюсов процесс не ограничивается придонным слоем, и может образовываться зона смыкания придонного и поверхностного (ветрового) перемешивания, в которой результат ресуспензии донных осадков с образованием нефелоидных слоев может распространяться на всю толщу от поверхности до дна

На концентрацию биогенов, а тем самым на первичную продукцию, ВВ и болюсы воздействуют двумя путями: а) стимулируют процессы перемешивания и ресуспензии донных осадков в придонном слое; б) приносят в прибрежную зону воду с глубин больше, чем нижняя граница термоклина над континентальным склоном (захваченные холодные ядра), в которой концентрация биогенов повышена в процессе склонового апвеллинга.

Прямое воздействие ВВ на фотосинтез связано с солнечной радиацией [2, 3]. Вертикальное распределение планктона в большой степени определяется вертикальной структурой поля плотности. Поскольку большинство видов ФП пассивны, то при наличии больших



Начало наблюдений - 23.09.2009, 18:00

Рис. 1. Пространственно-временной разрез поля температуры в прибрежной зоне при глубине дна 20,5 м.

ВВ планктеры перемещаются в условия с резко различной освещенностью. Биологический эффект света при этом зависит от глубины залегания пикноклина и амплитуды ВВ. Максимальная концентрация планктона наблюдается в зоне максимальных градиентов плотности, глубина которой меняется в соответствии с волной. В зал. Петра Великого освещенность большую часть года не является лимитирующим фактором роста фитопланктона. Более того, при небольшой средней глубине верхней границы пикноклина (в зал. Петра Великого это глубины от 10 до 30-40 м в зависимости от соотношения ветрового режима и солнечной радиации) и больших амплитудах ВВ следует ожидать их отрицательного воздействия на скорость роста планктона вследствие фотоингибирования [4, 5].

Эффекты колебаний температуры на метаболизм планктона представляют особый интерес в связи с большими и быстрыми перемещениями изотерм при наличии ВВ. При этом возможно прямое воздействие на скорость протекания фотосинтеза и опосредованное воздействие на вертикальную структуру фитопланктона через зависящую от температуры вертикальную структуру поля плотности. Известно, что концентрация ФП как пассивной примеси повышена в слоях с максимальными градиентами плотности жидкости. Для каж-

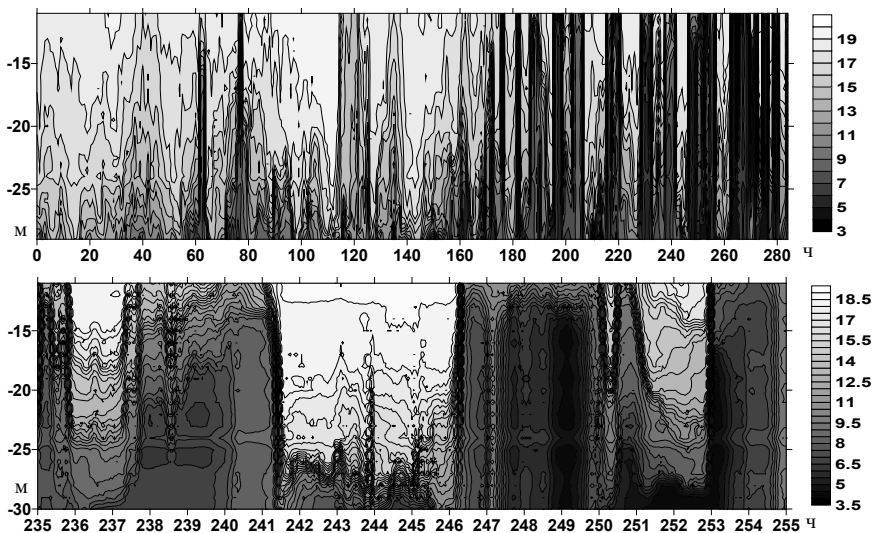


Рис. 2. Временной разрез поля температуры 17-29 сентября 2018 г. и его детализация на интервале времени 20 ч.

дого отдельного вида ФП скорость роста увеличивается с увеличением температуры до оптимального ее значения, затем идет падение (унимодальная зависимость). Специфическая трансформация внутренних волн в прибрежной зоне моря создает специфические условия для влияния температуры на биологические процессы. На рис. 2 представлен временной разрез поля температуры в придонном слое на станции с глубиной дна 30,5 м.

Наблюдаемые волны и болюсы с большими амплитудами создают большие перепады температуры, а тем самым чрезвычайно большие градиенты не только вертикальные, но и горизонтальные. Детализация поля температуры на разрезе рис. 6б позволяет оценить временную и пространственную дисперсию температурного поля. Перепады температуры до 10<sup>0</sup>С могут происходить за 10-20 мин, что при скорости движения рассматриваемых возмущений 0,3-0,5 м/с соответствует расстояниям 200-500 м.

#### Литература

1. Г.И. Долгих, В.В. Навроцкий, Е.Д. Холодкевич. Внутренние волны в придонном термоклине и микродеформации земной коры в зоне перехода материк-океан // Доклады АН. 2011. Т. 438. № 4. С. 550–554.
2. Butman B., Alexander P.S., Scotti A., Beardsley R.C., Anderson S.P. Large internal waves in Massachusetts Bay transport sediments offshore // *Continental Shelf Research*. 2006. Vol. 26. P. 2029–2049.
3. Masunaga E., Homma H., Yamazaki H., Fringer O.B., Nagai T, Kitade Y., Okayasu A. Mixing and sediment resuspension associated with internal bores in a shallow bay // *Continental Shelf Res.* 2015. V. 110. P. 85–99.
4. Banaszak A., Neale P.J. Ultraviolet radiation sensitivity of photosynthesis in phytoplankton from an estuarine environment // *Limnol. Oceanogr.* 2001. Vol. 46. No. 3. P. 592–603.
5. Fritz J.J., Neale P., Davis R.F., Peloquin J.A. Response of Antarctic phytoplankton to solar UVR exposure: Inhibition and recovery of photosynthesis in coastal and pelagic assemblages // *Marine Ecology Progress Series*. 2008. Vol. 365. P. 1-16. DOI: 10.3354/meps07610.



# О СПЕКТРАЛЬНОЙ СТРУКТУРЕ КОЛЕБАНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И СКОРОСТИ ТЕЧЕНИЙ В ПРИДОННОМ СЛОЕ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ МОРЯ

**В.В. Навроцкий, В.Ю. Ляпидевский, Е.П. Павлова,  
Ф.Ф. Храпченков**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
vnavr@poi.dvo.ru*

Континентальный шельф является пограничной зоной Мирового океана, в которой происходит интенсивное физическое и геобиохимическое взаимодействие между океаном и сушей. Специфика физических взаимодействий определяется передачей энергии крупномасштабных процессов открытого моря (течений, приливов, синоптических вихрей, волн Росби) средне и маломасштабным движениям (мезо и субмезомасштабным вихрям, внутренним волнам, турбулентности). Этот процесс происходит наиболее интенсивно над континентальным склоном вблизи границы шельфа. Специфика прибрежной зоны определяется диссипацией механической энергии всех масштабов и максимальным притоком вещества с суши.

Наблюдения *in situ* и с помощью спутников показывают, что приток терригенного вещества в океан приводит к максимальной концентрации жизни в пограничных зонах океанов и необходим для функционирования океанических экосистем. Анализ механизмов, осуществляющих распространение терригенного вещества и вентилиацию прибрежных вод, важен для понимания функционирования экосистем океана. В первую очередь это относится к придонному слою, в котором происходит осаждение, перемешивание и перераспределение всего, что поступает с суши.

При нейтральной стратификации основными механизмами вертикального перемешивания являются турбулентность в приповерхностном пограничном слое за счет энергии ветра (здесь происходит обмен импульсом, теплом, кислородом, двуокисью углерода и другими газами с атмосферой) и турбулентность в придонном пограничном слое, где происходит диссипация энергии и обмен импульсом и веществом с донными осадками. Если в придонном слое нет достаточно сильных течений для генерации турбулентности, то внутренний слой, не ощущающий поверхностных возмущений и придонных

эффектов трения, может на основной части шельфа быть квазиламинарным с пренебрежимо малым перемешиванием.

Ситуация резко меняется при наличии устойчивой стратификации. Внутренние волны, которые генерируются в открытом море или над континентальным шельфом за счет энергии крупномасштабных движений, и приливные течения становятся основными механизмами вертикального и горизонтального переноса вещества и импульса на шельфе. Динамическая структура придонного слоя становится сложной, поскольку зависит от спектра приходящих ВВ и от структуры поля плотности.

На рис. 1 приведены энергетические спектры колебаний температуры на различных горизонтах в придонном слое. Изменение характера спектров происходит даже при небольшом сдвиге по вертикали. На верхних горизонтах мы видим квазилинейные участки спектров с типичным для шельфовых ВВ наклоном  $-3$  как на низких, так и на высоких частотах. Но между ними есть горб (периоды 30-15 мин), который не просто нарушает представление об инерционном потоке энергии по спектру, но и требует объяснения, откуда взялась энергия на этом участке спектра. При приближении ко дну спектр выравнивается и становится почти линейным, но с наклоном  $-5/3$ , характерным для изотропной инерционной турбулентности. Появление участка с увеличенным уровнем энергии мы объясняем возможностью генерации ВВ в зоне с переменной кривизной профиля скорости течения.

Типичным для многих спектров в придонном слое является появление максимумов на периодах близких к периодам Воясяля. Такое явление возможно, когда счет трения у дна возникают турбулентные вихри, которые генерируют в вышележащем стратифицированном слое вторичные внутренние волны.

На рис. 2 показаны осредненные по всем горизонтам и за весь период спектры колебаний температуры  $T$ , модуля скорости  $V$  и компонент  $u$ ,  $v$ . На спектрах температуры и модуля скорости внутренний максимум выделяется еще резче, а в спектрах компонент он выделяется меньше, чем на рис. 1. Уменьшение энергии модуля скорости по сравнению с компонентами естественно, поскольку компоненты резко меняют величину даже при не меняющемся модуле скорости.

Особый интерес представляет изменение спектральной структуры скорости течений по горизонтам. На рис. 3 показаны вертикальные разрезы спектров компонент скорости течений. Преобладание вертикальных столбов энергии указывает на хорошую энергетиче-

$E_T(f), (^\circ\text{C})^2 \cdot \text{мин}$

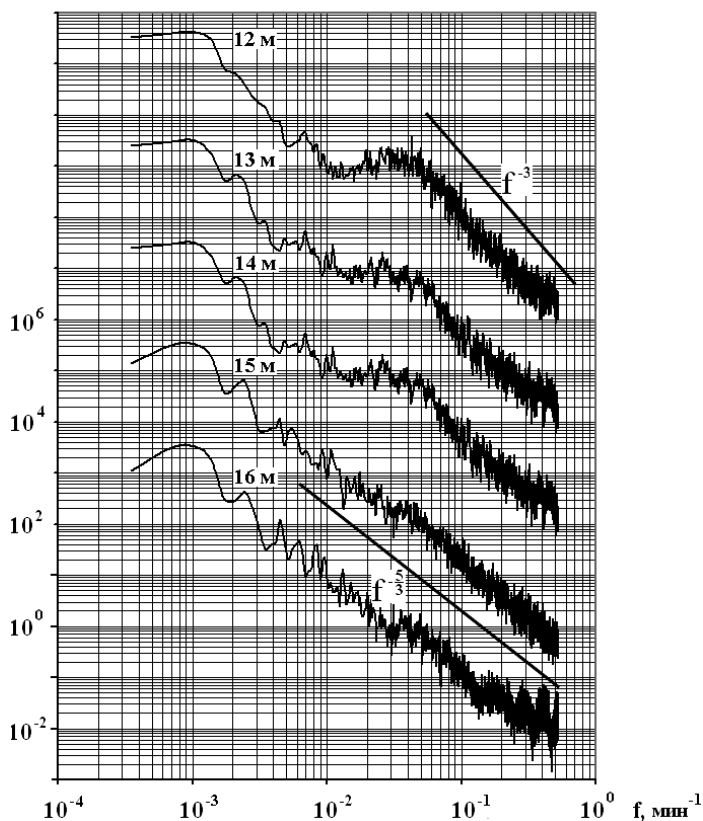


Рис. 1. Энергетические спектры колебаний температуры на различных горизонтах в придонном слое при глубине дна 17 м, осредненные по 9 двухсуточным отрезкам с перекрытием 1 сутки в период 1-22 сентября 2009 г. Масштабы по оси ординат сдвинуты последовательно относительно нижнего графика на два порядка.

скую связь между горизонтами. Тем не менее, в некоторых интервалах периодов появляются максимумы внутри или на границе, которые требуют объяснения. В частности, физически значимы максимумы энергии компоненты  $w$  вблизи дна в интервале периодов 5-50 ч.

Наиболее ярко внутренние максимумы проявились на разрезах спектров колебаний температуры и потоков тепла, а период 7-18 августа 2017 г. (рис. 4). Детальный анализ многих подобных разрезов приводит к выводу, что в стратифицированных придонных потоках

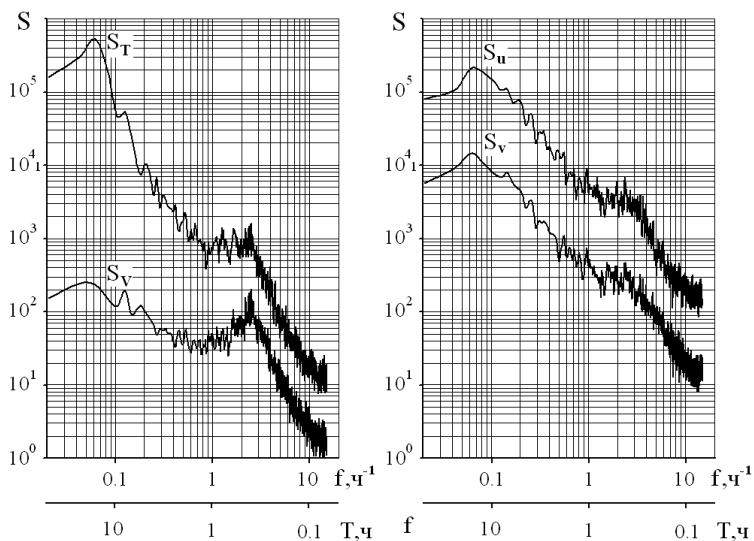


Рис. 2. Средние по глубине и за период 1-22 сентября 2009 г. спектры колебаний температуры  $T$ , модуля скорости  $V$  и компонент  $u$ ,  $v$ .

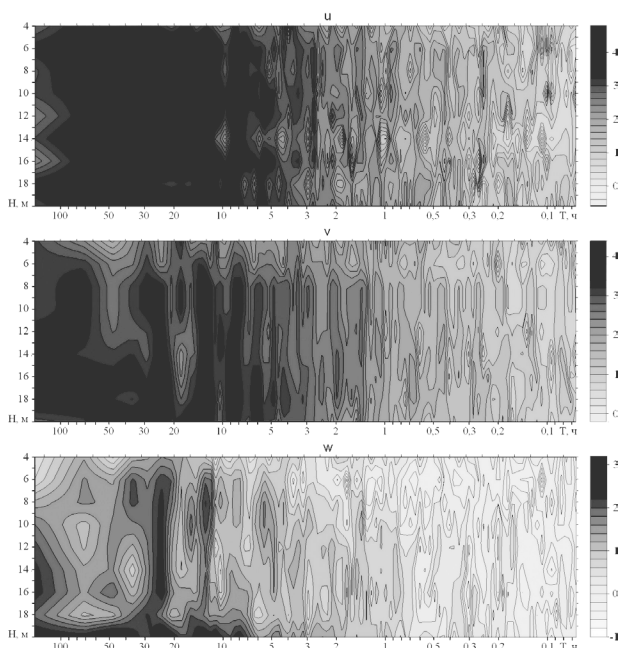


Рис. 3. Вертикальная структура интегральных спектров компонент скорости течений в логарифмическом масштабе (14-20 октября 2013г.)

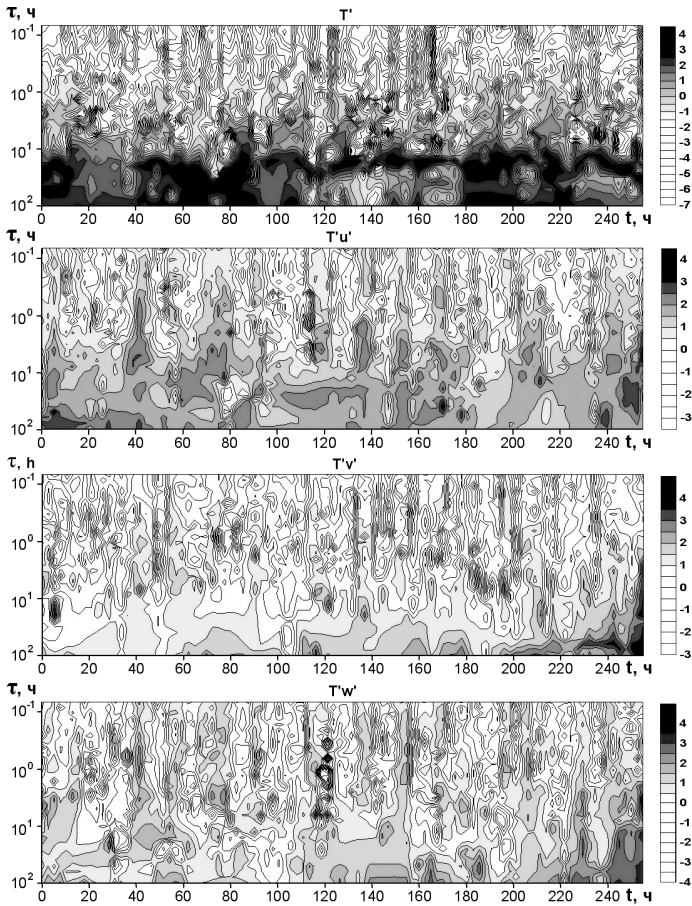


Рис. 4. Спектры Гильберта-Хуанга колебаний температуры и потоков тепла 7-18 сентября 2017 г.

не бывает чистых волн или чистой турбулентности. Волны и турбулентность всегда обмениваются энергией в пространстве частот, в физическом пространстве и во времени, создавая перемежаемость всех наблюдаемых параметров.

# НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ МОРСКИХ ИНФРАГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН

**А.А. Плотников**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
lotos@poi.dvo.ru*

На сегодняшний день известно [1-4], что морские инфрагравитационные волны возникают в результате отражения от берега ветровых волн и зыби, а также открытом океане в результате нелинейного взаимодействия последних. Помимо этого, установлена связь их высоты с высотой породивших их ветровых волн. Доказан вклад в такие явления, как «разрывные течения» и волновые нагоны, а также в формирование разнообразных береговых и прибрежных форм рельефа. Это привело к тому, что в настоящее время изучению этих волн уделяется повышенное внимание.

С появлением новой широкополосной измерительной техники стало возможным более тщательное исследование свойств инфрагравитационных волн. Большинство подобных работ проводится в прибрежной или в прибойной зоне. Установлена сильная взаимосвязь пространственных свойств инфрагравитационных волн и направления распространения волн зыби. Показано, что уровень энергии инфрагравитационных волн зависит от географических условий.

Несмотря на то, что в данном направлении проводится большое количество исследований многие вопросы до сих пор остаются неясными: 1) Какие ветровые волны возбуждают инфрагравитационные волны, есть ли зависимость от периодов ветровых волн? Каков механизм возбуждения инфрагравитационных волн и существует ли зависимость вариаций основных параметров инфрагравитационных волн (период и амплитуда) от вариаций амплитуд и периодов ветровых волн и т.д.

В течение длительного времени (2010-2018 годы) в бухте Витязь Японского моря работал лазерный измеритель вариаций гидросферного давления, подробно описанный в [5, 6]. Его технические характеристики позволяют проводить измерения вариаций гидросферного давления в частотном диапазоне от 0 (условно) до 1000 Гц с точностью до 1 мПа. Лазерный измеритель вариаций гидросферного давления был установлен на дне бухты Витязь на глубине 8 м, что

позволяло измерять вариации гидросферного давления, вызванные различными гидрофизическими процессами, такими как ветровые волны, инфрагравитационные морские волны, собственные колебания бухты Витязь и приливы. Полученные экспериментальные данные по кабельным линиям поступали в лабораторный центр, где обрабатывались и анализировались.

При спектральной обработке данных лазерного измерителя вариаций гидросферного давления в диапазоне периодов от 30 с до 5 мин выделяются группы колебаний с устойчивыми максимумами на периодах порядка 46 с, 1 мин 20 с и 2 мин 40 с, которые относятся к спектру инфрагравитационных морских волн.

Установлено, что выделенные группы инфрагравитационных морских волн существуют практически всегда при любом ветровом волнении, т.е. при местном ветровом волнении, возникшем в бухте, и при ветровом волнении, пришедшем с открытой части Японского моря. Амплитуды этих колебаний все время меняются и имеют максимумы на участках, на которых происходит усиление амплитуд колебаний с периодами от 5 до 14 с. Т.е. приход в бухту Витязь зыби, которая, возбуждается в открытой части Японского моря, усиливает колебания с периодами 2 мин 40 с, 1 мин 20 с и 46 с. Во временном интервале, в котором амплитуда колебаний, лежащих в диапазоне ветровых волн и зыби, возрастает, возрастает также и амплитуда колебаний, лежащих в диапазоне от 30 с до 5 мин (то есть 2 мин 40 с, 1 мин 20 с, 46 с). Интересным является тот факт, что наиболее сильно амплитуду исследуемых колебаний усиливают волны, у которых сильно изменяется период со временем. Выделенные колебания, в отличие от поверхностных ветровых волн, не испытывают вариаций, вызванных приливными составляющими. Давление, вызванное выделенными колебаниями и регистрируемое лазерным измерителем вариаций гидросферного давления, не зависит от величины водного столба в месте расположения регистратора. Т.е. можно утверждать, что выделенные колебания относятся к стоячим волнам для которых в фиксированный момент времени создаваемое ими давление на любой глубине от поверхности моря до дна будет одинаковым.

Таким образом, подводя краткий итог отметим, что в ходе длительных экспериментальных исследований установлено, что: 1) поверхностные ветровые волны в бухте Витязь шельфа Японского моря возбуждают группу инфрагравитационных стоячих волн с периодами 2 мин 40 с, 1 мин 20 с и 46 с, амплитуда которых зависит от степени

изменения периодов ветровых морских волн; 2) они имеют устойчивую дискретную структуру, периоды которых практически не меняются со временем; 3) выделенные инфрагравитационные колебания промодулированы основной модой собственных колебаний бухты Витязь.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке подпрограммы № 18-1-004 «Изучение фундаментальных основ взаимодействия разномасштабных гидроакустических, гидрофизических и геофизических процессов...».

### Литература

1. Munk W. H. Surf beats - Trans. Amer. Geophys. Union, 1949, vol. 30, №6, pp.849-854.
2. Nishida, K., N. Kobayashi, and Y. Fukao. Origin of Earth's ground noise from 2 to 20 mHz - Geophys. Res. Lett., 2002, vol. 29, №10, p.1413.
3. Tucker M. J. Surf beats; sea waves of 1 to 5 min period - Proc. Roy. London, 1950, vol. A202, №1071, pp. 565-573.
4. Yoshida K. On the ocean wave spectrum with spatial reference to the beat phenomena and the 1-3 minute waves - J. Oceanogr. Soc. Japan, 1950, vol. 6, №2, pp.49-56.
5. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Ковалев С.Н. и др. Лазерный измеритель вариаций давления гидросферы - Приборы и техника эксперимента, 2005, №6, с. 137-138.
6. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Смирнов С.В., и др. Инфразвуковые колебания Японского моря – Доклады АН, 2011, т. 441, №1, с.98-102.



# СРАВНЕНИЕ НАБЛЮДЕННОГО ГРАВИТАЦИОННОГО ЭФФЕКТА ОТ ОКЕАНИЧЕСКОГО ПРИЛИВА С ЕГО МОДЕЛЬНЫМИ ЗНАЧЕНИЯМИ (МЭС «МЫС ШУЛЬЦА», БУХТА ВИТЯЗЬ, ЗАЛИВ ПОСЬЕТ)

**З.Н. Прошкина, М.Г. Валитов, Т.Н. Колпащикова, С.Б. Наумов**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
pro-zo@yandex.ru*

Наблюдения приливных вариаций силы тяжести в непрерывном режиме проводятся силами лаборатории гравиметрии ТОИ ДВО РАН с 2012 г. Стационарный гравиметрический пункт (СГП) наблюдения располагается на МЭС ТОИ ДВО РАН «мыс Шульца» (Приморский край, п-в Гамова, бухта Витязь) (рис. 1). Для работы используется высокоточный гравиметр gPhone (Micro-g LaCoste Inc., USA), обладающий малым, и что очень важно, близким к линейному смещением нуль-пункта, что может быть использовано для регистрации суммарных периодических (приливных) сигналов в течение многих лет. Этот гравиметр имеет также высокую чувствительность к высокочастотным неперiodическим событиям (землетрясениям). Точность измерений  $\pm 0.001$  мГал, смещение нуль-пункта прибора 1.5 мГал/месяц, чаще всего  $< 500$  мкГал/месяц.

На сегодняшний день продолжительность записи составила более 2383 суток. Что позволило с высокой точностью рассчитать основные приливные параметры главных, а также второстепенных волн и смоделировать приливную кривую для нашего пункта наблюдения.

Как известно, наблюденная приливная кривая состоит из суммы приливной реакции твердой Земли и собственно океанической нагрузки, которую создают колебания океанской водной массы. Главной проблемой является разделение приливных эффектов океана и твердой Земли [1] для нашего пункта наблюдения. Чем точнее будет это разделение, тем качественнее получится модель приливной реакции твердой Земли, что позволит с высокой точностью изучать геологические свойства нижних горизонтов коры и мантии.

При решении данного вопроса были привлечены данные мареографа, расположенного в пункте предупреждения цунами в порту Посьет, северо-западнее нашего пункта наблюдения (рис. 1). Длина записи данных по уровню моря составила 1449 дней за период



Рис.1. Обзорная карта района исследования.

2012-2016 гг. Кроме того для вычисления гравитационного эффекта вблизи СГП были задействованы данные по измерению уровня моря (рис.1), проводимые с июля по ноябрь 2001 г. лабораторией акустического зондирования океана ТОИ ДВО РАН [2]. Длина записи составила 106 суток.

Данные по измерению уровня моря позволили рассчитать гравитационный эффект от водных масс для порта Посыет и в непосредственной близости от СГП. Гравитационный эффект от водных масс является составной частью суммарного океанического прилива, куда помимо этого входит собственно океаническая нагрузка, которую можно вычислить эмпирически, зная координаты точки наблюдения и период времени. На сегодняшний день существуют различные модели океанической нагрузки, полученные с помощью современных спутниковых методов. К ним относятся, прежде всего, модель SWC80, FES95, FES2012, NAO99, CSR40 и др. Кроме того Институтом физики Земли РАН (ИФЗ РАН) была создана программа ATLANTIDA [3] (<http://www.ifz.ru/applied/prognoz-parametrov-zemnykh-prilivov/>), с помощью которой можно рассчитать модельную океаническую нагрузку с необходимой географической привязкой и периодом наблюдений. Главным достоинством программы ATLANTIDA явилась возможность разделения суммарной океанической нагрузки на со-

ставляющие, что позволило сравнить гравитационный эффект от водных масс, полученный по результатам измерения уровня моря в двух пунктах наблюдения, и расчетный гравитационный эффект для СГП «мыс Шульца».

С помощью программы ATLANTIDA были получены амплитуды и фазы основных приливных волн гравитационного эффекта от водных масс по пяти океаническим моделям (SWC80, FES95, FES2012, NAO99, CSR40).

Данные мареографа были избавлены от сезонного температурного тренда, который вносил значительную погрешность в низкочастотный волновой диапазон. Что касается записи измерения уровня моря на мысе Шульца, то ввиду того, что запись метеорологических параметров не велась, то было решено рассчитать регрессию в скользящем окне по методу наименьших квадратов. В результате чего приливная кривая была избавлена от резких ступеней и скачков в записи. Для получения гравитационного эффекта от водных масс, данные по уровню моря пересчитывались с использованием формулы расчета поправки за промежуточный слой:

$$\Delta g_{\text{пр.сл.}} = 1/2 * 0,0419\sigma H,$$

где  $\sigma$  – плотность морской воды  $1,03 \text{ г/см}^3$ ,  $H$  – изменение уровня воды по данным мареографа (в м). Все расчеты производились в программе TSOFT.

Необходимо отметить, что данная формула вычисляет эффект плоскопараллельного слоя бесконечного простирания с мощностью  $H$ . Учитывая что пункт наблюдений находится на берегу континента, мы ввели поправочный коэффициент  $1/2$ , тем самым учли максимальный эффект от водных масс Японского моря.

Преобразованные в гравитационный эффект данные по измерению уровня прогонялись через программу ETERNA 3.0 в результате чего, были получены приливные параметры главных волн (амплитуда и разность фаз  $\alpha$ ) по наблюдаемому гравитационному эффекту от водных масс для порта Посьет и мыса Шульца. Ниже представлена таблица 1 приливных параметров для наблюдаемого гравитационного эффекта от водных масс, рассчитанных по данным измерения уровня моря, и расчетные параметры по модели SWC80 для СГП «мыс Шульца».

Чтобы визуализировать полученные данные, были построены графики разности наблюдаемого гравитационного эффекта по

**Сравнение наблюдаемого  
и расчетного гравитационного эффекта от водных масс.**

Модельный гравитационный эффект (модель SWC80) для СГП «мыс Шульца»			Наблюдаемый гравитационный эффект для пункта «мыс Шульца»		Наблюдаемый гравитационный эффект для порта Посьет	
волны	Амплитуда, нм/с <sup>2</sup>	Фаза, α°	Амплитуда, нм/с <sup>2</sup>	Фаза, α°	Амплитуда, нм/с <sup>2</sup>	Фаза, α°
O1	3,734	32,4606	2,083	19,8038	9,404	32,4258
P1	1,63	9,0152	7,849	-48,4764	3,937	4,1633
K1	4,512	12,2694	5,5	136,074	11,223	1,7719
M2	3,213	18,2097	0,6	-64,1589	14,968	-95,931
S2	1,904	13,3362	1,578	-144,6069	5,265	-122,3907
K2	0,728	-17,3379	2,792	58,2806	1,678	-101,5689

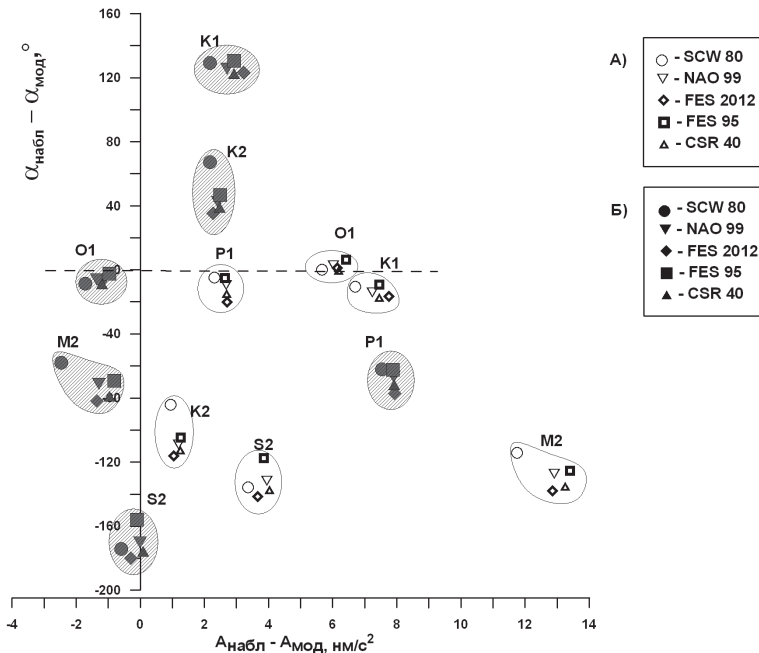


Рис. 2. Разность наблюдаемого и расчетного гравитационного эффекта от водных масс.

А) в порту Посьет и СГП «мыс Шульца»; Б) пункт измерения уровня моря на мысе Шульца в 2001 г и СГП «мыс Шульца».

данным измерения уровня моря в двух пунктах и расчетного по пяти моделям (SWC80, FES95, FES2012, NAO99, CSR40) для СГП «мыс Шульца».

В целом картина показала, что гравитационный эффект рассчитанный по данным равномерной записи на мысе Шульца, по амплитуде лучше совпадает с модельным эффектом, чем рассчитанный для порта Посъет. Что касается разности фаз, то в порту Посъет они ближе к модельным значениям, по крайней мере, для волн суточного цикла. Значительный разброс фаз для равномерной записи на мысе Шульца может быть обусловлен недостаточной длиной и сильной зашумленностью записи.

Кроме того отклонения по фазовым и амплитудным показателям для двух равномерных пунктов могут быть связаны с недоучетом граничных условий (глубина дна, сложная береговая линия, система подводных течений и т.д.) при создании моделей приливной нагрузки океана. В условиях мелководья и сложной береговой линии модельные значения сильно отклоняются от реальной приливной картины, что мы можем наблюдать в данном случае. Поскольку пункт наблюдения за уровнем моря в 2001 г находился в непосредственной близости от гравиметрического пункта, то эта проблема частично была решена, но небольшая длина записи и помехи не позволили качественно рассчитать приливные параметры главных волн. Несмотря на это замечание, проведенное исследование показало, что данные измерения уровня вблизи СГП могут быть использованы для вычисления суммарной приливной океанической нагрузки с учетом граничных условий. Данные мареографа для этих целей подходят немного хуже, но для более грубых расчетов также могут быть использованы.

### Литература

1. Dehant, V. Tidal parameters for an inelastic Earth // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1987. Vol.49, I.1–2. P. 97–116.
2. Рутенко А.Н. Влияние внутренних волн на распространение звука в шельфовой зоне японского моря в разные сезоны года // *Акустический журнал*. 2005. Т.51, № 4. С. 527–535.
3. Свидетельство о государственной регистрации программ для ЭВМ №2015619567 от 08 сентября 2015 г.

# ИССЛЕДОВАНИЕ АКУСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК БИОАКУСТИЧЕСКИХ СИСТЕМ «МОРСКИЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ-ШИРОКОПОЛОСНЫЕ ИЗЛУЧАЮЩИЕ СИСТЕМЫ»

**А.А. Рыбченко, Е.В. Смоленский, Г.А. Шабанов, В.А. Черненко**

*Дальневосточный федеральный университет  
Eguar25@gmail.com*

В работе был проведен анализ методов оценки когнитивных функций морских млекопитающих и реакции на внешние акустические источники. Целью настоящего исследования явился поиск оценки реакции когнитивных функций на сигнал широкой полосы. Впервые была апробирована методика регистрации акустоэнцефалограммы с головного мозга белухи. Аппарат «РС АЭГ-01» позволял регистрировать спектр ритмов в диапазоне 0.1-27 Гц с выделением 8400 спектральных гармоник и временем интегрирования 160 с. Была отработана схема проведения исследования в положении белухи «лежа на воде», способ и место расположения индукционных датчиков акустического сигнала.



Рис. 1. Макет подводного акустического излучателя (dolphin speaker)

Были проведены ряд практических работ с использованием макета широкополосного подводного излучателя «ПЛ-1» и макета регистратора спектра акустоэнцефалограммы для морских млекопитающих «РС АЭГ-01».

Для генерации низкочастотного широкополосного сигнала был применен разработанный ранее макет подводного излучателя ПЛ-1 на основе вибродинамиков Soundpod Surface Sound фирмы ProDisplay, а так же динамиков Solid Drive SD1.

С целью проведения мониторинга реакции головного мозга морских млекопитающих на различные сигналы и их регистрацию, был применен

комплекс для функционально топической диагностики организма человека на основе спектрального анализа биоэлектрической активности головного мозга. Аппарат «РС АЭГ-01» был разработан в НИЦ «Арктика» ДВО РАН для эксплуатации в сложных условиях применения и принципиально отличался от классических ЭЭГ аппаратов совершенно новыми подходами к получению диагностической информации, что делало его применение возможным в морских условиях:

- аппарат осуществлял спектральный анализ ритмов головного мозга в диапазоне 0.1-27 Гц с выделением в этой полосе 8400 спектральных гармоник;

- каждая спектральная гармоника была получена интегрированием сигнала за время 160 с;

- для съема информации использовались только два датчика с левого и правого полушария в височно-теменной области;

- время интегрирования 160 с определяло высокую надежность получаемой информации и специфичность к получению данных о висцеральной сфере организма;

- все 8400 спектральных гармоник были свернуты в матрицу множества функциональных состояний эффикторов – «висцером», анализ которой позволял проводить функционально-топическую диагностику организма человека, выделять очаг патологии и его локализацию, стадии развития воспалительного процесса, определять признаки развития опухоли.

Получение акустического сигнала с мозга животного производилось с помощью модернизированного комплекса регистратора спек-



Рис. 2. Общий вид прибора «РС АЭГ-01». Вибродатчики закреплены на прорезиненной ленте и выполнены с гидроизоляцией.

тра акустоэнцефелограммы «РС АЭГ-01» для исследования морских млекопитающих - белух. Все составляющие комплекса (пассивные дифференциальные вибродатчики, усилитель и АЦП, компьютер, аккумулятор) были размещены на пирсе, рядом с бассейном. По команде тренера, белуха подходила к пирсу и принимала положение «лежа на воде». Морское млекопитающее находилась на поверхности воды в расслабленном состоянии, слегка подрабатывая плавниками. Голова,melon и дыхало находились выше водной поверхности. Постановка позы животного, возможность контакта с вибродатчиками отрабатывались тренером заранее. Пара индукционных вибродатчиков были закреплены на прорезиненной ленте, которая набрасывалась на белуху в 5 см за дыхалом и под собственным весом были прижаты к левой и правой частям головы. Вибродатчики и кабель связи с аппаратом были выполнены с гидроизоляцией. Вес датчиков был тщательно подобран. Крепления датчиков на теле белухи не предусматривалось, она могла свободно покинуть место съема информации.

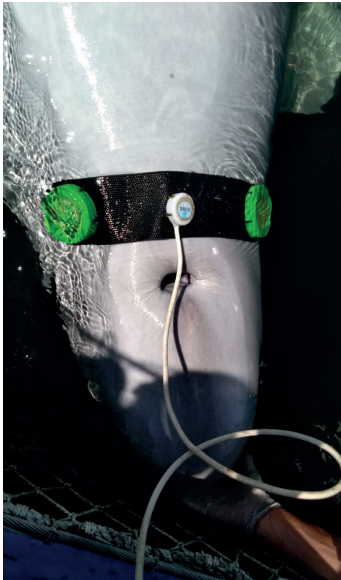


Рис. 3. Проведение эксперимента с белухой. За дыхалом на белуху наброшена лента с вибродатчиками, которые под собственным весом прижимаются к проекции левого и правого полушария головного мозга белухи.

При проведении данного эксперимента был записан акустический сигнал с головы морского млекопитающего и при последующей обработке удалось выделить сгенерированный широкополосный сигнал. На данный момент разрабатывается технология съема с более улучшенным шумоподавлением для получения более чистого сигнала.

## Литература

1. Короченцев В.И., Малашенко А.Е., Мироненко М.В., Потапенко А.А. Анализ и синтез акустических антенн в морском клине // Морские интеллектуальные технологии. 2016. Т. 1. № 3 (33). С. 274-279.
2. Патент на изобретение № 2661098 Российская Федерация, МПК<sup>51</sup> А61В 5/05. Способ экспресс-диагностики онкологического заболевания/ Рыбченко А.А., Шабанов Г.А., Максимов А.Л, Ищенко В.Н., Крыжановский С.П. / НИЦ «Арктика» ДВО РАН (RU), Заявка № 2016127302; Приоритет 06.07.2016; опубл. 11.07.2018. Бюл.№20.



# ИССЛЕДОВАНИЕ РЕЗОНАНСНЫХ КОЛЕБАНИЙ В ЗАЛИВАХ ЯПОНСКОГО МОРЯ

**С.В. Смирнов**

*Институт автоматики и процессов управления  
smirnoff@iacp.dvo.ru*

Для численного исследования резонансных колебаний в акваториях Японского моря применяется модель, основанная на линеаризованной относительно основного состояния покоя системе уравнений мелкой воды в сферической системе координат с учетом внешнего воздействия и трения о дно. Основные положения процедуры построения разностных аналогов уравнений на нерегулярной треугольной сетке изложены в работе [1]. Расчеты резонансного отклика модельного водоема производятся для последовательностей значений частоты при заданном распределении амплитуды вынуждающей силы. После исключения компонент скорости из системы спектрально-разностных уравнений получаем систему линейных уравнений с правой частью, зависящей от вынуждающей силы. Решая эту систему, получаем соответствующие заданным частотам пространственные распределения амплитуд колебаний уровня. Чтобы избежать трудностей с формулировкой условий на жидкой границе, в вычислительную область включено Японское море с закрытыми проливами. В модельных проливах заданы условия излучения. Основой для построения цифрового рельефа дна прибрежной зоны залива Петра Великого являются морские навигационные карты. Для остальной части вычислительной области применяются данные ETOPO1. Данная численная модель может быть применена при планировании размещения измерителей в натуральных экспериментах, интерпретации и анализе результатов.

При изучении резонансных свойств сложной системы акваторий залива Петра Великого, на первом этапе рассмотрены колебания в бухте Троицы [2], являющейся полузамкнутым водоемом со сравнительно узким входом. Были получены наборы пространственно-временных параметров для свободных и вынужденных колебаний, представляющих собой отклики на периодические ветровые воздействия. Проведено сравнение результатов вычислений с ре-

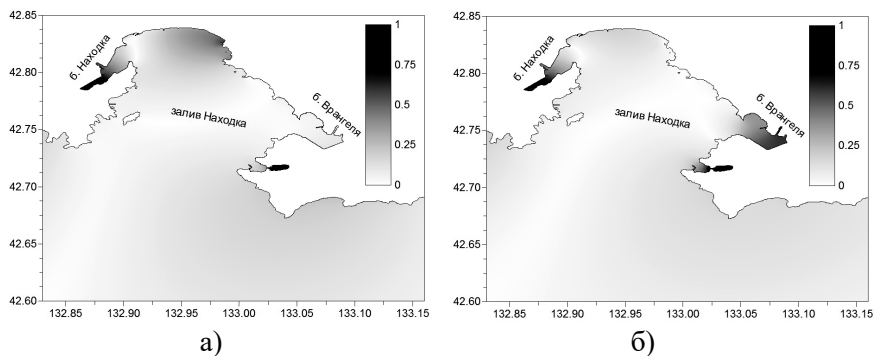


Рис. 1. Распределения амплитуды колебаний с периодом 25.94 мин для меридионального (а) и зонального (б) ветрового воздействия

зультатами натурных наблюдений с применением распределенной системы автономных измерителей давления [3].

Целесообразность применения численной модели при планировании размещения измерителей в натурных экспериментах и интерпретации и анализе результатов можно показать на примере акватории залива Находка. Автоматизированный пост Находка сети наблюдения за уровнем моря российской службы предупреждения о цунами расположен в открытой части залива Находка ( $42,80^{\circ}\text{N}$ ,  $132,92^{\circ}\text{E}$ ) и, следовательно, не может дать непосредственные данные о колебаниях уровня в бухтах Находка и Врангеля, в которых расположены многочисленные портовые сооружения. В качестве примера рассмотрим пространственные формы колебаний с периодом 25.94 мин. На рис. 1 в географических координатах представлены модельные распределения амплитуды для случаев меридионального (а) и зонального (б) направлений ветрового воздействия. В обоих случаях одна из пучностей колебания расположена в вершине бухты Находка, и одна узловая линия расположена у входа в эту бухту. Наиболее заметно распределения отличаются на акватории бухты Врангеля, где в случае зонального ветрового воздействия амплитуды колебания существенно выше. Эта особенность может быть упущена в относительно коротких рядах измерений, соответствующих конкретной синоптической обстановке.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке программы «Дальний Восток». Численные результаты были получены с использованием оборудования ЦКП «Дальневосточный вычислительный ресурс» в ИАПУ ДВО РАН.

## Литература

1. Смирнов С.В. О расчете сейшевых колебаний средней части залива Петра Великого // Сибирский журнал вычислительной математики. 2014. Т. 17, № 2 С. 203-216.
2. Смирнов С.В., Ярошук И.О., Леонтьев А.П., Швырев А.Н., Пивоваров А.А., Самченко А.Н. Исследование резонансных колебаний в восточной части залива По-сьета // Метеорология и гидрология. 2018. №2. С. 37-44.
3. Леонтьев А.П., Ярошук И.О., Смирнов С.В., Кошелева А.В., Пивоваров А.А., Самченко А.Н., Швырев А.Н. Пространственно-распределенный измерительный комплекс для мониторинга гидрофизических процессов на океаническом шельфе // Приборы и техника эксперимента. 2017. № 1. С. 128-135.

# АНАЛИЗ АКУСТИЧЕСКИХ БИОРИТМОВ МОРСКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ

**Е.В. Смоленский, В.И. Короченцев, А.А. Рыбченко,  
Г.А. Шабанов**

*Дальневосточный федеральный университет,  
НИЦ «Арктика» ДВО РАН, Eguar25@gmail.com*

В работе был проведен анализ методов оценки функционального состояния организма морских млекопитающих. Целью настоящего исследования явился поиск и отработка технологии мониторинга функционального состояния и здоровья животного, неинвазивного съема диагностической информации, который можно было бы проводить многократно. Впервые была апробирована методика регистрации акустоэнцефалограммы с головного мозга белухи. Аппарат «РС АЭГ-01» позволял регистрировать спектр ритмов в диапазоне 0.1-27 Гц с выделением 8400 спектральных гармоник и временем интегрирования 160 с. Была отработана схема проведения исследования в положении белухи «лежа на воде», способ и место расположения индукционных датчиков акустического сигнала.

С целью проведения мониторинга здоровья морских млекопитающих мы обратили внимание на комплекс для функционально топической диагностики организма человека на основе спектрального анализа биоэлектрической активности головного мозга. Аппарат «РС АЭГ-01» был разработан в НИЦ «Арктика» ДВО РАН для эксплуатации в сложных условиях применения и принципиально отличался от классических ЭЭГ аппаратов совершенно новыми подходами к получению диагностической информации, что делало его применение возможным в морских условиях:

- аппарат осуществлял спектральный анализ ритмов головного мозга в диапазоне 0.1-27 Гц с выделением в этой полосе 8400 спектральных гармоник;

- каждая спектральная гармоника была получена интегрированием сигнала за время 160 с;

- для съема информации использовались только два датчика с левого и правого полушария в височно-теменной области;

- время интегрирования 160 с определяло высокую надежность получаемой информации и специфичность к получению данных о висцеральной сфере организма;

- все 8400 спектральных гармоник были свернуты в матрицу множества функциональных состояний эффлекторов – «висцером», анализ которой позволял проводить функционально-топическую диагностику организма человека, выделять очаг патологии и его локализацию, стадии развития воспалительного процесса, определять признаки развития опухоли;

- рассчитывался ряд системных индексов оценки состояния здоровья, среди которых наиболее важные – индекс напряжения симпатических механизмов, вегетативный индекс(стресс индекс), индекс индивидуального здоровья, индекс децентрализации.

Получение акустического сигнала с мозга животного производилось с помощью модернизированного комплекса регистратора спек-



Рис. 1. Общий вид прибора «РС АЭГ-01». Вибродатчики закреплены на прорезиненной ленте и выполнены с гидроизоляцией.

тра акустоэнцефалограммы «РС АЭГ-01» для исследования морских млекопитающих - белух. Все составляющие комплекса (пассивные дифференциальные вибродатчики, усилитель и АЦП, компьютер, аккумулятор) были размещены на пирсе, рядом с бассейном. По команде тренера, белуха подходила к пирсу и принимала положение «лежа на воде». Морское млекопитающие находилась на поверхности воды в расслабленном состоянии, слегка подрабатывая плавниками. Голова, мелон и дыхало находились выше водной поверхности. Постановка позы животного, возможность контакта с вибродатчиками отработывались тренером заранее. Пара индукционных вибродатчиков были закреплены на прорезиненной ленте, которая набрасывалась на

белуху в 5 см за дыхалом и под собственным весом были прижаты к левой и правой частям головы. Вибродатчики и кабель связи с аппаратом были выполнены с гидроизоляцияй. Вес датчиков был тщательно подобран. Крепления датчиков на теле белухи не предусматривалось, она могла свободно покинуть место съема информации.

По мере тренировок, поза «лежа на воде» с датчиками не вызывало напряжения и воспринималось белухой как игра. Основная за-

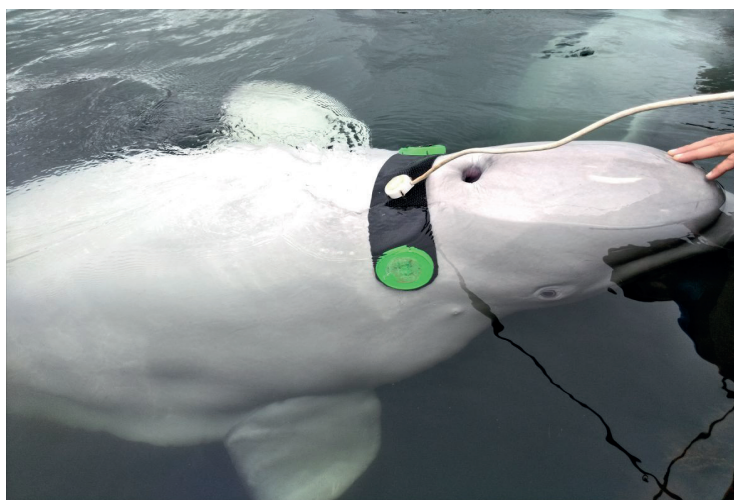


Рис. 2. Проведение эксперимента с белухой. За дыхалом на белуху брошена лента с вибродатчиками, которые под собственным весом прижимались к проекции левого и правого полушария головного мозга белухи.

дача была выдержать позу в течение съема одного кадра информации длительностью 160 с. После съема животное уходило под воду и спустя 3-5 мин. возвращалась к месту проведения эксперимента для повторного исследования. За один раз снимались 3 кадра информации по 160 с каждый.

На рис. 3 показан фрагмент графика акустического сигнала с монитора компьютера. Предварительно можно отметить, что по амплитуде сигнал с вибродатчиков установленных на белухе примерно в 5 раз больше, чем с головы человека и составляет в среднем 50-100 мкВ. Сигнал с левого полушария закономерно выше, чем с правого. Спектральный анализ показал, что на частотной матрице преобладают следующие частоты: 15-12Гц; 7.3-6.8Гц; 5.2-4.5Гц; 2.7-3.2Гц; 1.1-1.9Гц; 0.47- 0.33Гц.

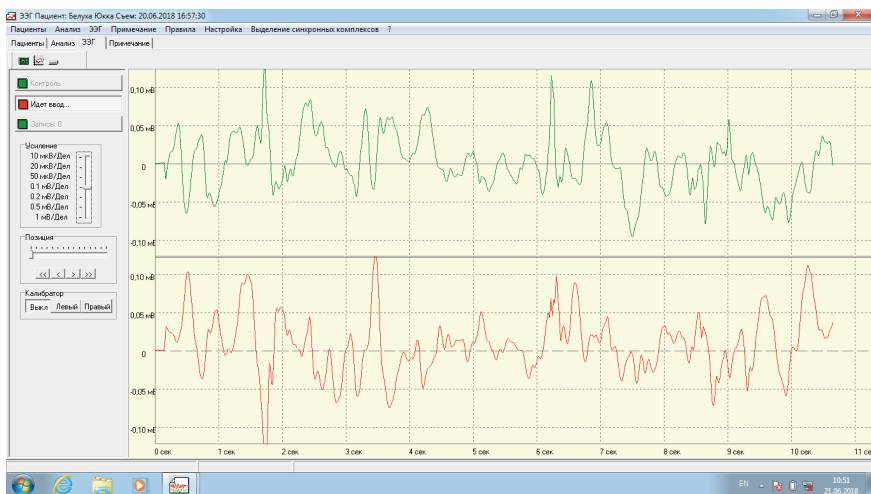


Рис. 3. Вид акустического сигнала, снимаемого с головы белухи. График сверху – правое полушарие, снизу – левое.

В ходе проведенного экспериментов впервые у белух была отработана технология съема акустоэнцефалограммы в полосе частот от 0.1 до 27 Гц. Подтвердилось правильность выбора способа регистрации в положении животного «лежа на воде». Подобраны форма, способ крепления и вес датчиков вибраций для съема АЭГ. Так как все работы по получению интегральных индексов и оценки состояния здоровья были выполнены ранее для АЭГ человека, в последующих работах необходимо доказать равенство или подобие получаемых спектральных матриц «висцером» для человека и морских млекопитающих. В работе показана возможность разработки неинвазивного длительного мониторинга степени адаптации белухи к новым условиям содержания, проводимым исследованиям и изучения состояния ее здоровья.

### Литература

1. Миргородский В.И., Герасимов В.В., Пешин С.В. Обнаружение новых акустических сигналов // Акустический журнал. – 2014. – Т. 60, №4 – С. 437-442.
- Патент на изобретение № 2661098 Российская Федерация, МПК<sup>51</sup> А61В 5/05. Способ экспресс-диагностики онкологического заболевания/ Рыбченко А.А., Шабанов Г.А., Максимов А.Л, Ищенко В.Н., Крыжановский С.П. / НИЦ «Арктика» ДВО РАН (RU), Заявка № 2016127302; Приоритет 06.07.2016; опубл. 11.07.2018. Бюл.№20.

# ПРОГРАММА АНАЛИЗА МНОГОКАНАЛЬНЫХ СИГНАЛОВ OCEANSP: ПРИМЕНЕНИЕ К ЗАДАЧАМ ИССЛЕДОВАНИЯ СОБСТВЕННЫХ КОЛЕБАНИЙ ЗЕМЛИ

**В.К. Фищенко, А.А. Гончарова**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева  
fischenko@poi.dvo.ru*

В ТОИ ДВО РАН разработана и применяется в исследованиях программа анализа многоканальных сигналов OceanSP [1]. Достоинства программы – простота, наглядность, удобство, скорость вычислений, поддержка большого числа алгоритмов анализа сигналов. В частности, поддерживаются: классический Фурье-анализ скалярных сигналов; частотно-временной анализ; вейвлет-анализ; взаимные корреляционный и спектральный анализы; различные методы линейной и нелинейной фильтрации. Алгоритмы, как правило, имеют большое число параметров настройки, позволяющих реализовать все их возможности в каждом конкретном случае. Хотя программа задумывалась для поддержки океанологических исследований, она может быть полезна и при анализе геофизических сигналов. В частности, она нами активно применяется в задаче исследования взаимосвязи морских микросейсм в записях широкополосных сейсмических станций и процессов, протекающих в океане – приливов, сейшевых колебаний уровня моря, различных видов морского волнения. Для этого в ней реализована поддержка популярного формата хранения сейсмических данных – miniSEED. В целом, полагаем, OceanSP является удобным инструментом, если возникает потребность оперативно «разобраться» с научной задачей, связанной с получением и анализом информации, представленной сигналами. Целью настоящей работы является желание продемонстрировать эти возможности программы.

Одна из интереснейших задач физики Земли - регистрация и исследование собственных колебаний Земли (СКЗ). Последние применяются для разработки и уточнения моделей внутреннего строения нашей планеты и процессов, протекающих в ее толще. Для регистрации СКЗ с 1960-х годов специально разрабатываются и используются сложные технические системы – лазерно-интерференционные деформографы, высокопрецизионные наклонометры, сверхпроводящие гра-



виметры и т.д. Как оказалось, для регистрации СКЗ могут применяться и обычные широкополосные сейсмические станции. В настоящее время в мире действуют тысячи таких станций, причем информация с них оперативно поступает в единые Центры хранения, откуда может быть свободно предоставлена любым заинтересованным пользователям сети Интернет [2]. Сейсмические станции регистрируют три ортогональные компоненты сейсмического сигнала, чаще всего, скорости колебаний Земной поверхности, частота дискретизации может быть равной 100, 40, 20, 8 или 1 Гц. Производителями станций гарантируется постоянство частотной характеристики прибора в полосе периодичностей от сотых долей секунды до 200 сек, т.е. формально не рекомендуется измерять колебания с периодами более 3 минут. СКЗ представляют собой совокупность большого числа стоячих волн (мод) на поверхности Земли с периодами от 4 до 54 минут, что больше 3 минут. Однако известно, что для большинства широкополосных станций частотная характеристика плавно спадает в диапазоне периодичностей от 3 до 17 минут в несколько раз, но не до нуля, после чего остается практически постоянной вплоть до приливных периодичностей 12 и 24 часа. Поэтому сейсмические станции с поправкой на вид частотной характеристики вполне могут применяться для регистрации СКЗ, по крайней мере, для оценки частот (периодов) их мод. Хотя при невозбужденном состоянии Земной поверхности существует некоторый ненулевой фон СКЗ, наиболее эффективна их регистрация в сейсмических сигналах после сильных землетрясений. Чем больше магнитуда землетрясения, тем более долгопериодные моды способны возбудиться, наиболее медленная сфероидальная мода 0S2 (период 54 мин) возбуждается только при магнитудах  $M > 8$ . Для

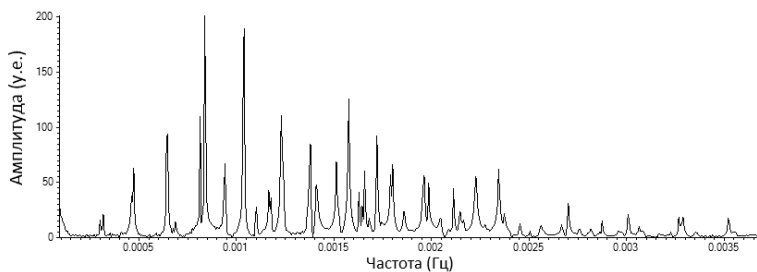


Рис. 1. Амплитудный спектр трехсуточной записи сейсмического сигнала на станции KIV. после Суматранского землетрясения 26 декабря 2004 года ( $M=9.5$ )

примера покажем на рис. 1 рассчитанный с помощью OceanSP амплитудный спектр двухсуточного фрагмента сейсмического сигнала (вертикальный канал LHZ), зафиксированного на станции KIV (Кисловодск) после Суматранского землетрясения 26 декабря 2004 года ( $M=9.5$ ). В нем заметны отклики около 50 сфероидальных мод СКЗ, крайняя слева мода S02 ( $T=54$  мин), крайняя справа – мода с периодом 4 мин 45 сек.

Более медленные моды несут информацию о более глубоких слоях Земли. В связи с этим геофизиками до сих пор ведутся исследования, связанные с попытками обнаружения и описания сейсмических колебаний с периодами больше 54 минут. Так в работе [3] обсуждаются 11-часовые пульсации амплитуды сфероидальных радиальных колебаний (мода 0S0, период  $T=20.46$  мин), стабильно возникающие после очень сильных землетрясений. Авторами этой работы были исследованы данные около 200 широкополосных сейсмических станций STS-1 и STS-2 после трех землетрясений (Суматра, 26.12.2004,  $M = 9.1$ ; Чили, 27.02.2010,  $M = 8.8$ ; Япония, 11.03.2011,  $M = 9.0$ ). Практически во всех случаях спустя 40-60 часов после момента землетрясения в сигнале моды 0S0 возникают три-четыре визуально заметных пульсации амплитуды, длительность пульсаций около 11 часов. На рис. 2 приведена типичная ситуация (пример взят из [3]). Анализируются вертикальные сейсмические колебания Земли после землетрясения 2011 г. в Японии, зарегистрированные на российской сейсмической станции ARU (поселок Арти, Свердловская область). Слева показана осциллограмма выделенной методом частотной фильтрации компоненты колебаний с периодами от 23 до 18 минут, включающей моду 0S0. Прямоугольной областью отмечен 33

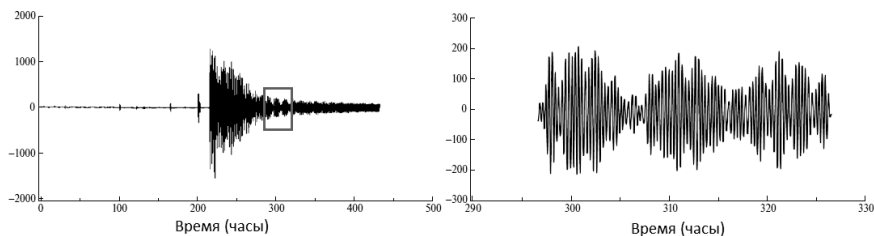


Рис. 2. Колебания в диапазоне периодов 18–23 мин, записанные станцией ARU при землетрясении в Японии 11.03.2011 г. Слева общий вид колебаний; справа – выделенный рамкой 33 часовой фрагмент спустя 60 часов после землетрясения; Пример взят из работы [3].

часовой фрагмент, более подробно отображенный на рисунке справа. В нем визуально заметны три пульсации радиальных колебаний длительностью около 11 часов.

Авторами статьи этот стабильно воспроизводимый по всему Земному шару феномен возникновения 11 часовых пульсаций интерпретируется как проявление некоего внутреннего процесса, протекающего в глубине Земли. Обсуждаются возможные механизмы, связанные с воздействием на процессы в Земле атмосферных и других внешних процессов.

Мы с помощью OceanSP исследовали данные нескольких сейсмических станций после этих трех землетрясений. Описанный эффект появления 11-часовых пульсаций действительно воспроизводится. Но мы склоняемся к тому, что это не отдельный самостоятельный процесс, а результат наложения двух сфероидальных мод СКЗ с очень близкими частотами – радиальной моды 0S0 ( $f_1 = 8.14$  мГц,  $T_1=20,46$  мин) и моды 0S5 ( $f_2 = 8.40$  мГц,  $T_2=19.86$  мин). Обе моды укладываются в частотный диапазон 18 – 23 минуты, используемый авторами работы [3] для фильтрации радиальных колебаний из полного сейсмического сигнала. Период биений (пульсаций амплитуды), которые теоретически должны возникнуть, равен  $T = 1 / (f_2 - f_1) = 1 / 0.000026 \text{ Гц} = 38461 \text{ с} = 10.7 \text{ суток}$ , что очень близко к 11 суткам. Тот факт, что пульсации начинают быть заметными в определенное время после момента землетрясения и визуально хорошо выделяются в течение 3-4 периодов, определяется довольно жестко детерминированной временной динамикой амплитуд этих мод СКЗ. На рис.3 вверху слева направо показаны спектры Фурье, рассчитанные по трехсуточным фрагментам сейсмического сигнала на станции KIV: в момент землетрясения (Японии, 11.03.2011,  $M = 9.0$ ); спустя 2 суток; спустя 6 суток. Прямоугольники на спектрах показывают частотный диапазон 18 – 23 минуты. Видно, что в начальной стадии мода 0S0 практически не заметна на фоне более мощной 0S5. В средней стадии мода 0S5 опустилась и сравнялась с модой 0S0, в отфильтрованной компоненте наблюдаются 11 суточные пульсации, время примерного паритета мод длится около 33-35 часов. Далее мода 0S5 продолжает убывать, спустя 6 суток, в третьей стадии она практически не заметна на фоне радиальной моды 0S0. На рис. 3 внизу приведена частотно-временная спектрограмма трехмесячной записи сейсмического сигнала. В ней хорошо видна временная динамика мощности мод СКЗ в интервале частот от 0 до 3 мГц.

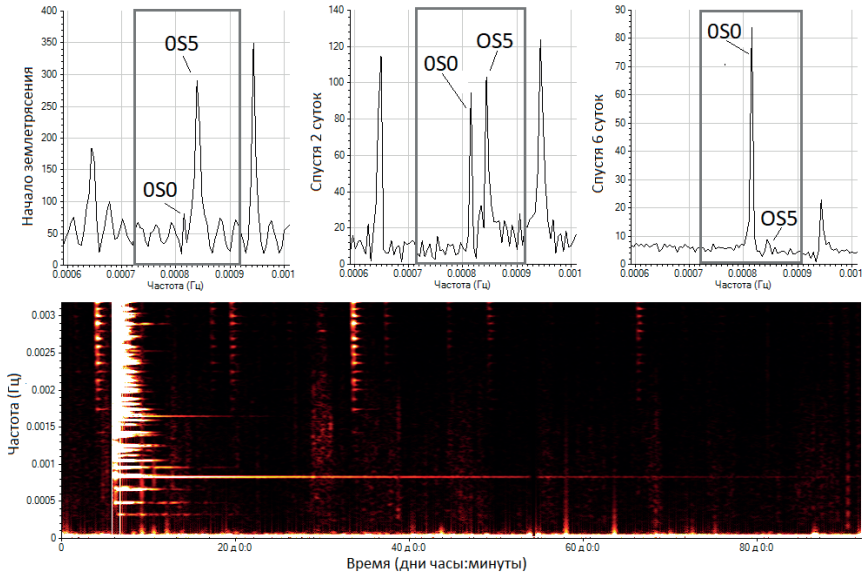


Рис. 3. Исследование временной динамики низкочастотных мод СКЗ после землетрясения 2011 г. в Японии. Вверху спектры зарегистрированных на станции KIV трехсуточных фрагментов сейсмических колебаний после землетрясения в три разных момента времени. Внизу - спектрограмма трехмесячной записи сейсмического сигнала.

Считаем нужным отметить, что поведение радиальной моды принципиально отличается от всех остальных, которые быстро появляются с большими амплитудами и сравнительно быстро, в течение 4-5 суток затухают. Мода OS0 появляется с не очень большой амплитудой, но она убывает очень медленно. На спектрограмме ей соответствуют наиболее длинный горизонтальный трек, который визуально просматривается даже спустя 80 суток после момента землетрясения. Примерно такое же «время жизни» моды OS0 наблюдалось нами на нескольких станциях после всех трех обсуждаемых катастрофических землетрясений. В этом смысле 11-часовые пульсации, скорее всего, есть результат наложения двух очень разных независимых сейсмических процессов, имеющих свою устойчивую временную динамику.

Справедливости ради следует отметить, что в заключении к статье [3] авторы упомянули, что идея объяснить феномен 11-часовых пульсаций биениями от двух близких по частоте мод СКЗ возникла на этапе обсуждения рукописи статьи. Но она была отвергнута на том

основании, что такие же 11 часовые биения ими были обнаружены и в существенно более узких полосах частот, включающих одиночные СКЗ OS6, OS5, OS0, OS4, и поэтому рассматриваемый феномен имеет глобальный объективный характер для всех низкочастотных мод СКЗ.

Мы с помощью OceanSP воспроизвели это дополнительное исследование. На рис. 4 слева приведены сверху вниз осциллограммы: трехсуточного фрагмента сейсмического сигнала, зарегистрированного после землетрясения в Японии на станции KIV; его компоненты, включающей моды OS5 и OS0; отдельно мод OS6, OS5, OS0, OS4. Справа показаны спектры исходного сигнала и компонент в диапазоне частот от 0 до 1.2 мГц. 11-часовые пульсации визуально наблюдаются для компоненты, включающей моды OS5 и OS0, и не наблюдаются для одиночных мод. По-видимому, вывод об универсальности 11-часовых пульсаций для всех долгопериодных СКЗ сделан авторами [3] ошибочно, это вполне могло быть связано с ошибками на этапе проектирования частотных фильтров. Последние могли оказаться не достаточно избирательными и поэтому захватывать соседние моды. Программа OceanSP удобна тем, что позволяет легко проверить работу спроектированных фильтров. Как видно на спектрах рис. 4 все запланированные частотные компоненты выделены из исходного сигнала корректно.

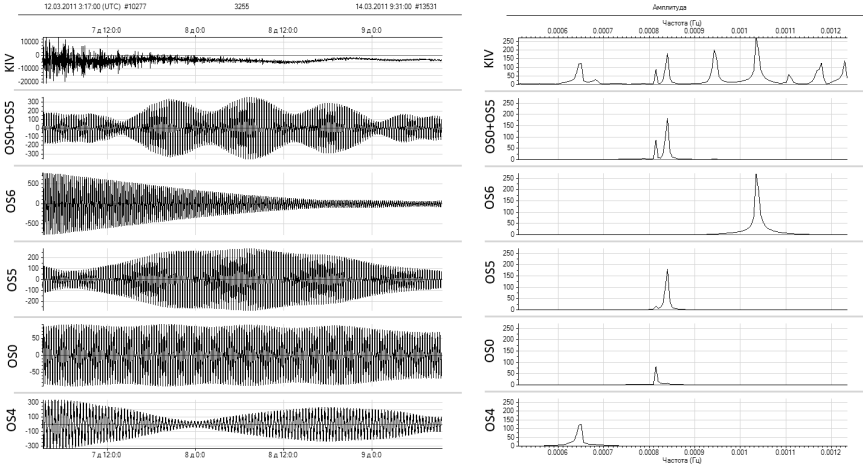


Рис. 4. Проверка наличия 11-часовых пульсаций амплитуды в модах OS5+ OS0, OS6, OS5, OS0, OS4. Слева 3-суточные фрагменты исходного сейсмического сигнала и его модовых компонент, справа спектры сигнала и компонент.

В целом считаем, что программа OceanSP может быть полезной при решении задач физики геосфер, связанных с обработкой сейсмических и любых других сигналов.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке подпрограммы № 18-1-004 «Изучение фундаментальных основ взаимодействия разномасштабных гидроакустических, гидрофизических и геофизических процессов...».

### Литература

1. Фищенко В.К., Гончарова А.А. Программа для ЭВМ «Программа анализа океанологических сигналов (OceanSP)». Свидетельство о регистрации № 2018611821. РФ. // Бюл. 2018. № 2.
2. Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS). MetaData Aggregator [электронный ресурс], URL: <http://ds.iris.edu/mda/> [дата обращения 6 июня 2019г.]
3. Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Акатова К.Н. Пульсации собственных колебаний земли после землетрясений в часовом диапазоне периодов // Физика Земли. 2018. № 3. С. 3-17

# ФОРМИРОВАНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОСФЕР

**А.Н. Четырбоцкий**

*Дальневосточный геологический институт  
Chetyrbotky@yandex.ru*

Представлена модель формирования оболочек Земли из сгустка молекул газа и частичек пыли (протопланетного облака), где предполагается, что уже имеется ее некоторое центральное образование (зародыш, в последствие ядро). Объектом рассмотрения выступает совместная динамика молекул газа и межзвездных частиц пыли. Для этого используется совокупность уравнений газовой динамики и кинетического уравнения Смолуховского, характеристики которого определяют скорости и ускорения частиц пыли. Соответствующий потенциал представлен суммой гравитационного потенциала (он характеризует центростремительное ускорение) и потенциала для центростремительного ускорения.

Формирование планет обусловлено взаимодействием молекул газа и частиц пыли протопланетного облака, в результате чего происходит гравитационное взаимодействие между разными частями этой системы (самогравитация), что приводит к слипанию/коагуляции частиц и образованию их сгустков. Согласно физическим представлениям в этой системе имеет место так называемая гравитационная или джинсовская неустойчивость: она состоит в перераспределении масс (тяжелые элементы опускаются в тела, а легкие наоборот всплывают) [4]. Представляется, что уже на этом этапе развития Земли в ее теле уже начинается формирование геосфер. При рассмотрении начального этапа динамики планет следует разделять этап их развития и становления в протопланетном состоянии от этапа существования планеты уже вне облака как отдельного пространственно-изолированного объекта. Представляется целесообразным объединение этапов. Тогда моментом рождения планеты будет считаться момент образования ее зародыша в протопланетном облаке. Тем более что существенный нагрев недр части допланетных тел, дегазация, плавление и дифференциация примитивного вещества происходили уже на стадии формирования, т.е. в первые миллионы и десятки миллионов лет [2, 5]. На это также указывают находки древних цирконов в Австралии. Согласно этим находкам, седиментогенез в присутствии

древних бассейнов и гранитообразование имели место уже 4.1-4.4 млрд. лет назад [9,10]. Кроме того, уже за периоды порядка 50 и 100 лет Земля достигла соответственно 60% и 99% своей массы [5]. При этом динамика массы имеет линейный участок своего изменения, далее следует точка перегиба и резкий всплеск до своего среднего уровня. Затем эта кривая выходит на свой современный уровень. Поскольку стадия происхождения и становления Земли начинается еще в протопланетном облаке, то представляется, что еще в этом облаке частично начинается и формирование геосфер.

Уравнения модели определяются динамикой газа и частиц пыли, а также потенциалом гравитационного поля [2]. В цилиндрической системе координат  $(r; \varphi, z)$  их запись принимает вид:

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial \rho_g}{\partial t} + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (r \rho_g v_r) + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\rho_g v_\varphi) = 0 \\ \frac{\partial v_r}{\partial t} + v_r \frac{\partial v_r}{\partial r} + \frac{v_\varphi}{r} \frac{\partial v_r}{\partial \varphi} - \frac{v_\varphi^2}{r} = -\frac{1}{\rho_g} \frac{\partial p}{\partial r} - \frac{\partial \Phi}{\partial r} + \frac{F_r^{(f)}}{\rho_g} \\ \frac{\partial v_\varphi}{\partial t} + v_r \frac{\partial v_\varphi}{\partial r} + \frac{v_\varphi}{r} \frac{\partial v_\varphi}{\partial \varphi} + \frac{v_r v_\varphi}{r} = -\frac{1}{r \rho_g} \frac{\partial p}{\partial r} - \frac{1}{r} \frac{\partial \Phi}{\partial \varphi} + \frac{F_\varphi^{(f)}}{\rho_g} \\ p = C_g \rho_g^\gamma T \end{array} \right.$$

$$\frac{\partial f}{\partial t} + \mathbf{u} \frac{\partial f}{\partial \mathbf{r}} + \mathbf{a} \frac{\partial f}{\partial \mathbf{u}} = St(f)$$

$$\mathbf{a} = -\nabla \Phi + \mathbf{F}_a^{(f)}$$

$$\Phi = \Phi_1 + \Phi_2$$

$$\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left( r \frac{\partial \Phi_2}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 \Phi_2}{\partial \varphi^2} + \frac{\partial^2 \Phi_2}{\partial z^2} = 4\pi G \rho_s,$$

где  $\rho_g$  плотность газа;  $v_r$  и  $v_\varphi$  компоненты скорости газа;  $p$  давление в газовой среде;  $\Phi$  гравитационный потенциал, который определяется суммой гравитационного потенциала неподвижного центрального тела  $\Phi_1$  и потенциала  $\Phi_2$ , определяемого плотностью газовой и пылевой компоненты [7];  $F_r^{(f)}$  и  $F_\varphi^{(f)}$  компоненты силы трения между газовой и пылевой средами;  $G$  и  $\rho_s$  ускорение свободного падения и объемная плотность газопылевой среды.

Газопылевую среду в облаке рассматриваем как двухкомпонентную, двухскоростную жидкость, характеризуемую массовыми плот-



ностями газа  $\rho_g$  и пыли  $\rho_d$  и скоростями  $v$  и  $u$  соответственно. При этом газ считаем более массивным ( $\rho_g \gg \rho_d$ ) [3]. Газовая компонента системы полагается находящемся в адиабатическом состоянии идеальным газом с показателем адиабаты  $\gamma=5/3$ .

В этих соотношениях первая система определяет динамику газовой компоненты в адиабатическом приближении. Далее следует так называемое уравнение Смолуховского, которое характеризует динамику распределения частиц пыли по координатам  $r$  и скоростям  $u$

$$\frac{dr}{dt} = u \quad \text{и} \quad \frac{du}{dt} = -\nabla\Phi + F_a^{(f)},$$

где  $f(t, r, u, m)$  одночастичная функция распределения частиц пыли по координатам  $r$ , скоростям  $u$ . Здесь она определяет распределение плотности частиц пыли

$$\rho = \int f(t, r, u, m) du dm,$$

а член  $St(f)$  характеризует неупругие столкновения. В [7] сила трения  $F_a^{(f)} = 6\pi\nu b(u - v)$  вычисляется по заданному коэффициенту трения и радиусу пылевых частиц  $b$ . В случае рассмотрения агрегации частиц пыли или их неупругого столкновения  $St(f) \neq 0$  сила трения принимает вид  $F_a^{(f)} = k_f \rho_g (u - v)^2 S$ , где  $k_f$  эмпирический коэффициент и  $S$  площадь боковой поверхности. Последние два уравнения определяют потенциалы гравитационного и центростремительного ускорений.

Распределение температуры газопылевой среды определяются уравнением теплопроводности, где учитывается конвективный теплоперенос и переноса тепла за счёт адиабатического сжатия [8]:

$$C_f \rho_f \left( \frac{\partial T}{\partial t} + V \cdot \nabla T \right) = \nabla \cdot (\lambda_f \nabla T) + Q,$$

где  $C_f$  и  $\rho_f$  эффективные значения теплоемкости и теплопроводности, которые учитывают теплоту фазовых переходов в задаче Стефана и конвективный тепломассоперенос;  $Q=Q(r, \phi, z)$  мощность внутренних источников тепла.

Масса облака считается большой по сравнению с массой излучающих звезд, поэтому учитывается только собственное гравитационное поле облака [3].

## Литература

1. Витязев А.В., Печерникова Г.В. Происхождение геосфер: новые результаты и остающиеся проблемы // Вестник РАН, № 1, 2004. с.7-11.
2. Вшивков В.А., Малышкин В.Э., Снытников А.В., Снытников В.Н. Численное моделирование гравитационной динамики многих тел методом частиц в ячейках: параллельная реализация // Сбирский журнал вычислительной математики, т. 6, № 1, 2003.с.25-36.
3. Жукова Е. В., Занкович А. М., Коваленко И. Г., Фирсов К.М. Гидродинамическая модель самогравитирующего оптически толстого газопылевого облака // Астрофизический бюллетень, 2015, том 70, №4, с. 502–523 .
4. Морозов А.Г., Хоперсков А.В. Физика дисков Волгоград, 2005. 423 с.
5. Печерникова Г.В. Время роста Земли // Доклады АН. 2005. № 3.с.391-391.
6. Сафронов В.С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969. 244 с.
7. Снытников В.Н., Пармон В.Н., Вшивков В.А., Дудникова Г.И., Никитин С.А., Снытников А.В. Численное моделирование гравитационных систем многих тел с газом // Вычислительные технологии. 2002. 7, №3. 72–84
8. Тихонов, А.Н. Об эволюции зон плавления в термической истории Земли / А.Н.Тихонов, Е.А.Любимова, В.К.Власов // Доклады Академии наук СССР. 1969. – Т. 188. – №2. – С. 338 – 341
9. Wilde S. A. et. al. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. Nature, 2001. V. 409, P. 175-178.
10. Harrison T. M., Mojzsis S. J. The mission to really early Earth: A progress report. 2003. In «Goldschmidt Conference Abstracts 2002», A135.

# ОСОБЫЕ РАЗРЫВЫ В МОДЕЛЯХ МЕХАНИКИ СПЛОШНОЙ СРЕДЫ

**А.П. Чугайнова**

*Математический институт им. В.А. Стеклова РАН, г. Москва  
anna\_ch@mi-ras.ru*

Будет дан обзор различных моделей механики сплошной среды, в которых возможны особые разрывы. Интерес к изучению особых разрывов связан с тем, что они могут порождать неединственность решений задачи Римана. На фазовой плоскости структура особых разрывов представляется интегральной кривой, соединяющей два седла.

Особые разрывы играют важную роль в некоторых задачах механики сплошной среды. К особым разрывам относятся, например, хорошо известные фронты горения в газах, разрывы со структурой в нелинейной теории упругости, слабонелинейные электромагнитные волны в слабоанизотропном диэлектрике, а также структуры образующиеся, когда газ, проходя через разрыв, приобретает или теряет теплопроводность в присутствии магнитного поля.

Для возможности признания разрыва в решении уравнения или системы уравнений допустимым, то есть разрывом, который может реализовываться физически, необходимо выполнение ряда условий. Одно из таких условий заключается в существовании структуры разрыва. При этом считается, что разрыв при детальном рассмотрении представляет собой узкую область с резким, но непрерывным изменением переменных, представляющих решение. Эта узкая область называется структурой разрыва. Внутри структуры изменение переменных описывается более сложной внутренней системой уравнений, чем вне ее.

Структура разрыва может быть представлена как стационарным решением (типа бегущей волны), так и нестационарным решением. Требование устойчивости решения, представляющего структуру, должно входить в число условий, при которых разрыв следует считать допустимым. При этом возможны два варианта. Неустойчивость может привести к распаду решения, представляющего стационарную структуру, либо к появлению в исходной структуре внутренних колебаний, которые могут слабо повлиять или даже вообще не повлиять

на связь величин по разные стороны структуры разрыва (то есть на соотношения на разрыве в решениях внешней системы уравнений, отвечающей крупному масштабу). Кроме того, допущение нестационарности или неоднородности структур может привести к появлению структур разрывов, которых в стационарном одномерном случае не было.

Одним из самых простых уравнений, среди решений которых могут быть особые разрывы, является уравнение Хопфа с немонотонным потенциалом специального вида. Немонотонность потенциала обеспечивает богатое множество разрывов со структурой, среди которых содержатся и особые разрывы (которых нет в случае монотонного потенциала).

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial \varphi(u)}{\partial x} = 0, \quad \varphi(u) = u^4 - u^2, \quad u = u(x, t)$$

Для описания стационарной структуры в уравнение Хопфа добавляются дисперсионные и диссипативные члены и, соответственно, изучаются решения модельного уравнения Кортевега-де Вриза – Бюргера (КдВБ).

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial \varphi(u)}{\partial x} = \mu \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} - m \frac{\partial^3 u}{\partial x^3}, \quad \mu, m = const$$

Стационарная структура разрывов описывается следующими равенствами:

$$u = u(\xi), \quad \xi = x - Wt$$

$$m \frac{d^2 u}{d\xi^2} - \mu \frac{du}{d\xi} = F(u), \quad F(u) = W(u - u_r) - (\varphi(u) - \varphi(u_r))$$

$$\lim_{\xi \rightarrow \infty} u(\xi) = u_r, \quad \lim_{\xi \rightarrow -\infty} u(\xi) = u_l$$

Здесь  $W$  – скорость разрыва,  $u_l$  и  $u_r$  – состояния перед и за разрывом, соответственно.

На рисунках 1 а, б представлено решение, представляющее структуру особого разрыва  $A \rightarrow C_0$ , и два близких решения, представляющие стационарные структуры неособых разрывов. На фазовой плоскости рис 1б структуру особого разрыва представляет интегральная кривая, соединяющая два седла (на рис. 1б отмечена жирной линией). Структуры двух неособых разрывов, распространяющиеся с близки-

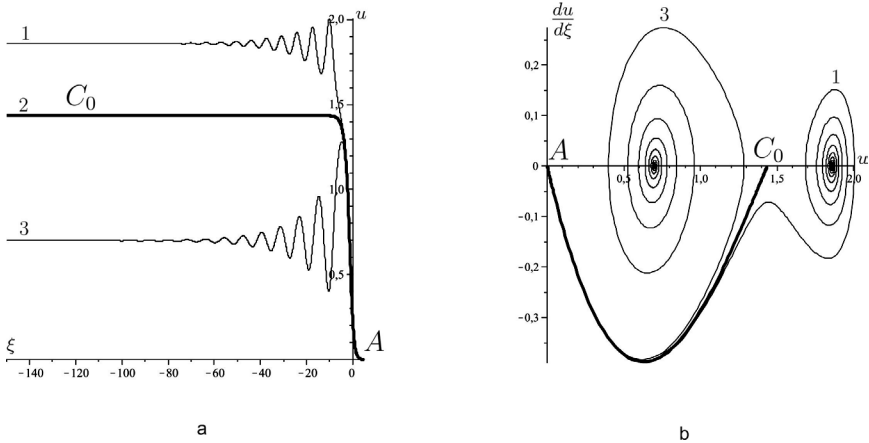


Рис.1. особый разрыв  $A \rightarrow C_0$  и два неособых разрыва, распространяющихся с близкими скоростями.

ми скоростями, представлены интегральными кривыми, соединяющими седло (точка  $A$ ) и фокус. На рис. 1а представлены соответствующие нестационарные решения уравнения КдВБ.

В зависимости от соотношения параметров дисперсии ( $m$ ) и диссипации ( $\mu$ ) у уравнения КдВБ с немонотонным потенциалом может существовать конечное число стационарных решений, представляющих особые разрывы. Число особых разрывов различных типов растет с ростом относительного влияния дисперсии по сравнению с диссипацией, что порождает множественную неединственность решений автомодельных задач [1,2]. При этом, чем больше различных особых разрывов, тем больше решений. Решения, случае неединственности, могут содержать особые разрывы различных типов и последовательности этих разрывов.

Здесь кратко описаны решения модельного уравнения КдВБ, представляющие стационарную структуру решений уравнения Хопфа. В докладе предполагается рассмотреть особые разрывы, возникающие в моделях, описывающих распространение продольных волн в вязко-упругих стержнях [1,2], нелинейных волн в композитах [3] и анизотропных цилиндрах [4].

## Литература

1. Куликовский А.Г., Чугайнова А.П. “Классические и неклассические разрывы в решениях уравнений нелинейной теории упругости”, УМН, 63:2(380) (2008), 85–152
2. Chugainova A.P., Shargatov V.A., “Analytical description of the structure of special discontinuities described by a generalized KdV–Burgers equation”, Commun. Nonlinear Sci. Numer. Simul., 66 (2019), 129–146
3. Чугайнова А.П., “Особые разрывы в нелинейноупругих средах”, Ж. вычисл. матем. и матем. физ., 57:6 (2017), 1023–1032
4. Куликовский А.Г., Чугайнова А.П., “Ударные волны в анизотропных цилиндрах”, Тр. МИАН, 300 (2018), 109–122

# ДИНАМИКА АКУСТИЧЕСКИХ ВИХРЕВЫХ СТРУКТУР В ВОЛНОВОДЕ МЕЛКОГО МОРЯ

В.А. Щуров, А.С. Ляшков, С.Г. Щеглов, Е.С. Ткаченко

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева,  
shchurov@poi.dvo.ru*

В работе изучалось интерференционное поле движущегося при-  
поверхностного тонального источника звука в полосе частот  $88 \pm 1$  Гц.  
Исследовались области как деструктивной, так и конструктивной  
интерференции.

Вихрь  $\alpha$ . Рассмотрим локальный вихрь, свойства которого от-  
вечают всем детерминистическим  
признакам характерным для вих-  
ря идеального волновода [1]. Рас-  
стояние до источника излучения  
 $\sim 700$  м.

В результате многочисленных  
наблюдений было замечено, если  
вихрей в области деструктивной ин-  
терференции нет, то в этом случае  
флуктуации исследуемых функций  
случайны и независимы. Наличие  
локального вихря приводит к согла-  
сованности исследуемых функций.  
Вихрь  $\alpha$  (рис. 1–3) наблюдается на  
временном интервале  $\Delta T \approx 3$  с (от  
т.1 до т.5), что соответствует про-  
странственному интервалу  $\sim 4.5$  м и  
равно  $\sim 0.3 \lambda$ .

«Провалы» уровней огибающих  
 $p^{2k}(t)$ ,  $V_x^2(t)$ ,  $V_z^2(t)$  на интервале  
от т.1 до т.4 составляют:  $S_p^2(t) \sim$   
10 дБ,  $S_{V_x^2}(t) \sim 10$  дБ,  $S_{V_z^2}(t) \sim 12$  дБ.  
«Провалы» уровней во времени не  
совпадают, как это и должно быть.  
Изменения уровней  $p^2(t)$ ,  $V_x^2(t)$ ,

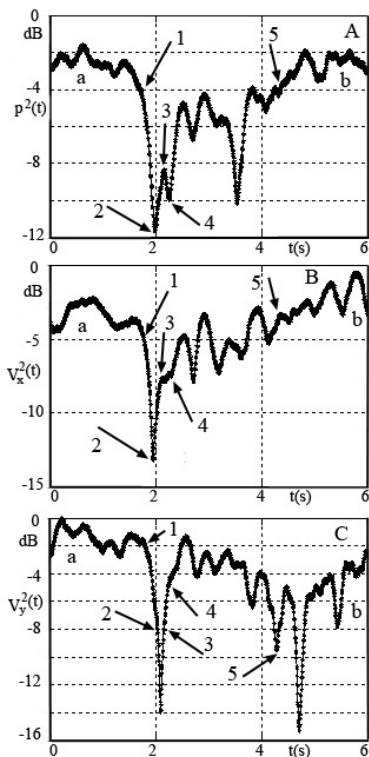


Рис. 1. Вихрь  $\alpha$ . А –  $p^2(t)$ , В –  $V_x^2(t)$ ,  
С –  $V_z^2(t)$ .

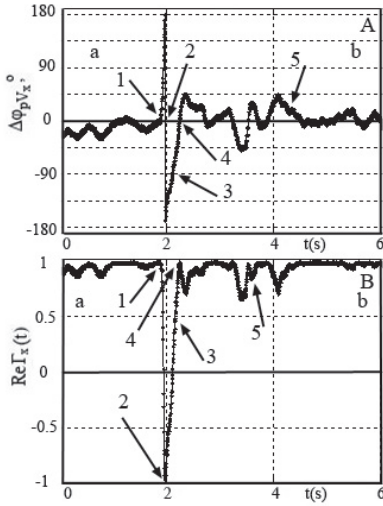


Рис. 2. Вихрь  $\alpha$ . –  $\Delta\varphi_{pV_x}(t)$ , В –  $\text{Re}\Gamma_x(t)$ .

$\text{Re}\Gamma_x(t) = +1$ , т.е. энергия сигнала на этих интервалах «течет» вдоль оси  $+x$ . В вертикальной плоскости  $xOz$ :  $\Delta\varphi_{pV_z}(t)$  флуктуирует от  $0^\circ$  до  $\sim \pi/4$ ,  $\text{Re}\Gamma_z(t) \sim -1$  (энергия «течет» от дна к поверхности),  $\text{Im}\Gamma_z(t)$  испытывает значительные флуктуации от  $-0.5$  до  $+0.5$ .

Будем считать  $t.1$  началом вихря и  $t.5$  его завершением. Зависимости от времени разности фаз  $\Delta\varphi_{pV_x}(t)$  и  $\text{Re}\Gamma_x(t)$  (рис. 2) на интервале точек 1–4 непосредственно связано с поведением функций на рис. 1. На интервале  $t.t. 1-4$   $\Delta\varphi_{pV_x}(t)$  испытывает сачок на  $2\pi$ ,  $\text{Re}\Gamma_z(t) = -1$ , энергия сигнала «течет» в сторону источника вдоль оси  $-x$ . Таким образом, мы обнаружили в реальном волноводе мелкого моря физический объект отвечающий второму признаку вихря вектора акустической интенсивности для  $\Delta\varphi_{pV_x}(t)$  и  $\text{Re}\Gamma_x(t)$  [1]. Z-компоненты функций,  $\Delta\varphi_{pV_z}(t)$ ,  $\text{Re}\Gamma_z(t)$ ,  $\text{Im}\Gamma_z(t)$  также испытывают значительные аномалии (рис. 3). Разность фаз  $\Delta\varphi_{pV_z}(t)$  испытывает скачок на  $\pi$ , далее от  $t.4$  до  $t.5$  совершает значительные флуктуации относительно фазы  $3\pi/2$ . В результате  $\text{Re}\Gamma_z(t)$  на интервале  $t.t. 1-3$ , в котором  $p(t)$  имеет «провал»  $\sim 10$  дБ, испытывает скачок с изменением знака с « $-$ » на « $+$ » и обратно. С небольшим запаздыванием во времени это происходит и с  $\text{Im}\Gamma_z(t)$ . Это есть третий признак локального вихря [1].

Далее от  $t.4$  до  $t.5$   $\text{Re}\Gamma_z(t)$  испытывает значительные флуктуации относительно значения  $\text{Re}\Gamma_z(t) = 0$ , поскольку  $\Delta\varphi_{pV_z}(t)$  флуктуирует

$V_z^2(t)$  приводит к значительным флуктуациям потенциальной и кинетической энергии в вихревом процессе, поскольку  $p^2(t) \sim E_p(t)$ ,  $V_x^2(t) \sim E_{k,x}(t)$ ,  $V_z^2(t) \sim E_{k,z}(t)$ . «Провалы» уровня огибающих спектральной плотности мощности  $S_{p^2}(t)$ ,  $S_{V_x^2}(t)$ ,  $S_{V_z^2}(t)$  на рис. 1 определяем как один из первых признаков вихря [1]. Интервалы от  $a$  до  $t.1$  и от  $t.5$  до  $b$  относятся к ближайшему пространству окружающему вихрь и принадлежат области конструктивной интерференции, поскольку от  $a$  до  $t.1$  и от  $t.5$  до  $b$   $\Delta\varphi_{pV_x}(t)$  флуктуирует вблизи  $0^\circ$ . Это приводит к тому, что



относительно фазы  $3 \cdot \pi/2$ . В результате  $\text{Im}\Gamma_z(t) \rightarrow -1$ , т.е. вдоль оси  $z$  практически прекращается перенос энергии сигнала. Этот факт возможно объяснить тем, что за вихрем, который мы наблюдаем на интервале 1–4 существует «след» из более мелких вихрей.

Итак, на интервале 1–3  $\text{Re}\Gamma_x(t) = -1$ ,  $\text{Re}\Gamma_z(t)$  меняет знак с «-» на «+». В результате, замкнутое движение энергии внутри вихря, в вертикальной плоскости  $xOz$  совершается по часовой стрелке, следовательно, вихрь имеет знак «-». Структура вихря  $\alpha$  реального волновода полностью соответствует теоретической модели вихря для идеального волновода. Опираясь на простую структуру вихря  $\alpha$  будем исследовать вихри более сложных структур, наблюдаемых в реальном волноводе мелкого моря.

**Вихрь  $\beta$ .** Рассмотрим тип вихря с более сложной структурой, который наблюдается в реальном волноводе чаще, чем вихрь  $\alpha$ . Вихрь  $\beta$  наблюдается в области деструктивной интерференции, время наблюдения вихря  $\sim 2$  с, пространственный интервал  $\sim 3$  м ( $0,2\lambda$ ). Расстояние до источника излучения  $\sim 500$  м (рис. 4).

Вихрь  $\beta$  в трех тт. 2, 8, 12 имеет три минимума акустического давления  $p^2(t)$  им соответствуют три скачка разности фаз  $\Delta\varphi_{pV_x}(t)$  на  $2\pi$  скачок от  $\text{Re}\Gamma_x(t) = +1$  до  $\text{Re}\Gamma_x(t) = -1$  и скачки  $\text{Re}\Gamma_z(t)$  с «+» на «-». При  $\text{Re}\Gamma_x(t) = -1$  энергия сигнала внутри вихря «течет» на источник по направлению  $-x$ . Флуктуации данных функций отделены интервалами времени, в которых  $\Delta\varphi_{pV_x}(t) = 0^\circ$ ,  $\text{Re}\Gamma_x(t) = +1$ ,  $\text{Re}\Gamma_z(t) = +1$  (тт. 4, 6) и  $\text{Re}\Gamma_z(t) = -1$  (т. 10). В этих интервалах энергия «течет» по направлению  $+x$ , т.е. они принадлежат области конструктивной интерференции. Отсюда следует, что мы наблюдаем три простых вихря типа  $\alpha$ ,

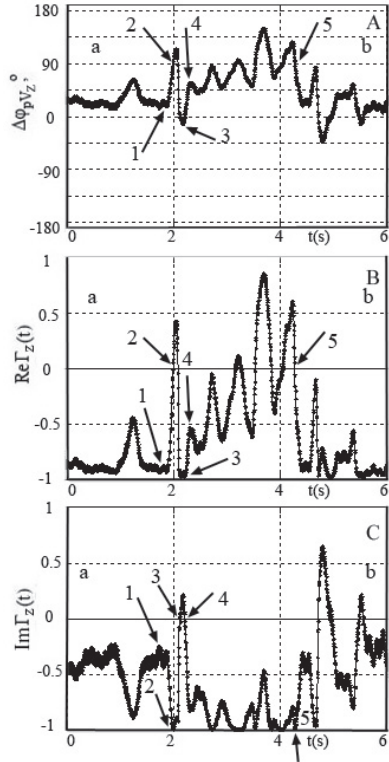


Рис. 3 Вихрь  $\alpha$ . А –  $\Delta\varphi_{pV_z}(t)$ , В –  $\text{Re}\Gamma_z(t)$ , С –  $\text{Im}\Gamma_z(t)$ .

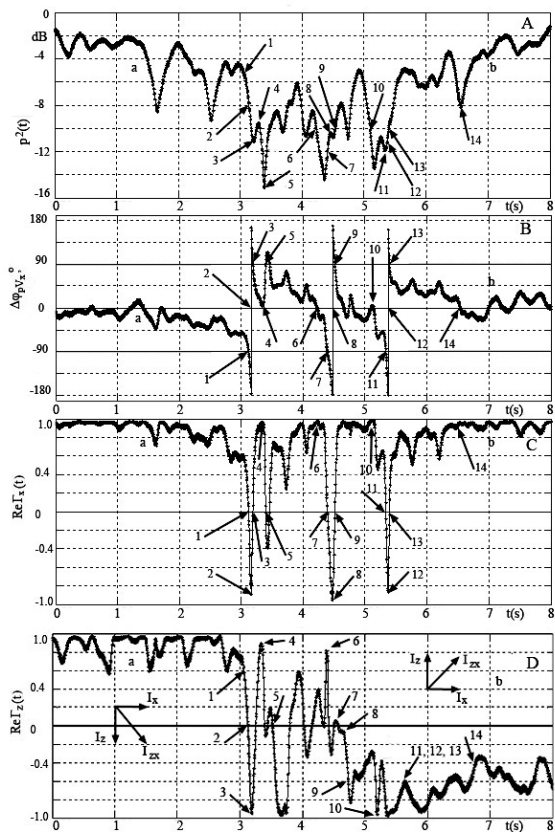


Рис. 4. Вихрь  $\beta$ . Зависимость от времени: А –  $p^2(t)$ , В –  $\Delta\varphi_{pV_x}$ , С –  $\text{Re}\Gamma_x(t)$ . D –  $\text{Re}\Gamma_z(t)$ .

разделенные временными промежутками, принадлежащими области конструктивной интерференции. Но соседние вихри должны иметь противоположные знаки, например, «+» и «-» или «-» и «+». Но все данные три вихря имеют один знак «+». Энергия в вихрях движется против часовой стрелки, седло находится выше центра. Стрелки  $I_x$  на рис. 4D показывают, каким образом внешняя к вихрю завихренность обтекает локальный вихрь. Следовательно, в данном случае мы имеем простой вихрь типа  $\alpha$ , который периодически смещается вдоль оси  $x$  относительно акустического центра приемника, который неподвижен. Перемещение происходит из деструктивной в конструктивную область интерференции и обратно.

1. Представленная в работе система функций  $S_{p_z}(t)$ ,  $\Delta\varphi_{pV_x}(t)$ ,  $\Delta\varphi_{pV_z}(t)$ ,  $\text{Re}\Gamma_x(t)$ ,  $\text{Im}\Gamma_x(t)$ ,  $\text{Re}\Gamma_z(t)$ ,  $\text{Im}\Gamma_z(t)$  акустического векторного поля образуют замкнутую систему в плоскости  $xOz$  и является достаточной для описания вихревой структуры вектора акустической интенсивности.

2. Свойства «неподвижных» локальных вихрей реального волновода полностью совпадают с теоретическим описанием вихрей для идеального волновода (вихрь  $\alpha$ ).

3. Обнаружены вихри, колеблющиеся вдоль горизонтальной оси волновода ( $\beta$ ,  $\gamma$ ). Частота колебательных смещений вихря  $\sim (1-2)$  Гц.

4. Показано, что структура вихрей зависит от отношения сигнал/шум.

5. Колебательные движения вихря обусловлены гидрофизическими процессами, происходящими в океане и, таким образом, динамика смещения вихря во времени может являться источником информации о изменчивости океанической среде, что должно являться приоритетом будущих исследований в этой области.

Результаты натурального эксперимента являются оригинальными и должны учитываться при построении теоретических моделей акустического поля в мелком море.

### Литература

1. Shchurov V.A. Peculiarities of real shallow sea wave-guide vortex structure// J. Acoust. Soc. Am. 145 (1), 2019. P. 525-530

СПИСОК ВСЕХ УЧАСТНИКОВ  
XI СИМПОЗИУМА «ФИЗИКА ГЕОСФЕР»

1. Аксентов К.И.
2. Алексанина М.Г.
3. Ардюков Д.Г.
4. Бадрединов З.Г.
5. Базылев П.В.
6. Бакунина М.С.
7. Баннов В.А.
8. Бессонова Е.А.
9. Бойко Е.В.
10. Бородин А.Е.
11. Бронников А.К.
12. Бугаева Л.К.
13. Будрин С.С.
14. Буланов В.А.
15. Буренин А.В.
16. Вакульская Н.М.
17. Валитов М.Г.
18. Василенко Л.Н.
19. Ващенко Н.Г.
20. Воронин А.А.
21. Вражкин А.Н.
22. Гаврилов А.А.
23. Гайко Л.А.
24. Герасименко М.Д.
25. Голик А.В.
26. Голов А.А.
27. Гончарова А.А.
28. Горбунов А.В.
29. Гордейчук Т.В.
30. Горин И.И.
31. Горовой С.В.
32. Горнов П.Ю.
33. Горячев В.А.
34. Громашева О.С.
35. Губко М.А.
36. Гуленко Т.А.
37. Дмитриева Е.В.
38. Долгих Г.И.
39. Долгих С.Г.
40. Дорофеева Д.В.
41. Дубина В.А.
42. Емельянова Т.А.
43. Ерёмина Т.С.
44. Еськова А.И.
45. Жуковин А.Ю.
46. Загумённых А.А.
47. Зацерковный А.В.
48. Зверев С.А.
49. Зимин П.С.
50. Злобина Н.В.
51. Иволга Е.Г.
52. Изосов Л.А.
53. Казачек М.В.
54. Калинин В.В.
55. Калиш Е.Н.
56. Каплун В.Б.
57. Касаткин Б.А.
58. Касаткин С.Б.
59. Клещёва Т.И.
60. Ковзель Д.Г.
61. Козицкий С.Б.
62. Коломиец А.Г.
63. Колпащикова Т.Н.
64. Константинов О.Г.
65. Коптев А.А.
66. Коренбаум В.И.
67. Коротченко Р.А.
68. Короченцев В.И.
69. Корсков И.В.
70. Косьяненко А.А.
71. Кошелева А.В.
72. Крайников Г.А.
73. Крумгольц И.В.
74. Кулинич Р.Г.
75. Кутырев А.В.
76. Лазарюк А.Ю.
77. Лешошко О.А.
78. Лепешко В.В.

79. Ли Н.С.
80. Лисунов Е.В.
81. Лобанов В.Б.
82. Лобова Т.Ж.
83. Луговой В.А.
84. Любицкий Ю.В.
85. Ляпидевский В.Ю.
86. Ляшков А.С.
87. Макаров Д.В.
88. Максимов А.О.
89. Маликов А.С.
90. Манилов Ю.Ф.
91. Марьина Е.Н.,
92. Мельниченко Ю.И.
93. Минервин И.Г.
94. Мишаков А.В.
95. Мишуков В.Ф.
96. Мишукова О.В.
97. Мишура И.В.
98. Можеровский А.В.
99. Моргунов Ю.Н.
100. Мороз В.В.
101. Навроцкий В.В.
102. Наумов С.Б.
103. Никифоров В.М.
104. Никонова Е.В.
105. Никулина И.В.
106. Новотрясов В.В.
107. Носов Д.А.
108. Обжиров А.И.
109. Олейников И.С.
110. Осипова Е.Б.
111. Павлова Е.П.
112. Пак В.В.
113. Пермяков М.С.
114. Петров П.С.
115. Пивоваров А.А.
116. Пищальник В.М.
117. Плетнев С.П.
118. Плотников А.А.
119. Плотников В.В.
120. Поликутин Е.Ю.
121. Полин В.Ф.
122. Половинка Ю.А.
123. Пономарева А.Л.
124. *Попов П.Н.*
125. Поталова Е.Ю.
126. Починок А.С.
127. *Прокудин В.Г.*
128. Прошкина З.Н.
129. Радаев И.Р.
130. Разумный А.В.
131. Романюк В.А.
132. Ростов И.Д.
133. Рудых Н.И.
134. Рудых Я.Н.
135. Рутенко А.Н.
136. Рыбченко А.А.
137. Сазонов С.В.
138. Саломатин А.С.
139. Самченко А.Н.
140. Семкин П.Ю.
141. Сергеев А.Ф.
142. Сизиков И.С.
143. Смирнов С.В.
144. Смирнова О.Л.
145. Смоленский Е.В.
146. Старжинский С.С.
147. Степанян В.А.
148. Стороженко А.В.
149. Стусь Ю.Ф.
150. Суботэ А.Е.
151. Суховеев Е.Н.
152. Съедин В.Т.
153. Телегин Ю.А.
154. Теличко А.С.
155. Терентьев Н.С.
156. Терехов Е.П.
157. Тимофеев А.В.
158. Тимофеев В.Ю.
159. Титов Е.М.
160. Ткаченко Е.С.
161. Уткин И.В.
162. Фищенко В.К.

163. Хаврошкин О.Б.
164. Харитоновна Д.К.
165. Харламов П.О.
166. Харченко Т.А.
167. Храпченков Ф.Ф.
168. Цовбун Н.М.
169. Цой В.
170. Цой Д.И.
171. Цой И.Б.
172. Цыплаков В.В.
173. Черненко В.А.
174. Четырбоцкий А.Н.
175. Чугайнова А.П.
176. Чупин В.А.
177. Шабанов Г.А.
178. Шакиров Р.Б.
179. Шатилина Т.А.
180. Швец В.А.
181. Швырев А.Н.
182. Шестаков Н.В.
183. Шкабарня Г.Н.
184. Шлык Н.В.
185. Шпак Ю.В.
186. Шумилов И.В.
187. Щеглов С.Г.
188. Щербатюк А.Ф.
189. Щербинин П.Е.
190. Щуров В.А.
191. Эм А.А.
192. Яковенко С.В.
193. Ярош В.В.
194. Ярошук И.О.
195. Яцук А.В.