

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

**ДВЕНАДЦАТЫЙ ВСЕРОССИЙСКИЙ  
СИМПОЗИУМ**

**ФИЗИКА ГЕОСФЕР**

**МАТЕРИАЛЫ ДОКЛАДОВ**

**Владивосток  
6-10 сентября 2021 г.**

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ  
НАУКИ

**ТИХООКЕАНСКИЙ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ  
ИМ. В.И. ИЛЬЧЕВА**

ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

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



**ФИЗИКА ГЕОСФЕР**  
**ДВЕНАДЦАТЫЙ ВСЕРОССИЙСКИЙ СИМПОЗИУМ**

**6 - 10 сентября 2021 года**

**МАТЕРИАЛЫ ДОКЛАДОВ**

*Научное электронное издание*

POI FEB RAS  
**Physics of Geospheres**  
12-th All-Russia Symposium  
September 6-10, 2021, Vladivostok, Russia

Proceedings

Vladivostok  
2021

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

**Физика геосфер** [Электронный ресурс]: Двенадцатый Всероссийский симпозиум, 6-10 сентября 2021 г., Владивосток, Россия: мат. докл. / Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2021. – 253 с.  
Режим доступа: <https://www.poi.dvo.ru/conf/phg2021>

ISBN 978-5-6044821-9-3

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.

Текстовое электронное издание

**Physics of Geospheres:** 12-th All-Russia Symposium, September 6-10, 2021, Vladivostok, Russia: Proceedings / V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS. – Vladivostok: 2021.- 253 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.

ISBN 978-5-6044821-9-3

© ТОИ ДВО РАН, 2021

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
<b>1 СЕКЦИЯ СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ И СРЕДСТВА МОНИТОРИНГА И ТОМОГРАФИИ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН</b>	7
<i>Алексанина М.Г., Загумёнов А.А.</i> ОЦЕНКИ ПАРАМЕТРОВ ДИНАМИКИ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА ПО СПУТНИКОВЫМ ИК-ИЗОБРАЖЕНИЯМ	8
<i>Базылев П.В., Крумгольц И.В., Луговой В.А., Горбунов А.В., Цой Д.И.</i> РАБОЧИЙ ЭТАЛОН 1 РАЗРЯДА ИЗМЕРЕНИЯ СКОРОСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И КОЭФФИЦИЕНТА ЗАТУХАНИЯ УЛЬТРАЗВУКОВЫХ ВОЛН В ТВЕРДЫХ СРЕДАХ	10
<i>Буланов А.В.</i> ПРИМЕНЕНИЕ ЛАЗЕРНОЙ ИСКРОВОЙ СПЕКТРОСКОПИИ В УЛЬТРАЗВУКОВОМ ПОЛЕ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ВОДЫ И ВОДНЫХ РАСТВОРОВ	12
<i>Буланов В.А.</i> АКУСТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛИЗУЮЩЕЙСЯ МОРСКОЙ ВОДЫ	15
<i>Буланов В.А., Соседко Е.В.</i> МЕТОД НЕЛИНЕЙНОГО АКУСТИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ДЛЯ ДИАГНОСТИКИ ПОДВОДНЫХ ГАЗОВЫХ ФАКЕЛОВ В МОРЕ	19
<i>Буренин А.В., Смоленский Е.В.</i> ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ГИДРОАКУСТИЧЕСКИХ СЛОЖНЫХ СИГНАЛОВ В ЯПОНСКОМ И ОХОТСКОМ МОРЯХ	23
<i>Буренин А.В., Щеглов С.Г.</i> ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ГИДРОАКУСТИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ ЧЕРЕЗ МАТЕРИКОВЫЙ БАРЬЕР МЭС "М. ШУЛЬЦА	26
<i>Вакульская Н.М., Дубина В.А.</i> РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА БЕРИНГОВА МОРЯ	30
<i>Гайко Л.А.</i> ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ПРИМОРЬЯ В 2020 Г. ПО ДАННЫМ ПРИБРЕЖНЫХ СТАНЦИЙ В АСПЕКТЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ НОРМ ВСЕМИРНОЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ОРГАНИЗАЦИИ (СЕВЕРО-ЗАПАД ЯПОНСКОГО МОРЯ, ЮГО-ЗАПАД ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА)	33
<i>Горбунов А.В., Луговой В.А., Рассказов М.И., Сидляр А.В., Цой Д.И.</i> ДОЛГОВРЕМЕННЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ВАРИАЦИЙ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ В ГОРНОЙ ВЫРАБОТКЕ СТРЕЛЬЦОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ	37
<i>Громашева О.С., Оськин Д.А.</i> ИССЛЕДОВАНИЯ ПАРАМЕТРОВ ГИРОСКОПИЧЕСКИХ МИКРОЭЛЕКТРОМЕХАНИЧЕСКИХ ДАТЧИКОВ В СТАТИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ.....	40
<i>Долгих Г.И., Зайцев А.И., Долгих С.Г., Пелиновский Е.Н.</i> РЕГИСТРАЦИЯ И ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЦУНАМИ 25 МАРТА 2020 ГОДА	43
<i>Долгих С.Г.</i> РАЗВИТИЕ ДЕФОРМАЦИОННОГО МЕТОДА ОПРЕДЕЛЕНИЯ СТЕПЕНИ ЦУНАМИГЕННОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО ДАННЫМ ЛАЗЕРНОГО ДЕФОРМОГРАФА	45
<i>Дорофеева Д.В., Пищальник В.М.</i> ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТОЯНИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В ТАТАРСКОМ ПРОЛИВЕ В ЛЕДОВЫЙ СЕЗОН 2020-2021 ГГ.	48
<i>Дубина В.А., Фищенко В.К., Вразжкин А.Н., Гончарова А.А.</i> ПОЛЕ ВОЛНЕНИЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ В ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ВЕТРОВЫХ УСЛОВИЯХ	51
<i>Еременко А.С.</i> ДИАГНОСТИКА ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ СПУТНИКОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ	53
<i>Зацерковный А.В.</i> ОЦЕНКА ТЕЧЕНИЯ ПО ВИДЕОПРОЕКЦИИ ПОЛУЧЕННОЙ СО СТАЦИОНАРНОЙ ПОДВОДНОЙ КАМЕРЫ	56
<i>Зимин П.С., Фищенко В.К., Гончарова А.А., Голик А.В.</i> РЕГИСТРАЦИЯ ПРИХОДОВ ВОЛНЕНИЯ ЗЫБИ В АМУРСКИЙ ЗАЛИВ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД НА ОСНОВЕ ВИДЕОСЛЕЖЕНИЯ ЗА ВЕРТИКАЛЬНЫМИ ДВИЖЕНИЯМИ ЛЕДОВОЙ ПОВЕРХНОСТИ	58

<i>Коломиец А.Г., Герасименко М.Д., Шестаков Н.В., Герасимов Г.Н.</i> КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РАЙОНЕ ОЗЕРА ХАНКА	63
<i>Кондрашова Е.С., Карачун Л.Э., Малащенко А.Е.</i> МЕТОД ОПЕРАТИВНОГО ПАССИВНОГО АКУСТИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА СЕРЫХ КИТОВ В ЗОНЕ МОРСКИХ НЕФТЕГАЗОВЫХ ОБЪЕКТОВ	66
<i>Кустова Е.В., Лазарюк А.Ю.</i> МЕЖГОДОВАЯ И ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СОЛЕННОСТИ ЛЬДА АМУРСКОГО ЗАЛИВА ПО ДАННЫМ НАТУРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ	68
<i>Лобанов В.Б., Сергеев А.Ф., Шлык Н.В., Воронин А.А., Горин И.И., Цой В., Горячев В.А., Крайников Г.А., Зверев С.А., Рудых Я.Н., Марьина Е.Н., Прушковская И.А., Лукьянова Н.Б., Теличко А.С.</i> СИНОПТИЧЕСКАЯ ДИНАМИКА ВОД СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ В ОСЕННИЙ ПЕРИОД (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ 57-ГО РЕЙСА НИС «АКАДЕМИК ОПАРИН»)	71
<i>Макаров Д.В.</i> О ФОРМИРОВАНИИ АКУСТИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ С ЗАДАННОЙ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ КОНФИГУРАЦИЕЙ	74
<i>Наумов С.Б., Овчаренко В.В., Jeong Byung-sun, Kim Young Woong</i> РАЗВИТИЕ СЕТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ В ПРИМОРЬЕ	77
<i>Овчаренко В.В.</i> СООТНОШЕНИЕ УРОВНЕЙ СИГНАЛОВ ЛАЗЕРНЫХ ДЕФОРМОГРАФОВ МЭС «М. ШУЛЬЦА» ТОИ ДВО РАН НА ОСНОВЕ ЗАПИСЕЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ЦИНХАЕ 21.05.21	81
<i>Пермяков М.С., Капач С.С., Журавлев П.В.</i> ГРОЗОВАЯ АКТИВНОСТЬ НАД ЯПОНСКИМ МОРЕМ	83
<i>Пермяков М.С., Поталова Е.Ю., Клещёва Т.И.</i> ГРОЗОВАЯ АКТИВНОСТЬ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ НА ОСНОВЕ СОВРЕМЕННЫХ ДАННЫХ	86
<i>Плотников А.А.</i> РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИНФРАГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН В ОКРЕСТНОСТЯХ М. ШУЛЬЦА ЯПОНСКОГО МОРЯ	90
<i>Романюк В.А., Пицальник В.М., Никонов В.С.</i> ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА МЕСТОПОЛОЖЕНИЯ КРОМОК ЛЕДЯНОГО МАССИВА ОХОТСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ	94
<i>Самченко А.Н., Новотрясов В.В., Яроцук И.О.</i> НОВЫЕ ДАННЫЕ О ФОРМИРОВАНИИ ОСАДОЧНЫХ ВОЛН В ЗАЛИВЕ ПЕТРА ВЕЛИКОГО ЯПОНСКОГО МОРЯ	97
<i>Самченко А.Н., Пивоваров А.А., Швырев А.Н., Яроцук И.О.</i> ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВОДА-СУША В ЗАЛИВЕ ПЕТРА ВЕЛИКОГО ЯПОНСКОГО МОРЯ	102
<i>Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В., Валитов М.Г.</i> ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ КООРДИНАТ И СКОРОСТЕЙ СМЕЩЕНИЯ ПУНКТОВ МЕТОДОМ КОСМИЧЕСКОЙ ГЕОДЕЗИИ	106
<i>Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В., Валитов М.Г., Сизиков И.С., Носов Д.А., Кулинич Р.Г., Калиш Е.Н., Стусь Ю.Ф.</i> ИЗМЕРЕНИЕ СМЕЩЕНИЙ И СИЛЫ ТЯЖЕСТИ НА ЮГЕ ПРИМОРЬЯ	109
<i>Трусенкова О.О., Лобанов В.Б., Лазарюк А.Ю.</i> ВЕРТИКАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ТЕЧЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО, ЯПОНСКОЕ МОРЕ (ПО ДАННЫМ БУЯ WAVESCAN)	112
<i>Фершалов М.Ю., Ковзель Д.Г., Гриценко В.А.</i> АКУСТИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ В РЕЖИМЕ РЕАЛЬНОГО ВРЕМЕНИ	116
<i>Фиценко В.К., Гончарова А.А., Голик А.В., Зимин П.С.</i> РЕГИСТРАЦИЯ ВОЛНОВЫХ ПРОЦЕССОВ В АМУРСКОМ ЗАЛИВЕНА ОСНОВЕ СИСТЕМ ВИДЕОНАБЛЮДЕНИЯ, УСТАНОВЛЕННЫХ НА КРЫШЕ ЗДАНИЯ ТОИ ДВО РАН	119
<i>Черанев М.Ю., Гончаров Р.А., Швецов Г.П., Шкрамада С.С.</i> ЦИФРОВОЙ ГИДРОФОН	125

Чупин В.А. АМПЛИТУДНО-ЧАСТОТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЫСОКОЧАСТОТНЫХ ИНФРАЗВУКОВЫХ КОЛЕБАНИЙ, ГЕНЕРИРУЕМЫХ ТАЙФУНАМИ В ЯПОНСКОМ МОРЕ	127
Швец В.А., Громашева О.С. АЛГОРИТМ ВЫЧИСЛЕНИЯ ОПТИЧЕСКОЙ РАЗНОСТИ ХОДА В ЛАЗЕРНЫХ ДЕФОРМОГРАФАХ НА ОСНОВЕ МЕТОДА НАИМЕНЬШИХ КВАДРАТОВ	130
Щуров В.А., Щеглов С.Г., Ляшков А.С., Ткаченко Е.С. МЕХАНИЗМ ПЕРЕДАЧИ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ В ВИХРЕВОМ ПОЛЕ ВЕКТОРА АКУСТИЧЕСКОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ	132
Эм А.А., Короченцев В.И., Шпак Ю.В. СИНТЕЗ АНТЕННОЙ РЕШЕТКИ ИЗ ТРЕХ ТОЧЕЧНЫХ ИЗЛУЧАТЕЛЕЙ ДЛЯ УСЛОВИЙ МОРСКИХ БУХТ АРКТИКИ	135
Яковенко С.В. РЕГИСТРАЦИЯ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ВОЛН ЛАЗЕРНЫМ ИЗМЕРИТЕЛЕМ КОЛЕБАНИЙ ДАВЛЕНИЯ ГИДРОСФЕРЫ	139
<b>2 СЕКЦИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И МОДЕЛЬНО-ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ)</b>	141
Бессонова Е.А., Червинская И.В., Зверев С.А., Коптев А.А., Емельянова Т.А. ЦИФРОВАЯ МОДЕЛЬ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ АКВАТОРИИ И ОСТРОВОВ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)	142
Гаврилов А.А. О ПРОИСХОЖДЕНИИ ВПАДИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ	143
Гаврилов А.А. ФЕНОМЕН ПОЛУКОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР	147
Зверев С.А., Чаркин А.Н., Апарина К.А., Бессонова Е.А. ГЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА АКВАТОРИИ ЧАУНСКОЙ ГУБЫ (ВОСТОЧНО-СИБИРСКОМ МОРЕ) В 60 РЕЙСЕ НИС «АКАДЕМИК ОПАРИН»	150
Манилов Ю.Ф. СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И МИНЕРАГЕНИЯ ДЖЕЛТУЛАКСКОЙ ШОВНОЙ ЗОНЫ И ОБРАМЛЕНИЯ	154
Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Казанский Б.А., Леонова Т.Д., Лепешко В.В., Ли Н.С. О ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ МОРСКОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОКА АЗИИ	157
Можеровский А.В. ИНДИКАТИВНЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ АУТИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ОСОБЕННОСТЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЛОВЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ	161
Обжиров А.И. ВЛИЯНИЕ ГАЗОВОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ ВОДЫ И ОСАДКОВ В МОРЕ НА ФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СРЕДЫ	165
Пак В.В. ЧИСЛЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПОЛЕЙ СКОРОСТЕЙ И НАПРЯЖЕНИЙ В КОРЕ И МАНТИИ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОКЕАН-КОНТИНЕНТ	166
Полин В.Ф., Зверева Н.М., Травин А.В., Пономарчук А.В. ВОЗРАСТ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В КЕТКАПСКО-ЮНСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ, ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ РУДОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ И ПРИЧИНЫ РАЗНОВРЕМЕННОСТИ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА В РАЗНЫХ ЧАСТЯХ АЛДАНСКОГО ЩИТА	169
Прошкина З.Н., Валитов М.Г., Телегин Ю.А. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ СТРУКТУР СЕВЕРНОГО ЗАМЫКАНИЯ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО БАССЕЙНА И СВЯЗЬ С АНОМАЛЬНЫМИ ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИМИ ПОЛЯМИ	174
Старжинский С.С. ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ОЦЕНКИ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА ЮЖНОГО ВЬЕТНАМА В РАЙОНЕ МАГНИТНОЙ ОБСЕРВАТОРИИ ДАЛАТ	181
Съедин В.Т., Плетнев С.П. ВОЗРАСТНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ, ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР (ТИХИЙ ОКЕАН)	185
Уткин И.В. МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ЧАСТИЦ В ВОДНОЙ СРЕДЕ	191

ВО ВРЕМЯ ОСАЖДЕНИЯ ПО ДАННЫМ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПЕПЛОВ ИЗ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ	
<i>Харченко Т.А., Прошкина З.Н., Ли Н.С., Валитов М.Г.</i> ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ПРИПАРАМУШИРСКОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ (по результатам экспедиции 92 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев», апрель-май 2021 г.)	194
<b>3 СЕКЦИЯ МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЙСМОАКУСТИКО-ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН</b>	197
<i>Александрин А.И., Ким В.</i> ЧАСТНЫЕ СЛУЧАИ ПРОЯВЛЕНИЙ ВНУТРЕННИХ ВОЛН С АНОМАЛЬНЫМИ СКОРОСТЯМИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ	198
<i>Амосова Е.В., Сапожников А.Д., Ли А.О., Лемешев В.С.</i> МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЗОН ПРИМЕСЯМИ НА АКВАТОРИИ МЕЛКОЙ ВОДЫ	201
<i>Амосова Е.В., Кикелин Д.С.</i> МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОЛЕЙ ДОПОЛНИТЕЛЬНОЙ МУТНОСТИ ПРИ ПРОИЗВОДСТВЕ ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ РАБОТ	202
Горовой С.В., Наумов С.Б., Овчаренко В.В. КОРРЕЛЯЦИЯ СЕЙСМОСИГНАЛОВ, ОДНОВРЕМЕННО ЗАРЕГИСТРИРОВАННЫХ РАЗНЫМИ СЕЙСМОСТАНЦИЯМИ В ПРИМОРСКОМ КРАЕ	204
<i>Гулин О.Э., Ярощук И.О.</i> ФЛУКТУАЦИИ ИНТЕНСИВНОСТИ НИЗКОЧАСТОТНОГО ЗВУКА В МЕЛКОВОДНЫХ МОРЯХ АРКТИКИ СО СЛУЧАЙНО-НЕОДНОРОДНЫМ ИМПЕДАНСОМ ДНА	208
<i>Долгих Г.И., Мишаков А.В.</i> ИНТЕГРАЛЬНЫЕ МАГНИТУДНЫЕ ИНВАРИАНТЫ В ГЛОБАЛЬНОЙ ВЕРСИИ И ПО РАСПРЕДЕЛЕНИЮ В ФИЗИКЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ	212
<i>Казачек М.В., Гордейчук Т.В.</i> КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ МЕТОД ДЛЯ ОЦЕНКИ ВРЕМЕНИ ЖИЗНИ ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ $Ce^{3+}$ ПО СПЕКТРАМ КАВИТАЦИОННОГО СВЕЧЕНИЯ	221
<i>Касаткин Б.А., Злобина Н.В., Касаткин С.Б.</i> ОСОБЕННОСТИ МОДЕЛЬНОГО ОПИСАНИЯ ЗВУКОВОГО ПОЛЯ В МЕЛКОМ МОРЕ В ИНФРАЗВУКОВОМ ДИАПАЗОНЕ ЧАСТОТ	226
<i>Касаткин Б.А., Касаткин С.Б., Косарев Г.В.</i> ОСОБЕННОСТИ СПЕКТРАЛЬНО – КОРРЕЛЯЦИОННОЙ СТРУКТУРЫ ЗВУКОВОГО ПОЛЯ В МЕЛКОМ МОРЕ В ИНФРАЗВУКОВОМ ДИАПАЗОНЕ ЧАСТОТ	229
<i>Короченцев В.И.</i> ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТИ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН В СИСТЕМЕ ЗЕМЛЯ-ЛУНА	233
<i>Лобова Т.Ж., Короченцев В.И.</i> СИНТЕЗ АНТЕНН В МЕЛКОМ МОРЕ С ЛЕДОВЫМ ПОКРОВОМ	235
<i>Любицкий Ю.В.</i> ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИЛИВОВ БЕРИНГОВА МОРЯ	239
<i>Смирнов С.В.</i> ЧИСЛЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ СОБСТВЕННЫХ КОЛЕБАНИЙ В ЗАЛИВАХ ЯПОНСКОГО МОРЯ	242
<i>Черных Д.В., Космач Д.А., Спивак Э.А., Силионов В.И., Саломатин А.С., Константинов А.В., Дударев О.В., Шахова Н.Е., Семилетов И.П.</i> ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ОЦЕНКА КОЛИЧЕСТВА МЕТАНА, ПЕРЕНОСИМОГО ВСПЛЫВАЮЩИМИ ПУЗЫРЬКАМИ ЧЕРЕЗ ВОДНЫЙ СТОЛБ ВЫСОТОЙ 22 МЕТРА	244
<i>Четырбоцкий А.Н.</i> МОДЕЛЬ ДИНАМИКИ ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ	248
<i>Четырбоцкий А.Н.</i> ПОЛОЖЕНИЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ ТЕОРИИ СМАЗКИ В ЗАДАЧЕ ДИНАМИКИ ЯДРА ЗЕМЛИ	250
<i>Список участников</i>	251

**1 СЕКЦИЯ**

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



# ОЦЕНКИ ПАРАМЕТРОВ ДИНАМИКИ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА ПО СПУТНИКОВЫМ ИК-ИЗОБРАЖЕНИЯМ

М.Г. Алексанина<sup>1,2</sup>, А.А. Загумёнов<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт автоматики и процессов управления ДВО РАН

<sup>2</sup>Дальневосточный федеральный университет

margeo@mail.ru

Конкретные структуры на ИК-изображении поверхности океана – это как правило результат приспособления поля температуры к поверхностным течениям, что приводит к «вытягиванию» контрастов в направлении потока. Для идентификации общей согласованности вытягивания контрастов яркости был разработан метод построения термических структур поверхности океана на основе ориентированных текстур. Метод заключается в определении доминантной ориентации термического контраста (ДОТК) [1]. Для ИК-изображений поверхности океана ДОТК является статистически значимой касательной к изотермам в заданной окрестности точки поля (Рис.1). ДОТК надежно оценивает ориентацию термического контраста и направление скорости поверхностных течений (с точностью до знака).

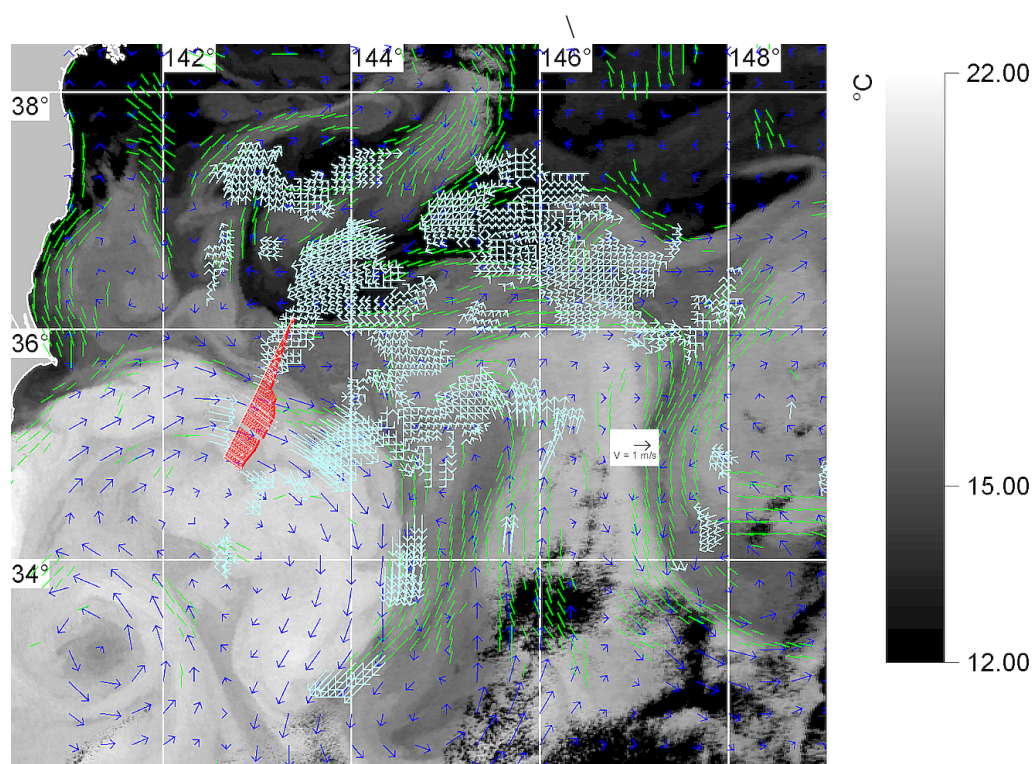


Рис. 1. Спутниковое изображение в ИК – канале за 4 мая 2006 года, район геострофического течения Курошио. Скорости течений по спутниковой альтиметрии (синий цвет), скорости перемещений морских маркеров (голубой цвет), доминантные ориентации термических контрастов (зеленые отрезки). Профиль тангенциальных скоростей перемещений морских маркеров поперек синоптического вихря (красный цвет).

Для получения направления и величины скоростей поверхностных течений используется метод прослеживания морских маркеров (яркостных неоднородностей) по последовательности спутниковых изображений. Введение в этот алгоритм функции априорной точности для отбраковки вычисляемых скоростей и замена корреляционной

функции метрикой сходства двух фрагментов изображений позволили создать новый метод морских маркеров с априорной точностью (ММАТ) и повысить надежность и точность оценок скоростей течений [2].

Сравнение оценок скоростей поверхностных течений методом ММАТ с данными спутниковых альтиметрических измерений проводится как сравнение перепадов уровенной поверхности моря (УПМ), вычисленных по разным данным. Такой подход обусловлен тем, что уровенная поверхность моря является более инертным и стабильным динамическим параметром, чем скорости. Сравнение проводилось на синоптических вихрях геострофического течения Курошио.

Сравнение показало, что вдоль трасс оценки перепада УПМ по альтиметрии и скоростям близки, то есть скорости перемещений морских маркеров (ММАТ) хорошо согласуются с измерениями спутниковой альтиметрии на трассах. А в узлах регулярной оценки перепада УПМ по скоростям (ММАТ) выше оценки перепада УПМ по спутниковой альтиметрии. Это может быть объяснено недостаточной плотностью измерений спутникового альтиметра по пространству и времени (расстояние между треками 1.25 градуса, а повторяемость треков около 10 дней), а также недостатками схем интерполяции измерений спутникового альтиметра между трассами [4].

Решение проблемы может быть заключено в объединении упомянутых подходов к оценке динамических характеристик. Регулярные данные ДОТК, которые строятся и по композиционным картам ТПО, можно использовать для аппроксимации на сетку редких и нерегулярных как альтиметрических 9КВ99гома, так и скоростей поверхностных течений, построенных по последовательности спутниковых изображений.

На спутниковом ИК-изображении за 4 мая 2006 года (Рис.1), район геострофического течения Курошио, показано соответствие скоростей течений по спутниковой альтиметрии скоростям перемещений ММАТ и ДОТК. Профиль тангенциальных скоростей перемещений морских маркеров поперек синоптического вихря показывает перепад уровенной поверхности 0,99 м, что соответствует реальному перепаду на синоптическом вихре в этом районе – около 1м. Видно, что спутниковые ИК – измерения и альтиметрические измерения взаимно соответствуют друг другу и могут взаимно восполняться в пространственно-временном представлении динамики поверхности моря.

#### Литература

1. Алексанин А.И., Алексанина М.Г., Горин И.И. Спутниковые ИК-изображения: от термических структур к полю скоростей // Исследование Земли из космоса. 2001. №2. С.7-15.
2. 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.
3. Загумёнов 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
4. Алексанина М.Г., Загумёнов А.А. Расчет перепада динамической высоты по скоростям перемещений морских маркеров на спутниковых изображениях // Материалы Восемнадцатой Всероссийской Открытой конференции с международным участием «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 16–20 ноября. 2020. С.6.

# РАБОЧИЙ ЭТАЛОН 1 РАЗРЯДА ИЗМЕРЕНИЯ СКОРОСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И КОЭФФИЦИЕНТА ЗАТУХАНИЯ УЛЬТРАЗВУКОВЫХ ВОЛН В ТВЕРДЫХ СРЕДАХ

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

<sup>1</sup>Дальневосточный филиал ФГУП «ВНИИФТРИ»  
<sup>2</sup>ФГБУН Институт горного дела ДВО РАН  
bazylev@dfvniiftri.ru, lugovoy@dst.khv.ru, denis.tsoi@mail.ru

Скорости распространения продольных  $C_L$  и сдвиговых  $C_S$  ультразвуковых (УЗ) волн, коэффициент затухания  $\alpha_L$  продольных УЗ волн – важные информативные параметры при проведении ультразвукового неразрушающего контроля материалов и изделий, определении физико-механических характеристик и прочностных свойств твердых сред. Вопросы повышения точности и достоверности измерений этих физических величин, метрологического обеспечения акустических измерений в твердых средах весьма актуальны.

Перспективным направлением разработки рабочих эталонов и высокоточных средств измерений в акустике твердых сред является применение широкополосных бесконтактных емкостных методов генерации и приема УЗ волн. Данные методы позволяют исключить искажения амплитудно-фазовых характеристик УЗ волн, а также дополнительные потери акустической энергии, возникающие при прохождении границы раздела жидкость-твердая среда, в сравнении с контактными и иммерсионными пьезоэлектрическими методами возбуждения и регистрации УЗ волн [1-5].

На основе емкостных методов генерации и приема УЗ волн в 1986 г. Была разработана и аттестована в качестве образцового средства измерений установка ИЗУ для комплексных измерений акустических параметров твердых сред [3]. В установке применяются емкостные преобразователи (ЕП) с тонкопленочным оксидным диэлектрическим слоем электродов. Данные ЕП обеспечивают: работу установки в диапазоне частот (0,1÷400) МГц, коэффициент преобразования по смещению при возбуждении УЗ – волн  $5 \cdot 10^{-11}$  м/В, высокую чувствительность при  $10^8$  В/м и низкий порог чувствительности  $2 \cdot 10^{-17}$  м/Гц<sup>1/2</sup> при регистрации УЗ волн [1,4].

В 2016-2017 г.г. установка была модернизирована и аттестована в качестве рабочего эталона 1 разряда: «Государственный рабочий эталон единиц скорости распространения продольных ультразвуковых волн в твердых средах 1 разряда в диапазоне значений от 2000 до 7000 м/с, коэффициента затухания продольных ультразвуковых волн в твердых средах 1 разряда в диапазоне значений от 0,2 до 2000 дБ/м, скорости распространения сдвиговых ультразвуковых волн в твердых средах 1 разряда в диапазоне значений от 1000 до 4000 м/с».

Регистрационный номер эталона в реестре Федерального информационного фонда 3.1. ZZX.0250.2017.

Основными достоинствами установки являются:

- комплексное измерение параметров распространения УЗ волн:  $C_L$ ,  $C_S$ ,  $\alpha_L$ ;
- реализация бесконтактных методов генерации и приема УЗ волн, что позволяет исключить значительную часть погрешностей и снизить систематическую составляющую погрешности измерений;
- проведение измерений во всем рабочем диапазоне частот без замены и перенастройки излучателя и приемника ультразвука.

В установке реализованы два метода измерений скорости распространения и коэффициента затухания продольных УЗ волн: эхо-импульсный и резонансный [2,5].

Основные метрологические характеристики установки ИЗУ приведены в таблице.

Таблица 1. Метрологические характеристики установки ИЗУ

Характеристика	Диапазон	Погрешность измерений*
Диапазон измерений скорости продольных УЗ волн, м/с	2000 ÷ 10000	$2 \cdot 10^{-4} \div 1 \cdot 10^{-3}$
Диапазон измерений коэффициента затухания продольных УЗ волн, дБ/м	0,2 ÷ 5 5 ÷ 2000	$\leq 0,015$ $\leq (0,04 \div 0,1)$
Диапазон измерений скорости сдвиговых УЗ волн, м/с	1000 ÷ 4000	$(2 \div 5) \cdot 10^{-3}$
Диапазон частот продольных УЗ волн, МГц		–
- эхо-импульсный метод	1 ÷ 50	
- резонансный метод	1 ÷ 100	
Диапазон частот сдвиговых УЗ волн, МГц	1 ÷ 10	–
Диапазон толщины мер (образцов)	(0,2 ÷ 150) мм (0,2 ÷ 300) мм	–

\*Доверительные границы основной относительной погрешности измерений (при  $P=0,95$ ); в зависимости от значений коэффициента затухания УЗ волн, частоты УЗ колебаний, материала мер (образцов) и их линейных размеров.

В настоящее время установка ИЗУ внедрена в Дальневосточном филиале ФГУП ВНИИФТРИ», ФБУ «Ростест-Москва» и ФБУ «Тест-Санкт-Петербург».

#### Литература

1. Луговой В.А., Базылев П.В. Прецизионные методы и средства исследований параметров акустических сигналов различных типов волн в твердых средах. Хабаровск: Изд-во ДВГУПС. 2011.
2. Кондратьев А. И. Прецизионные измерения скорости и затухания ультразвука в твердых телах // Акуст. Журнал. 1990. Т. 36. № 3. С. 470-476.
3. Гусаков С. А., Кондратьев А.И. Образцовая установка для комплексных измерений акустических параметров материалов // Измерительная техника. 1989. № 7. С. 50-52.
4. Кондратьев А. И., Луговой В. А. Датчик акустических сигналов для высокоточных измерений // Дефектоскопия. 1990. № 3. С. 30-38.
5. Кондратьев А. И. Прецизионные методы и средства измерения акустических величин твердых сред. В двух частях. Хабаровск. Изд-во ДВГУПС. 2006. 310 с.

# ПРИМЕНЕНИЕ ЛАЗЕРНОЙ ИСКРОВОЙ СПЕКТРОСКОПИИ В УЛЬТРАЗВУКОВОМ ПОЛЕ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ВОДЫ И ВОДНЫХ РАСТВОРОВ

А.В. Буланов

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
a\_bulanov@me.com

Лазерно-искровая спектроскопия твердых объектов является широко используемой технологией, применяется и в промышленности, и в научных исследованиях [1]. Актуальность изучения механизмов генерации оптического пробоя в жидкости связана с разработкой новых оптико-акустических источников звука и методов оптико-акустической диагностики сред [1, 2], а также с применением метода лазерной искровой спектроскопии для элементного анализа жидкостей [2-, 3]. Вместе с тем механизм оптического пробоя при облучении мощным лазерным излучением водных мишеней существенным образом отличается от механизма взаимодействия лазерного излучения с металлами и другими твердыми телами. Со спектроскопическим анализом жидкостей сопряжены трудности, связанные с тем, что, как правило, применяется пробой на поверхности жидкостей, где, в свою очередь, мощный вклад вносят линии атмосферных газов. Выход заключается в использовании пробоя в толще жидкости, так как в этом случае посторонний эффект газа исключается [3-]. Однако в этом случае имеется дополнительная трудность, связанная с ослаблением возбуждаемых слабых линий элементов вследствие поглощения в жидкости. Поэтому важным является повышение интенсивности линий при пробое. Казалось бы, очевидно, что повышение мощности лазерного облучения могло бы стать способом преодоления этой трудности. Однако, ряд экспериментов [2-] свидетельствует об обратном парадоксальном эффекте – начиная с определенных порогов повышение мощности облучения не приводит к усилению интенсивности высвечиваемых линий элементов. Представляло интерес изучить воздействие дополнительного акустического излучения на процесс лазерного пробоя с целью выявить возможность его влияния на повышение интенсивности линий элементов, возбуждаемых при таком комбинированном пробое жидкости. Полученные результаты представлены ниже. С использованием наносекундного лазера в широкой временной области была изучена динамика лазерного пробоя с традиционной оптической регистрацией пробоя в наносекундной области и на более поздних стадиях. Для этого был проведен ряд экспериментов для возбуждения оптического пробоя в толще жидкости с использованием ND:YAG лазера «Brilliant», работающего в режиме модулированной добротности, со следующими параметрами излучения: длина волны 532 nm, длительность импульса 10 ns, энергия в импульсе до 500 mJ. Плотность мощности лазерного излучения дополнительно возрастала за счет острой фокусировки излучения в необходимом месте (в толще жидкости или вблизи поверхности жидкости) с помощью линз (2) с различными фокусными расстояниями. ( $F = 40, 75$  и  $125$  mm). При этом в зависимости от применения короткофокусной или длиннофокусной линзы менялся характер распределения в области пробоя. Регистрация оптического пробоя осуществлялась с применением оптического многоканального анализатора спектров FlameVisionPROSystem, с временным разрешением 3 ns.

Исследования спектроскопических параметров лазерного пробоя были проведены при различных концентрациях соли при наличии и в отсутствии поля ультразвука. Это позволило увеличить интенсивность отдельных спектральных линий (а некоторых удалось их разрешить), что позволяет говорить о новом комбинированном методе лазерной и ультразвуковой искровой спектроскопии. В первую очередь было выявлено влияние концентрации растворенных веществ в растворе на оптоакустические эффекты. Показано, что существует разный характер пробоя при различной концентрации растворенной соли в воде.

Экспериментальным подтверждением данного явления стало обнаружение усиление интенсивности линий натрия при различных концентрациях соли NaCl и NaHCO<sub>3</sub>.

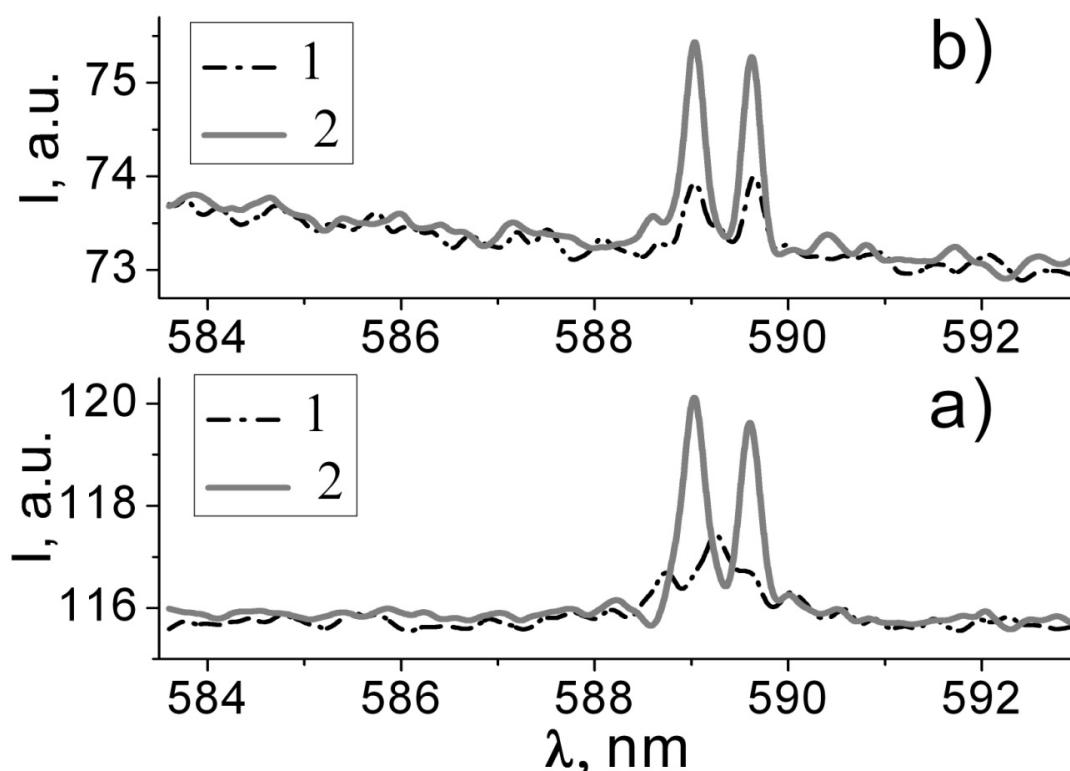


Рис. 1. Интенсивность линий I натрия без использования ультразвука (1) и с использованием (2) при различной концентрации раствора NaCl: а – 10%; б – 3.5%

На рис. 1 представлены линии натрия при лазерном пробое с дополнительным использованием ультразвука и без ультразвука при разных концентрациях NaCl (для 10% и 3.5% раствора NaCl, последнее, в частности, соответствует типичной концентрации соли в морской воде Японского моря). Надо отметить, что лазерное излучение было пороговым для пробоя жидкости и эффект усиления линии проявлялся наиболее ярко. Как видно из рис. 1, усиление линии под воздействием ультразвука наблюдается при всех концентрациях используемых растворов, что свидетельствует об эффективности спектроскопического возбуждения жидкости ультразвуком. Причина эффекта неясна, возможно эффект усиления связан с пробоем на стенке кавитируемого пузырька от ультразвука, что является пробоем на границе раздела двух сред. Понижение порога пробоя также предположительно может быть вызвано механизмом совместного электроакустического взаимодействия в сильном электролите. Последнее может приводить к дополнительной диссипации энергии в фокальной области взаимодействия лазерного излучения с раствором, вследствие которого возникает дополнительный перегрев и облегчение образования полостей в жидкости. Используя модуляцию и синхронизацию акустического и оптического излучения по методике, описанной выше, было определено возрастание интенсивности линии другого элемента – кальция при различных мощностях лазерного излучения.

На графике рис. 2 представлена зависимость интенсивности линии кальция от мощности акустического излучения при пороговом лазерном излучении. Видно, что с увеличением мощности акустического излучения возрастает интенсивность линии при пороговом лазерном излучении. На графике рис. 2б представлено усиление линии иона кальция на длинах волн 393.4 и 396.8 nm в фазе сжатия и в нулевой фазе, когда влияние ультразвуковой волны незначительно. Видно, что в фазе сжатия происходит усиление интенсивности линии иона кальция по сравнению с отсутствием ультразвука.

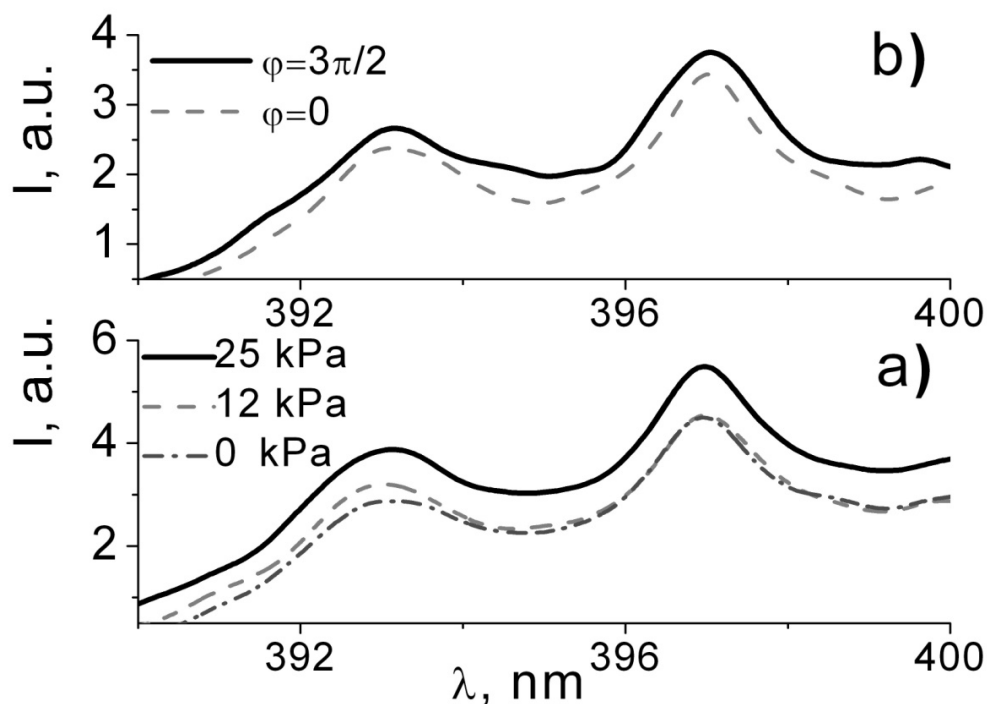


Рис. 2. *А*) – Усиление интенсивности  $I$  линии иона кальция в зависимости от мощности акустического излучения (лазерное излучение постоянно и соответствует порогу пробоя жидкости); *б*) Усиление интенсивности  $I$  линий однократного ионизированного дублета кальция ( $\text{Ca II}$ ) в зависимости от фазы акустического поля ( $3\pi/2$  – фаза растяжения,  $0$  – фаза в которой влияние ультразвука несущественно).

Таким образом, показано, что при воздействии ультразвука наблюдается усиление линии при всех концентрациях используемых растворов, что свидетельствует об эффективности спектроскопического возбуждения жидкости ультразвуком. Представленная методика синхронизации акустического и оптического излучения позволила определить зависимость интенсивности спектральных линий от фазы ультразвукового воздействия.

Полученные результаты свидетельствуют о возможности повышения эффективности лазерно-искровой спектроскопии жидкости в поле ультразвука и позволяют говорить о возможности прикладного применения ультразвука в технологии ЛИС.

Работа была выполнена при поддержке программы государственной тематики ТОИ ДВО РАН № 0211-2021-0007 (регистрационный номер 121021500054-3).

#### Литература

1. Cremers D.A., Radziemski L.J. Handbook of laser-induced Breakdown Spectroscopy (Second ed., John Wiley & sons, Chicester. 2013. 432 p.
2. Буланов А.В., Нагорный И.Г., Соседко Е.В. // Доклады РАН. 2020. Т. 491. № 1. С. 92–96. DOI: 10.31857/s2686739720030020
3. Буланов А.В., Нагорный И.Г., Соседко Е.В. // Письма в ЖТФ. Т. 45. Вып. 23 (2019). DOI: 10.21883/PJTF.2019.23.48717.17586.

# АКУСТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛИЗУЮЩЕЙСЯ МОРСКОЙ ВОДЫ

В.А. Буланов

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

Наличие небольших льдинок в кристаллизующейся воде – факт общеизвестный. В связи с этим возникает вопрос, насколько сильно изменяются акустические свойства кристаллизующейся воды благодаря наличию двухфазной системы – жидкость и зародыши кристаллической фазы. Известно, что включение в толщу жидкости газовых пузырьков приводит к резкому увеличению сжимаемости такой двухфазной среды [1]. Фазовый переход в случае твердых частичек – маленьких льдинок также может привести к существенному изменению сжимаемости, появлению дополнительной диссипации звука из-за дополнительного механизма релаксации и усилению нелинейности такой двухфазной среды [2, 3]. Основные результаты для чистых (без примесей) жидкостей представлены в монографии [4]. Цель настоящей работы – дать описание акустических особенностей кристаллизующейся морской воды.

В основу теоретического описания положены системы гидродинамических уравнений, дополненные уравнениями теории упругости для центров кристаллизации и замкнутых системой граничных условий на межфазной поверхности льдинок в форме непрерывности потоков массы, импульса, энергии, температуры и кинетических уравнений, отвечающих неравновесным процессам кристаллизации [3, 4].

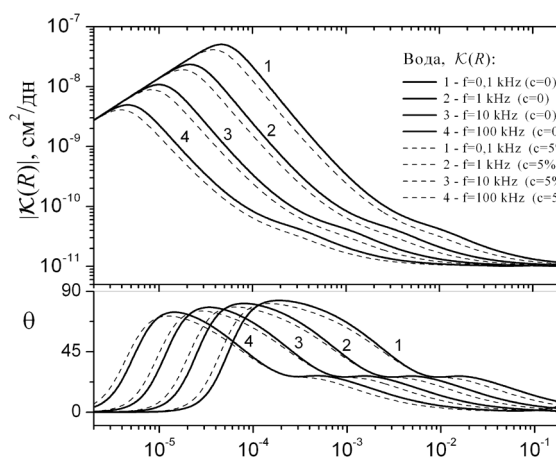


Рис. 1. Зависимости модуля и фазы сжимаемости от радиуса центров кристаллизации чистой воды без примеси ( $c = 0$ ) и воды с примесью ( $c = 5\%$ ) при  $T=0^{\circ}\text{C}$

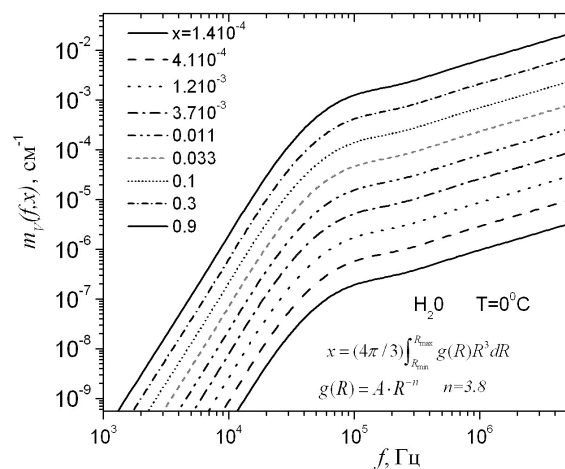


Рис. 2. Коэффициент рассеяния звука  $m_v(f, x)$  в зависимости от частоты в кристаллизующейся воде при различных концентрациях  $x$ .

На рис. 1 представлены зависимости линейной сжимаемости  $K(R, \omega) = |K| \exp(-iq)$  для воды. Из рис. 1 видно, что абсолютная величина сжимаемости  $|K|$  малых льдинок существенно превышает значение  $|K|$  больших льдинок, которое при увеличении радиуса асимптотически приближается к величине адиабатической сжимаемости  $b\phi/g\phi$ . Такое увеличение  $|K|$  связано с дополнительным изменением объема центров кристаллизации, происходящее за счет фазового превращения на поверхности [3, 4].



На основе развитой теории можно проанализировать эффекты акустического рассеяния, поглощения и дисперсии скорости звука в кристаллизующейся морской воде. Для этого следует использовать описание величин эффективной сжимаемости и эффективной скорости звука микронеоднородной среды в рамках гомогенной модели кристаллизующейся воды [4].

На рис. 2 представлена зависимость коэффициента рассеяния звука  $m_r(f, x)$  в зависимости от частоты в кристаллизующейся воде со степенной функцией распределения льдинок по размерам при различных концентрациях  $x$ . Видно, что на частотах ниже 100 кГц наблюдается резкий спад коэффициента рассеяния звука.

Следует отметить, что потери звуковой энергии на рассеяние существенно меньше по сравнению с потерями, вызванными поглощением. Можно показать, что при малых  $R$  (но при сохранении объемной концентрации  $x$ ), коэффициент поглощения звука в кристаллизующейся воде резко усиливается. Это свидетельствует о существенности фазовых превращений, происходящих на поверхности центров кристаллизации, относительное влияние которой усиливается с уменьшением размера центров кристаллизации.

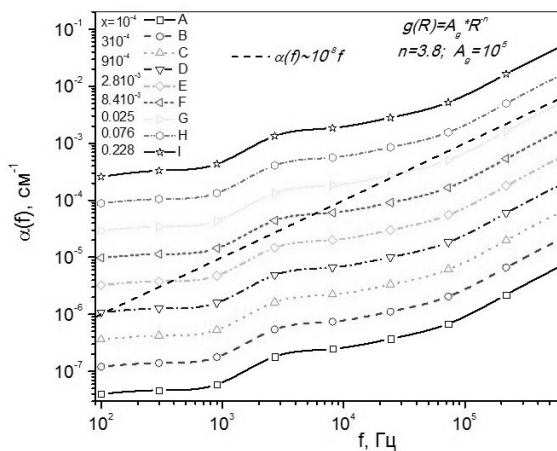


Рис. 3. Коэффициент поглощения звука  $\alpha(f, x)$  в кристаллизующейся воде с степенной функцией распределения центров кристаллизации по размерам.

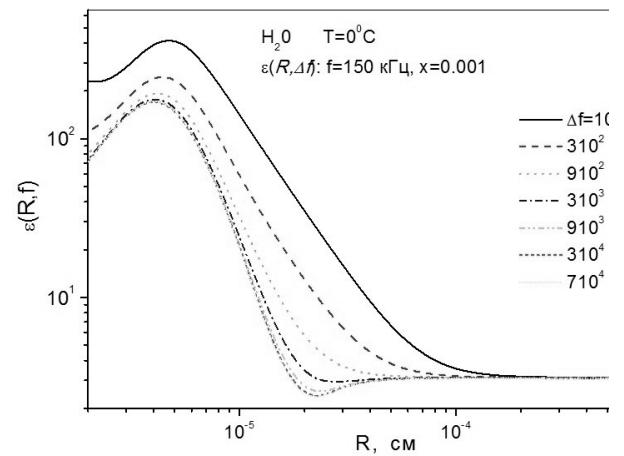


Рис. 4. Параметр акустической нелинейности  $\epsilon(R, \Delta f)$  при преобразовании в разностную частоту  $\Delta f$  в воде с концентрацией центров кристаллизации  $x = 0.1\%$ .

На рис.3 представлена зависимость коэффициента поглощения звука  $\alpha(f, x)$  в кристаллизующейся воде со степенной функцией распределения центров кристаллизации по размерам. На высоких частотах видна линейная частотная зависимость, которая является типичной для микронеоднородных сред типа насыщенных морских осадков. Важно отметить, что на частотах ниже 100 кГц начинается более медленный спад коэффициента поглощения звука по сравнению с линейным, что свидетельствует о резком усилении на низких частотах вклада фазовых превращений.

Таким образом, показано существенное влияние фазовых превращений на частотные и концентрационные зависимости поглощения и рассеяния звука в кристаллизующейся воде. Обнаружено, что наиболее значительное влияние фазовых превращений наблюдается на относительно низких частотах и при малых размерах льдинок.

В сильном акустическом поле для центров кристаллизации возможно появление нелинейных эффектов. Аналогично можно определить величину нелинейной сжимаемости центров кристаллизации. Можно показать, что вынужденные пульсации радиуса центра кристаллизации даже во втором порядке теории возмущений  $z_{\Omega}^{(2)}$  на разностной частоте  $\Omega$  при воздействии бигармонического возмущения на частотах  $\omega_1$  и  $\omega_2$  оказываются равными

$$z_{\Omega}^{(2)} = (1/2)z^{(1)2}(1 - 3K_p / K_{\omega}^2) = \chi_{\Omega}^{(2)} P_1 P_2^*, \quad (1)$$

где  $K_p$  - производная по давлению от сжимаемости первого порядка на частоте возмущения  $\omega$ ,  $z^{(1)}$  - относительные линейные колебания радиуса на частоте  $\omega$ ,  $P_{1,2}$  - величины внешнего акустического давления на частотах  $\omega_{1,2}$ ,  $\chi_{\Omega}^{(2)}$  - нелинейная восприимчивость, которая имеет сложный вид и ее можно представить в виде графика, изображенного на рис. 3.13 в работе [4, с.86]. Оказывается, что влияние фазовых превращений значительно в окрестности «второго резонанса» – вблизи радиусов, сравнимых с длиной тепловой волны в жидкости [1, 3], который на рис. 1, соответствует максимуму линейной сжимаемости ц.к.

Нелинейный акустический параметр  $\varepsilon_e$  для микронеоднородных жидкостей определяется формулой [1, 3]

$$\varepsilon_e = (1/2) \left\{ 1 - \left[ (\beta_e)_p / (\beta_e)^2 \right] \right\}. \quad (2)$$

Для определения  $\varepsilon_e$ , следует вычислить производную по давлению от эффективной сжимаемости среды, содержащейся в формуле (2). Эта процедура предполагает решение системы нелинейных уравнений гидродинамики совместно с уравнениями кинетики фазового превращения, неравновесность которого обычно задают в виде уравнения Герца – Кнудсена [2, 3]. Уравнения решаются в квадратичном приближении теории возмущения, малым параметром которой является малость колебаний радиуса центров кристаллизации. Окончательно можно найти нелинейный параметр  $\varepsilon_e$  в виде  $\varepsilon_e(x) = \varepsilon_{0e}(x) + \varepsilon_1(x)$ , где нелинейный параметр  $\varepsilon_{0e}(x)$  характеризует жидкость без фазовых превращений и дополнительное изменение нелинейного параметра  $\varepsilon_1(x)$  связано с фазовыми превращениями. При отсутствии фазовых превращений, когда  $\beta = K$ , получаем соотношение  $\varepsilon_e(x) = \varepsilon_{0e}(x)$ .

На рис. 4 представлен параметр акустической нелинейности  $\varepsilon(R, \Delta f)$  в кристаллизующейся воде при монодисперсном распределении центров кристаллизации по размерам. Особенностью функции  $\varepsilon(R, \Delta f)$  является резкое (до двух порядков) возрастание нелинейности при малых  $R$ . Важной чертой кривых на рис.4 является провал при радиусах, когда формально сжимаемость зародышей кристаллизации вследствие фазовых превращений становится отрицательной [4]. Видно, тем не менее, что в целом фазовые превращения увеличивают акустическую нелинейность кристаллизующихся жидкостей.

Таким образом, показано, что фазовые превращения оказывают сильное влияние на динамику центров кристаллизации с размерами, характерными для экспериментов с кристаллизующимися жидкостями в пористых средах [5], в которых ранее экспериментально были установлены аномалии в поведении поглощения и дисперсии скорости звука при кристаллизации и плавлении. Показано, что в кристаллизующейся воде при монодисперсном распределении центров кристаллизации по размерам функции наблюдается резкое (до двух порядков) возрастание нелинейности при малых размерах около 20 – 70 нм. Отмечено, что важной чертой является провал при размерах около 200 нм, когда формально сжимаемость зародышей кристаллизации вследствие фазовых превращений становится отрицательной. Нелинейный параметр, как правило, резко увеличивается при наличии фазовых превращений, что связано с появлением дополнительного механизма нелинейности, обусловленного фазовыми превращениями. Наиболее значительное увеличение нелинейного параметра происходит в случае, если в среде находятся малые центры кристаллизации с размерами, близкими к длине тепловой волны для данной частоты звука.

Работа выполнена в рамках госзадания №0211-2021-0002.

#### Литература

1. Наугольных К.А., Островский Л.А. Нелинейные волновые процессы в акустике. М.: Наука. 1990. 237 с.

2. Нигматулин Р. И. Основы механики гетерогенных сред. М.: Наука. 1978. 336 с.
3. Акуличев В.А., Алексеев В.Н., Буланов В.А. Периодические фазовые превращения в жидкостях. М.: Наука. 1986. 280 с.
4. Буланов В.А. Введение в акустическую спектроскопию микронеоднородных жидкостей. Владивосток: Дальнаука. 2001. 280 с.
5. Borisov B. F., Charnaya E. V., Plotnikov P.G., et al. Solidification and melting of mercury in a porous glass as studied by NMR and acoustic techniques // Physical Review B. 1998. V. 58. No 9. P. 5329-5335.

# МЕТОД НЕЛИНЕЙНОГО АКУСТИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ДЛЯ ДИАГНОСТИКИ ПОДВОДНЫХ ГАЗОВЫХ ФАКЕЛОВ В МОРЕ

В.А. Буланов, Е.В. Соседко

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
bulanov@poi.dvo.ru, s\_kat@mail.ru

Одной из важных практических задач в океанологии является дистанционная идентификация подводных газовых факелов (ГФ) [1,2]. Подводные газовые факелы, образованы газовыми пузырьками, выходящими из дна моря, и встречаются в районах выброса газов как из толщи донных осадков, так и в районах выгрузки газа при таянии вечной мерзлоты в арктических морях [1]. Стандартные акустические методы с помощью судовых эхолотов позволяют обнаружить наличие ГФ в море, но не позволяют в полной мере корректно оценить функцию распределения пузырьков по размерам, и поэтому возникают неопределенности с оценкой мощности выброса газов из моря [2,3]. Типичные пузырьки, составляющие ГФ, обычно имеют размеры около 0.5 – 7 мм и имеют резонансные частоты, зависящие от глубины, которые составляют около 600 Гц вблизи поверхности моря и примерно 6 кГц на глубине 800 метров. Диагностика ГФ с применением эхолотов происходит обычно на частотах выше 12 кГц, т.е. осуществляется при нерезонансном линейном рассеянии звука на пузырьках. Ниже обсуждены методы диагностики ГФ, основанные на нестационарном рассеянии звука вследствие переходных процессов раскочки пузырьков под действием акустических импульсов.

На рис. 1 представлено изображение мелководных ГФ на частоте 100 кГц в районе залива Пильтун (Охотское море, Восточное побережье о.Сахалин, район нефтяной платформы «Моликпак», 06.08.2004 г.). Было обнаружено мощное рассеяние звука на частоте 100 кГц, превышающее типичные значения для морских условий на 1- 2 порядка, и дополнительные потери при распространении звука через ГФ на частотах от 400 Гц до 3.5 кГц, представленные на рис. 2 [3].

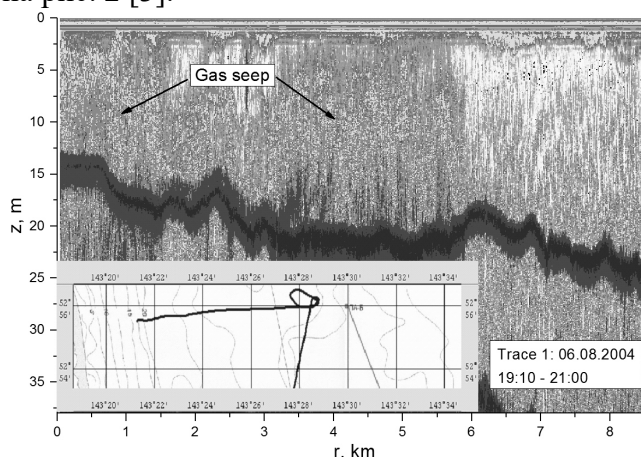


Рис. 1. Изображение ГФ в районе залива Пильтун (Охотское море) на частоте 100 кГц

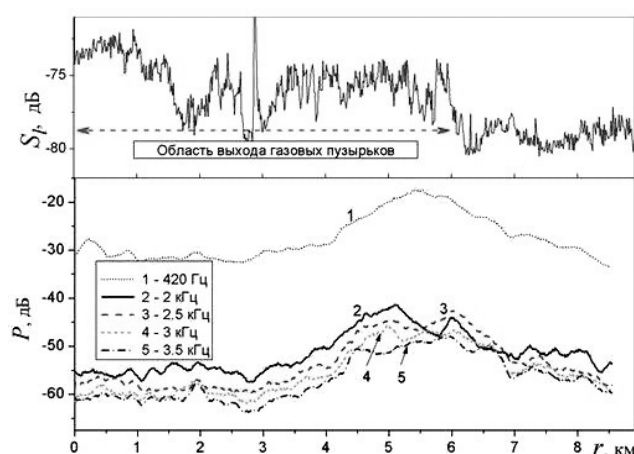


Рис. 2. Потери при распространении звука и сила рассеяния слоем вдоль трассы через ГФ

На рис. 3 и рис. 4 представлены изображения глубоководного ГФ, полученного на частоте 24 кГц в рейсе 92 НИС «Академик М.А. Лаврентьев» 18.05.21 при проходе со скоростью около 6 узлов вблизи западного побережья о. Парамушир (Охотское море) и при дрейфе судна со скоростью около 1 узла. На рис.4 видна сложная структура ГФ, природа которого, вероятно, связана с изменением функции распределения по размерам пузырьков вследствие конкурирующих механизмов растворения пузырьков за счет газовой диффузии, с

одной стороны, и одновременного увеличения размеров вследствие всплытия, с другой стороны. Важным обстоятельством является то, что под ярким изображением хорошо просматривается дно. Это, на наш взгляд может свидетельствовать о том, что основное ядро уже прошло в самом начале дрейфа, и в дальнейшем мы видим только изображение рассеяния на пузырьках, которые поднимаются на некоторую высоту и исчезают вследствие направленной газовой диффузии из пузырьков.

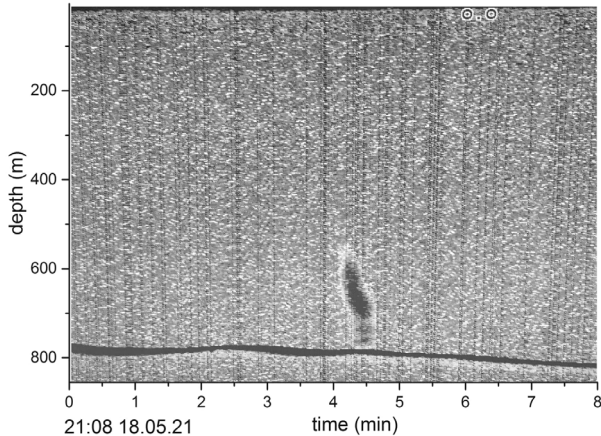


Рис. 3. Изображение глубоководного ГФ, полученное на частоте 24 кГц в 21:08 18.05.21 при проходе со скоростью около 6 узлов.

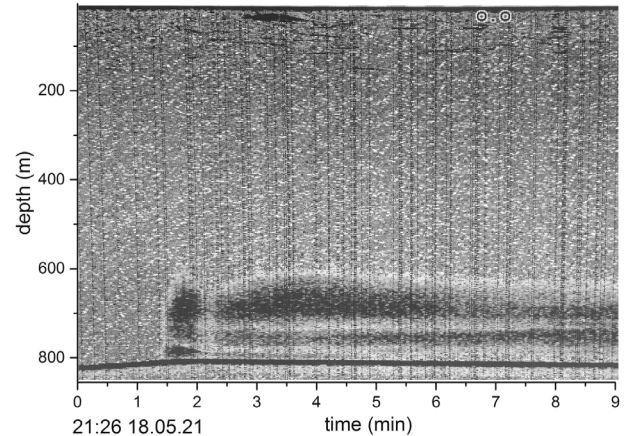


Рис. 4. Изображение ГФ в квазистационарном состоянии, полученное 18.05.21 в 21:26 при дрейфе судна со скоростью около 1 узла.

Цель нашей работы – показать, что применение нелинейного нестационарного рассеяния на встречных пучках позволит проводить дистанционную спектроскопию пузырьков в ГФ и проводить корректные оценки газосодержания в факелах. Суть в следующем.

Применяется бигармонический сигнал  $P_a(t) = \text{Re}[(P_1 e^{-i\omega_1 t} + P_2 e^{-i\omega_2 t}) e^{-i\pi/2} (\theta(t) - \theta(t - \tau))]$ , где  $\theta(t)$  – функция Хевисайда. Предполагается, что изменения радиуса малы по сравнению с равновесным радиусом  $R(t) = R_0(1 + z^{(1)} + z^{(2)})$ ,  $|z^{(1)}| \ll 1$ ,  $|z^{(2)}| \ll 1$ , где  $z^{(1)}(t)$  и  $z^{(2)}(t)$  описывают пульсации включения в первом и втором приближениях. Получаем выражение для амплитуды пульсаций в установившемся режиме [3]

$$z_{\Omega}(t) = \frac{B_{\Omega}}{q_{\Omega}} \frac{P_1 P_2}{(3\gamma P_0)^2} e^{-i\Omega t}, \quad B_{\Omega} = \frac{[1 + \eta - \xi^2(3\gamma + 1)]\xi^4}{[\xi^2 - (1 + 2\eta) - i\delta](\xi^2 - 1 + i\delta)}, \quad (1)$$

где  $\xi \approx \omega_0^2 / \omega_2^2$ ,  $\eta = \Omega / \omega_2$ ,  $q_{\Omega} = \xi^2 - \eta^2 - i\xi^2 \delta_{\Omega}$ ,  $\omega_0 = (1/R)\sqrt{3\gamma P_0 / \rho}$ ,  $\gamma \approx 1.4$ . При малых длительностях  $\tau \ll \tau_{\Omega}$  имеем малую амплитуду пульсаций пузырьков на разностной частоте  $\Omega$ :

$$z_{\Omega}(t) \propto [(1 - ikR)(1 - e^{-\delta_{\Omega}\Omega t})] \approx [(1 - ikR)t / \tau_{\Omega}^2] \rightarrow 0. \quad (2)$$

При рассеянии на совокупности пузырьков с функцией  $g(R)$  коэффициент нелинейного рассеяния,  $\sigma_{\Omega}^{(2)} \equiv m_{V\Omega}^{(2)} = \int \sigma_{1\Omega}^{(2)}(R)g(R)dR$ , имеет вид

$$m_{V\Omega}^{(2)} = m_{V\Omega\omega}^{(2)} + m_{V\Omega\infty}^{(2)} F(\tau / \tau_{\Omega}), \quad (3)$$

Применяя комбинацию длинных и коротких импульсах получаем функцию распределения  $g(R)$ :

$$g(R_\Omega) = \frac{4\delta_\Omega}{\pi^2} \frac{m_{V\Omega\infty}^{(2)} - m_{V\Omega 0}^{(2)}}{R_\Omega^3 (\Omega/\omega)^4} \frac{9}{|KP_1|^2}. \quad (4)$$

Ранее этот метод был использован в морских экспериментах с целью установления вида функции распределения пузырьков по размерам вблизи поверхности моря [3]. Поверхность моря использовалась для создания отраженного импульса длительности  $\tau_1$  с частотой  $\omega_1$ , который мог бы в заданном месте относительно этой поверхности взаимодействовать с прямым импульсом длительности  $\tau_2$  с частотой  $\omega_2$ , излучаемым через определенное время  $\Delta t$ . При  $\Delta t = 0$  взаимодействие между прямым и отраженным импульсами осуществляется на глубинах с  $z_{\min} = c\tau_2/2$  до  $z_{\max} = c\tau_1/2$ . При  $\Delta t \neq 0$  величина  $z_{\min}$  изменяется и равна  $z_{\min} = c(\Delta t + \tau_2)/2$ . Таким образом можно исследовать нелинейное взаимодействие на различных глубинах.

Метод нелинейного рассеяния звука на встречных пучках может быть использован для регистрации скопления пузырьков и измерения  $g(R)$  вблизи дна моря. В отличие от диагностики приповерхностных пузырьковых облаков, следует применять акустическое излучение вертикально вниз с разнесением во времени зондирующих импульсов на задержку  $\Delta t$ , вариация которой позволит зондировать различные области газового факела методом, который представлен схематически на рис. 5. Частоту звука в зондирующих импульсах следует подбирать так, чтобы разностная частота, генерируемая на пузырьках, соответствовала их резонансным размерам в газовом факеле.

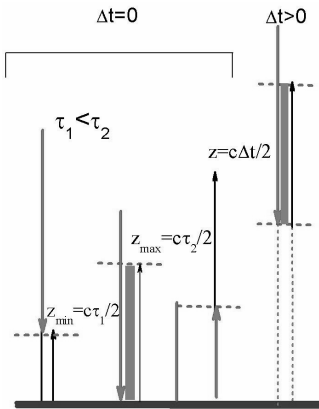


Рис. 5. Схема рассеяния звука вблизи дна моря на встречных пучках.

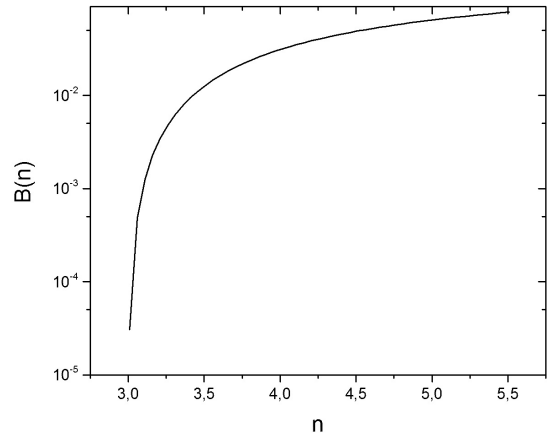


Рис. 6. Функция  $B(n)$ .

В рамках обычного линейного рассеяния звука корректная оценка  $g(R)$  и концентрации газа в пузырьках представляется невозможным. Именно здесь ситуацию может спасти метод нелинейного нестационарного рассеяния звука, который представлен схематически на рис. 5. Тогда функция распределения  $g(R)$  может быть определена с помощью формулы (4). Частота 12 кГц, которая наиболее часто используется в глубоководных эхолотах, скорее всего, будет резонансной лишь для некоторых пузырьков из газового факела и будет давать оценку только для части пузырьков из всего множества в факеле. Можно показать, что в случае степенной функции  $g(R)$  имеется следующая связь между концентрацией пузырьков  $x$  и коэффициентом линейного высокочастотного рассеяния звука

$$x \approx B(n) R_p m_{V_{hf}} \quad B(n) \approx (3(n-3)/4\pi n e) [(n-2)/(n-3)]^{n-3.5} \quad (5)$$

График зависимости  $B(n)$ , входящей в формулу (5), показан на рис. 6. Видно, что при небольшом изменении степени  $n$  параметр  $B(n)$  может изменяться на несколько порядков,

поэтому для корректной оценки концентрации пузырьков по данным акустического зондирования прежде всего следует определить вид функции распределения по размерам, а затем определить степень  $n$  и параметр  $B(n)$ .

Работа выполнена в рамках тем госзадания №0211-2021-0002 и №0211-2021-0009.

#### Литература

1. Дмитриевский А.Н., Баланюк И.Е. Газогидраты морей и океанов. М.: ООО «ИРЦ Газпром». 2009. 416 с.
2. Саломатин А.С., Юсупов В.И., Верещагина О.Ф., Черных Д.В. Акустическая оценка концентрации метана в областях пузырьковой разгрузки // Акуст. Журн. 2014. Т. 60. No 6. С. 636-644
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>

# ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ГИДРОАКУСТИЧЕСКИХ СЛОЖНЫХ СИГНАЛОВ В ЯПОНСКОМ И ОХОТСКОМ МОРЯХ

А.В. Буренин, Е.В. Смоленский

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
eguar25@gmail.com

В докладе приведены результаты натурных экспериментов, выполненных в Японском и Охотском морях в интересах решения задач звукоподводной связи и гидроакустического позиционирования. Анализ и интерпретация различий в амплитудно-временных структурах импульсных характеристиках гидроакустических волноводов морей, выполнена с помощью численного моделирования.

В докладе представлен сравнительный анализ данных, полученных в экспериментах в Японском и Охотском морях 2020-2021 гг. Анализ выполнен в приближении геометрической оптики, используя численное моделирование. Цель исследования заключалась в определении зависимости времени затягивания сигнала от «ширины» подводного звукового канала (ПЗК).

Натурные исследования в Японском и Охотском морях проводились по идентичному сценарию [1]. Широкополосный пьезокерамический излучатель располагался на шельфе вблизи береговой линии у дна. Для зондирования использовался фазоманипулированный M-последовательностью сигнал (длина последовательности 1023 символа, несущая частота 400 Гц, на один символ последовательности приходится 4 периода несущей частоты, временное разрешение 10 мс). Излучение сигнала проводилось в течение нескольких часов.

В глубоководной части волновода сигнал регистрировался на модернизированный радиогидроакустический буй, состоящий из:

- 1) гидрофона, регистрирующего гидроакустические сигналы;
- 2) системой GPS, регистрирующей географические координаты траектории дрейфа;
- 3) системой единого времени, синхронизирующей ход времени между излучающим и приёмным трактами.

Гидрофон заглублялся приблизительно до оси ПЗК, местоположение которой определялось при измерении вертикального распределения скорости звука (ВРСЗ) гидрологическим зондом с судна.

Методика обработки полученной информации основывается на вычислении взаимно-корреляционной функции (ВКФ) между излученным и принятым сигналом. ВКФ является оценкой импульсной характеристикой волновода (ИХВ) с разрешением по времени соответствующим параметрам зондирующего сигнала.

На рисунке 1 приведены характерные Охотскому и Японскому морям ИХВ. Далее, для краткости физические величины, относящиеся к Охотскому морю, обозначены индексом «О», а Японскому морю индексом «Я». Пунктирными вертикальными линиями обозначена оценка границ времени затягивания сигнала  $\tau_0 \approx 1-1.2$  с, а  $\tau_я = 0.2-0.4$  с. Амплитудно-временная структура ИХВ Охотского моря характеризуется большим практически в  $\sim 3$  раза временем затягивания сигнала и явно меньшим временем когерентности (неизменностью во времени структуры) сигнала, чем ИХВ Японского моря. Стоит отметить, что максимальные пики ИХВ волновода Охотского моря лежат в широком временном интервале от 0.4 до 0.6 с, тогда как, в Японском море они сосредоточены в конце ИХВ в интервале, не превышающем 0.05 с.

Этот факт имеет принципиальное значение для корректного решения задач гидроакустического позиционирования и звукоподводной связи. Для первой прикладной задачи оценка дальности источник-приемник, используя умножение значения скорости звука оси ПЗК (1450 м/с) на время распространения, соответствующее максимальному пику, составит, приведет к ошибке порядка  $\epsilon_0 \sim 1$  км, а  $\epsilon_я = 100$  м. Для второй длительное время затягивания приводит к интерференции соседних передаваемых битов. Устранить подобную



проблему можно только за счет увеличения во времени передаваемого бита, что ведет в свою очередь к уменьшению скорости передачи (1 бит в секунду). Малое время когерентности сигнала не позволяет использовать в качестве «опорной» структуру ИХВ для методов «сжатия» (кодирования) передаваемых битов.

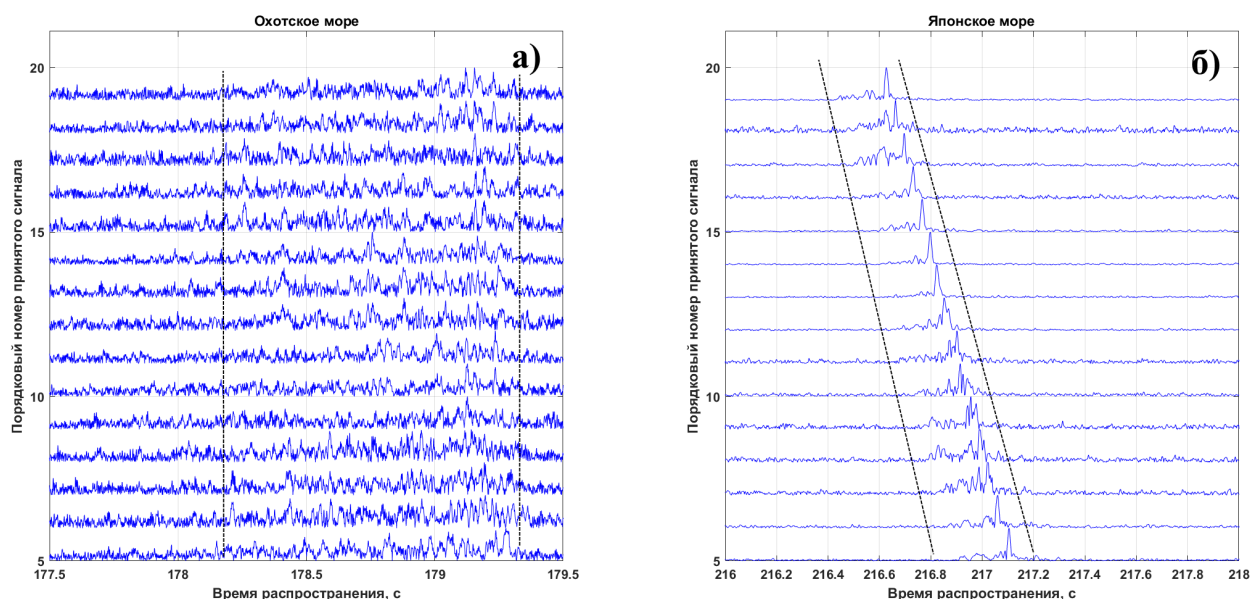


Рис. 1. Изменение в течение 2 часов импульсных характеристик волноводов: а) Охотского моря и б) Японского моря.

Для интерпретации результатов натурных исследований выполнено численное моделирование в лучевом приближении. Моделирование выполнялось с помощью программы RAY [2] успешно зарекомендовавшей себя в предыдущих исследованиях [1]. Так как сценарии экспериментов и техническое обеспечение были идентичны, то в моделировании оценивалось влияние на структуру ИХВ батиметрических и гидрологических условий.

Шельфовые участки акустических трасс отличаются в 3 раза  $R_0 \sim 115$  км, а  $R_Я \sim 27$  км. Углы наклона трасс практически равны. ВРСЗ морей приведены на рисунке 2 панели а). Отметим, особенности ВРСЗ: ось ПЗК  $Z_0 = 50-80$  м и  $Z_Я = 100-200$  м, а скорость звука на оси ПЗК  $C_0 = 1440.94$  м, а  $C_Я = 1457.12$  м/с. «Ширина» ПЗК или зона «освещенности» на  $\sim 200$  метров в Охотском море меньше, чем Японском море.  $H_0 = 45$  м и  $H_Я = 580$  м.

Оценку «ширины» ПЗК определяем как вертикальное расстояние между горизонтами разворота луча выше  $z^+$  и ниже  $z^-$  оси ПЗК, вышедшего из излучателя, расположенного на оси ПЗ, под углами  $\alpha = \pm 5^0$ :  $\Delta H = z^- - z^+$ . Значение глубин разворота лучей  $z^+$  и  $z^-$  находим с помощью закон Снеллиуса и значений скорости звука на оси СПЗК:  $S_{поворот} = C_{ПЗК} / \cos(\alpha)$  – значение скорости звука на горизонте разворота луча. Используя значения  $S_{поворот}$ , ищем соответствующие глубины  $z^+$  и  $z^-$  в измеренных ВРСЗ.

Результаты моделирования приведены на рисунке 2. На панелях а) и г) рисунка 2 приведены ВРСЗ. На панелях б) и г) приведены лучевые картины траекторий распространения сигнала. На панелях в) изображены трехмерные  $t-z-\alpha$  диаграммы в координатах: ось «x» – время распространения ( $t$ ), ось «y» – горизонт приёма ( $z$ ), ось «z» (градации цвета) – угол скольжения луча на приёмнике ( $\alpha$ ).

Результаты моделирования показали: во-первых, сходными чертами обоих волноводов является фокусировка лучей. Поздние приходы энергии сигнала соответствуют лучам с углами скольжения близкими к нулевым (панели в и е). Данное утверждение справедливо в пределах зоны «освещенности». Во-вторых, для Японского моря зона «освещенности» практически в три и более раз шире, чем в Охотском море. В-третьих, время затягивание

сигнала для условий Охотского моря составляет  $\sim 1$  с, тогда как в Японском море 0.2-0.4 с, т.е. в  $\sim 3$  раз меньше.

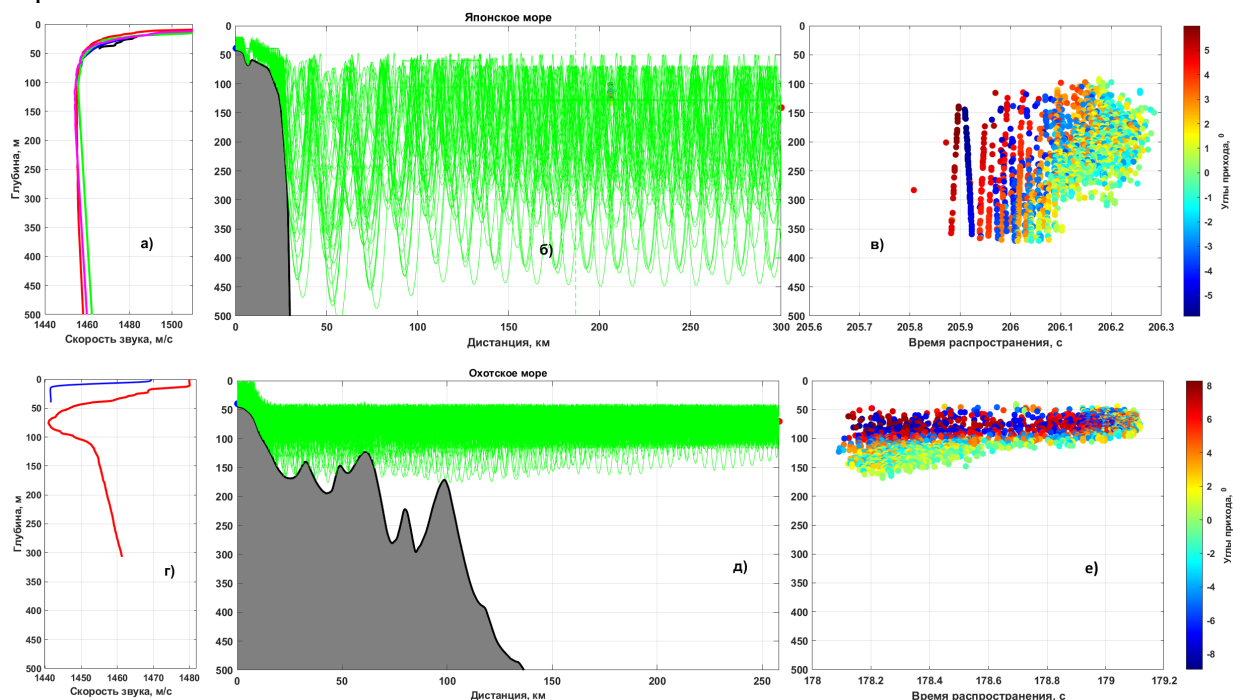


Рис. 2. Результаты численного моделирования для условий Японского и Охотского морей: а) и г) ВРСЗЯ и ВРСЗО; б) и д) лучевые картины; в) и е) трехмерные  $t$ - $z$ - $\alpha$  диаграммы в координатах время распространения – горизонт приёма – угол скольжения луча на приёмнике.

Результаты численного моделирования совпали с натурными данными. Численное моделирование позволило выявить зависимости времени затягивания сигнала (ИХВ) от «ширины» ПЗК. Батиметрические и гидрологические условия Охотского и Японского морей способствуют проявлению эффект акустического «оползня» [1].

Работа выполнена в рамках НИР № 0271-2019-0010. «Разработка новых методов и средств исследования и освоения морских акваторий. Развитие методов диагностики и повышения эффективности функционирования сложных акустических систем» (регистрационный номер: АААА–А20–120031890011–8) по Программе фундаментальных научных исследований государственных академий наук на 2021-2023. Работа выполнена при содействии Тихоокеанского флота ВМФ РФ в организации и проведении экспериментальных работ.

#### 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. Bowlin J.B., Spiesberger J.L., Duda T.F., Freitag L.E. Ocean acoustical ray-tracing software RAY, Woods Hole Oceanographic Technical Report, WHOI-93-10, 1993.

# ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ГИДРОАКУСТИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ ЧЕРЕЗ МАТЕРИКОВЫЙ БАРЬЕР МЭС «м. ШУЛЬЦА»

А.В. Буренин, С.Г. Щеглов

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
shurick\_burenin1@mail.ru

В докладе представлены результаты двух натурных экспериментов 2019 и 2020 гг., направленных на исследование особенностей распространения разных типов гидроакустических сигналов через материковый барьер. Эксперименты проведены по единому сценарию на одной и той же трассе с идентичными подводной и донной комбинированными приёмниками, и излучателем. В эксперименте 2020 г. была задействована дополнительная приёмная система (лазерный измеритель вариаций давления гидросферы), размещенная около излучателя. Приводится анализ частотных и импульсных характеристик сложной системы, включающей в себя гидросферу-геосферу и, вновь, гидросферу. Подобные исследования проводятся не в первый раз [1-3], но исследования более высокого частотного диапазона и более длительной временной структуры зарегистрированного сигнала должны обогатить существующие работы.

Натурные исследования проводились на МЭС ТОИ ДВО РАН «м. Шульца». Излучающая система установлена южнее м. Шульца. Она представляет собой широкополосный пьезокерамический излучатель, центр которого расположен на расстоянии 1,5 м от дна, глубина места 35 м, на удаление от береговой линии 300 м. В качестве зондирующих сигналов использовались следующие типы сигналов:

- в 2019 г – фазоманипулированный М-последовательностью сигнал (длина последовательности 1023 символа, несущая частота 400 Гц, на один символ последовательности приходится 4 периода несущей частоты, временное разрешение 10 мс), длительность сигнала 10.23 с, период повторения раз в 5 минут;

- в 2020 г – сигнальный пакет  $S_{\text{ПАКЕТ}}(t)$ , состоящий из набора тональных сигналов  $X_n(t)$  длительностью 5 секунда с различными несущими частотами  $f_n$  и паузы  $X_0(t)$  длительностью 3 секунды:  $S_{\text{ПАКЕТ}}(t)=[\dots, X_n(t), X_0(t), \dots]$ , где  $X_n(t)=\sin(2\pi f_n t)$ ;  $f_n=97+10 \times (n-1)$  Гц,  $n=1,2,3,\dots,192$ . Начальная частота сигнального пакета  $f_1=97$  Гц, а последняя  $f_{192}=2007$  Гц, общая длительность пакета 25 мин 36 секунд.

В 2020 г около источника был установлен лазерный измеритель вариаций давления гидросферы (ЛИВДГ), с помощью которого оценивался уровень излучения в полосе частот до 1 кГц.

Приёмная система была установлена севернее м. Шульца. Она состоит из двух комбинированных приёмников. Первый приёмник установлен в середине гидроакустического волновода на глубине 9 метров, при глубине места 18 м, на удалении от берега 250 м. Этот приёмник измеряет акустическое давление  $p(t)$  и три ортогональные компоненты вектора колебательной скорости  $\vec{V}(t)\{V_x, V_y, V_z\}$  (далее, КПвода). Второй приёмник помещен в песчаный грунт на глубину 30 см под первым приёмником. Он является геофоном, так как регистрирует колебания донного слоя, вызванные прохождением акустического сигнала. Геофон (КПгрунт) состоит из трех ортогональных пьезокерамических датчика (оси), измеряющих ускорение частиц среды, в которую он помещен. Сигналы в каждом эксперименте регистрировались течение нескольких часов.

Отметим, что в экспериментах по техническим причинам канал «Z» КПвода и канал «P» КПгрунт отсутствовали. Кратчайшая линия, соединяющая источник и приёмник проходит сквозь м. Шульца. Расстояние по этой линии равно ~1 км.

В первом эксперименте использовались сложные сигналы, позволяющие разделять во времени отдельные (смежные) приходы акустической энергии и, таким образом, оценивать

импульсную характеристику волновода (ИХВ). На рис.1 приведены усреднены по 40 реализациям ИХВ: а) КПВОДА и б) КПГРУНТ.

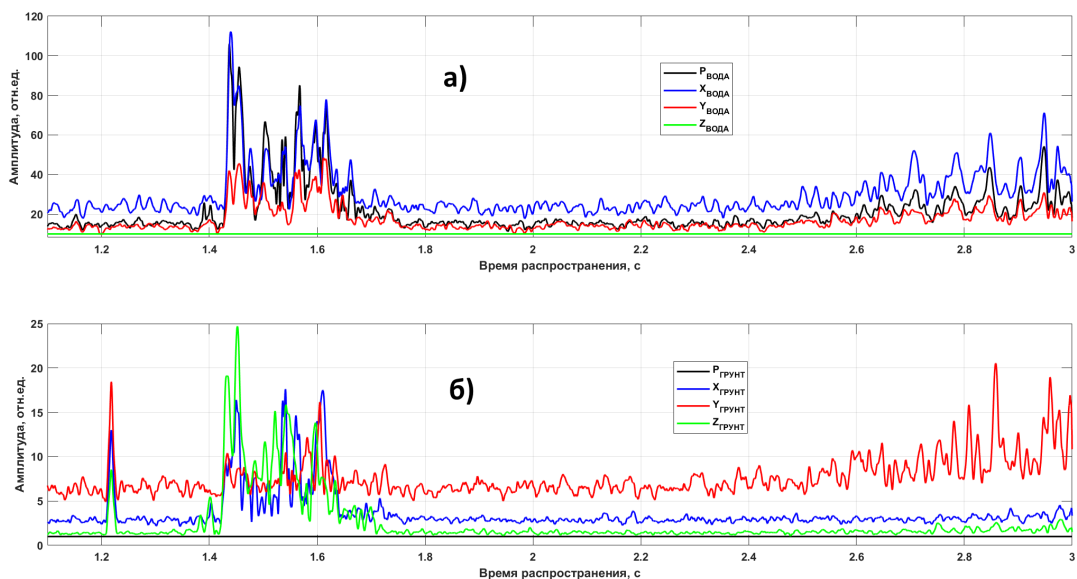


Рис. 1. Усреднены по 40 реализациям ИХВ для каждого канала приёмной системы: а) КПВОДА и б) КПГРУНТ.

На КПГРУНТ зафиксировано три группы приходов с различной амплитудно-временной структурой: I) одиночный пик с временной задержкой  $\sim 1.21$  с, II) группа приходов в интервале 1.4 – 1.7 с, и III) слабоструктурированная группа приходов, зарегистрирована только на канале “Y”, в интервале 2.5 – 3 с. КПВОДА зафиксировал только две группы приходов II) и III). Третья группа приходов зарегистрирована всеми каналами КПВОДА.

Во втором эксперименте 2020 г проведена оценка частотной характеристики волновода (ЧХВ) и угловой структуры приходов акустической энергии. На рисунке 2 приведены расчеты вертикальных  $\theta_i(f)$  и горизонтальных (азимут)  $\varphi_i(f)$  углов, рассчитанных с помощью ортогональных компонент.

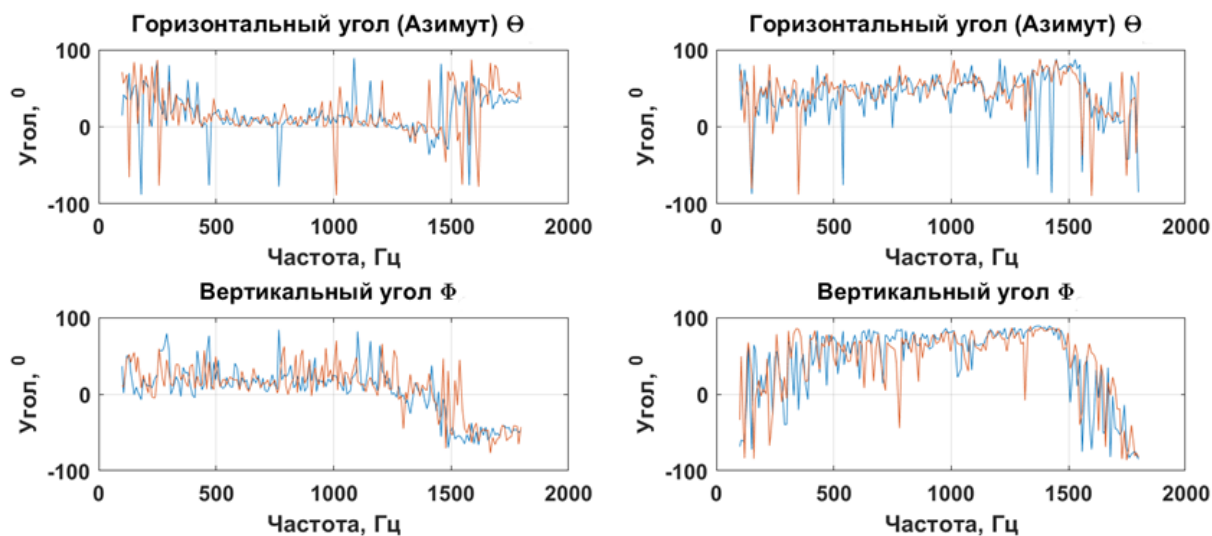


Рис. 2. Зависимости горизонтальных и вертикальных приходов энергии сигнала от частоты: (слева) КПВОДА; (справа) КПГРУНТ.

КПВОДА зарегистрировал  $\theta_i(f) \approx 5^0$  и  $\varphi_i(f) \approx 17^0$  в полосе от 500 до 1200-1400 Гц являются постоянными с точностью до погрешности измерений. Аналогично у КПГРНУТ  $\theta_i(f) \approx 72^0$  и  $\varphi_i(f) \approx 80^0-90^0$  в полосе от 500 до 1500 Гц. Ниже и выше указанных полос на обеих системах проявляется зависимость углов прихода энергии сигнала от частоты.

На рис. 3. Приведены результаты оценки ЧХВ: КПВОДА зарегистрировала сигналы в полосе частот от 97 до ~1300-1400 Гц, а КПГРНУТ от 97 до ~1600-1800 Гц. Вблизи 200 Гц выделяется «окно», в котором уровень сигнала выше среднего уровня в полосе для большинства компонент двух приёмников, кроме канала «Z» КПГРНУТ.

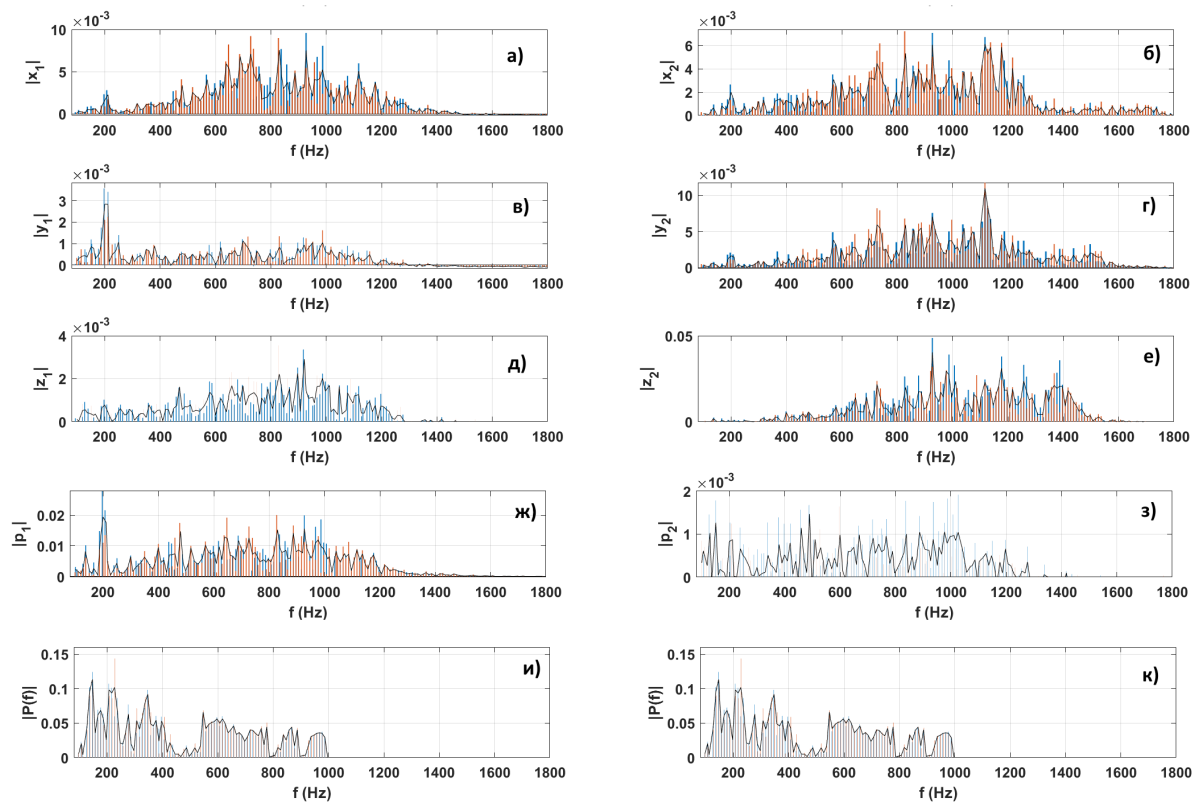


Рис. 3. Оценка частотной характеристики волновода: (слева – а), в), д), ж)) КПВОДА; (справа – б), г), е), з)) КПГРНУТ; (панели и), к)) оценка уровня излучения источника системой ЛИВДГ.

Анализ, полученных натурных данных, показал, что: во временной области амплитудно-временная структура зарегистрированного сигнала КПГРНУТ, отличается на одну более раннюю группу (I), состоящую из одного прихода энергии, от КПВОДА. Это, в свою очередь, означает, что КПГРНУТ регистрирует часть энергии сигнала, не распространяющуюся по водной части волновода. В частотной области, зарегистрированы частотные диапазоны углов прихода, не зависящими от полосы и наоборот.

Работа выполнена в рамках НИР № 0271-2019-0010. (регистрационный номер: АААА–А20–120031890011–8) по Программе фундаментальных научных исследований государственных академий наук на 2021-2023. Госзадание регистрационный номер: АААА–А20–120021990003–3.

#### Литература

1. Рутенко А.И., Мануличев Д.С. Распространение низкочастотных волн через мыс Шульца // Акуст. Журн. 2014. Т. 60. № 4. С. 384–394.

2. Долгих Г.И., Привалов В.Е. Лазерная физика. Фундаментальные и прикладные исследования. Владивосток: ООО Рея. 2016. 452 с.
3. Щуров В.А., Щеглов С.Г., Буренин А.В., Ткаченко Е.С. Эффекты распространения подводного низкочастотного звука через материковый барьер // Подводные исследования и робототехника. 2020. № 3(33). С. 36-45.

# РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА БЕРИНГОВА МОРЯ

Н.М. Вакульская, В.А. Дубина

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

## *База данных*

При создании базы данных (БД) о состоянии ледяного покрова моря за период с 1960 по 2017 гг. использовалась вся доступная информация (карты ледовых авиаразведок до 1990 г. И спутниковая информация, начиная с 1990 г.) [1].

Вся информация о состоянии ледяного покрова моря (поля сплоченности и возраст) усреднялась по 10-ти дневным периодам [2, 3]. Параметры ледяного покрова в цифровом виде (поля сплоченности и возраста льда) снимались по сетке в центрах 156 районов, на которые было разбито море. В центральных частях моря эти районы представляли собой трапеции  $1^\circ$  на  $2^\circ$  по широте и долготе, соответственно. Вблизи берегов площади районов уменьшались, и их конфигурации определялись характером береговой черты (см. рис. 1 в [4]).

Процедура восстановления пропущенных значений подробно описана в ряде публикаций [2-4] и состоит из следующих этапов: расчет ЭОФ по имеющейся системе точек и дальнейшее дополнение пропущенных значений в полях ЭОФ методами оптимизации, основанными на итерационных схемах расчета, интерполяция недостающих временных функций разложения с последующим восстановлением истинных значений поля.

Кроме описанной БД в исследовании использовался ряд ледовитости с 1960 по 2017 гг. С помощью многолетних данных о ледовых условиях Берингова моря удалось провести статистическую обработку имеющейся ледовой информации, проанализировать кривые сезонного хода ледовитостей и их изменчивости, провести типизацию зим по характеру ледовых условий, а также оценить разномасштабную изменчивость ледовых условий моря [5-6]. Созданная база данных вошла в информационно-справочную систему «Режим и изменчивость состояния ледяного покрова дальневосточных морей» [7].

## *Избыточность ледовой информации*

Эффективным способом изучения ледовых режимов моря является совместное рассмотрение распределений основных характеристик ледяного покрова моря. При этом для реальных ситуаций важен поиск зависимостей и между исходными параметрами, и между их функциями. Анализ распределений сплоченности  $S$ , толщины  $h$  и преобладающего размера льдин  $F$  был выполнен на основе усредненных по годам наблюдений распределений этих характеристик. Выявлено взаимно однозначное соответствие значений толщины и преобладающего размера льда. Тесная взаимосвязь между ними характеризует избыточность исходной информации о состоянии ледяного покрова при использовании трех считающихся независимыми переменных: сплоченности, толщины, преобладающего размера льда. Для описания ледяного покрова Берингова моря вполне достаточно сведений о распределении двух переменных – сплоченности и возраста льда [4].

## *Цифровой портрет состояния и изменчивости ледяного покрова*

В работах прошлых лет использовались в основном графические отображения состояния ледяного покрова, что давало возможность анализа лишь распределения суммарной площади льда (ледовитости) в море или оценивать вероятность формирования того или иного состояния ледяного покрова [3, 8, 9]. Более детальное представление о структуре и эволюции ледяного покрова возможно только при переходе к цифровым технологиям отображения его состояния. Разработанный подход – представление основных ледовых характеристик в узлах нерегулярно координатной сетки, позволил создать новую форму представления состояния и изменчивости ледяного покрова, которую профессор В.В. Плотников предложил называть «Цифровой портрет». С использованием полученного цифрового портрета ледяного покрова Берингова моря удалось дифференцировать различные структуры в климатических

распределениях основных ледовых характеристик (сплоченности и возраста льда). Выявленные особенности их пространственно-временной структуры могут быть использованы при анализе изменений климата региона, в задачах моделирования состояния ледяного покрова, а также при решении практических вопросов хозяйственного освоения акватории Берингова моря [10].

*Сопряженность ледовых условий Берингова моря с ледовыми условиями в морях восточного сектора Арктики и тихоокеанского бассейна*

Проанализирована пространственно-временная сопряженность эволюции ледовых условий в Беринговом море с ледовыми условиями в морях восточного сектора Арктики (Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском) и тихоокеанского бассейна (Охотском и Японском). Для оценки пространственно-временной сопряженности ледовых процессов строились корреляционные матрицы, характеризующие тесноту связи между состояниями ледовых условий (ледовитостью) исследуемых морей. Установлено, что процессы эволюции ледовых условий на акватории Берингова моря протекают, как правило, в противофазе к ледовым условиям в соседних морях. При активном развитии ледяного покрова на морях арктического и тихоокеанского бассейнов следует ожидать замедленного формирования его в Беринговом море. Берингово море может служить индикатором климатических изменений над акваториями восточно-арктических морей и морей тихоокеанского бассейна. Однако если влияние Арктики на ледовые условия Берингова моря вполне однозначно, то влияние Берингова моря на ледовые условия арктических морей, в частности Чукотского моря, несколько сложнее. Рост ледовитости в Беринговом море, как правило, сопровождается последующим ростом ледовитости в Чукотском море. Положительные же аномалии ледовитости в Чукотском море (июнь–ноябрь) приводят к снижению ледовитости в Беринговом море (декабрь–май). Направленность (знак) связей между ледовыми процессами на акваториях Чукотского и Берингова морей зависит от их заблаговременности [11].

*Изменчивость ледовых условий Берингова моря и оценка возможности их моделирования*

Статистический анализ представленных рядов (за исключением декабря) не показал наличие заметных линейных трендов в многолетних распределениях ледовитостей Берингова моря. Это позволило сделать вывод, что в общей оценке ледовых условий не зафиксировано статистически значимого их изменения. Вместе с тем можно отметить некоторые изменения характера внутрисезонных процессов:

- повышение интенсивности процессов развития ледяного покрова в феврале-марте и замедление процессов разрушения льда в мае (угол наклона  $\alpha$  трендовой составляющей положительный);
- замедление процессов продуцирования льда в декабре-январе и повышение интенсивности процессов разрушения льда в апреле (угол наклона  $\alpha$  трендовой составляющей отрицательный) [12].

Разработана и реализована модель прогноза ледовитости Берингова моря с использованием алгоритмов разложения с некрatными гармониками, суперпозиция которых отбиралась методом последовательных итераций. В результате находится наиболее приемлемое представление детерминированной составляющей квазипериодического процесса в виде некоторого квазигармонического тренда, состоящего из суммы нескольких гармоник с некрatными частотами. Оправдываемость модельных результатов (на независимой выборке) при прогнозах с заблаговременностью год составила: от 71% в декабре до 88% в апреле, что свидетельствует о высокой эффективности модели [12].

## Литература

1. Плотников В.В., Ростов И.Д., Дмитриева Е.В. Состояние ледяного покрова Берингова моря Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2011620557, зарегистрировано 3 августа 2011 г.



2. Плотников В.В. Изменчивость ледовых условий дальневосточных морей России и их прогноз. Владивосток. Дальнаука. 2002. 172 с.
3. Плотников В.В. Изменчивость ледяного покрова Берингова моря // Метеорология и гидрология. 1997. № 7. С. 53–60.
4. Вакульская Н.М., Плотников В.В. Оценки параметров состояния ледяного покрова Берингова моря // Криосфера Земли. 2014. Т. XVIII. № 1. 92–100.
5. 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.
6. Плотников В.В., Вакульская Н.М. Пространственно-временная изменчивость ледяного покрова Берингова моря // Вестник ДВО РАН. 2012. № 6 (166). С. 13–21
7. Rostov I.D., Plotnikov V.V., Rostov V.I., Vakulskaya N.M. Information-reference system “Regime and variability of the ice cover state of the Far Eastern seas” // Russian Meteorology and Hydrology. 2010. V. 35. № 5. P. 341–343.
8. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том IX. Берингово море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия. – С-Петербург, Гидрометеоиздат. 1999. 300 с.
9. Якунин Л.П. Атлас основных параметров ледяного покрова Берингова моря. / Владивосток: Издательский дом ДВФУ. 2012. 84 с.
10. Plotnikov V.V., Vakulskaya N.M., Dubina V.A. State and Variability of Ice Concentration and Stage of Development in the Bering Sea // Russian Meteorology and Hydrology. 2021. Vol. 46. No. 2. P. 115–120. DOI: 10.3103/S1068373921020060.
11. Вакульская Н.М., Плотников В.В., Пустошнова В.И. Сопряженность ледовых условий Берингова моря с ледовыми условиями в морях восточного сектора Арктики и тихоокеанского бассейна // Вестник ДВО РАН. 2014. № 5(177). С. 18–24
12. Plotnikov V.V., Vakulskaya N.M., Dubina V.A. Variability of Ice Conditions of the Bering Sea and Assessment of Their Possible Modeling // Oceanology. 2019. Vol. 59. No. 6. P. 829–835. DOI: 10.1134/S0001437019060171.

**ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ПРИМОРЬЯ В 2020 Г. ПО ДАННЫМ ПРИБРЕЖНЫХ  
СТАНЦИЙ В АСПЕКТЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ НОРМ ВСЕМИРНОЙ  
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ОРГАНИЗАЦИИ  
(СЕВЕРО-ЗАПАД ЯПОНСКОГО МОРЯ, ЮГО-ЗАПАД ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА)**

Л.А. Гайко

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

В работе рассмотрены особенности температурного режима 2020 г. В прибрежной зоне Приморского края на фоне климатических норм – 30-летних периодов усреднения климатических показателей, утверждённых всемирной метеорологической организацией (ВМО). Предыстория вопроса: Варшавская конференция Международной метеорологической организации (ММО) (1935 г.) в качестве стандартного периода осреднения рекомендовала период в 30 лет (1901–1930 гг.); Вашингтонская конференция Всемирной метеорологической организации (ВМО), приемника ММО, в 1957 г. Рекомендовала новый «нормальный» 30-летний ряд (1931–1960 гг.). В настоящее время ВМО в качестве базовой нормы выбран следующий 30-летний ряд (1961–1990 гг.). Такая длина нормального ряда имеет достаточно надежное физико-статистическое обоснование с точки зрения получения климатических показателей [1]. В связи с происходящими климатическими изменениями ВМО приняла новый технический регламент об обновлении климатических норм, по которому была рекомендована оперативная норма 1981–2010 гг., принятая на 16-й сессии Комиссии по климатологии (г. Гейдельберг, Германия 3–8 июля 2014 г.). В настоящее время параллельно действуют две нормы – новая оперативная, и старая историческая, которая обеспечит общественное и научное понимание темпов изменения климата. В 2020-х гг. будет использоваться норма, рассчитанная по ряду 1991–2020 гг. Но период 1961–1990 гг., как базовый для оценки климатических изменений, останется до тех пор, пока не появится веское научное основание, чтобы его изменить [2].

Исследование гидрометеорологического режима вдоль побережья Приморья производят 5 гидрометеорологических станций (ГМС) Приморского УГМС, три из которых расположены на юге края, в зал. Петра Великого: ГМС Посьет, Владивосток, Находка; и две – на восточном побережье Приморья: Рудная Пристань – в северной части Японского моря, Сосуново – на ЮЗ Татарского пролива. В работе использовался ряд данных наблюдений за температурой воды и воздуха на станциях с 1961 г. По данным наблюдений были вычислены базовая, оперативная и новая климатические нормы, для чего для каждой станции были рассчитаны среднемесячные значения температуры воды и температуры воздуха за каждый 30-летний период: 1961–1990, 1981–2010 и 1991–2020 гг. Затем для сравнения этих норм между собой были выявлены особенности изменчивости температурного режима в прибрежной зоне Приморского края за 2020 г. Относительно каждой нормы, для чего рассчитывались среднемесячные значения аномалий температуры воды и воздуха за этот год относительно всех трёх климатических норм: базовой (1961–1990), оперативной (1981–2010) и новой (1991–2020 гг.), и проведено их сравнение между собой (табл. 1). При рассмотрении отклонений среднемесячной температуры воды на ГМС Приморья в 2020 г. Можно отметить, что на южных станциях только во Владивостоке (центр южного района) относительно всех периодов практически в течение всего года, за исключением ноября, идёт рост температуры воды, с максимумом в июле и октябре. В Посьете (юго-запад района) и Находке (юго-восток района) температура воды растёт только относительно I нормы, а относительно II и III нормы в отдельные месяцы отмечаются небольшие отрицательные аномалии в Посьете, а в Находке они достигли в апреле даже  $-0,9^{\circ}\text{C}$  (от III нормы).

Таблица 1. Отклонения среднемесячной температуры воды и воздуха на ГМС Приморья в 2020 г. Относительно стандартной, принятой и новой климатических норм

ГМС		Месяц												Год
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Аномалии температуры воды, С°														
П	I	0,0	0,0	0,9	1,0	0,6	1,3	0,7	1,5	0,8	1,7	0,6	0,2	0,8
	II	-0,1	-0,2	0,6	0,6	0,3	1,0	0,4	1,3	0,2	0,9	0,4	0,0	0,4
	III	-0,1	-0,1	0,4	0,5	0,2	0,8	-0,2	0,9	-0,1	0,5	0,1	0,0	0,2
В	I	0,9	0,7	1,3	<b>2,2</b>	<b>2,9</b>	<b>2,9</b>	<b>3,3</b>	1,6	1,1	<b>3,1</b>	0,6	0,9	1,8
	II	0,6	0,4	0,9	1,5	<b>2,2</b>	<b>2,1</b>	<b>2,6</b>	1,0	0,4	<b>2,0</b>	0,0	0,4	1,2
	III	0,5	0,3	0,7	1,1	1,6	1,3	1,9	0,5	0,2	1,8	-0,4	0,3	0,8
Н	I	0,2	0,4	0,8	0,0	1,2	1,7	1,2	1,6	1,1	<b>5,5</b>	0,0	1,4	1,3
	II	0,1	0,2	0,5	-0,6	0,7	1,1	0,5	1,0	0,4	<b>4,1</b>	-0,2	1,2	0,8
	III	-0,1	0,2	0,2	-0,9	0,1	0,4	-0,2	0,5	0,3	<b>3,6</b>	-0,4	1,1	0,4
Р Пр	I	0,3	-0,3	-0,5	-0,9	-0,9	-1,4	-0,3	-0,7	1,8	<b>3,7</b>	<b>2,2</b>	<b>2,0</b>	0,4
	II	0,1	-0,5	-0,6	-1,1	-1,2	<b>-2,0</b>	-1,1	-1,7	0,9	<b>3,2</b>	<b>2,5</b>	<b>2,2</b>	0,1
	III	0,1	-0,5	-0,5	-1,1	-1,3	<b>-2,1</b>	-1,2	-1,8	1,2	<b>3,0</b>	<b>2,3</b>	<b>2,2</b>	0,0
С	I	0,1	0,2	0,9	1,6	<b>2,2</b>	<b>2,1</b>	<b>3,0</b>	1,6	<b>3,4</b>	<b>2,9</b>	<b>2,1</b>	1,1	1,8
	II	-0,1	-0,1	0,6	1,1	1,3	0,8	1,3	0,4	<b>2,3</b>	<b>2,7</b>	<b>2,6</b>	1,2	1,2
	III	-0,2	-0,1	0,4	1,0	1,2	0,6	0,7	0,0	<b>2,5</b>	<b>2,6</b>	<b>2,4</b>	1,2	1,0
Аномалии температуры воздуха, С°														
П	I	<b>3,8</b>	<b>2,8</b>	<b>2,4</b>	1,0	0,7	<b>2,5</b>	0,8	1,2	1,0	1,3	<b>2,2</b>	0,8	1,7
	II	<b>3,2</b>	1,4	1,8	0,3	0,5	<b>2,0</b>	0,6	0,9	0,5	0,8	<b>2,1</b>	0,3	1,2
	III	<b>2,8</b>	1,1	1,4	0,0	0,2	1,6	0,0	0,8	0,1	0,5	1,9	0,5	0,9
В	I	<b>3,0</b>	<b>3,1</b>	<b>2,0</b>	0,1	0,3	1,2	0,8	0,4	0,5	1,5	1,6	0,6	1,2
	II	<b>2,4</b>	1,4	1,4	-0,8	-0,2	0,3	-0,1	-0,4	-0,4	0,3	1,2	-0,2	0,4
	III	<b>2,2</b>	1,2	1,2	-1,0	-0,3	0,2	-0,5	-0,5	-0,6	0,2	1,2	0,0	0,3
Н	I	<b>4,7</b>	<b>3,2</b>	<b>2,9</b>	0,5	1,6	<b>2,0</b>	1,5	1,3	1,6	1,4	<b>2,2</b>	-0,1	1,9
	II	<b>3,7</b>	1,7	<b>2,1</b>	-0,2	1,3	1,2	1,0	0,7	0,7	0,8	1,9	-0,9	1,2
	III	<b>3,3</b>	1,4	1,7	-0,5	0,9	0,8	0,4	0,5	0,4	0,4	1,7	-0,7	0,9
Р Пр	I	<b>3,8</b>	<b>2,8</b>	<b>2,3</b>	0,1	1,2	0,5	0,5	0,7	1,4	1,3	1,8	-1,3	1,3
	II	<b>3,3</b>	1,7	1,8	-0,4	0,8	-0,1	-0,1	-0,2	0,7	0,7	1,6	-1,8	0,7
	III	<b>2,9</b>	1,5	1,5	-0,7	0,6	-0,3	-0,4	-0,2	0,4	0,5	1,4	-1,3	0,5
С	I	<b>2,9</b>	<b>2,0</b>	<b>2,9</b>	0,6	0,7	1,0	1,5	1,0	<b>2,7</b>	<b>2,3</b>	1,9	-1,9	1,5
	II	<b>2,5</b>	1,6	<b>2,6</b>	0,2	0,4	0,2	0,8	0,0	1,6	1,7	1,5	<b>-2,0</b>	0,9
	III	<b>2,0</b>	1,3	<b>2,1</b>	-0,1	0,3	-0,1	0,2	-0,4	1,1	1,2	1,3	-1,7	0,6

Примечание. 1) П – ГМС Посыет, В – ГМС Владивосток, Н – ГМС Находка, РП – ГМС Рудная Пристань, С – ГМС Сосуново; 2) серым цветом выделены отрицательные аномалии температуры; 3) жирным шрифтом выделены аномалии 2,0°С и выше; 4) I – стандартная (1961–1990 гг.), II – принятая оперативная (1981–2010 гг.); III – новая (1991–2020 гг.) климатические нормы.

Картина распределение аномалий температуры воды на восточном побережье, в отличие от юга Приморья, совсем иная, и, кроме того, резко отличается в своей южной и северной частях. Так, на ГМС Рудная Пристань, расположенной южнее, с февраля по август относительно всех норм наблюдаются только отрицательные аномалии температуры воды с минимумом в июне (до -2,1°С), а с сентября по декабрь, и в январе – только положительные с максимумом в октябре (до 3,7°С). А на ГМС Сосуново практически во все месяцы, за исключением января и февраля, отклонения были только положительные, с максимумом в сентябре (до 3,4°С). В годовом аспекте на всех станциях относительно всех трёх климатических норм отмечены только положительные годовые кумулятивные аномалии температуры воды: на ГМС Посыет аномалии распределились: 0,8°; 0,4°и 0,2°С, на ГМС Владивосток: 1,8°; 1,2°и 0,8°С, на ГМС Находка: 1,3°; 0,8°и 0,4°С, на ГМС Рудная Пристань: 0,4°; 0,1°и 0,0°С соответственно, а на ГМС Сосуново суммарные годовые аномалии составили:

1,8°; 1,2° и 1,0°С, и являются самыми высокими отклонениями, в то время, как на ГМС Рудная Пристань – самыми низкими из всех ГМС Приморья.

Распределение отклонений среднемесячной температуры воздуха на ГМС Приморья в 2020 г. Значительно отличается от отклонений температуры воды. Положительные аномалии температуры от всех трёх климатических норм на всех станциях отмечены с января по март (с максимумами в январе от 2,9° до 4,7°С) и в октябре-ноябре, а вариации с положительными и отрицательными отклонениями между станциями происходят в период апрель–сентябрь и в декабре, и только на ГМС Посьет в течение всего года относительно всех норм отмечены положительные аномалии. На ГМС Владивосток повышение температуры воздуха относительно I нормы происходило в течение всего года, с максимумами, превышающими 3,0°С в январе-феврале; а отрицательное значение аномалии приняли в декабре относительно II нормы и в апреле-мае и июле-сентябре – относительно II и III норм. Картина распределения аномалий температуры воздуха на ГМС Находка и на станциях побережья Восточного Приморья схожи между собой. На всех станциях относительно всех норм в зимний период с января по март и осенью с сентября по ноябрь отмечено повышение температуры воздуха с максимумом от I нормы, которое в Находке достигло 4,7°С; а в декабре – понижение температуры, с минимумом на ГМС Сосуново (-2,0°С от II нормы). В остальные месяцы положительные аномалии на этих станциях наблюдались только от I нормы, а на Сосуново – ещё и от II. Наибольшее понижение температуры воздуха на этих станциях произошло в тёплый период года на ГМС Рудная Пристань, где в апреле и с июня по август наблюдались отрицательные отклонения от II и III норм с минимумом в апреле (-0,7°С от III нормы). Годовые кумулятивные аномалии температуры воздуха относительно I, II и III норм в Посьете составили: 1,7°; 1,2° и 0,9°С, во Владивостоке – 1,2°; 0,4° и 0,3°С, что ниже, чем на остальных станциях; в Находке – 1,9°; 1,2° и 0,9°С, в Рудной Пристань – 1,3°; 0,7° и 0,5°С и в Сосуново – 1,5°; 0,9° и 0,6°С соответственно.

При анализе таблицы в целом можно отметить, что, независимо от выбранной нормы осреднения, распределение аномалий среднемесячной температуры воды и температуры воздуха в течение года значительно различаются. Наблюдается смещение акцентов положительных аномалий температуры воды на вторую половину года, а воздуха – на первую. В середине года идёт мозаичное распределение положительных и отрицательных аномалий и температуры воды, и температуры воздуха, но с преобладанием положительных, за исключением ГМС Рудная Пристань, где в течение семи месяцев (февраль-август) наблюдаются исключительно отрицательные аномалии температуры воды относительно всех норм, а отрицательные аномалии температуры воздуха на этой станции наблюдаются только в течение четырёх месяцев относительно II и III норм. Причём, за исключением декабря, большая часть отрицательных аномалий температуры воздуха в середине года идут от III нормы, исключая Посьет, где наблюдаются только положительные аномалии. Несогласованность в ходе аномалий температуры воды и температуры воздуха указывает на то, что адвективные факторы в 2020 г. Преобладают над радиационными, т.е., возможно, активизируется местная циркуляция вод [3].

Таким образом, при сравнении двух 30-летий между собой по отклонениям температуры воды и воздуха в 2020 г. Очевидно, что величина нормы, т.е. среднее 30-летнее значение температуры, за последние годы увеличилась, а, следовательно, повысился общий температурный фон данного района за последние 30 лет, т.е. происходит потепление климата. В годовом аспекте на всех станциях в 2020 г. Относительно всех трёх климатических норм отмечены только положительные годовые кумулятивные аномалии и температуры воды, и температуры воздуха.

#### Литература

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. VIII. Японское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат. 2003. 399 с.

2. <https://www.gismeteo.ru/news/klimat/14844-iz-za-izmeneniya-klimata-vmo-vvodit-novuyu-klimaticheskuyu-normu/> (20.07.2021)
3. Гайко Л.А. Температурные изменения вдоль побережья Приморского края в современный период (северо-западная часть Японского моря) // Вестник СВНЦ. 2019. № 2. С. 29–37. DOI: 10.34078/1814-0998-2019-58-2-29-37

# ДОЛГОВРЕМЕННЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ВАРИАЦИЙ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ В ГОРНОЙ ВЫРАБОТКЕ СТРЕЛЬЦОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

А.В. Горбунов<sup>1</sup>, В.А. Луговой<sup>1</sup>, М.И. Рассказов<sup>2</sup>, А.В. Сидляр<sup>2</sup>, Д.И. Цой<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup>ФГБУН Институт горного дела ДВО РАН  
denis.tsoi@mail.ru

В рамках создания многоуровневой системы комплексного геодинамического мониторинга с 2012 года в районе Стрельцовского рудного поля выполнялся комплекс деформационных исследований с помощью 50-метрового лазерного деформографа, установленного в подземной горной выработке на глубине более 300 метров.

В 2014 году для исследований взаимосвязи между процессами в атмосфере и горном массиве в месте размещения лазерного деформографа был установлен лазерный нанобарограф, позволяющий регистрировать изменение атмосферного давления с точностью до 50 мкПа в рабочем диапазоне частот до 1 кГц.

На рисунке 1 представлен график суммарного изменения атмосферного давления по показаниям лазерного нанобарографа с января 2018 по сентябрь 2019 г.

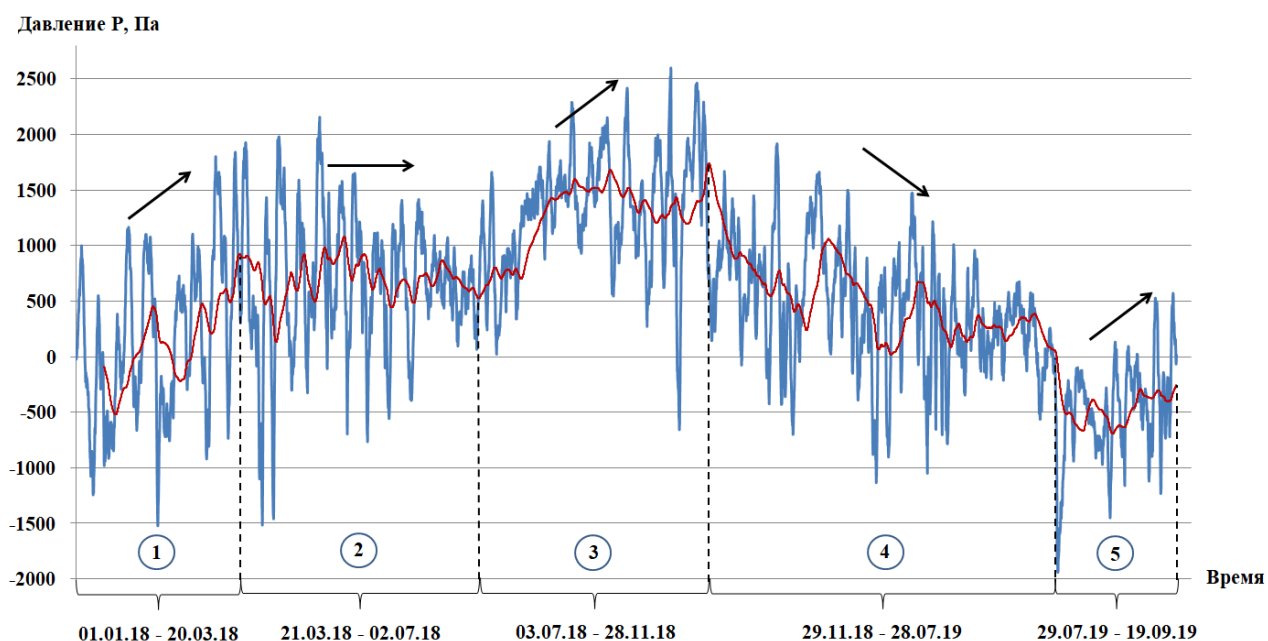


Рис. 1. Суммарное изменение атмосферного давления по показаниям лазерного нанобарографа с января 2018 по сентябрь 2019 г.

Анализ графика (рис.1) позволяет выделить 5 периодов, отражающих тренды изменения направления (повышения/понижения) атмосферного давления.

С 1 января по 20 марта 2018 г. В среднем наблюдался небольшой тренд увеличения атмосферного давления (период №1). Но уже с 21 марта тренд на увеличение начал выравниваться, при этом также стоит отметить, что снижалась и амплитуда колебаний атмосферного давления (период №2). С 3 июля тренд на увеличение атмосферного давления продолжился (период №3).

29 ноября 2018 года после регистрации значительного кратковременного изменения атмосферного давления общий тренд сменяется на понижающий и продолжается далее в течение продолжительных 8 месяцев (период №4).

Регистрация ещё одного существенного кратковременного понижения атмосферного давления 28 июля 2019 г. Снова приводит к изменению общего направления атмосферного давления на повышение (период №5).

В качестве гипотезы может быть высказано предположение, что изменение тренда общего направления (повышения/понижения) атмосферного давления может свидетельствовать о значительном изменении напряженно-деформированного состояния горного массива после регистрации сильных проявлений. Проверка гипотезы требует проведения дополнительных исследований.

Для исследования изменения показаний нанобарографа перед проявлениями горного давления был проведен анализ измерений перед горным ударом 29.02.2016, зарегистрированным в 20:09 сейсмической системой и системой «Prognoz-ADS» в блоке ба-912 на месторождении «Антей» с энергией 10580 Дж.

Показания нанобарографа по часам до и после регистрации горного удара представлены на рисунке 2. Анализ графика свидетельствует о значительном понижении атмосферного давления относительно порогового уровня на 302 Па за 25 часов до горного удара (рис. 2). За период с 2018 по 2019 гг. было выявлено только два таких крупных снижения атмосферного давления более чем на 300 Па. Выявленное граничное значение может являться предвестником крупных геодинамических явлений и использоваться для прогнозирования горных ударов. Граничное значение может быть уточнено при дальнейшем анализе данных измерений, полученных ранее в 2014-2017 гг.

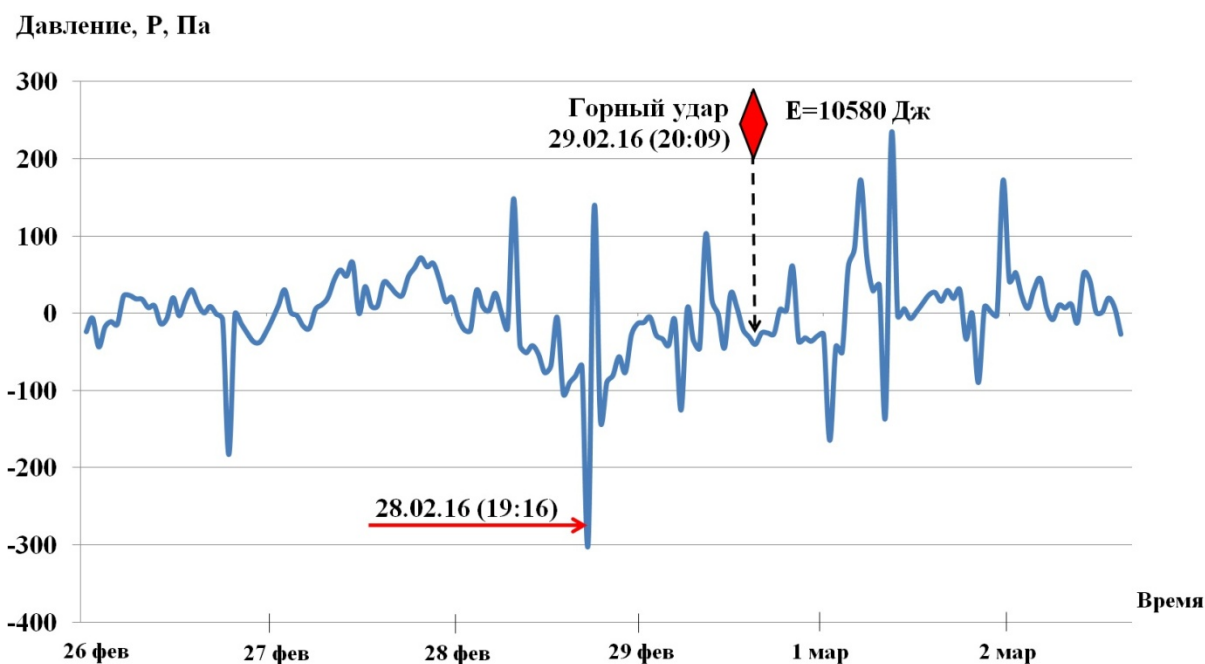


Рис. 2. График изменения атмосферного давления по показаниям лазерного нанобарографа на геодинамическом полигоне Стрельцовского рудного поля до и после регистрации горного удара 29.02.16 г.

На рисунке 3 представлены почасовые показания деформографа до и после регистрации горного удара. В течение 4 суток перед горным ударом в горном массиве наблюдались интенсивные деформационные процессы. Всего за этот период деформографом было зарегистрировано 11 крупных скачков смещений от 400 до 2200 мкм (рис. 3). За период с

2018 по 2019 гг. был зафиксирован только один крупный скачок в 146 мкм. По результатам визуального контроля и анализа данных системы геомеханического мониторинга «Prognoz-ADS» в этот период в горном массиве выявлены активные процессы трещинообразования. Выявленное граничное значение в 400 мкм может являться ещё одним предвестником крупных геодинамических явлений и также использоваться для прогнозирования горных ударов.

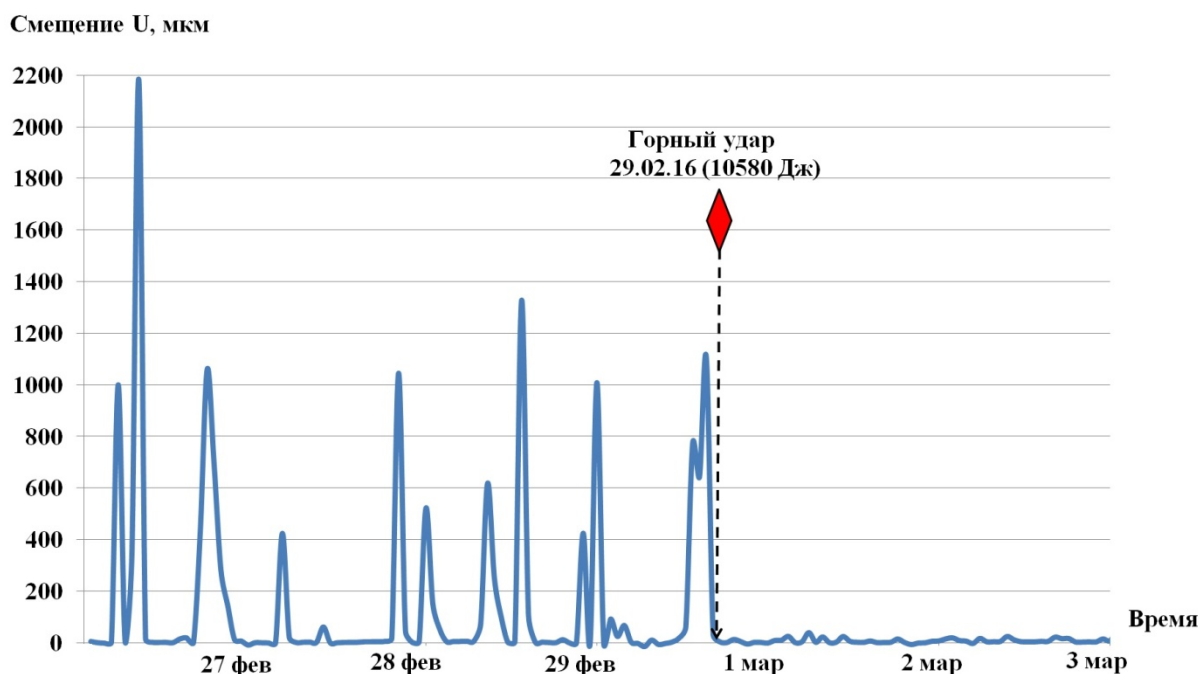


Рис. 3. Запись показаний лазерного деформографа до и после регистрации горного удара 29.02.16 г. В пределах Стрельцовского рудного поля

Таким образом, по результатам анализа данных многолетних наблюдений за волновыми и деформационными процессами в районе геодинамического полигона Стрельцовского рудного поля были установлены некоторые закономерности изменения геомеханического состояния массива. Установлено, что в периоды низкой акустической активности в горном массиве показания нанобарографа и деформографа преимущественно не превышают значений 250 Па и 50 мкм соответственно.

В то же время, перед регистрацией горного удара 29 февраля 2016 года за несколько суток и в течение нескольких суток наблюдалось резкое понижение атмосферного давления относительного порогового уровня более чем на 300 Па и многократное увеличение смещений в горном массиве более чем на 400 мкм. Выявленные граничные значения могут служить предвестниками крупных геодинамических явлений и использоваться для их прогнозирования.

#### Литература

1. Lugovoy V.A., Tsoi D.I., Rasskazov M.I., Kozhogulov K.C. / Deformation waves from distant earthquakes as a trigger mechanism for activating geodynamic processes in rock mass // VIII International Scientific Conference “Problems of Complex Development of Georesources” (PCDG 2020), Khabarovsk, 08-10 сентября 2020г. (DOI: 10.1051/e3sconf/202019201022)



# ИССЛЕДОВАНИЯ ПАРАМЕТРОВ ГИРОСКОПИЧЕСКИХ МИКРОЭЛЕКТРОМЕХАНИЧЕСКИХ ДАТЧИКОВ В СТАТИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ

О.С. Громашева<sup>1</sup>, Д.А. Оськин<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup>Морской государственный университет имени адмирала Г.И. Невельского  
gromasheva@poi.dvo.ru, osykinda@msun.ru

Системы навигации, построенные на основе гироскопических устройств, имеют важное значение при переходе от моделирования перемещений подвижных объектов по поверхности к более сложным пространственным 3D моделям движения в атмосфере или водной среде.

В настоящее время широко используются измерительные устройства, основанные на микроэлектромеханических системах (МЭМС). Преимуществами данных устройств являются простота их использования, низкая стоимость, малые габариты, высокая надежность. Такие сенсоры обеспечивают стабильные показания в условиях изменяющейся внешней среды. Эти преимущества дают возможность применять МЭМС в различных сферах, включая разработку гироскопических систем, среди которых выделяются бесплатформенные инерциальные навигационные системы (БИНС).

При применении МЭМС возникают определенные сложности, которые связаны с тем, что сенсоры даже одной модели имеют разные технологические параметры. Это приводит к тому, что перед использованием каждый из сенсоров нуждается в предварительной тарировке, которая состоит в компенсации большей части систематической погрешности всей измерительной системы. Такая процедура основана на линейной коррекции данных при внешнем физическом воздействии [1].

В данном случае к систематическим погрешностям можно отнести:

- смещение нуля (zero offset) – состояние, когда воздействие отсутствует, но сигнал на выходе системы ненулевой;
- погрешности чувствительности (Sensitivity tolerance) сенсора – действительные значения градуировочных коэффициентов отличаются от приведенных в сопровождающей технической документации;
- нелинейность (Non-linearity) получаемых зависимостей для передаточных функций измерительного устройства – отклонение от линейной модели;
- влияние окружающей среды на температурный фон, характеристики магнитного поля, стабильность напряжения питания и др.

Калибровка МЭМС позволяет устранить основные систематические погрешности инерциальных датчиков. Возможен подход к тарировке как к процессу самонастройки на основе показаний комплементарных датчиков. Но, как правило, тарировка проводится на основе эталонных измерений. Именно этот метод мы предлагаем в нашей работе, исследуя смещение нуля измеряемых угловых скоростей для статического режима функционирования МЭМС. Поэтому для исследований была разработана экспериментально-измерительная установка, которая включает в себя плату с установленными МЭМС гироскопами CRM100 и CRM200 [2,3].

В экспериментальной установке сенсоры были связаны с микроконтроллером STM8 через цифровой интерфейс SPI.

Для исследования статических погрешностей работы датчиков используется одноосевой поворотный стол в закрепленном состоянии, на котором были расположены датчики угловых скоростей по 3 координатным осям.

Для выделения дрейфа нуля при исследовании статического режима работы МЭМС измерения угловых скоростей  $\omega_x$ ,  $\omega_y$ ,  $\omega_z$  проводились с помощью разработанной экспериментальной установки на различных по длительности временных интервалах с шагом по времени 0,1 с. Такой шаг дискретизации был определен использованием в эксперименте на начальном этапе имитатора сигналов судовых навигационных датчиков. В дальнейшем измерения проводились с более высокой частотой дискретизации. Данные датчиков считывались контроллером, сохранялись на SD носитель.

На рис. 1 приведены графики 2-часовых записей угловых скоростей, полученных в результате экспериментальных исследований: левый столбец  $\omega_x$ ,  $\omega_y$ ,  $\omega_z$  для первого датчика, правый столбец – соответственно для второго датчика.

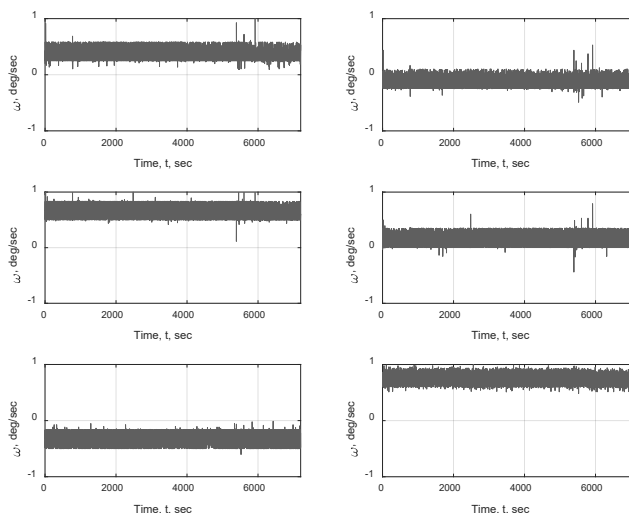


Рис. 1. Измеренные угловые скорости  $\omega_x$ ,  $\omega_y$ ,  $\omega_z$

Как видно из приведенных результатов, полученные значения угловых скоростей в статическом режиме существенно отличаются от нуля.

Для устранения дрейфа нуля необходимо выделить тренд, применив аппарат цифровой фильтрации [4].

Для нахождения локального среднего значения угловой скорости датчик помещается на неподвижную опору, после чего находится среднее по выборке с помощью усредняющего фильтра. Передаточная функция фильтра представлена соотношением:

$$W(z) = 1 - \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N z^{-j}$$

Результаты обработки с помощью усредняющего фильтра зависят от ширины окна фильтра, кроме того, величина локальной разницы между заданным смещением ноля и выходными значениями датчика в состоянии покоя определена длиной выборки.

Выбранный алгоритм фильтрации позволил центрировать результаты измерения угловых скоростей по каждой координате.

На рис. 2 приведены результаты осреднения (сплошной линией выделен тренд) и нулевой тарировки для  $N = 300$  отчетов.

Проинтегрировав результаты фильтрации, были получены значения действительных угловых положений.

На рис. 3 приведены проинтегрированные значения по каждой из измеряемых координат.

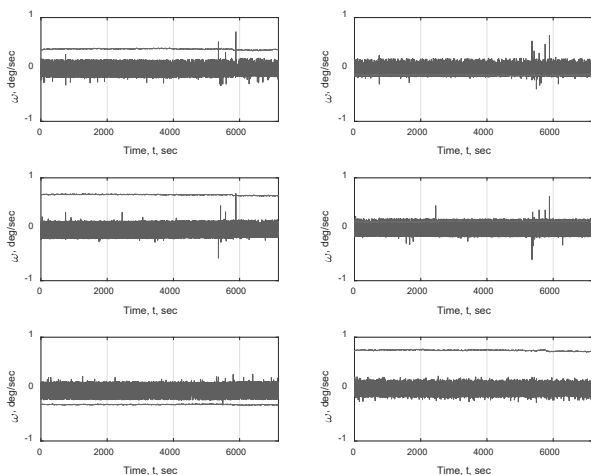


Рис. 2. Результат усреднения при N=300

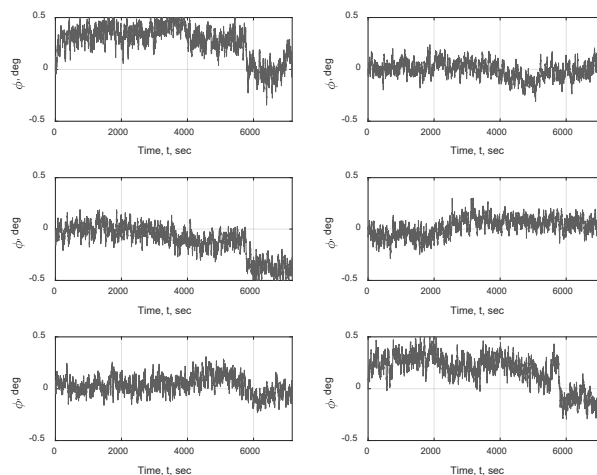


Рис. 3. Интервал усреднения – 300 отсчетов

Сопоставление результатов интегрирования показывает, что увеличение размеров выборки с 10 отсчетов до 300 приводит к росту флуктуации при определении углового положения.

Таким образом, анализ результатов показывает, что открытым является вопрос выбора оптимальной длины выборки, причем для каждого из типов датчиков. Каждая из модификаций МЭМС имеет свои технологические особенности.

Эффективное управление подвижными объектами требует высокой точности определения основных навигационных параметров состояния объекта. Точность зависит от качества датчиков навигационной информации, выполненных на основе МЭМС, а также выбранных алгоритмов обработки навигационных сигналов. Для устранения технологических погрешностей в работе предложен метод тарировки перед использованием МЭМС. Проведены исследования с помощью разработанной экспериментальной установки, которые позволили с помощью предложенного метода тарировки измерений угловых скоростей получить значения угловых положений для статического режима.

#### Литература

1. Gromasheva O.S., Bachinsky K.V. 'The improving accuracy of the hardware for the research acoustic 42KB4242romag seabed' Acoustics of the ocean. Reports of the XIV school-seminar. Acad. L.M. Brekhovskiykh, combined with the XXVI session of the RAO. M. GEOS. 2013. P. 267-271
2. Artem'ev A.V., Gromasheva O.S., Os'kin D.A. Ocenka drejfa giroskopicheskikh sistem, postroennyh na baze mikrojelektromehaničeskikh sensorov. Materialy 7-j Vserossijskuju nauchno-tehničeskiju konferenciju «Tehničeskie problemy osvoenija Mirovogo okeana» (TPOMO-7), Vladivostok, 2 oktjabrja – 6 oktjabrja 2017 g. Str. 310-314.
3. Artemiev A.V., Gorhkov A.A., Oskin D.A. and Gromasheva O.S. Assessment of Drift of Gyroscopic Systems Built on the Basis of Microelectromechanical Sensors. 2018 International Multi-Conference on Industrial Engineering and Modern Technologies (FarEastCon), Vladivostok, Russia, 2018, pp. 1-5. Doi: 10.1109/FarEastCon.2018.8602489. URL: <http://ieeexplore.ieee.org/stamp/stamp.jsp?tp=&arnumber=8602489&isnumber=8602430>
4. Громашева О.С., Оськин Д.А. Моделирование и исследование систем в SCILAB. Изд-во Информационно-полиграфический хозрасчетный центр ТИГ ДВО РАН. 2017. 260 с. ISBN 978-5-7442-1561-3

# РЕГИСТРАЦИЯ И ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЦУНАМИ

25 МАРТА 2020 ГОДА

Г.И. Долгих<sup>1</sup>, А.И. Зайцев<sup>2</sup>, С.Г. Долгих<sup>1</sup>, Е.Н. Пелиновский<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup>Специальное конструкторское бюро средств автоматизации морских исследований  
aizaytsev@mail.ru

25 марта 2020 года в 02 час 49 мин (по Гринвичу) восточнее Курильских островов вблизи острова Парамушир произошло сильное землетрясение с  $M=7.5$ . Оно вызвало слабое цунами на Камчатке и Курильских островах. По сообщениям очевидцев [1]. В г. Северо-Курильск (о. Парамушир) волна цунами пришла в 15:15 по местному времени (4:15 по Гринвичу), ее высота, определенная визуально, составила около 50 см. Жертв и разрушений не было. По информации с поста УГМС Сахалин в г. Северо-Курильск (о. Парамушир), первая волна цунами пришла в 15:04 по местному времени высотой 40 см и через 50 минут пришла вторая волна и еще через 60 минут – третья. Стоит отметить, что в это время над регионом проходил циклон и на море был шторм, но и на фоне шторма отчетливо выделялись большие волны, которые всеми представлялись как цунами. Оно было зарегистрировано буями системы ДАРТ. Волна цунами на ближайшую станцию ДАРТ пришла через 30 минут после землетрясения.

Землетрясение и скачок деформации, связанный с подвижками морского дна в очаге образования цунами, так же были зарегистрированы лазерным деформографом, установленным на морской экспериментальной базе ТОИ ДВО РАН «м. Шульца», вместе с координатами 42.58 С.Ш. 131.157 В.Д. на расстоянии почти 2150 км от эпицентра (Японское море, залив Петра Великого). На рисунке 3 представлена обработанная запись лазерного деформографа с длиной измерительного плеча 52,5 метра и ориентацией север-юг. Для выделения вариаций микродеформаций земной коры, вызванных цунамигенным землетрясением, из данных лазерного деформографа были вычтены вариации микродеформаций земной коры, вызванные колебаниями атмосферного давления, как описано в работе [2] По опыту регистрации прошлых землетрясений и цунами [3] уже через несколько минут после регистрации можно было говорить о возможной опасности цунами.

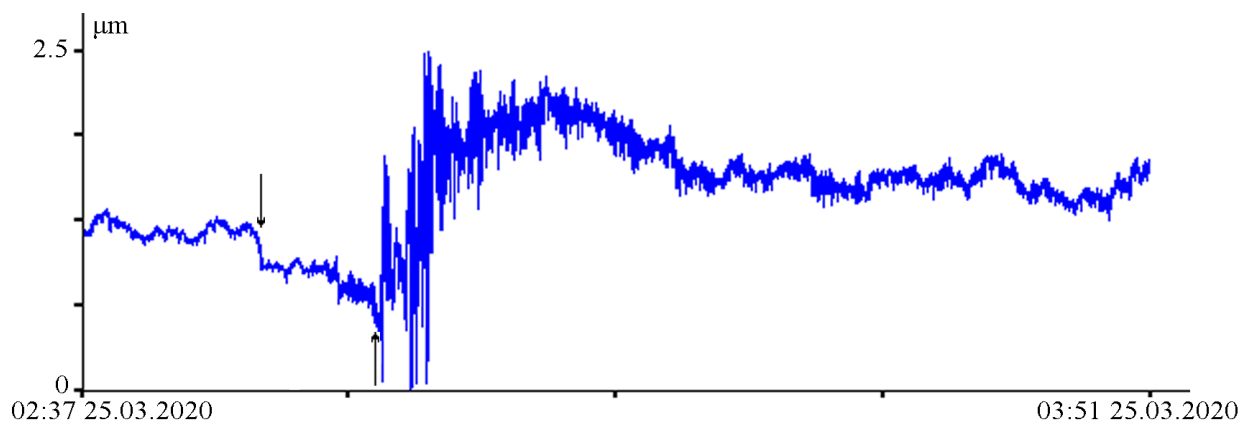


Рис. 1. Обработанная запись сигнала лазерного деформографа. Стрелкой вниз показано время землетрясения, стрелкой вверх показана регистрация деформационной подвижки, отображающая начало образования цунами

На записи лазерного деформографа землетрясение было зарегистрировано в 02:53 по Гринвичу и через 4 минуты было зарегистрировано начало деформационной аномалии, вызвавшей цунами. И уже через 15 минут после начала землетрясения можно было говорить о возникновении цунами.

Для численного моделирования очага цунами 25 марта 2020 года были использованы данные геофизической службы РАН. Используя доступную информацию о землетрясении, начальное смещение уровня моря в момент землетрясения рассчитано по формулам Окады [4]. Максимальный подъем уровня воды в очаге составляет 25 см и понижение уровня до 4 см. Расчет распространения волн цунами проводился с помощью вычислительного комплекса НАМИ-ДАНС [5], решающий систему уравнений мелкой воды в сферических координатах на вращающейся Земле с учетом силы трения. Численное моделирование проводилось на протяжении 6 часов. На берегу принимались полностью отражающие граничные условия, на мористых- условия свободного ухода волн. Распределение максимальных амплитуд волн за все время расчета показало, что основной удар цунами приходится на остров Парамушир.

Данные о регистрации землетрясения и цунами, полученные на трех буях системы ДАРТ обсуждаются и сопоставляются с результатами численного моделирования. Показывается, что согласие между рассчитанными и измеренными характеристиками цунами на буях ДАРТ оказывается очень хорошим.

Согласно записи лазерного деформографа, землетрясение было зафиксировано в 02:53 по Гринвичу и через 4 минут было зафиксировано начало деформационной аномалии, вызвавшей цунами. Кроме того, возникновение цунами уже было определено через 15 минут после начала землетрясения. Отметим, что станция регистрации расположена на расстоянии более 2000 км от источника. Волна цунами на ближайшую глубоководную станцию ДАРТ пришла через 30 минут. О регистрации цунами по этим данным можно «говорить» только через 40 минут.

Оперативные службы ГУ МЧС России по Сахалинской области после информации об опасности цунами сработали штатно. Люди были эвакуированы на специальные площадки, работы в прибрежной зоне приостановлены. Режим опасности был снят спустя более трех часов, работы возобновлены еще позже. Отметим, что по результатам наших исследований и обработки данных о незначительной угрозе цунами можно было сообщить через 20 минут после землетрясения.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ (19-55-15005, 20-05-00162) и гранта МД-148.2020.5

#### Литература

1. <https://sakhalin.info/news/186919>
2. Dolgikh G.I., Dolgikh S.G., Vasilevskaya L.N., Lisina I.A. Interaction of the atmosphere and lithosphere in the minute range of periods // *Doklady Earth Sciences*. 2020. V. 490. № 1. P. 18-22.
3. Dolgikh G.I., Dolgikh S.G., Kovalev S.N., Koren I.A., Ovcharenko V.V., Chupin V.A., Shvets V.A., Yakovenko S.V. Recording of deformation anomaly of a tsunamigenous earthquake using a laser strainmeter // *Doklady Earth Sciences*. 2007. V. 412. № 1. P. 74-76
4. Okada Y. Simulated empirical law of coseismic crustal deformation // *Journal of Physics of the Earth*. 1995. V. 43. P. 697-713.
5. Zaytsev A., Kurkin A., Pelinovsky E., Yalciner A.C. Numerical tsunami model NAMI-DANCE // *Science of Tsunami Hazards*. 2019. V. 38, No. 4. P. 151-168.

# РАЗВИТИЕ ДЕФОРМАЦИОННОГО МЕТОДА ОПРЕДЕЛЕНИЯ СТЕПЕНИ ЦУНАМИГЕННОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО ДАННЫМ ЛАЗЕРНОГО ДЕФОРМОГРАФА

С.Г. Долгих

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

Деформационный метод определения степени цунамигенности землетрясения заключается в регистрации деформационного скачка, характерного для цунамигенного землетрясения [1]. Впервые выявление деформационной аномалии на экспериментальных записях лазерно-интерференционных приборов было продемонстрировано в работе [2], где при анализе записи лазерного деформографа с длиной измерительного плеча 52,5 метра и ориентацией север-юг была выделена деформационная аномалия при регистрации цунамигенного землетрясения 26 декабря 2004 г в Суматре. Деформационный метод определения степени цунамигенности подводных землетрясений основан на дистанционном методе определения величины и характера смещения дна, возникающего в результате землетрясений, имеет преимущество, так как скорость распространения упругой волны на много больше скорости цунами и находится в пределах от 1 до 9 км/с [3]. Развитию данного метода посвящен этот доклад, где рассматриваются цунамигенные землетрясения, произошедшие в Индонезии, Чили и на западном побережье Северной Америки в период с 2010 по 2018 гг.

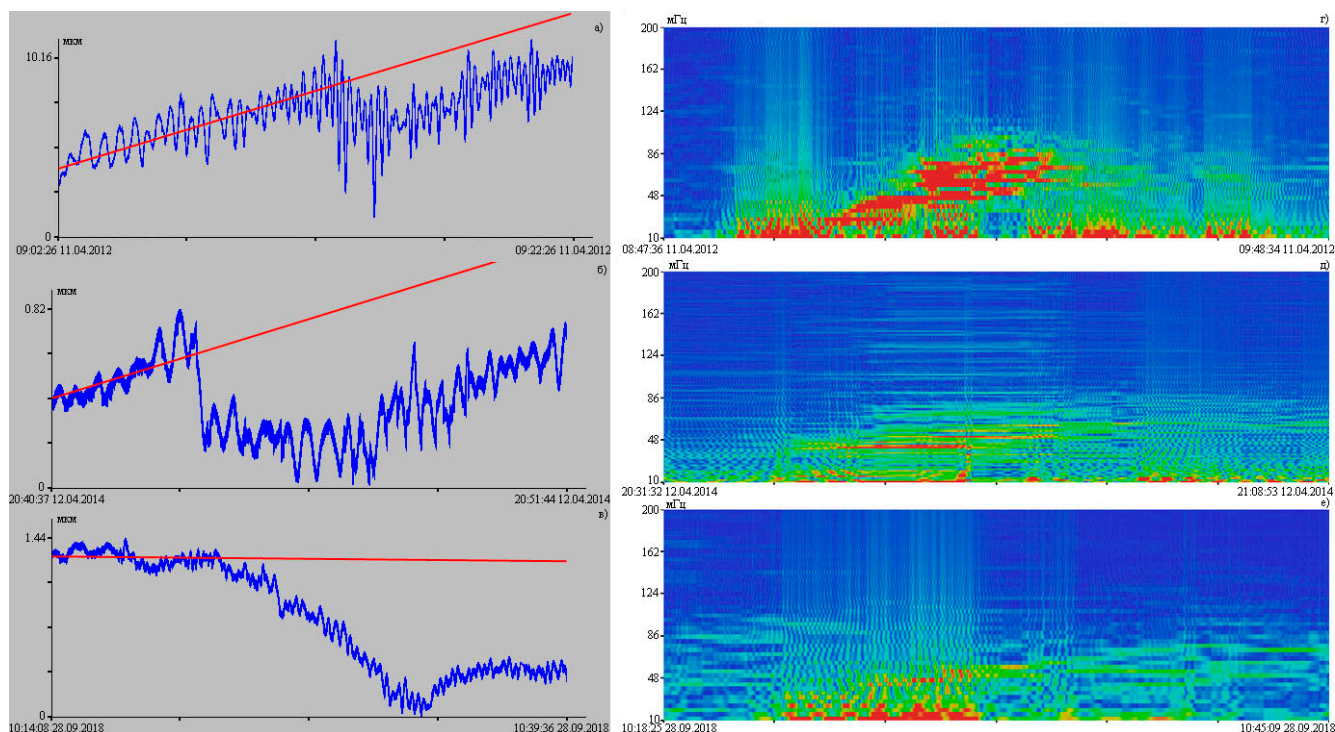


Рис. 1. Фрагменты записей и динамические спектрограммы 52.5-метрового лазерного деформографа за апрель 2012 года (а, г), апрель 2014 года (б, д) и сентябрь 2018 года (в, е).

На записях 52,5 метрового лазерного деформографа, входящего в состав сейсмоакустико-гидрофизического комплекса, установленного на МЭС ТОИ ДВО РАН

«м. Шульца», было выявлено три землетрясения в Индонезии в апреле 2012 года, апреле 2014 года и сентябре 2018 года, три землетрясения в Чили в феврале 2010 года, апреле 2014 года и сентябре 2015 года, три землетрясения на западном побережье Северной Америки в октябре 2012 года, январе 2013 года и сентябре 2017 года.

На рисунке представлены фрагменты записей и динамические спектрограммы 52.5 метрового лазерного деформографа в моменты землетрясений в Индонезии. На рисунке 1 а) и г) фрагмент записи и динамическая спектрограмма землетрясения 11.04.2012 г., которое произошло на западном побережье северной Суматры на глубине 20 км с магнитудой 8.6. На записи лазерного деформографа сигнал этого землетрясения был зарегистрирован почти через 18 мин. Учитывая расстояние от эпицентра землетрясения до места установки прибора средняя скорость составила 5.66 км/с. На динамической спектрограмме выделяются колебания с периодами от 30 до 14 с, характерные для землетрясения, а в более низкочастотной области присутствует сильное возмущение. На записи этого землетрясения присутствует деформационный скачок, характерный для цунамигенного землетрясения. На рисунке красным обозначена средняя линия направления записи лазерного деформографа при отсутствии скачка, но в момент землетрясения запись отклоняется от своего естественного направления, что и свидетельствует о цунамигенности землетрясения. Аналогичное поведение наблюдается на рисунках б) и д), где представлены фрагмент записи и динамическая спектрограмма лазерного деформографа в момент регистрации цунамигенного землетрясения 12.04.2014 г. Оно произошло вблизи Соломоновых островов на глубине 22.6 км с магнитудой 7.6. Для этого землетрясения средняя скорость упругой волны составила 5.58 км/с. Еще одно из рассматриваемых землетрясений произошло 28.09.2018 г. На глубине 20 км с магнитудой 7.5. Сигнал этого землетрясения и динамическая спектрограмма представлены на рисунке в) и е). Расстояние от эпицентра землетрясения до лазерного деформографа составило 4800 км, а средняя скорость распространения упругой волны составила 5.49 км/с. На динамической спектрограмме наряду с колебаниями от землетрясения с периодами около 20 с присутствуют колебания в более низкочастотной области. Анализ динамических спектрограмм трех землетрясений показал, что совместно с колебаниями самого землетрясения, которые просто «трясут» землю, присутствуют колебания в более низкочастотной области, которые и вызывают цунами. Аналогичные картины были обнаружены при рассмотрении цунамигенных землетрясений в Чили 27.02.2010 г на глубине 22.9 км, 01.04.2014 г на глубине 25 км, 16.09.2015 г на глубине 22.4 км, а также 28.10.2012 г на глубине 14 км на юго-западном побережье Канады, 05.01.2013 г на глубине 8.7 км у берегов Аляски (США) и 08.09.2017 г на глубине 47.4 км у берегов Мексики.

Для оценки смещений произошедших в очаге землетрясений используются модели о конечных разломах, созданные USGS NEIC в которых используется кинематический подход. Где для расчета используются как объемные Р и S волны, так и поверхностные волны Рэля и Лява. Для оценки коэффициента затухания величины смещения в очаге воспользуемся расчетными величинами смещений и смещениями зарегистрированные лазерным деформографом в момент регистрации землетрясений. Для расчета коэффициентов затухания воспользуемся формулой для расчета амплитуды колебаний на исследуемом расстоянии [4]:

$$A = A_0 e^{-\frac{1}{2}\mu x},$$

где: А – амплитуда в месте регистрации, А<sub>0</sub> – начальная амплитуда, μ – коэффициент затухания, x – расстояние.

Таблица 1 Расчетные смещения, смещения, зарегистрированные лазерным деформографом, и коэффициенты затухания.

Дата	Место	Расчетное смещение, м	Смещение на деформографе, мкм	Коэффициент затухания
27.02.2010	Чили	10.5	1.11	0.033
11.04.2012	Индонезия	5.4	2	0.026
28.10.2012	Канада	1.5	0.4	0.032
05.01.2013	США	3	0.8	0.032
01.04.2014	Чили	8	1	0.032
12.04.2014	Соломоновы острова	0.8	0.4	0.027
16.09.2015	Чили	3.2	0.6	0.026
08.09.2017	Мексика	4	0.5	0.034
28.09.2018	Индонезия	1.8	1	0.027

Из полученных расчетов следует, что коэффициенты затухания для всех из рассмотренных цунамигенных землетрясений примерно одинаковы. Средний коэффициент затухания равен 0.03. Незначительное отличие этих коэффициентов друг от друга связано со строением верхнего слоя земной коры на пути от эпицентра землетрясения до места установки лазерного деформографа.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке темы “Изучение фундаментальных основ возникновения, развития, трансформации и взаимодействия гидроакустических, гидрофизических и геофизических полей в Мировом океане”.

#### Литература

1. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Ковалев С.Н., Овчаренко В.В., Чупин В.А., Швец В.А., Яковенко С.В. Деформационный метод определения цунамигенности землетрясений // Доклады Академии наук. 2007. Т. 417. № 1. С. 109-112.
2. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Ковалев С.Н., Корень И.А., Овчаренко В.В., Чупин В.А., Швец В.А., Яковенко С.В. Регистрация деформационной аномалии цунамигенного землетрясения лазерным деформографом // Доклады Академии наук. 2007. Т. 412. № 1. С. 104-106.
3. Sepúlveda, I., Liu, P. LF., Grigoriu, M., & Pritchard, M. Tsunami hazard assessments with consideration of uncertain earthquake slip distribution and location//Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2017. №122. С. 7252–7271.
4. Кайгородский А.И. Введение в физику. 1973. 685 с.



# ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТОЯНИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В ТАТАРСКОМ ПРОЛИВЕ В ЛЕДОВЫЙ СЕЗОН 2020-2021 ГГ.

Д.В. Дорофеева, В.М. Пищальник

ФГБОУ ВО «Сахалинский государственный университет»  
Dariadorofeyeva26@gmail.com

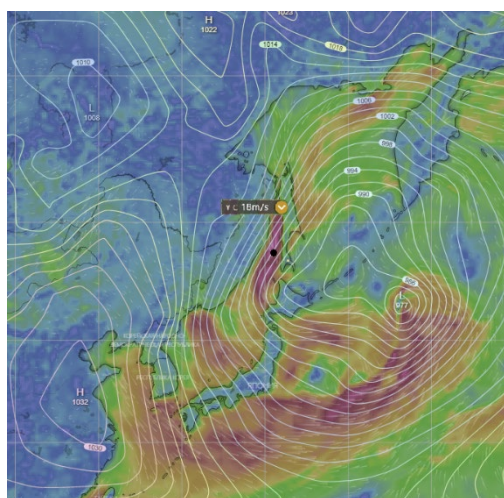
В работе выполнен анализ внутрисезонного хода ледовитости Татарского пролива в ледовый сезон 2020-2021 гг. в сравнении с сезонными вариациями ледовитости для современной климатической нормы 1991-2020 гг. с учетом различных типов зим. Вычислены даты наступления ледовых фаз.

В XXI веке в Северном полушарии происходят существенные климатические изменения, связанные с повышением температуры атмосферы, что обуславливает уменьшение площади ледяного покрова. Данное обстоятельство, в свою очередь, открывает новые возможности для судоходства по Северному морскому пути и на акваториях дальневосточных морях, имеющих сезонный ледяной покров [1].

Над акваторией Татарского пролива в зимний период преобладают ветра северных румбов, что в сочетании с макрорельефом берегов создает эффект аэродинамической трубы (рис. 1), что обуславливает одновременно и, непрерывный процесс ледообразования на всей акватории пролива, и дрейф ледяного покрова в южном направлении, и увеличение толщины льда по мере смещения его в южные широты, что, в свою очередь, создает сложные условия для судоходства.

Использование спутниковой информации существенно изменило возможности изучения ледового режима, благодаря регулярности съемок и их независимости от погодных условий и освещенности. В настоящем исследовании использованы данные из постоянно пополняемой электронной базы многолетних данных по ледовому режиму, сформированной в Научно-исследовательской лаборатории дистанционного зондирования Земли Сахалинского государственного университета и Российской академии наук [2].

Расчет ледовитости произведен с помощью программного комплекса «ЛЁД» [3] по цветокодированным картам-схемам ледяного покрова [4]. Величина ледовитости за сезон рассчитывалась усреднением значений за каждый календарный месяц в период с декабря по апрель для всей акватории пролива и его ледовых зон (рис. 2): северной Т-1 (42.4 км<sup>2</sup>), юго-западной Т-2 (34.4 км<sup>2</sup>) и юго-восточной Т-3 (30.7 тыс. км<sup>2</sup>) [5].



Анализ изменчивости ледовитости выполнялся по расчётным (нормированным) значениям аномалий, вычисленным относительно климатической нормы 1991-2020 гг. Для оценки сложности ледовых условий принимали величину  $0,8\sigma$ , где  $\sigma$  – среднее квадратичное отклонение. Данная величина рекомендована в качестве допустимой ошибки в долгосрочных ледовых прогнозах, поскольку позволяет выделить действительно значимые отклонения от среднего или от прогнозируемой величины. К умеренному (У) типу условий отнесены годы, для которых величина нормированной аномалии ледовитости находится в диапазоне  $\pm 0,8\sigma$ , к суровому (С) типу — годы с положительными аномалиями, равными или большими  $0,8\sigma$ , к мягкому (М) типу — годы с отрицательными аномалиями, равными или меньшими  $-0,8\sigma$  [6].

По спутниковым наблюдениям в сезон 2020-2021 гг. проведен анализ сроков первого появления льда и устойчивого ледообразования, а также сроков первого и окончательного очищения ото льда. Данные сведения позволили не только скорректировать существующие представления о сроках начала и окончания ледового сезона, но и позволили оценить многолетние климатические изменения.

Согласно проведенным расчетам ледовитость всего Татарского пролива в ледовый сезон 2020-2021 гг. составила 18%, что существенно меньше среднего значения (29%), соответствующего современной климатической норме. Аналогичный характер изменения ледовитости наблюдался и в северной ледовой зоне (17% и 24% соответственно). Ледовитость юго-западной и юго-восточной ледовых зон (Т-2 и Т-3) в минувший ледовый сезон находилась в пределах точности расчета (1 – 4%). Тип зимы для всего пролива и его ледовых зон классифицирован как мягкий.

На фазе ледообразования, нарастание площади льда во всем проливе и в его северной зоне происходило по типу мягкой зимы, с небольшими отклонениями до значений климатической нормы в первую декаду января и первую пентаду февраля (рис. 3). Резкое уменьшение ледовитости (с 23 до 19%), зафиксированное в конце февраля, было обусловлено активной циклонической деятельностью. В результате слияния двух циклонов 16 февраля в южной части Охотского моря сформировался и стационарировал в течение последующих 4-х суток обширный глубокий циклон (см. рис. 1), западная периферия которого накрывала Татарский пролив. В результате чего воздействие сильных и ураганных ветров со скоростями до 19-27 м/с продолжалось более 2-х суток. Вполне естественно, что при температурном фоне  $0 - -5^{\circ}\text{C}$  ледяной покров претерпел существенные изменения [7].

Ледовитость юго-западной ледовой зоны развивалась по типу мягкой зимы. Сезонный ход её имел волнообразный характер с соответствующими пиками в первую декаду января, а также первые пентады февраля и марта. Ледовитость юго-восточной зоны в исследуемый сезон достигла минимальных значений, что существенно расширяло возможности самостоятельного плавания судов.

По средним многолетним данным современной климатической нормы устойчивое ледообразование на акватории Татарского пролива начинается во второй декаде ноября, а завершается в заключительной декаде апреля, т.е. продолжается в течение примерно 163 суток или 16 декад. Аналогичные даты ледовых фаз наблюдаются в северной ледовой зоне. Продолжительность ледового сезона в 2020-2021 гг. во всем проливе составила 146 суток или 15 декад, что меньше среднемноголетних значений практически на половину месяца.

Средняя дата первого появления льда в юго-западной ледовой зоне в мягкие зимы приходится на 25 декабря, а дата окончательного очищения акватории на 15 марта. В настоящий ледовый сезон задержка образования льда составила 5 суток и на 5 суток раньше зафиксировано окончательное очищение акватории ото льда, т.е. в целом ледовый сезон сократился на 1 декаду относительно среднемноголетних значений. В юго-восточной ледовой зоне отмечено сокращение ледового сезона на 45 сут., относительно климатической нормы 1991-2020 гг.

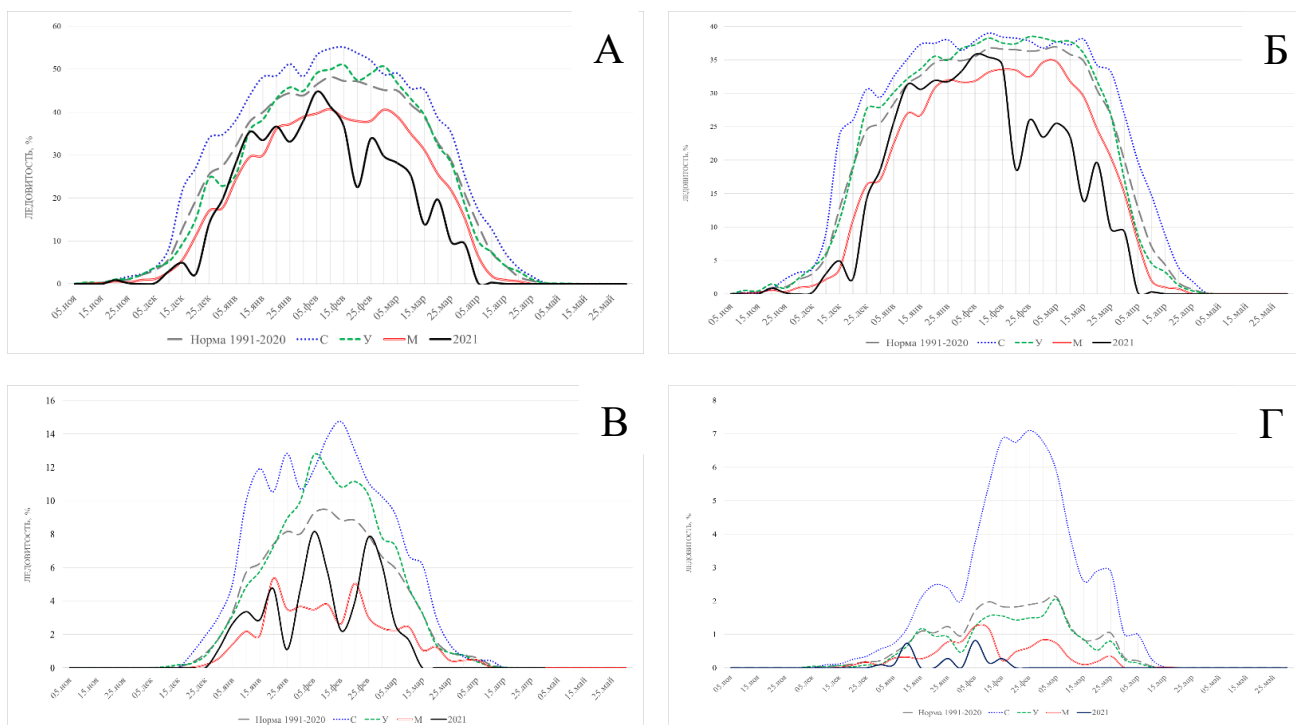


Рис. 3. Сезонная изменчивость ледовитости (в %) Татарского пролива в целом и его ледовых зон А – всего пролива; Б – северной ледовой зоны; В – юго-западной ледовой зоны; Г – юго-восточной ледовой зоны.

### Литература

1. Бирман Б.А., Бережная Т.В., Голубев А.Д. Основные погодно-климатические особенности Северного полушария Земли. 2018 год. Аналитический обзор. М.: ФГБУ «Гидрометцентр России». 2019. 79 с.
2. Цифровые технологии при моделировании природных процессов: коллективная монография / В. М. Пищальник, А. В. Леонов, И.Г. Минервин [и др.]; под ред.: В. М. Пищальника, А. В. Леонова. – Южно-Сахалинск: СахГУ, 2020. 164 с. ISBN 978-5-88811-617-3
3. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2015660472. Программный комплекс для расчета площади ледяного покрова в Охотском и Японском морях по данным ДЗЗ ПК «ЛЁД». Авторы: Пищальник В.М., Бобков А.О., Романюк В.А. Дата гос. Регистрации в Росреестре программ для ЭВМ 01 октября 2015 г.
4. <http://www.data.jma.go.jp>;
5. Минервин И.Г., Романюк В.А., Пищальник В.М., Трусков П.А., Покрашенко С.А., Районирование ледяного покрова Охотского и Японского морей // Вестник РАН. 2015. Т. 85. № 1. С. 24-32.
6. Юлин А.В, Бровин А.И. К вопросу о выделении градаций аномальности в рядах гидрометеорологических элементов // Труды ААНИИ. 1990. Т. 423. С. 84–88
7. <https://classic.nullschool.net/ru/#2021>

# ПОЛЕ ВОЛНЕНИЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ В ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ВЕТРОВЫХ УСЛОВИЯХ

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

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

<sup>2</sup>Дальневосточный региональный научно – исследовательский гидрометеорологический институт  
dubina@poi.dvo.ru

В августе и сентябре Приморский край оказывается под влиянием тропических циклонов, которые зарождаются в северо-западной части Тихого океана [1]. Циклоны редко выходят к Приморью в стадии тайфуна (максимальная скорость приземного ветра больше 64 узлов), но почти всегда порождают синоптическую ситуацию, связанную с опасными или катастрофическими явлениями, в первую очередь ливневыми осадками и штормовым ветром. Одно из таких редких событий произошло в сентябре 2020 г, когда на акваторию Японского моря сместился тайфун Musak (2009). В 18:00 Гр. Второго сентября максимальная скорость в нём возле центра составляла 40 м/с, а минимальное давление 955 мб (рис.1).

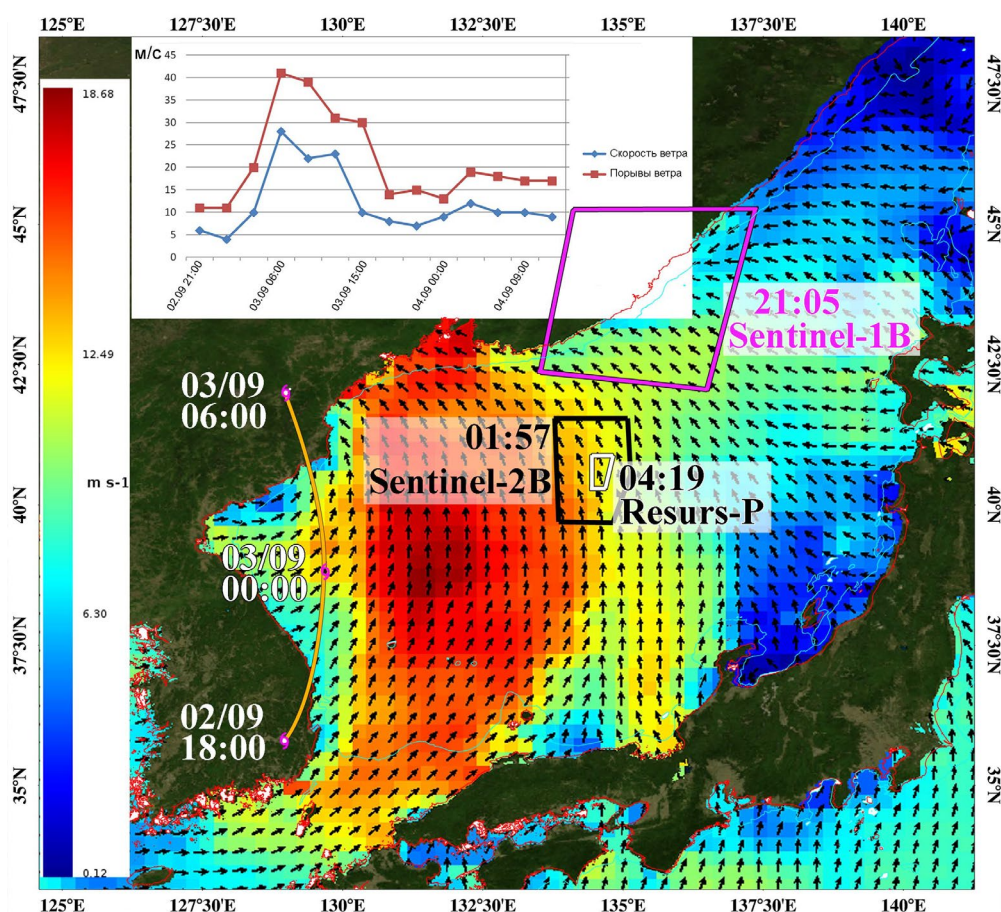


Рис. 1. Поле приводного ветра над Японским морем 3 сентября 2020 г. В 06 Гр. (Copernicus Marine Service). На врезке – скорость и порывы ветра на метеостанции «Владивосток-гора». Показаны: фрагмент траектории тайфуна Musak и границы спутниковых изображений

Максимальная скорость ветра, осреднённая за 10 минут, на метеостанции «Владивосток-гора» достигла в 16:00 местного времени (06 Гр.) 28 м/с (рис.1 врезка). А между сроками 13 ч и 16 ч местного времени был зарегистрирован порыв ветра 41 м/с, что является абсолютным рекордом для Владивостока. Скорость 40 м/с здесь отмечалась два раза: в ноябре 1942 и в мае 1970 [2]. Экстремальные ветро-волновые условия привели к тотальному разрушению береговой инфраструктуры и даже обрушению двух кекуров, которые простояли в воде залива не одну тысячу лет. В тот же день над Японским морем были выполнены съёмки со спутников: Sentinel-2В (01:57 Гр.) Ресурс-П1 (04:19 Гр.) и Sentinel-1В (21:05 Гр.) (рис.1). Поле волнения было восстановлено по спектральной волновой модели WAVEWATCH III version5.16 [3]. В докладе приводятся расчёты на 04, 05 и 21 Гр. Валидация длин волн спектрами, полученными по спутниковым изображениям, свидетельствует о занижении их значений в модели, что подтверждает полученные ранее результаты [4].

#### Литература

1. Тунеголовец В.П., Дубина В.А. О вероятности выхода тайфунов на советский Дальний восток // Тр. ДВНИГМИ. 1988. Вып. 141. С. 52-62.
2. Климат Владивостока / Л.: Гидрометеиздат. 1983. 248 с.
3. Tolman H. L. User manual and system documentation of WAVEWATCH III version5.16 / Technical Note 329 /NOAA/NWS/NCEP/MMAB. 2016. 361 pp.
4. Дубина В.А., Фищенко В.К., Вражкин А.Н. Зыбь в заливе Петра Великого по спутниковым изображениям // Физика геосфер: Одиннадцатый всероссийский симпозиум, 9-14 сентября 2019 г. Владивосток, мат. докл. ТОИ ДВО РАН. 2019. С. 81-85.

# ДИАГНОСТИКА ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ СПУТНИКОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

А.С. Еременко

Институт автоматизации и процессов управления  
academy21@gmail.com

Важным источником информации о состоянии атмосферы являются вертикальные профили температуры и влажности. Наиболее полно возможности применения профилей температуры и влажности атмосферы описаны в работах [1, 2, 3]. Благодаря тому, что микроволновое излучение обладает свойством прохождения сквозь плотный облачный покров, имеется возможность построения трёхмерных полей различных геофизических параметров ТЦ, таких как верхнеуровневые температурные аномалии (тёплое ядро ТЦ) [3], интенсивность ТЦ [4], градиентный ветер, оценка интегрального влагосодержания [5].

За последние годы произошло качественное улучшение характеристик радиометров, а также программных пакетов по расчёту профилей [6]. Возникает вопрос – возможно ли заменить методику Дворака посредством восстановления параметров ТЦ по данным микроволновых зондировщиков AMSU.

Для расчета вертикальных профилей температуры и влажности атмосферы по данным радиометров AMSU (спутники NOAA-15, -18, -19) используются европейские программные пакеты – AAPP, RTTOV и MetOffice-1Dvar. Профили рассчитываются на 43-х стандартных уровнях по вертикали. Для каждой точки, в зависимости от географических координат и времени года, определялось наиболее подходящее стандартное начальное приближение профиля из имеющихся в пакете RTTOV. В данной работе использовались только профили, для которых рекомендуемый порог по точности решения прямой задачи соблюдался для 15-ти и более каналов. Как показано в работе [7] данные профилей имеют приемлемую точность для расчёта давления.

Для оценки давления в ТЦ использовалась барометрическая формула:

$$P = P_0 e^{\left(\frac{-Mg\delta z}{RT_m}\right)} \quad (1)$$

где  $P$  – давление на верхней границе слоя;  $P_0$  – давление на нижней границе слоя;  $M$  – молярная масса газа;  $g$  – ускорение силы тяжести;  $\delta z$  – разность высот между изобарическими поверхностями;  $R$  – газовая постоянная;  $T_m$  – средняя температура слоя.

В работе анализировались данные вертикальных профилей для 20 различных ТЦ разной степени интенсивности. Для устранения зон в ТЦ, где может наблюдаться отсутствие данных по профилям (особенно в окрестности центра ТЦ) в силу их фильтрации до и после расчётов, а также для устранения влияния зон интенсивных осадков в ТЦ, был использован следующий подход. Для рассматриваемых координат центра ТЦ выбирались данные имеющихся вертикальных профилей в интервале  $\pm 6$  часов и осуществлялся расчёт осреднённого поля профилей для ТЦ. При этом осреднение производилось в системе координат по траектории движения ТЦ. Профили, попадающие на сушу или находящиеся на расстоянии от неё не более, чем в 25км, в расчётах не участвовали. Такой подход позволил свести к минимуму ситуацию отсутствия данных профилей в центре ТЦ и в зонах интенсивных осадков.

В результате было проанализировано более 360ти полей вертикальных профилей для 20ти выбранных ТЦ (2011 – 2012гг). Для каждого из которых был построен средний профиль вдоль радиуса и вычислено давление на уровне моря с поправкой на *insitu* измерения с

ближайших наземных метеостанций (рис. 1). Большое количество точек для радиуса более 200км. Обусловлено большим количеством профилей при движении от центра к краю ТЦ.

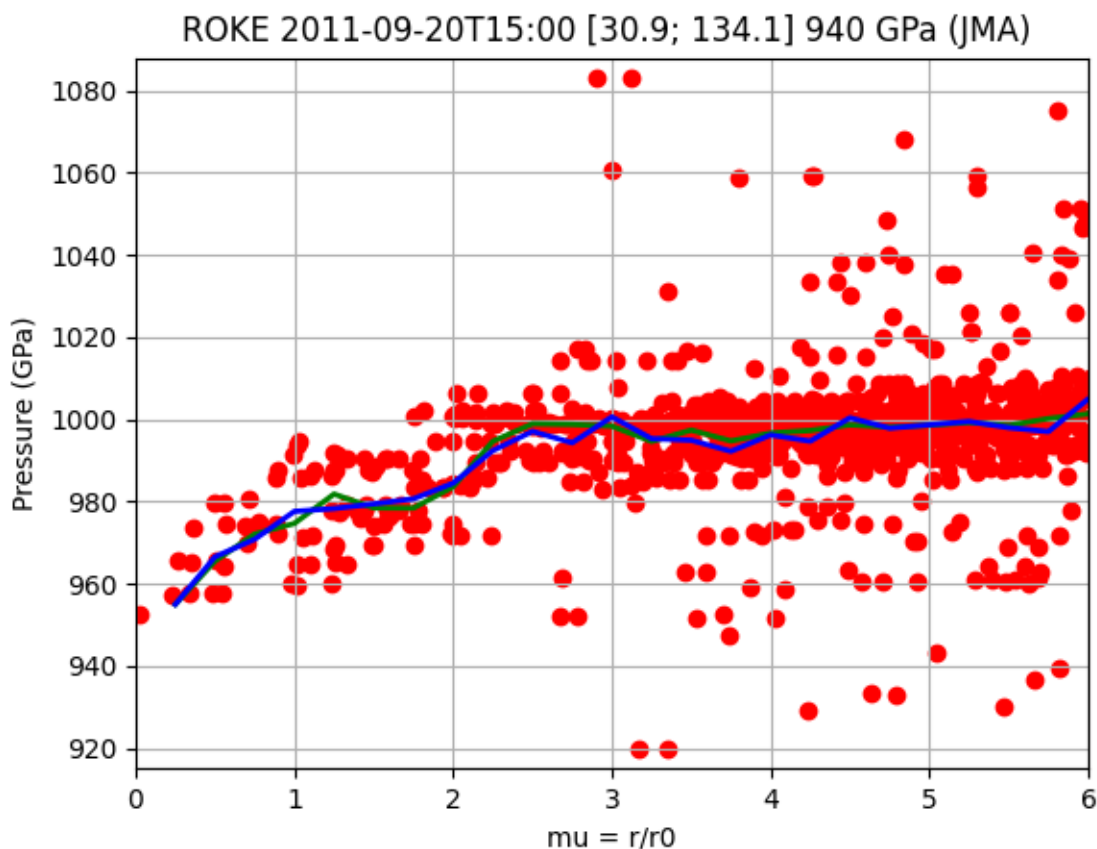


Рис. 1. Распределение вдоль радиуса давления на уровне моря в ТЦ ROKE 2011-09-20 15:00. Ось абсцисс – относительный радиус ТЦ, ось ординат – абсолютное давление в ТЦ на уровне моря. Синяя и зелёная линии – среднее и медиана давления на уровне моря соответственно. Оценка давления по JMA – 940ГПа, оценка по профилям – 950ГПа.

Для рассмотренных ТЦ оценки давления в центре на уровне моря согласуются с таковыми от JMA (Японского метеорологического агентства). При этом для устранения влияния разброса давления вдоль радиуса ТЦ, а также возможного отсутствия данных профилей в центре ТЦ предполагается использование модели интенсификации ТЦ Калашника [8] в дальнейших работах по тематике.

#### Литература

1. Bessho, K., M. DeMaria, and J.A. Knaff, 2006: Tropical Cyclone Wind Retrievals from the Advanced Microwave Sounding Unit: Application to Surface Wind Analysis // J. Appl. Meteor. Climatol. 45. P. 399–415. <https://doi.org/10.1175/JAM2352.1>
2. Brueske, Kurt F., Christopher S. Velden, 2003: Satellite-Based Tropical Cyclone Intensity Estimation Using the NOAA-KLM Series Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU) // Mon. Wea. Rev. 131. P. 687–697.
3. Stanley Q. Kidder, Mitchell D. Goldberg, Raymond M. Zehr, Mark DeMaria, James F. W. Purdom, Christopher S. Velden, Norman C. Grody, and Sheldon J. Kusselson. Satellite Analysis of Tropical Cyclones Using the Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU) // Bulletin of the American Meteorological Society. V. 81. Issue 6. P. 1241 – 1259.
4. Shi, Q. (2014). Estimate of Tropical Cyclone Parameters Based on Microwave Humidity Sounders. URL: [http://purl.flvc.org/fdu/fdu\\_migr\\_etd-8887](http://purl.flvc.org/fdu/fdu_migr_etd-8887)

5. Lei Shi, Jessica L. Matthews, Shu-peng Ho, Qiong Yang and John J. Bates Algorithm Development of Temperature and Humidity Profile Retrievals for Long-Term HIRS Observations // Remote Sens. 2016. 8(4). P. 280. Doi:10.3390/rs8040280
6. Reale A., Tilley F., Ferguson M.& Allegrino A. NOAA operational sounding products for advanced TOVS // International Journal of Remote Sensing. 2008. 29:16 P. 4615-4651. DOI: 10.1080/01431160802020502
7. A. S. Eremenko and V. A. Kachur Calculation of Pressure in Tropical Cyclones Using Satellite Data // Russian Meteorology and Hydrology. 2019. V. 44. No. 9 P. 588–593. DOI: <https://doi.org/10.3103/S1068373919090024>
8. Калашник М.В., Калашник А.М. Аналитическая модель интенсификации тропического циклона // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47. № 6. С. 829–844.



# ОЦЕНКА ТЕЧЕНИЯ ПО ВИДЕОПРОЕКЦИИ ПОЛУЧЕННОЙ СО СТАЦИОНАРНОЙ ПОДВОДНОЙ КАМЕРЫ

**А.В. Зацерковный**

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева

avz@poi.dvo.ru

Наблюдение за пассивным движением мелких объектов широко применяется для визуализации течений в экспериментальной гидродинамике, медицине [1, 2, 3]. Методы PIV (Particle Image Velocimetry, [1, 2]) обычно предполагают специальную подсветку и частицы, выбранные так, чтобы гарантировать качество визуализации при данном освещении. На подводном видео снятом в естественных условиях, человек также может «видеть» направление и скорость потока оценивая движение частиц (планктона, водорослей, и т. П.). Этот же принцип работает, когда человек «видит» направление и силу ветра при снегопаде.

В данном докладе описан алгоритм оценки направления течения по видеопроекции, полученной со стационарной подводной камеры. Алгоритм основан на оценке траекторий большого количества мелких объектов.



Рис. 1. Траектории частиц, накопленные за 600 кадров при направленном течении и оценка «исчезающей точки» (красный круг) из которой направлено течение.

Сейчас доступно множество нейросетевых моделей выполняющих оценку траекторий объектов по видеопроекции (VOT, Visual Object Tracking, [4]). Однако, такие модели обычно обучаются на распознавании относительно крупных сущностей. То-есть коэффициенты моделей оптимизированы для минимизации ошибки при определении траекторий традиционных целей машинного зрения (например, принадлежащих одному из 80 классов набора COCO). Для таких целей созданы и развиваются достаточно крупные наборы обучающих данных, открытых для использования. Чтобы использовать модель на других типах объектов, нужно, как минимум, собрать набор данных для этого типа и переучить модель. Но получение метаданных описывающих расположение объектов даже на отдельных

изображениях обычно является довольно трудоёмким процессом. Есть и другие сложности с использованием доступных VOT моделей для восстановления траекторий частиц. Применение таких моделей требуют значительных вычислительных затрат, особенно, если отслеживаемых объектов много. Ещё проблема – небольшой размер отслеживаемых частиц, которые часто представлены лишь несколькими смежными точками на отдельном фрейме. Такое описание редко позволяет гарантировать распознавание конкретной частицы на фрейме, если не учитывать историю.

В докладе описан метод определения проекции траекторий частиц по видео, эксплуатирующий специфику пассивного движения большого числа мелких объектов. Полученный набор описаний траекторий используется для вычисления оценки направления течения, с применением оценки матрицы камеры, свойств проективного преобразования и «исчезающей точки», получаемой линейной экстраполяцией траекторий. Метод был ранее описан в [5]. В данном докладе описание расширено. В частности, метод использован не только с видео в разрешении FullHD, но и с 4k видео. В работе используются видео, полученные в рамках проекта [6].

### Литература

1. Adrian R.J., Twenty years of particle image velocimetry// Experiments in Fluids. 2005. 39. С. 159–169. DOI 10.1007/s00348-005-0991-7.
2. Melling A. Tracer particles and seeding for particle image velocimetry // Measurement Science and Technology. 1997. 8. С. 1406-1416.
3. 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. 18(3). С. 991–998.
4. Lu H., Wang D. Online Visual Tracking // Springer. 2019.
5. Зацерковный А.В. Автоматическая оценка течения в морской воде по видеопроекции, полученной с подводной камеры // Материалы конференции «Технические проблемы освоения мирового океана». 2019. С. 276-278.
6. [Электронный ресурс] Система оперативного научного мониторинга залива Петра Великого (ТОИ ДВО РАН) <http://www.poi.dvo.ru/live>.

# РЕГИСТРАЦИЯ ПРИХОДОВ ВОЛНЕНИЯ ЗЫБИ В АМУРСКИЙ ЗАЛИВ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД НА ОСНОВЕ ВИДЕОСЛЕЖЕНИЯ ЗА ВЕРТИКАЛЬНЫМИ ДВИЖЕНИЯМИ ЛЕДОВОЙ ПОВЕРХНОСТИ

П.С. Зимин, В.К. Фищенко, А.А. Гончарова, А.В. Голик

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

Специалистами отдела информационных технологий ТОИ ДВО РАН разработаны и применяются в исследованиях методики измерения волновых процессов на основе анализа в реальном времени видеотрансляций с прибрежных надводных и подводных камер [1, 2]. В работе [3] были представлены результаты выполненных в 2015 г. Видеоизмерений колебаний ледовой поверхности в бухте Алексеева (о. Попова. Зал. Петра Великого). Было отмечено присутствие в колебаниях льда практически всех систем колебаний уровня моря, ранее зафиксированных в летних измерениях, начиная с периодичности 4 мин 20 сек до суточных и полусуточных приливных колебаний. Впоследствии было выполнено еще несколько циклов зимних наблюдений, при которых в движениях льда помимо колебаний уровня моря иногда проявлялись периодичности, присущие волнению зыби. Этот факт может представлять интерес для специалистов, изучающих свойства морского льда в замерзающих в зимние месяцы бухтах, заливах, портах. Вполне понятно, что зыбь может вызвать колебания ледовой поверхности, если лед тонкий и кромка открытой воды находится не очень далеко от точки наблюдения. В настоящем докладе представлены результаты наблюдений откликов зыби в колебаниях ледовой поверхности в двух точках Амурского залива: в бухте Алексеева (зима 2018 г.) и на акватории напротив здания ТОИ ДВО РАН (зима 2021 г.)

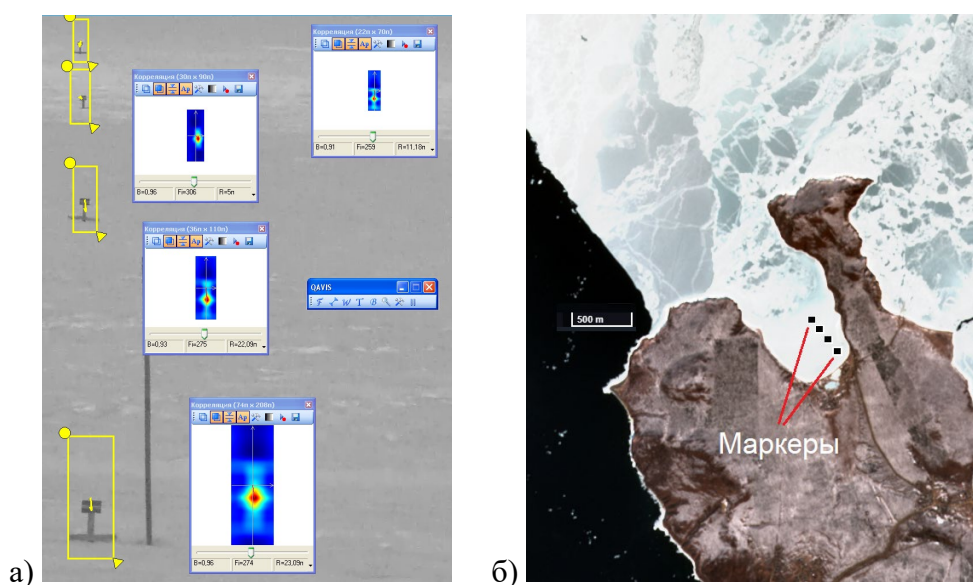


Рис. 1. Наблюдения в бухте Алексеева 23 февраля 2018 г.:  
а – регистрация сигналов вертикальных движений четырех маркеров;  
б – расположение маркеров на снимке со спутника Sentinel-2

На рис. 1,а демонстрируется процесс измерения колебаний ледовой поверхности в бухте Алексеева (23 февраля 2018 г., толщина льда 30-35 см, край открытой воды расположен за пределами бухты, примерно в 2.5 км от точки наблюдения). Анализируется в режиме реального времени видеотрансляция с камеры IP1536, установленной на берегу бухты. С

помощью программы QAVIS [4] регистрируются сигналы вертикальных смещения маркеров, установленных на льду на расстояниях 100, 200, 300 и 400 м от берега. Частота дискретизации сигналов 2 Гц. На рис. 1,б показано месторасположение маркеров на спутниковом снимке от 24 февраля 2018 г. (спутник Sentinel-2, сайт Европейского космического агентства <https://apps.sentinel-hub.com/eo-browser/>).

На рис. 2а приведены осциллограммы 6-часовых записей сигналов вертикальных движений маркеров h100, h200, h300, h400, установленных на соответствующих удалениях от берега. С учетом масштабного коэффициента 0.45 см / пиксел, определенного для плоскости расположения первого маркера, все четыре сигнала представлены в единой метрической шкале – сантиметрах. На рис.2б показаны низкочастотные области спектров Фурье, во всех них проявляются отклики сейшевых колебаний уровня моря с периодами 10.5 мин, 16.5 мин, 20 мин, 50 мин, 2 часа 12 мин.

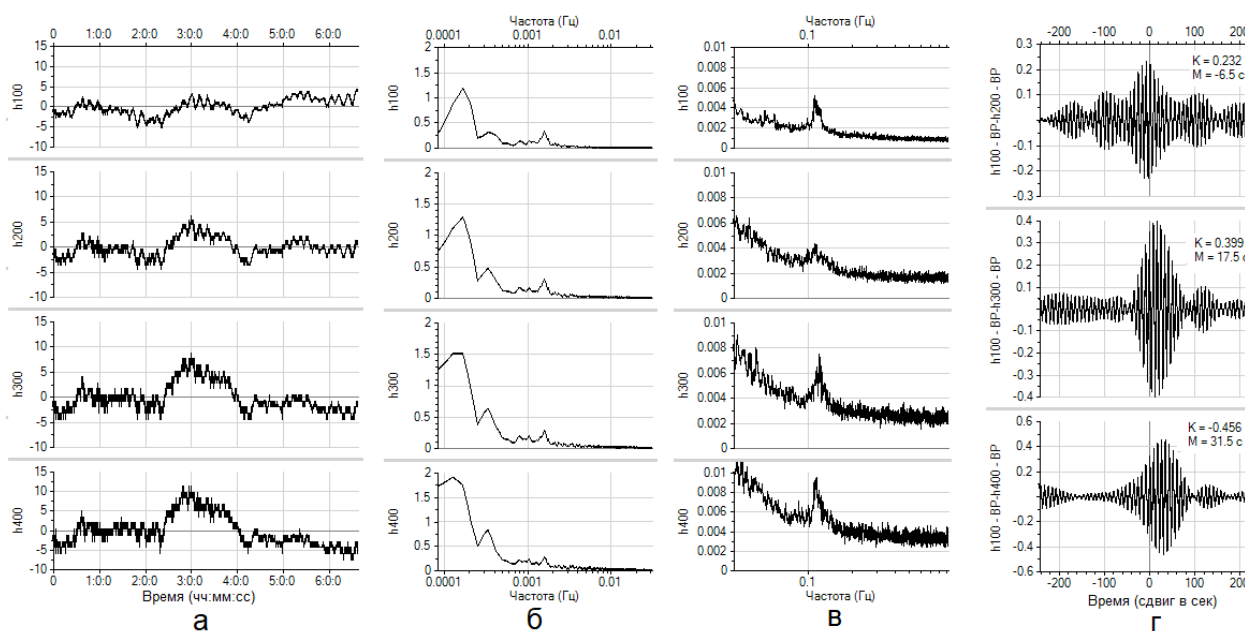


Рис. 2. Анализ 6-часовых записей сигналов колебаний ледовых маркеров в бухте Алексеева 23 февраля 2018 г.: а – осциллограммы сигналов; б – низкочастотные части спектров Фурье; в – высокочастотные части спектров; г – кросскорреляционные функции между компонентой зыби на первом маркере и компонентами на остальных трех маркерах.

На рис. 2в представлены высокочастотные области спектров Фурье. Во всех заметен пик, соответствующий периодичности 8.5 сек, характерной для волнения зыби. Отметим, что обсуждаемая 6-часовая запись является коротким фрагментом более длительной девятисуточной записи (17-26 февраля) и отклики зыби проявились только 23 февраля. На рис. 2г показаны кросскорреляционные функции между компонентой зыби на первом маркере и компонентами на остальных трех маркерах. Компоненты выделены методом частотной фильтрации. Наличие значимых корреляционных пиков вблизи нулевого временного сдвига подтверждает, что все компоненты есть проявления одного и того же волнового процесса. Положение максимумов корреляции подтверждает, что зыбь распространяется по направлению к МЭС о. Попова, проходя сначала точку h400, затем остальные.

Еще одним аргументом в пользу предположения, что в колебаниях льда проявилась именно зыбь, может служить сравнение с данными сейсмической станции, установленной на 65 км южнее, на мысе Шульца (зал. Посьета). Зыбь – масштабный процесс, как правило, она возникает в открытой части Японского моря вследствие штормов, и затем движется в сторону залива Петра Великого, постепенно заполняя все его бухты. Спектр волнения зыби узкополосный, основная частота зависит от силы и особенностей протекания шторма, обычно

в заливе она принимает значения от 0.08 до 0.2 Гц (периоды от 5 до 12 сек). В некоторых случаях базовая частота регистрируемой зыби медленно изменяется вследствие дисперсии волнового пакета при его движении от места возникновения в открытом море к месту наблюдения. Известно, что при выходе на крутой берег достаточно мощная зыбь может возбуждать в литосфере так называемые первичные микросейсмы, регистрируемые прибрежными сейсмическими станциями [5], их частота совпадает с частотой зыби. В составе системы научного мониторинга залива Петра Великого [6] есть широкополосная сейсмическая станции MSH, установленная в 2008 году на мысе Шульца специалистами Камчатского филиала Геофизической службы РАН. В своей горизонтальной компоненте ВНН, обращенной в сторону Японского моря, она хорошо регистрирует отклики приходящей в залив зыби [7]. Как можно видеть на рис. 1б, бухта Алексеева ориентирована в северо-западном направлении, поэтому приходящая с юга зыбь попадает в нее лишь вследствие эффекта рефракции, значительно ослабляясь по сравнению со свободно распространяющимися вдоль Амурского залива волнами. Тем не менее, даже в этих условиях в рассматриваемом случае зыбь вошла в бухту Алексеева и вызвала зафиксированные камерой колебания ледовой поверхности. На частотно-временной спектрограмме сигнала вертикальных движений льда в точке установки первого маркера h100 (рис.3а), видна яркая полоса, соответствующая периодичности 8.5 сек. На спектрограмме сейсмического сигнала ВНН на мысе Шульца (рис.3б), также видна полоса, примерно соответствующая этой же периодичности. Т.е. зыбь шла с юга, из открытой части Японского моря, последовательно пройдя мыс Шульца и затем бухту Алексеева.

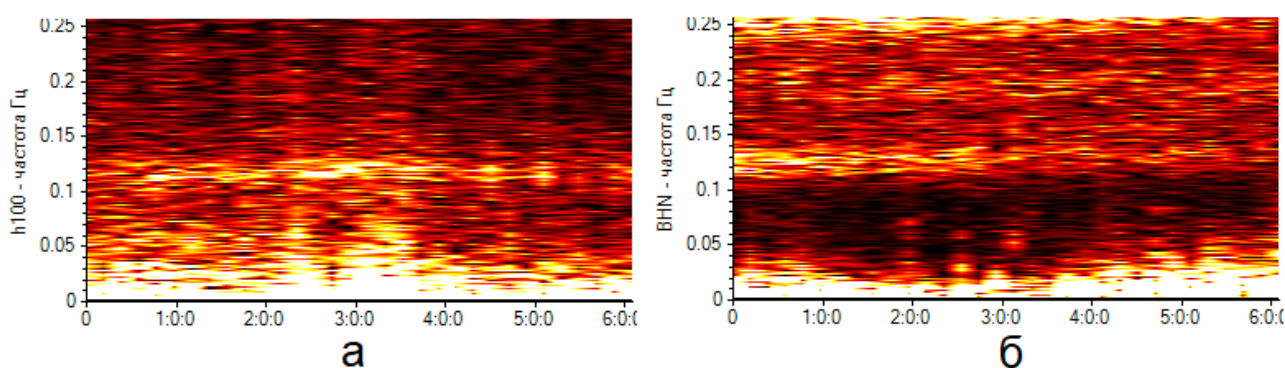


Рис. 3. Синхронная регистрация откликов зыби в спектрограммах сигнала вертикальных колебаний морского льда в бухте Алексеева (а) и сейсмического сигнала на мысе Шульца (б)

Зимой 2021 г. Были проведены тестовые наблюдения за колебаниями льда в Амурском заливе с помощью, дистанционно управляемой PTZ камеры Hikvision DS-AELW (оптическое увеличение 1X-30X), установленной на верхнем этаже здания ТОИ ДВО РАН. В камере было выставлено максимальное оптическое увеличение 30X. Кроме этого применялся режим цифрового увеличения, реализуемый в этой камере на основе бикубической интерполяции. Специальные маркеры на ледовой поверхности не устанавливались, для отслеживания вертикальных движений льда использовались естественные маркеры – трещины на льду, проталины на снежном покрове, тропинки рыбаков и т.д. При этом старались, чтобы в кадр попадали фрагменты береговых конструкций в качестве реперных объектов. Расстояние от камеры до ледовых маркеров было от 500 до 700 м, удаление маркеров от береговой черты 100-300 метров. Затем проводились стандартные измерения вертикальных движений ледовых маркеров с помощью инструментов Корреляция программы QAVIS. Поскольку контраст структурных неоднородностей на льду менялся в течение дня, это вносило в измеряемый сигнал неконтролируемые микросмещения в частотном диапазоне, характерном для сейшей. Поэтому колебания уровня моря в данном исследовании не анализировались, а рассматривалась только задача обнаружения в колебаниях льда откликов волнения зыби.

На рис. 4 демонстрируются два таких случая, зафиксированных в измерениях 30 января и 6 февраля 2021 г. На рис. 4а показаны анализируемая сцена и расстановка корреляционных

измерителей. Два верхних следят за вертикальными движениями неоднородности ледовой поверхности (сигналы  $H1(t)$  и  $H2(t)$ ). Нижний измеритель контролирует смещения в поле кадра «контрольного» объекта – фрагмента опорной мачты контактной сети, проходящей вдоль берега железной дороги (сигнал  $HC(t)$ ). На рис. 4б показаны осциллограммы 30 минутных записей сигналов вертикальных смещений ледовых маркеров H1, H2 и контрольного маркера HC, а также сейсмический сигнал BHN со станции на мысе Шульца. Видно, что поведение оптических сигналов отличается: контрольный сигнал колеблется возле нулевого уровня, ледовые сигналы синхронно сначала растут, потом убывают. В спектрах (рис. 4с) ледовых сигналов заметен пик, соответствующий периодичности 14 сек. В реперном сигнале пика нет. В спектре сейсмических колебаний этот пик, соответствующий 14-секундным первичным микросейсам, тоже заметен, хотя и менее ярко выражен на фоне очень мощных вторичных микросеймов. Таким образом, можно заключить, что в колебаниях ледовой поверхности было зафиксировано волнение зыби с периодом 14 сек. Такая долгопериодная зыбь очень редка для залива Петра Великого, она нами регистрируется в среднем 1-2 раза в год. Отметим, что по спутниковым данным с сайта <https://apps.sentinel-hub.com/eo-browser/> в это время акватория Амурского залива была полностью покрыта ледовым полем, граница с зоной дрейфующих льдов находилась в 18 км от места измерений (рис.5). Толщина льда в месте измерений составляла около 60 см.

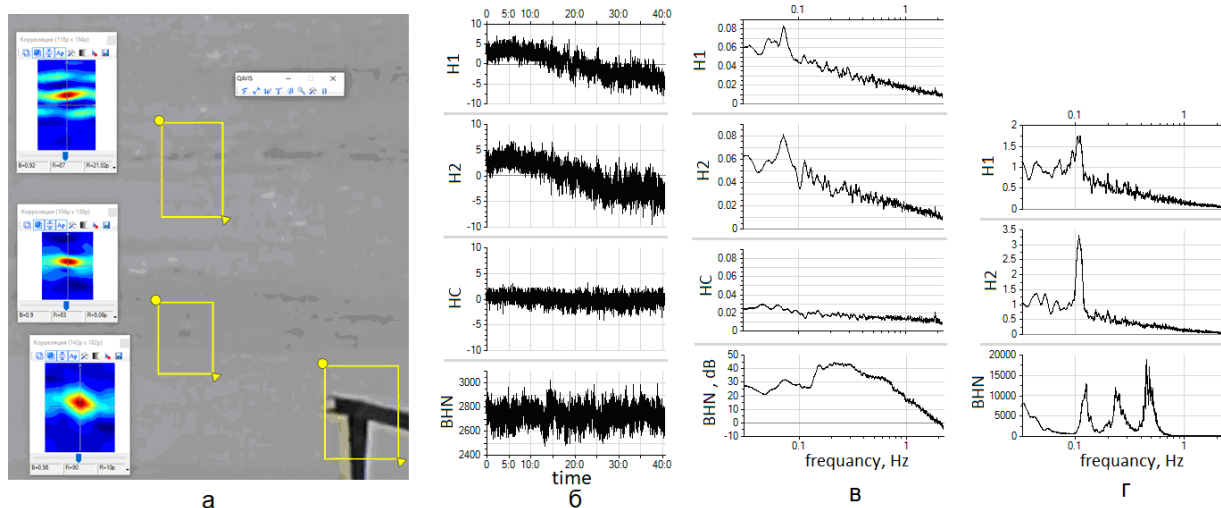


Рис. 4. Измерения и анализ вертикальных колебаний льда Амурского залива:  
 (а) – наблюдаемая сцена и расстановка инструментов QAVIS; (б) – осциллограммы сигналов вертикальных движений льда от 30 января 2021 г., BHN – сейсмический сигнал;  
 (с) – спектры; (д) – спектры сигналов, полученных в наблюдениях от 6 февраля 2021 г.

По данным сейсмической станции MSH зыбь с меньшими периодами (6 – 10 сек) несколько раз в течение зимы 2021г. Приходила в залив Петра Великого, однако не проявлялась в сигналах ледовых движений. 6 февраля впервые были зафиксированы колебания льда с периодом около 9 сек. На рис. 4в, пики в спектрах ледовых сигналов H1 и H2 видны очень отчетливо, низкочастотный пик в спектре сейсмического сигнала BHN на мысе Шульца подтверждает, что зарегистрирована зыбь с периодом около 9 сек. Проявилась она потому, что была намного мощнее, чем в предыдущих случаях.

В целом, считаем, что проведенные с помощью QAVIS зимние наблюдения в бухте Алексева (2018г.) и в Амурском заливе (2021 г.) указывают на возможность организации на замерзающих зимой прибрежных акваториях систематических наблюдений за движениями ледовой поверхности, обусловленными колебаниями уровня моря и волнением зыби.



Рис. 5. Изображение района зимних наблюдений со спутника Sentinel-2 от 8 февраля 2021 г. Красным отрезком отмечено расстояние от точки измерений до края сплошного ледового поля

#### Литература

1. Гончарова А.А., Суботэ А.Е., Фищенко В.К. Программный комплекс для исследования волновых процессов и течений по данным видеосъемки акваторий // Материалы докладов 8-го Всеросс. Симп. «Физика геосфер». Владивосток. 2013. С. 50-54.
2. Фищенко В.К., Зимин П.С., Голик А.В., Гончарова А.А. Использование систем стационарного подводного видеонаблюдения для оценивания параметров подводных течений и морского волнения // Подводные исследования и робототехника. 2020. № 2 (32). С. 62-73
3. Зимин П.С., Фищенко В.К., Суботэ А.Е., Подольский Л.А. Методика регистрации колебаний уровня моря в зимний период на основе видеослежения за вертикальными движениями ледовой поверхности // Физика Геосфер: Девятый Всероссийский симпозиум, 21-24 сентября 2015 г., Владивосток, Россия: мат. докл. / ТОИ ДВО РАН. Владивосток: Дальнаука. 2015. С. 90– 94.
4. Фищенко В.К., Гончарова А.А. Программа для ЭВМ “Программа экспресс-анализа изображений и видео (QAVIS)” // Свидетельство о регистрации № 2017611593. РФ. Бюл. 2017. № 2.
5. Longuet-Higgins, M.S. A theory of the Origin of Microseisms. Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A Math. Phys. Sci. 1950. 243. P. 1–35.
6. Фищенко В.К., Голик А.В., Гончарова А.А., Олейников И.С., Подольский Л.А., Суботэ А.Е. Развертывание киберинфраструктуры и элементов системы комплексного оперативного мониторинга побережья и акваторий залива Петра Великого // Материалы докладов 14-й Международной конференции «Методы и средства океанологических исследований». ИО РАН, 19-21 мая 2015 г., Москва. 2015. С. 322-325.
7. Фищенко В.К. Регистрация морского волнения береговыми сейсмическими станциями // Физика Геосфер: Десятый Всероссийский симпозиум, 23-29 сентября 2017 г., Владивосток, Россия: мат. докл. / ТОИ ДВО РАН. Владивосток: Дальнаука. 2017. С. 111– 120.

# КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РАЙОНЕ ОЗЕРА ХАНКА

А.Г. Коломиец, М.Д. Герасименко, Н.В. Шестаков, Г.Н. Герасимов

Институт прикладной математики  
kolm@iam.dvo.ru

С 2008 года наблюдается существенная нестабильность уровня воды в озере Ханка с тенденцией повышения её среднего уровня, рис. 1. Гидрологическую ситуацию в районе озера определяют следующие факторы: в районе озера расположен сложный артезианский бассейн [1]; неизвестен механизм изменения баланса водных масс озера [2]; систематические сбросы воды с сопредельных с РФ территорий [3]. Также район озера Ханка является сейсмически активным районом Приморского края. При этом в районе озера не проводились комплексные геофизические, сейсмологические, геодинамические и геодезические исследования, что может приводить к непредсказуемым техногенным и природным катастрофам и экономическому ущербу.

С осени 2017 года нами начаты комплексные геофизические исследования в районе озера: для наблюдения за вертикальными движениями земной коры заложены GNSS пункты на Лузановской сопке (оз. Ханка, Государственный природный биосферный заповедник «Ханкайский») и поселке Камень-рыболов; проанализированы данные системы GRACE [4], позволяющей составлять карты изменения гравитационного поля Земли; данные по изменению уровня воды в озере.

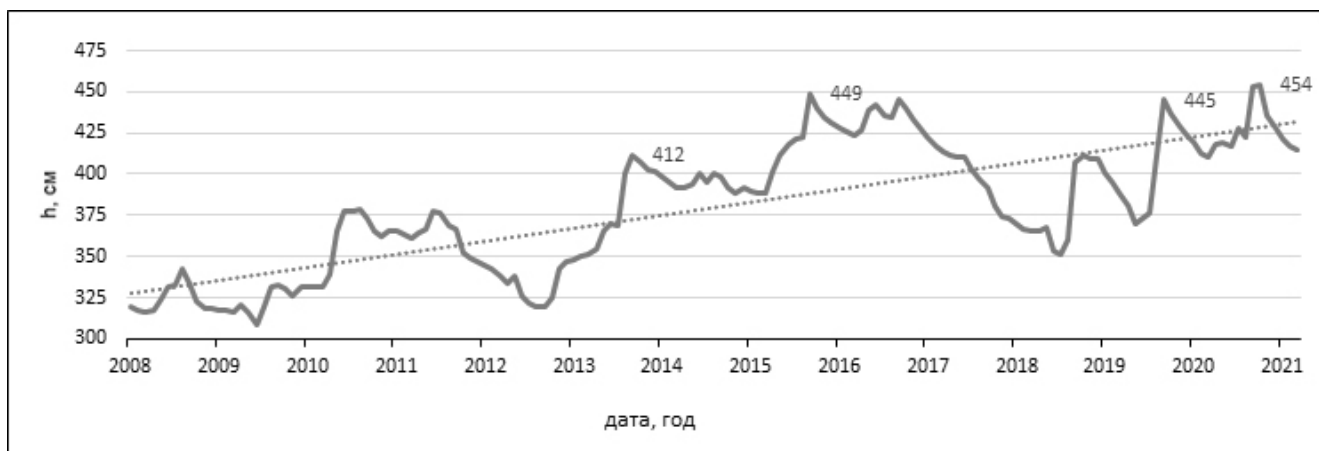


Рис. 1. Изменение уровня воды в озере Ханка за период 2008-2021 гг.

Анализ накопленных данных позволяет сделать следующие выводы. Увеличению уровня воды, представленному на рис. 1, соответствует увеличение гравитационного поля в данном районе рис. 2. За период 2008-2021 гг. увеличение уровня воды на 1,5 м привело к росту высоты геоида на величину 8.0 мм, видна связь изменения высоты геоида с периодическим сезонным изменением уровня воды во время паводков. На рис. 3. Представлены вертикальные движения GNSS пунктов, расположенных на сопке Лузановская и в посёлке Камень-рыболов – пункты опускаются, что соответствует изменению высоты геоида. Опускание имеет периодический характер и согласуется с периодическим изменением уровня воды за этот период, рис. 4. Скорость опускания пунктов, рассчитанных по линии тренда:  $-3 \pm 1$  мм/год за период с осени 2017 г. По январь 2021 г. Для пункта на сопке Лузанова;  $-11 \pm 2$  мм/год за период с осени 2018 г. По январь 2021 г. Для пункта Камень-рыболов.





Рис. 2. Изменение высоты геоида за период 2008-2021 гг.

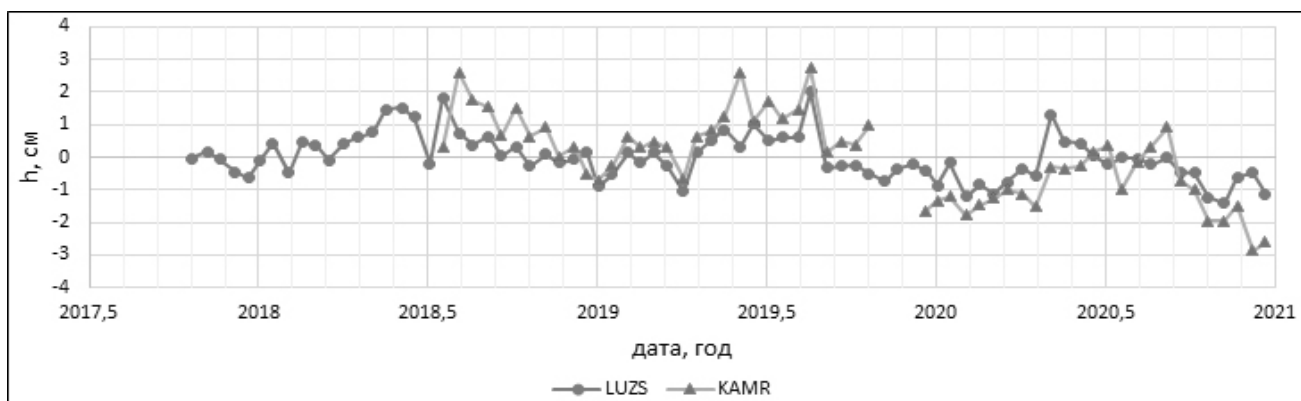


Рис. 3. Изменение высоты GNSS пунктов за период 2018-2021 гг.

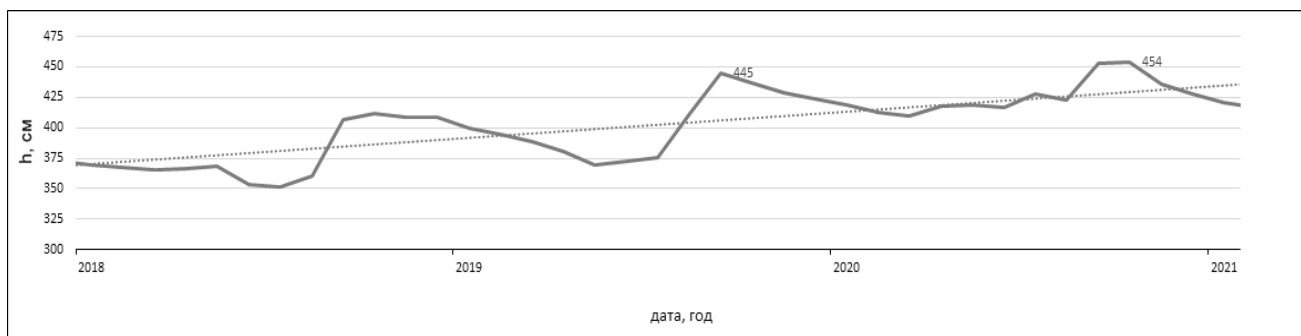


Рис. 4. Изменение уровня воды за период 2018-2021 гг.

Проанализирована методика [5] оценки влияния давления воды на вертикальные движения земной коры. Эта методика экспериментально проверена на практических данных крупных водоемов Сибири и позволяет установить связь изменения давления на поверхность Земли с упругими характеристиками земной коры и регистрацией изменений высоты земной поверхности по геодезическим данным. Проведенные расчёты для нашего случая показывают, что изменение уровня воды на 0,5 м должно приводить к изменению высоты пункта на 4 мм. Это значение хорошо согласуется с данными для пункта на сопке Лузановской, но меньше для пункта в посёлке Камень-рыболов.

На основании перечисленных фактов можно утверждать о том, что в районе озера Ханка происходят сложные и взаимосвязанные гидрологические, геофизические и геодинамические процессы.

Авторы выражают признательность Дальневосточному филиалу «ФГБУ РосНИИВХ» и лично его директору Бортину Н.Н. и сотруднику Горчакову А.М. за предоставленные данные о изменении уровня воды озера Ханка в 2008–2021 гг.

#### 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. <http://thegraceplotter.com>
5. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В. Периодические вертикальные смещения по геодезическим данным и упругие параметры земной коры // Изв. Вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. 2015. No 5. С. 20-26.

# МЕТОД ОПЕРАТИВНОГО ПАССИВНОГО АКУСТИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА СЕРЫХ КИТОВ В ЗОНЕ МОРСКИХ НЕФТЕГАЗОВЫХ ОБЪЕКТОВ

Е.С. Кондрашова, Л.Э. Карачун, А.Е. Малашенко

Специальное конструкторское бюро средств автоматизации морских исследований  
skb@skbsami.ru

Программа мониторинга серых китов и мест их обитания на шельфе Охотского моря включает в себя также и акустический мониторинг подводных природных и антропогенных шумов, т.к. для морских млекопитающих слух имеет значительно большее, чем зрение, значение как для ориентации в пространстве, так и для коммуникации друг с другом. Базовый принцип нефтяников — не беспокоить животных. Бурение скважин и сейсморазведка проходят в период отсутствия серых китов или на достаточной дистанции от них. Когда киты приближаются к буровой, положено прекращать работу [1].

Взрослый серый кит воспринимает и воспроизводит звуки в диапазоне от 7 до 9000 Гц [5], временная диаграмма которых представлены на рисунке 1.

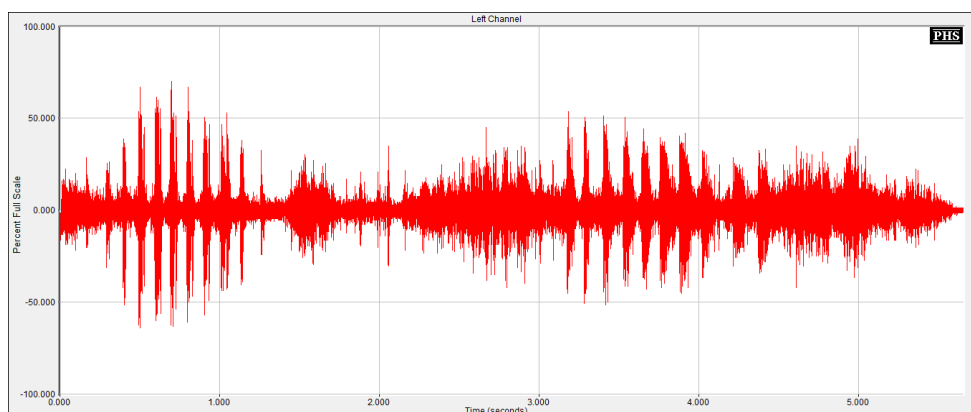


Рис. 1. Временная диаграмма звука, издаваемого серым китом [4]. (По данным findsounds.com.)

Эффективный метод одновременного оперативного наблюдения за несколькими китами (стаей китов) в любое время суток и в условиях ограниченной видимости (туман, дождь) — гидроакустический пассивный мониторинг с помощью нескольких специальных гидроакустических станций, объединенных в систему с передачей информации наблюдателям по радиоканалу через заякоренный радиобуй.

Установка трёх-четырёх гидроакустических станций дает возможность определять вхождение китов в опасную для них зону и своевременно подавать сигнал о прекращении работы. Одна из станций (ведущая) — координирует работу остальных станций по гидроакустическому каналу связи. При появлении в зоне чувствительности станции сигнала, параметры которого (спектр и корреляционная функция) соответствуют основным параметрам звука, издаваемого серым китом, станция определяет направление на источник сигнала и дает запрос через линию звукоподводной связи другим станциям на передачу ей данных по азимуту и спектру источника сигнала. В случае совпадения всех спектров она определяет, находится ли кит в опасной для него зоне, и если это так, подаёт на буровую сигнал о прекращении работ.

Предложенный метод акустической локации серых китов с помощью автономных гидроакустических станций, устанавливаемых в зоне промышленных морских нефтегазовых объектов, обеспечивает контроль нахождения серых китов в зоне одной станции на расстояниях до 15 км. Система из нескольких станций позволит проводить наблюдение за поведением серых китов на достаточно обширных акваториях, расширить базу данных по акустическим сигналам биологических объектов.

#### Литература

1. «Сахалинская Энергия». Стандарт по защите морской среды Ред.01. Приложение 6. Требования к охране морских млекопитающих.
2. Постоянно действующая экспедиция РАН по изучению животных Красной книги Российской Федерации и других особо важных животных фауны России. «Программа изучения ареала охотско-корейской популяции серого кита (*Eschrichtius robustus*) с использованием спутниковой телеметрии». Москва. 2009.
3. [www.sakhalin-1.com](http://www.sakhalin-1.com)
4. <https://ria.ru/20191225/1562823126.html>.
5. Рутенко А.Н., Гриценко В.А., Ущиповский В.Г. Типовой акустический сигнал, применяемый серым китом на шельфе острова Сахалин, и потери при его распространении в данной акватории. // Труды Всероссийской конференции «Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики». Спб.: ПОЛИТЕХ-ПРЕСС. 2020. С. 471-473.

# МЕЖГОДОВАЯ И ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СОЛЕННОСТИ ЛЬДА АМУРСКОГО ЗАЛИВА ПО ДАННЫМ НАТУРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Е.В. Кустова, А.Ю. Лазарюк

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
kustova\_e@poi.dvo.ru, lazaryuk@poi.dvo.ru

Наблюдения проводились в зимние периоды 2017-2019 и 2021 гг. в определенных точках на акватории Амурского залива (см. рис. 1). Керны морского льда вырезались с помощью кольцевого ледового бура. Их диаметр 16 см позволил избежать неточностей в определении интегральной солености полученных образцов льда из-за неравномерного пространственного распределения каналов рассола в их толще [1]. Непосредственно на месте отбора извлеченные керны распиливали на слои толщиной 5–6 см, которые помещали в герметичные пластиковые контейнеры и подвергали таянию при комнатной температуре в этих же контейнерах. Полученную жидкость после тщательного перемешивания пропускали через проточную систему зонда SBE-19plus (скорость прокачки не более 25 мл/сек при установленной частоте регистрации 4Гц). Точность определения солености указанным методом находится в пределах  $\pm 0,1$  psu (*practical salinity units*), что является приемлемым для решения поставленной задачи.

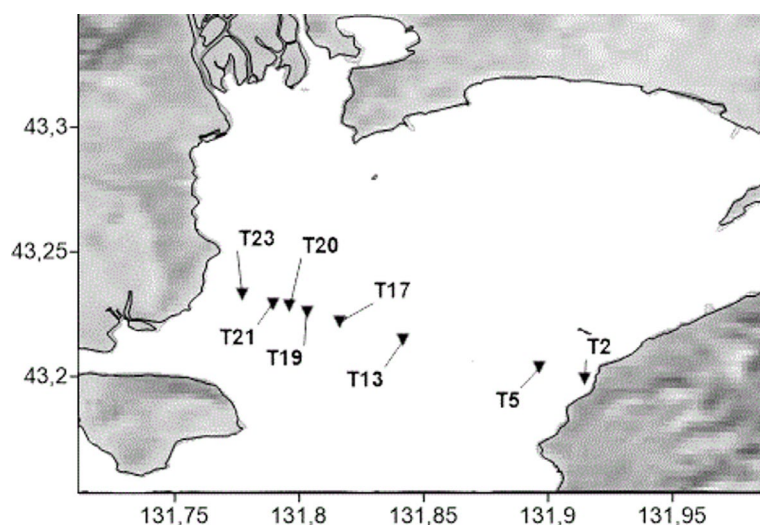


Рис. 1. Северная часть Амурского залива и положение точек отбора (станций) кернов льда

Метеоусловия в указанные зимние сезоны оценивались по данным архива <https://rp5.ru/>. В Таблице 1 представлены средние за период с 1 января по 7 марта значения температуры воздуха ( $T_a$ , °C) и количество осадков (мм) на метеостанции «Владивосток-гора». Наиболее теплым,  $T_a \approx -6,0$  °C, и малоснежным, с количеством осадков около 1 мм, оказался 2019 год. В этот год керны льда отбирались только на одной станции T2 из-за недостаточной толщины ледяного покрова на других точках отбора. Самым холодным был 2018 год,  $T_a \approx -11,1$  °C. Зимний сезон 2021 года имел среднюю температуру воздуха  $T_a \approx -10,3$  °C, но был снежным, с количеством осадков около 42 мм. В эти два года керны льда отбирались на пяти станциях: T2, T5, T13, T19, T23 в 2018 г. И в 2021 г — T2, T5, T13, T17, T21. А в 2017 году серии кернов извлекались в трех точках: T5, T13, T20.

При анализе профилей интегральной солености льда в отобранных кернах были исключены самые нижние, пористые слои, пропитанные морской водой (которая заметно повышала величину солёности полученной порции жидкости).

Таблица 1. Метеопараметры, количество извлеченных кернов и соленость морского льда Амурского залива по указанным годам за периоды с 1 января по 7 марта.

	2017	2018	2019	2021
Количество полученных кернов	23	39	9	39
Средняя температура воздуха, °С	-8,0	-11,1	-6,0	-10,3
Сумма градусо-дней мороза, °С	-525,5	-733,1	-399,1	-682,3
Количество выпавших осадков, мм	21	20	1	42
Средняя соленость по всем кернам, psu	5,7	6,0	5,4	5,8

По результатам исследования можно выделить схожие признаки распределения солености в ледовой толще в северной части Амурского залива:

- средние значения солености были близки к 6 psu ( $\pm 0,3$  psu);
- профили солености, как правило, имели С-образную форму в начале периода и меняли ее на L- и/или Z-образную к концу сезона, когда усиливается конвекция рассола;
- максимум солености располагался, преимущественно, в верхних слоях льда;
- минимум солености смещался от центральной части к нижнему приводному слою по мере нарастания льда;
- в конце холодного сезона усиливается конвекция рассола во льду [2], и положения экстремумов солености менялись местами;
- средняя интегральная соленость в отобранных кернах льда уменьшалась в течение всего периода наблюдений.

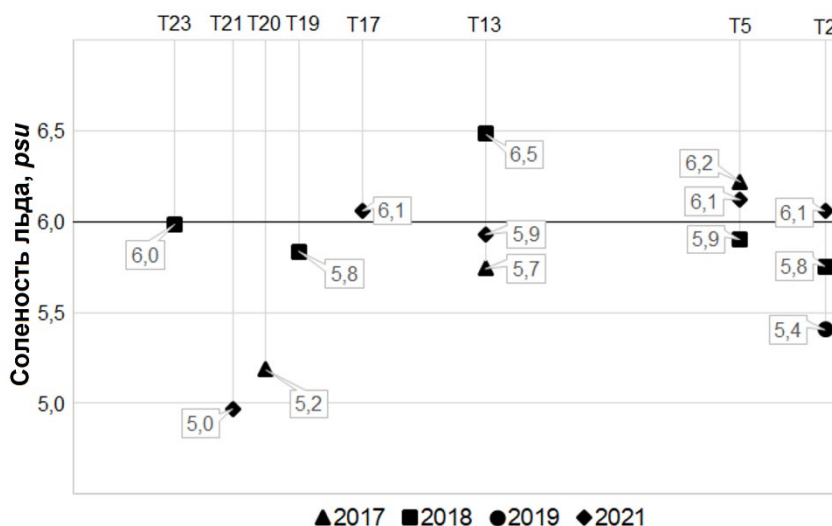


Рис. 2. Средняя соленость льда за период каждого года исследований на станциях

В то же время выявлены пространственные и временные различия в отобранных сериях кернов льда, обусловленных как погодными условиями, так и особенностями гидрологического режима исследуемого района северной части Амурского залива (рис. 2):

- точки T20-T23 расположены в зоне влияния стока реки Раздольной. Соответственно, в западном секторе района в исследуемых слоях льда средние значения солёности составили 5,2 psu в 2017 г. И 5,0 psu в 2021 г.;

– пониженная средняя соленость 5,4 *psu* также наблюдалась в точке Т2 в аномально теплую зиму 2019 г.;

– наиболее высокая средняя соленость льда (6,5 *psu*) наблюдалась в точке Т13 в 2018 г.

Процессы изменения формы профиля солености протекали тем быстрее, чем ближе расположена точка наблюдений к центральной линии залива: например, в 2017 году профиль изменился на L-образный в точке Т2 к 3 марта, а в точке Т13, расположенной на 6 км мористее, уже к 10 февраля. Начиная с точки Т19 и далее к западному берегу залива, трансформация из «С» формы в «L» снова замедлялась. Схожая картина наблюдалась и в 2018 году. В 2021 году профили солености имели С-образную форму только в начале периода. В январе-феврале обильные осадки (30 и 9 мм, соответственно) при сильном ветре сформировали толстый, но неравномерный снежный покров. Его таяние, вызванное аномальными колебаниями температуры воздуха, способствовало просачивания талой воды в толщу льда, и классическая «С» форма претерпевала сложную трансформацию. В 2019 году смена С-образного профиля солености на L-образный произошла к 20 февраля.

По результатам исследования можно заключить, что распределение солености в толще лед северной части Амурского залива зависит не только от погодных условий, но и от положения точки извлечения керн. Пространственная неоднородность ледяного покрова определяется особенностями гидрологического режима исследуемого района, а, именно, циклонической направленностью подледной фоновой циркуляции и стоком реки Раздольная. Температура воздуха и наличие толстого снежного покрова влияют на конвекционные процессы во льду и, как следствие, на распределение солености предсказуемым образом: низкие температуры снижают скорость развития конвекции, талые воды, образованные из снега, распресняют лед и смещают максимумы и минимумы солености во льду, образуя колебания в профиле солености. И здесь пространственная неоднородность ледяного покрова Амурского залива оказывает влияние на интенсивность конвективных процессов в его толще. Профили солености в кернах льда западной части залива трансформировались медленнее, чем в центральной и восточной частях.

#### Литература

1. Cottier F., Eicken H., Wadhams P. Linkages between salinity and brine channel distribution in young sea ice // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1999. Т. 104. №. С7. С. 15859-15871.
2. Carnat G., Papakyriakou T., Geilfus N.X. et al. Investigation on physical and textural properties of Arctic first-year sea ice in Amundsen Gulf, Canada, November 2007 – June 2008 (IPY-CFL system study) // *J. Glaciol.* 2013. Vol. 59. N 217. P. 819–837.

# СИНОПТИЧЕСКАЯ ДИНАМИКА ВОД СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ В ОСЕННИЙ ПЕРИОД (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ 57-ГО РЕЙСА НИС «АКАДЕМИК ОПАРИН»)

В.Б. Лобанов, А.Ф. Сергеев, Н.В. Шлык, А.А. Воронин, И.И. Горин, В. Цой, В.А. Горячев,  
Г.А. Крайников, С.А. Зверев, Я.Н. Рудых, Е.Н. Марьина, И.А. Прушковская,  
Н.Б. Лукьянова, А.С. Теличко

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
[sergeev@poi.dvo.ru](mailto:sergeev@poi.dvo.ru)

Экспедиция рейса № 57 НИС «Академик Опарин» была организована Тихоокеанским океанологическим институтом им. В.И. Ильичева и проводилась 2-21 октября 2019 г. С целью исследования синоптической динамики вод в период осенней перестройки системы течений в северо-западной части Японского моря в связи со сменой муссона. Для решения этой задачи в экспедиции выполнялась экспресс-съемка с СТД-зондированиями до глубины 1000-1500 м (210 станций), а также была проведена постановка трех придонных АБС с акустическими профилографами течений и измерителями океанографических параметров (рис. 1а).

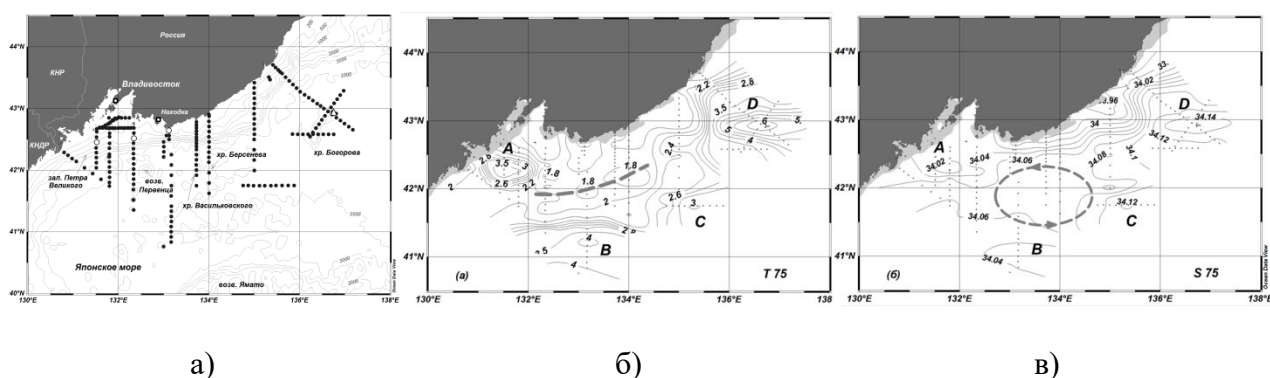


Рис. 1. Схема работ (а) экспедиции рейса № 57 НИС «Академик Опарин» в Японском море 2-21 октября 2019 г. Точками показано положение океанографических станций, открытыми кружками – положение трех АБС. Распределение температуры воды (б) и солености (в) на горизонте 75 м. Серым овалом показана область циклонического круговорота, штриховой линией – его ось; А-Д – антициклонические вихри

В результате проведенных работ было установлено следующее. Осенняя смена муссона приводит к перестройке схемы циркуляции вод с северной части моря, в частности, формированию циклонического круговорота к югу от побережья Приморья [1-4], вызывающего апвеллинг в открытой части моря. В экспедиции выявлено, что поднимающиеся глубинные воды сформировали куполообразную вытянутую структуру, простирающуюся из акватории экономической зоны КНДР до присклоновой области восточного Приморья. Направление оси данной структуры от 132.5° в.д. до траверза залива Ольги примерно совпадает с линией дивергенции, представленной в работе [3,4]. Обнаружено, что осевая линия области максимального подъема глубинных вод, выделяемого по минимальным температурам (рис. 1 б), совпадает с линией, проходящей через возвышенность Первенца и хребты Берсенева и Васильковского между меридианами 132° -134.5° в.д. (рис. 1б, в). Апвеллинг циклонического круговорота вместе с прибрежным Приморским апвеллингом способствуют быстрому охлаждению поверхности моря в осенний период.

Вдоль северо-восточной части циклонического круговорота к побережью Приморья происходит перенос на горизонтах 30-100 м более теплых и соленых вод (34.06-34.29 епс) со





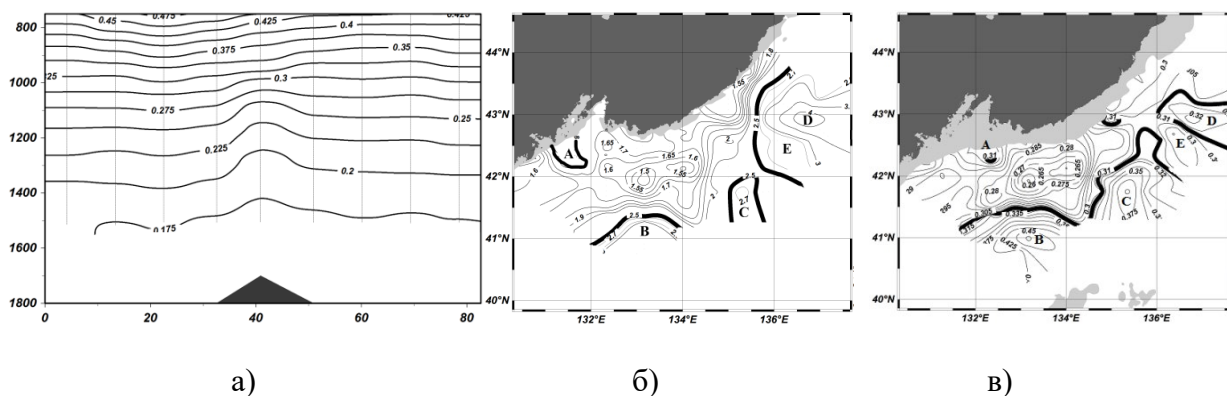


Рис. 3. Распределение температуры: (а) – на широтном разрезе в южной половине хребта Богорова в слое 750-1500 м; (б) – на горизонте 100 м; (в) – на горизонте 1000 м. Е и D – циклонический и антициклонический вихри в районе хребта Богорова

Получены данные измерений течений акустическими профилографами, расположенными у кромки шельфа в заливе Петра Великого. Зарегистрирована высокая скорость течения в поверхностном слое на северной периферии антициклонического вихря А – до 100- 120 см/с при средней скорости 58,4 см/с за время экспедиции. В восточной части залива Петра Великого на траверзе зал. Находка скорости течений в поверхностном слое также высоки и достигали значений 80 см/с и более при средней скорости 44,1 см/с.

Работы выполнялись в рамках госзадания ТОИ ДВО РАН на 2019 г. По темам № 5 «Исследование основных процессов, определяющих состояние и изменчивость океанологических характеристик дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана» (0271-2016-0005), № 6 «Влияние природных и антропогенных факторов на биогеохимические процессы и состояние биоты в морских экосистемах» (0271-2016-0006), а также Приоритетной программы ДВО РАН «Дальний Восток» (грант 18-1-10 «Синоптическая и мезомасштабная динамика вод и ее связь с биогеохимическими и продукционными процессами в дальневосточных морях России, северо-западной части Тихого океана и Восточной Арктике»).

#### Литература

1. Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. / Под ред. В.Н. Степанова. М.: АН СССР. 1961. 222 с.
2. Васильев А.С., Макашин В.П. Вентиляция вод Японского моря в зимний период // Метеорология и гидрология. 1991. № 2. С. 71-79.
3. Юрасов Г.И., Яричин В.Г. Течения Японского моря. Владивосток. Изд-во ДВО АН СССР. 1991. 174 с.
4. Яричин В.Г., Покудов В.В. Формирование структурных особенностей гидрофизических полей и течений в северной глубоководной части Японского моря // Труды ДВНИИ. 1982. Вып. 96. С. 86-95.
5. Ладыченко С.Ю., Лобанов В.Б. Синоптические вихри в районе залива Петра Великого по спутниковым данным // Исследование Земли из космоса. 2013. № 4. С. 3-15.
6. 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 / ред. В.А. Акуличев. М.: Наука. 2007. С. 450-473.

# О ФОРМИРОВАНИИ АКУСТИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ С ЗАДАННОЙ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ КОНФИГУРАЦИЕЙ

Д.В. Макаров

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

Решение ряда прикладных задач гидроакустики, таких как звукоподводная связь или акустическая томография, требует создания звуковых полей с вполне определенной конфигурацией. Для этого может использоваться вертикальная излучающая антенная решетка, представляющая собой цепочку ненаправленных излучателей. В этом случае создание требуемого поля предполагает расчет соответствующего амплитудно-фазового распределения (АФР) решетки. В работе предлагается новый метод расчета АФР, основанный на применении функций дискретного представления переменных [1-3]. Важным преимуществом этого метода является возможность его применения в случае неэквидистантных антенных решеток.

В качестве примера рассмотрим антенную решетку, состоящую из двух подрешеток. Излучатели верхней подрешетки расположены на глубинах

$$z_n^{(1)} = n\Delta z_1, \quad n = 1, 2, \dots, N_1, \quad \Delta z_1 = \frac{z_c}{N_1}.$$

Положение излучателей нижней подрешетки определяется выражением

$$z_n^{(2)} = z_c + n\Delta z_2, \quad n = 0, 1, 2, \dots, N_2, \quad \Delta z_2 = \frac{h - z_c}{N_2}.$$

Нас интересует случай  $\Delta z_1 \neq \Delta z_2$ , когда результирующая решетка является неэквидистантной. В работе [3] было показано, что для формирования акустического поля, описываемого функцией  $\Psi(f, z)$ , где  $f$  – частота сигнала, комплексная амплитуда акустического поля на каждом из излучателей должна удовлетворять выражению:

$$Y_j(f) = \begin{cases} \sqrt{\Delta z_1} \Psi(z_j), & 1 \leq j \leq N_1, \\ \int \Psi(z) \chi_c^*(z) dz, & j = N_1, \\ \sqrt{\Delta z_2} \Psi(z_j), & N_1 < j \leq N_1 + N_2. \end{cases} \quad (1)$$

где

$$\chi_c(z) = \begin{cases} \chi_c^{(1)}(z), & 0 < z < z_c, \\ \frac{\chi_c^{(1)}(z_c) + \chi_c^{(2)}(z_c)}{2}, & z = z_c, \\ \chi_c^{(2)}(z), & z_c < z < h, \end{cases}$$

а  $\chi_c^{(1)}(z)$  и  $\chi_c^{(2)}(z)$  – функции ДПП пограничного монополя, вычисленные с  $\Delta z = \Delta z_1$  и  $\Delta z = \Delta z_2$ , соответственно [3].

В качестве примера рассмотрим мелководный волновод и антенную решетку, у которой верхняя подрешетка занимает интервал глубин от поверхности моря до 50 м, а нижняя – от 50 до дна, расположенного на глубине 100 м. Расстояние между монополями в нижней подрешетке равно 5 м. Рассматриваются импульсы первых шести мод с центральной частотой 150 Гц. На Рис. 1 представлена зависимость погрешности возбуждения модового импульса от расстояния между монополями верхней подрешетки. Результаты расчета АФР с помощью формулы (1) сравниваются с результатами, полученными с помощью формулы

$$Y_j(f) = w\Psi(z_j, f), \quad (2)$$

где  $w$  – некоторый нормировочный коэффициент.

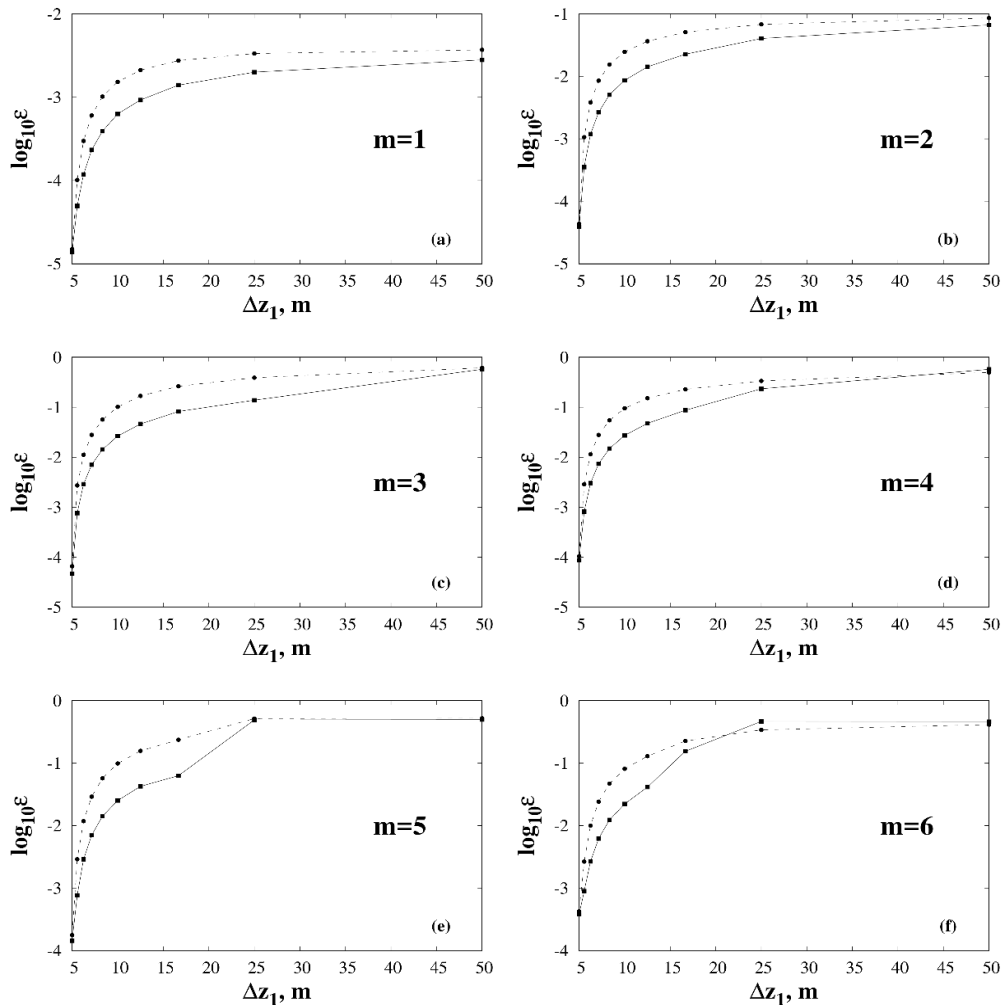


Рис. 1. Зависимость погрешности возбуждения модовых импульсов от расстояния между монополями верхней подрешетки, случай  $\Delta z_1 = 50$  м означает присутствие только нижней подрешетки. Сплошная линия – расчет по формуле (1), прерывистая линия – расчет по формуле (2). Номер моды  $m$ , соответствующей импульсу, указан на рисунке.

Согласно представленным данным, обе формулы обеспечивают высокую точность возбуждения в случае импульсов первой моды, при этом формула (1) дает меньшую ошибку. Для более высоких мод удовлетворительная точность обеспечивается только тогда, когда верхняя подрешетка является умеренно разреженной: мы имеем погрешность на уровне 10% и ниже, если расстояние между монополями верхней подрешетки не превышает 10 м. Формула (1) выигрывает в точности по сравнению с (2) практически во всех случаях, кроме случаев чрезмерно разреженной верхней подрешетки с  $\Delta z_1 \geq 25$  м, когда дефицит излучателей сказывается очень сильно.

Автор признателен П.С. Петрову за предоставленную возможность использовать код [4]. Работа выполнена в рамках госбюджетной тематики ТОИ ДВО РАН «Моделирование разномасштабных динамических процессов в океане» (№ проекта 121021700341-2).

## Литература

1. Макаров Д.В. Алгоритм реконструкции профиля акустического поля по данным точечных измерений // Подводные исследования и робототехника. 2018. № 2. С. 62-67.
2. Макаров Д.В., Аллилуев А.Д. Об экспериментальном определении пропагатора акустического поля // Подводные исследования и робототехника. 2021. № 1. С. 80-84.
3. Макаров Д.В. Применение метода дискретного преобразования переменных для формирования амплитудно-фазовых распределений поля на вертикальной антенной решетке в волноводе // Акустический журнал. 2021. Т. 67. № 4. С. 413-430.
4. [Электронный ресурс] Petrov P.S. ac\_modes: simple matlab code for the computation of acoustical modes in the ocean [https://github.com/kaustikos/ac\\_modes](https://github.com/kaustikos/ac_modes)

## РАЗВИТИЕ СЕТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ В ПРИМОРЬЕ

С.Б. Наумов<sup>1</sup>, В.В. Овчаренко<sup>2</sup>, Jeong Byung-sun<sup>3</sup>, Kim Young Woong<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба РАН» (ФИЦ ЕГС РАН)

<sup>2</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева

<sup>3</sup>Корейский институт геологии и минеральных ресурсов (KIGAM)  
revtrud@yandex.ru, ovcharenko@poi.dvo.ru

### Историческая справка

Сейсмичность Приморья системно изучается с 1911 года по показаниям сейсмических станций Европы и северной Америки. Сейсмическая станция «Владивосток» была открыта Сейсмологическим институтом АН СССР в октябре 1929г [1]. С 1929 г. По настоящее время, с перерывами и с перемещениями, в пределах г. Владивостока, работает сейсмическая станция «Владивосток».

В 1985г. Была построена сейсмическая станция «Терней», в посёлке Терней, на территории Приморского края, но относящаяся к Сахалинскому филиалу Геофизической службы РАН.

В девяностые годы прошлого столетия некоторые сейсмических станций были закрыты, во Владивостоке в том числе. Возобновить сейсмические наблюдения удалось только в 2005 году, когда Геофизической службой РАН в г. Владивостоке была установлена первая модернизированная цифровая сейсмическая станция. В состав станции входил регистратор SDAS версия 3.1, три широкополосных датчика, сейсмометр СМЗ-ОС и система точного времени и координат по GPS навигации.

В 2008 году в бухте Витязь, на мысе Шульца, в Хасанском районе открылась вторая цифровая широкополосная станция «м. Шульца», она включает в себя регистратор GSR-24 и трехкомпонентный широкополосный сейсмометр CMG-3ESPB.



Рис. 1. Сейсмические станции в Приморье 2008 год

Таким образом, с помощью трёх станций стало возможным интерпретировать региональные сейсмические события с достаточной точностью.

### Этапы построения современной сети сейсмических станций в Приморье.

С сентября 2010г., началась новая история развития сейсмической сети в Приморском крае, не только ресурсами Геофизической службы РАН, но и с помощью государственных

программ, а также международных научно-технических программ на территории Приморского края [2]. В рамках Российско-Японской научно –технической программы в области «Сейсмических наблюдений на Дальнем Востоке», была открыта новая сейсмическая станция «Горнотаёжная» под г. Уссурийском.

При реализации Федеральной целевой программы «По снижению рисков чрезвычайных ситуаций» был создан Региональный информационно-обрабатывающий центр (РИОЦ) «Владивосток» на базе сейсмической станции «Владивосток», в ноябре 2010года. В настоящее время РИОЦ ведёт мониторинг сейсмических событий в реальном времени, круглосуточно [3].

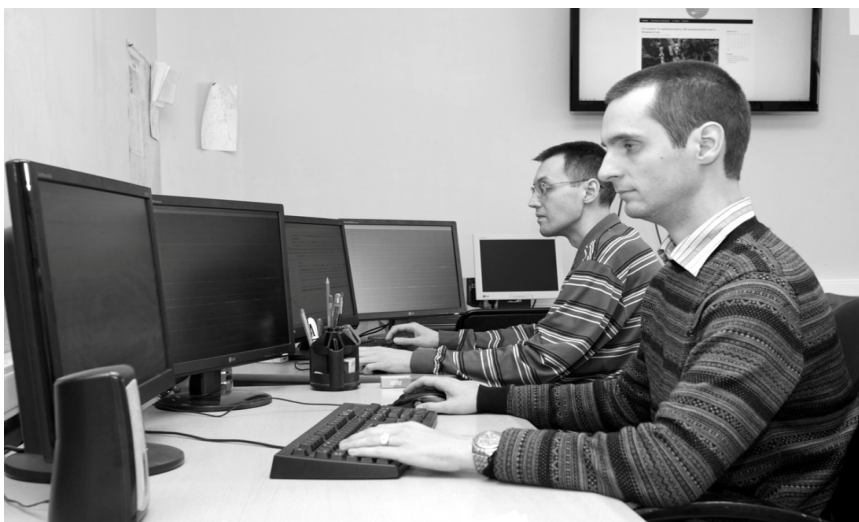


Рис. 2. Регистрация и обработка землетрясений

Наибольшее развитие сети сейсмостанций в Приморье произошло при реализации Российско-Корейской программы по «Исследованию геопасностей, вызванных землетрясениями».



Рис. 3. Ввод в строй сейсмостанции во Владивостоке

В мае 2014г. Сотрудники сейсмической станции «Владивосток» и специалисты Корейского института геологии и минеральных ресурсов (KIGAM) запустили современную сейсмическую станцию во Владивостоке.

В декабре 2016 года специалисты Геофизической службы РАН и специалисты KIGAM запустили вторую сейсмическую станцию в посёлке Посъет.



Рис. 4. Проверка оборудования на сеймостанции «Посъет»

В феврале 2018 года запустили третью сейсмическую станцию в селе Полтавка.



Рис. 5. Монтаж оборудования сеймостанции «Полтавка»

Сейсмические станции «Владивосток», «Посъет» и «Полтавка» укомплектованы сейсмометром CMG-40T и регистратором QUANTERRA Q330HRS. Это современные модели сейсмологического оборудования и наиболее надёжные в эксплуатации [3].



Новые сейсмостанции работают в сейсмической сети наблюдений на территории Приморского края. Сеть сейсмостанций стала больше в два раза, состоит из 6 сейсмических станций. Новые сейсмостанции улучшили работу геофизической службы.

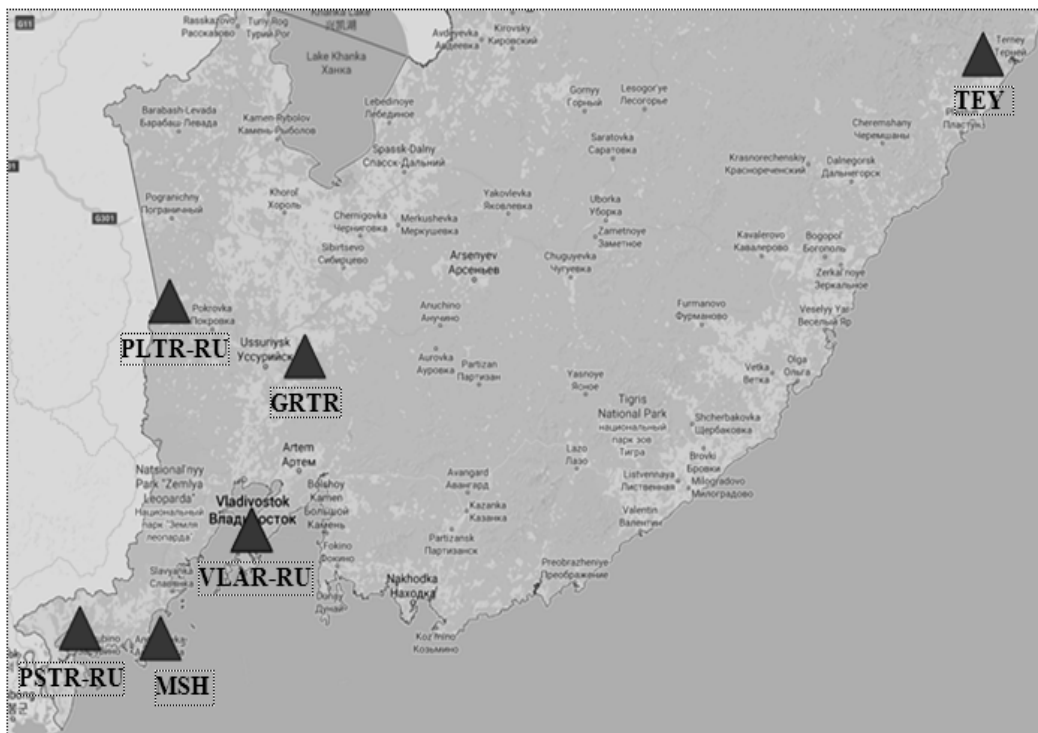


Рис. 6. Сеть сейсмических станций на территории Приморского края

Планируется дальнейшее развитие сети сейсмического мониторинга на территории Приморского края, Российско-Корейская программа ещё не закончена. [2]

#### Литература

1. Чебров В.Н. Развитие системы сейсмологических наблюдений для целей предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России // Вестник КРАУНЦ. Серия Наука о Земле. 2007. №1. Вып. № 9. С. 27-36.
2. Маловичко А.А. Вероятность землетрясений в Приморье велика // Золотой Рог. № 24. 1/04/2011
3. Чебров В.Н., Наумов С.Б. Положение о региональном информационно-обрабатывающем центре (РИОЦ) ГС РАН «ВЛАДИВОСТОК» // Третья очередь СП СПЦ. Ноябрь 2010г.
4. Отчётная документация РИОЦ «Владивосток» // Акт о размещении и использовании технических средств по наблюдению за землетрясениями. № 254 от 29 февраля 2017г.

**СООТНОШЕНИЕ УРОВНЕЙ СИГНАЛОВ ЛАЗЕРНЫХ ДЕФОРМОГРАФОВ МЭС «М.  
ШУЛЬЦА» ТОИ ДВО РАН НА ОСНОВЕ ЗАПИСЕЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ  
В ЦИНХАЕ 21.05.21**

**В.В. Овчаренко**

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

В состав сейсмоакустико-гидрофизического комплекса, установленного на МЭС «м.Шульца» ТоИ ДВО РАН в настоящий момент входят 3 лазерных деформографа. Это два 52,5 метровых деформографа с ориентацией север-юг и 17,5 метровый деформограф с ориентацией запад-восток [1]. Все деформографы обладают одинаковой оптикоэлектронной схемой и позволяют регистрировать вариации микродеформаций земной коры с точностью 0,3 нм в диапазоне частот от 0 до 1000 Гц при практически неограниченном динамическом диапазоне.

Ранее все компоненты, ориентированные по оси север-юг и запад-восток, были оборудованы одинаковыми оптикоэлектронными схемами на основе лазеров Melles Griot. Это позволило сравнить разницу уровней от одинаковых сигналов на всех компонентах, которая была обусловлена конструкционными особенностями установки приборов [2]. В данный момент на одной из компонент, ориентированных по оси север-юг, был установлен нетермостабилизированный HE-NE лазер Neoark NEO-OL101K. Данная конфигурация приборов позволяет, с учётом проведённых ранее сравнений, оценивать влияние температурных вариаций на записи сигналов деформографов.

21 мая 2021 года в 18:04:14 в районе Цинхай на территории Китая произошло землетрясение с магнитудой 7,5 [3]. Эпицентр землетрясения находился в точке с координатами 34°44' северной широты, 98°19' восточной долготы на глубине 10 км. На рисунке представлены синхронные записи микродеформаций земной коры, вызванные данным землетрясением, полученные компонентой север-юг с лазером Neoark и компонентами запад-восток и север-юг с лазерами Melles Griot соответственно.

Период основных колебаний, зарегистрированный всеми приборами составил 12,8 с, максимальная амплитуда колебаний составила 14,2 мкм, 10,7 мкм и 8,45 мкм для каждого прибора соответственно. Максимум чувствительности приборов направлен вдоль их оси. Азимут эпицентра землетрясения (по данным станции, PSTR расположенной в Посьете) составил 63°. Прибор ориентированный в направлении запад-восток имел предпочтительное расположение, поэтому, несмотря на меньшую базу, он зарегистрировал большее смещение.

При регистрации землетрясения [4] соотношения амплитуд, зарегистрированных приборами, составило 1:1,28:1,34.

Для данного землетрясения оно составило 1:0,7:0,6 соответственно. Поправка на разницу в азимутах даёт коррекцию в 0,08 в пользу компоненты, сориентированной по оси запад-восток. Как видно компоненты север-юг и запад восток с лазерами Melles Griot остались приблизительно в тех же пропорциях, а компонента с лазером Neoark заметно «прибавила» в амплитуде. Это наблюдается и в характере её записи в виде «дуги» по сравнению с записями двух других приборов. Эта «дуга» и «повышенная» по сравнению с другими приборами амплитуда является следствием температурного воздействия.

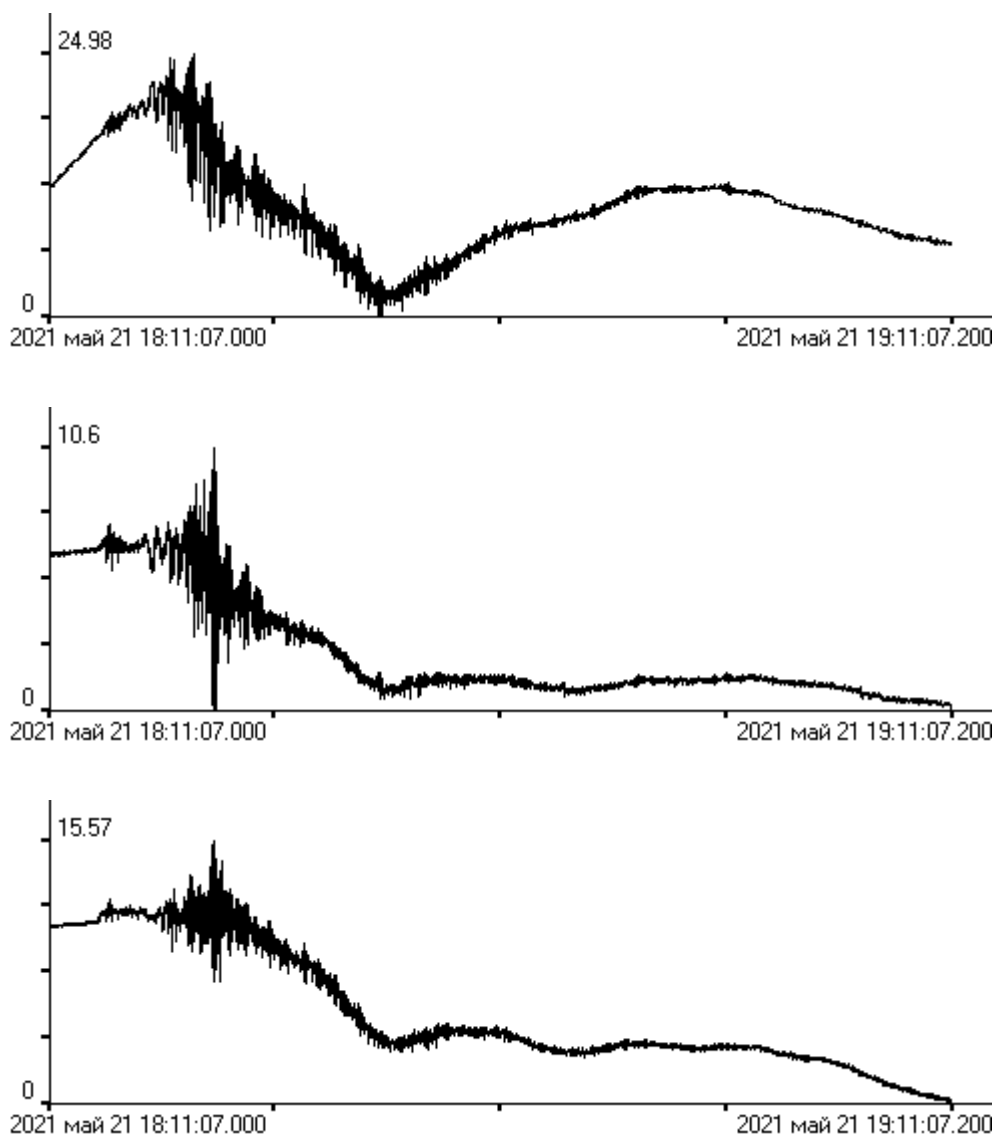


Рис. 1. Синхронные записи сигналов лазерных деформографов.

#### Литература

1. Долгих Г.И., Будрин С.С., Долгих С.Г., Овчаренко В.В., Плотников А.А., Чупин В.А., Швец В.А., Яковенко С.В. Сейсмоакустико-гидрофизический комплекс ТОИ ДВО РАН: современное состояние // Материалы докладов седьмого Всероссийского симпозиума «Физика геосфер». Владивосток: ТОИ ДВО РАН. 2011. С. 251-255.
2. Овчаренко В.В. Анализ записей лазерных деформографов МЭС «м. Шульца» ТОИ ДВО РАН // Материалы докладов IX Всероссийского симпозиума «Физика геосфер». Владивосток: ТОИ ДВО РАН. 2015. С. 166-167.
3. [Электронный ресурс] Геофизическая служба Российской академии наук [http://www.gsras.ru/cgi-bin/new/quake\\_stat.pl?sta=20212113&l=0](http://www.gsras.ru/cgi-bin/new/quake_stat.pl?sta=20212113&l=0)
4. [Электронный ресурс] Геофизическая служба Российской академии наук [http://www.ceme.gsras.ru/cgi-bin/ceme/quake\\_stat.pl?sta=20151406@l=0](http://www.ceme.gsras.ru/cgi-bin/ceme/quake_stat.pl?sta=20151406@l=0)

## ГРОЗОВАЯ АКТИВНОСТЬ НАД ЯПОНСКИМ МОРЕМ

М.С. Пермяков, С.С. Капач, П.В. Журавлев

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
permykov@poi.dvo.ru, kapach\_ss@poi.dvo.ru, zhuravlev\_pv@poi.dvo.ru

Грозы, как и другие опасные гидрометеорологические явления на море, наносят значительный ущерб экономике, представляя угрозу не только для прибрежных территорий, но и для морских транспортных плавучих средств, например, танкеров. Японское море является замкнутым бассейном, окруженным сетью метеорологических наземных станций и радиозондовых наблюдений, которые дают весьма ограниченную информацию о грозах на удалении только в несколько километров от берега [1]. Над акваторией Японского моря систематических наблюдений за грозами нет, поэтому с точки зрения наблюдения за грозовой активностью морей и океанов практически не освещены данными прямыми наблюдениями.

В последние десятилетия во многих странах для мониторинга гроз используются наземные автоматические системы обнаружения и регистрации электрических разрядов «облако-земля», круглосуточно фиксирующие момент времени и координаты молниевых разрядов. Такие системы позволяют ввести объективные показатели грозовой активности над морями и океанами. Так, данные глобальной сети локализации молний World Wide Lightning Location Network (WWLLN, <http://wwlln.net/>) дает возможность анализировать поля распределения молний с достаточно высоким пространственным разрешением и выделять мезомасштабные конвективные структуры в погодных системах (тайфунах) в районах открытого океана, не освещенных стандартными наземными наблюдениями [2,3,4].

В настоящей работе по данным WWLLN за десятилетний период 2009–2018 гг. проведен анализ основных статистических характеристик грозовой активности над Японским морем. На рис. 1а показано поле плотности молний (на  $100 \text{ км}^2$  за 10 лет). В связи со значительной пространственной изменчивостью полей грозовой активности были выделены 6 районов (нумерация на рис. 1а), различающихся полями плотности молниевых разрядов, суточным и годовым ходом грозовой активности. Наибольшая плотность молний более 600 разрядов ( $100 \text{ км}^2$  за 10 лет) отмечается в южной (район 3) и юго-восточной части (район 6) и на порядок меньше – в западной части (районы 1 и 2). При этом на севере моря (Татарский пролив, район 4) отмечается минимальная плотность молний менее 10 разрядов ( $100 \text{ км}^2$  за 10 лет).

Гистограмма распределения молниевых разрядов, построенная для всей акватории моря по месяцам (рис. 1б), показывает отношение числа молний для каждого месяца к общему количеству молний над всей акваторией за десятилетний период. На гистограмме отмечаются два пика грозовой активности: первый пик приходится на июнь, а второй на август. С сентября отмечается спад грозовой активности, которая почти в два раза снижается с ноября по декабрь. Минимальная грозовая активность приходится на период с января по март.

Из диаграммы сезонно-суточной изменчивости (рис. 1в), показывающей общие черты суточного хода грозовой активности, видно, что основная молниевая активность над Японским морем приходится на утренние часы, а ее максимум в ~11 часов (здесь и далее время местное). Суточный цикл в июне характеризуется максимумом в вечернее время (~22 часов), в то время как в августе максимум грозовой активности приходится на утренние часы (около 11 часов). Так же замечено, что в отдельные месяцы (например, октябрь и ноябрь) пик грозовой активности приходится на вечернее время (~18 ч).

Сезонная изменчивость грозовой активности, показывает высокую плотность молний в зимний период (декабрь-февраль) в юго-восточной части моря (район 6) и практически отсутствие молний в этот период в западных районах 1 и 2 и на севере моря (районы 4 и 5). В весенний сезон по мере повышения температуры моря грозовая активность распространяется

на большую часть акватории моря. При этом над Татарским проливом отмечаются локальные максимумы грозовой активности.

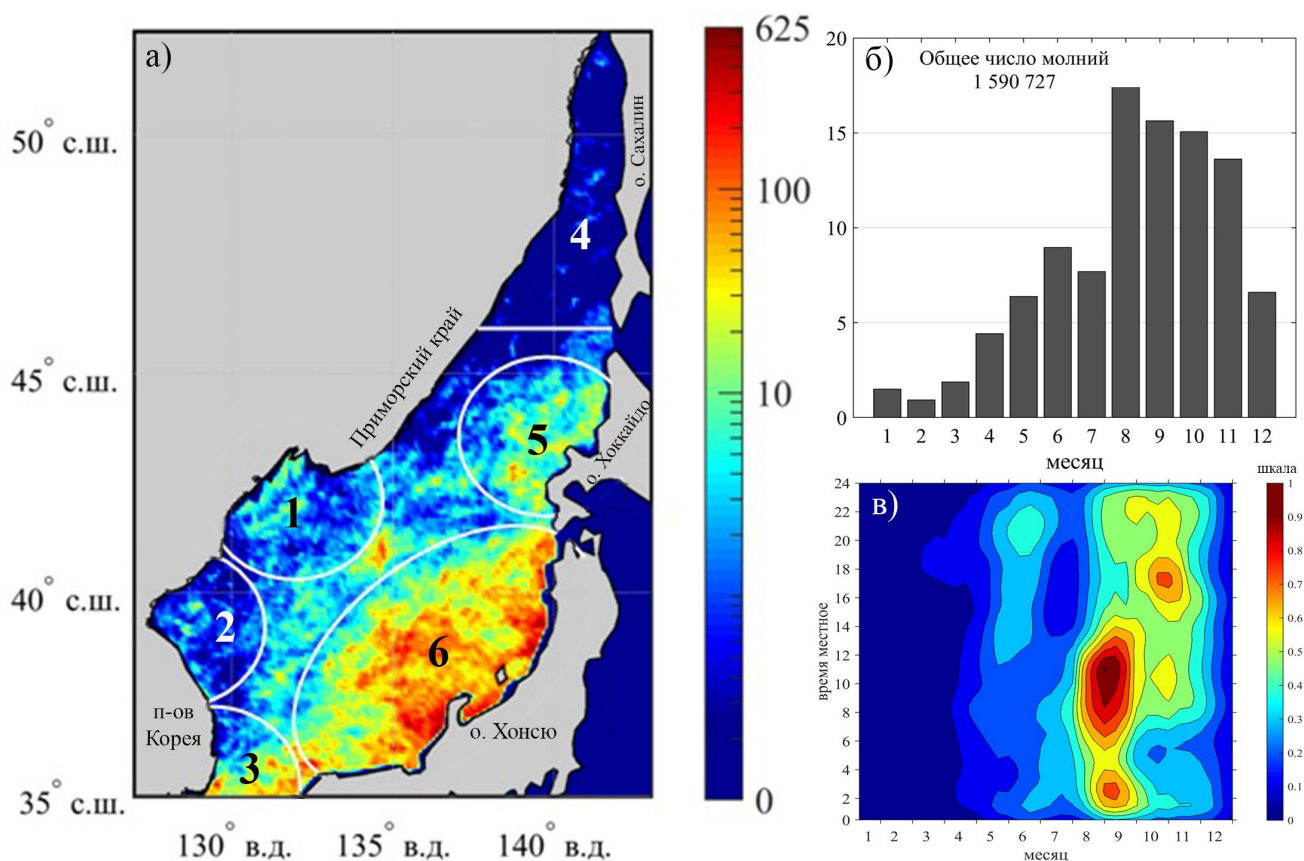


Рис. 1. Поле плотности молний над акваторией Японского моря (а), годовой ход числа молний, в % (б), и сезонно-суточная диаграмма грозовой активности (в).

В течение летнего сезона грозовая активность возрастает на порядки  $\sim 450$  разрядов/(100 км<sup>2</sup> за 10 лет) над всей акваторией с сохранением максимума плотности в юго-восточной части моря. В течение осеннего периода отмечается повышенная плотность молний  $\sim 340$  разрядов/(100 км<sup>2</sup> за 10 лет) над всей акваторией за исключением двух районов: Восточно-Корейского залива и Татарского пролива.

Региональные особенности ярко проявляются в суточном и годовом ходе грозовой активности. При этом можно видеть значительную изменчивость в деталях суточного хода от района к району, которые в основном определяются географической широтой района и влияние прилегающих прибрежных территорий и островов. Так в районе 1 максимальное значение грозовой активности отмечается в октябре, а суточный максимум приходится на предутренние часы с максимумом в  $\sim 10$  часов. В районе 2 наблюдаются два максимума: первый в июне, а второй в августе, с суточным максимумом в  $\sim 22$  ч. В районе 3 в годовом ходе максимум грозовой активности отмечается в августе, а суточный максимум приходится на  $\sim 12$  ч. В районе 4 наблюдаются два максимума: первый в июне, а второй в сентябре, и суточный максимум приходится на  $\sim 16$  ч. В районе 5 максимальная грозовая активность отмечается в сентябре и суточный максимум в  $\sim 22$ ч. В 6 районе наблюдаются два максимума: в августе и ноябре, с суточным максимумом в  $\sim 11$  часов.

Работа выполнена в рамках государственного задания ТОИ ДВО РАН, тема № 0211-2021-0007 «Технологии дистанционного зондирования Земли и наземных измерительных систем в комплексных исследованиях динамических явлений в океане и атмосфере» и при поддержке РФФИ (проект № 18-05-80011).

## Литература

1. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып.3 ч.1 / Под ред. Слабкович Г.И. // Л.: Гидрометеиздат. 1985. 300 с.
2. 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. № 7. С. 638-643.
3. 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.
4. Permyakov M., Kleshcheva T., Potalova E., Holzworth R.H. Characteristics of typhoon eye walls according to World Wide Lightning Location Network data // Monthly Weather Review. 2019. V. 147. № 11. P. 4027-4043.

# ГРОВОВАЯ АКТИВНОСТЬ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ НА ОСНОВЕ СОВРЕМЕННЫХ ДАННЫХ

**М.С. Пермяков, Е.Ю. Поталова, Т.И. Клещёва**

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

Последние климатологические исследования грозовой активности (ГА) на Дальнем Востоке (ДВ) России проводились более 40 лет назад. По сей день наблюдения на метеорологических станциях остаются основным источником информации о грозах, несмотря на то, что уже появились и активно развиваются автоматизированные системы регистрации молний, к которым можно отнести глобальную сеть локализации молний (WWLLN). По данным WWLLN за период 2009-2018 гг были проанализированы поля плотности молний в Приморском крае и проведено сравнение некоторых статистических характеристик ГА по данным WWLLN и по наблюдениям на местанциях [1]. Было показано, что годовой ход числа дней с грозами по данным метеостанций и сети WWLLN практически совпадают, с коэффициентами корреляции более 0.9 (рис.1а,б). Данные WWLLN позволяют отразить изменчивость ГА на суточных масштабах, выделяя отдельные грозы и определяя их продолжительность на графиках временного хода частоты молний, что не всегда возможно при слуховом и визуальном наблюдении на метеостанциях (Рис.1в). При анализе пространственного распределения молний данные WWLLN позволяют выделять мезомасштабные структуры, типа конвективных комплексов, многоячейковых гроз и грозových фронтов (Рис.1г).

При сравнении данных наблюдений и WWLLN получены оценки оптимальных радиусов выборки данных WWLLN для 20 метеостанций, расположенных на материковой части юга Дальнего Востока, охватывающей части Амурской и Еврейской автономной областей, Хабаровского и Приморского краев (Таблица 1) [2]. При этом были использованы два статистических метода. Первый основан на расчёте индекса сопряженности (ИС), который определяется как отношение суммарного числа дней с грозами и молниями по данным и метеостанций и WWLLN к суммарному числу дней, когда грозы и молнии регистрировались на метеостанциях и/или сетью WWLLN. Чем ближе значение ИС к единице, тем лучше соответствие между данными метеостанций и WWLLN. За оптимальный принимается такой радиус (R1) окрестности метеостанции, при котором значение индекса сопряженности будет наибольшим. Второй, более простой, метод основан на расчете разности между суммарным числом дней с молниями по данным WWLLN и суммарным числом дней с грозами по данным метеостанций. За оптимальный принимается радиус (R2), на котором эта разность равна нулю. Полученные значения оптимальных радиусов лежат в диапазоне от 12 км до 36 км при среднем (медианном) значении 23 (24) км, при этом «дневные» радиусы меньше, по сравнению с «ночными», и в среднем составляют 21 км и 26 км соответственно (Таблица 1).

Полученные результаты показали, что не смотря на некоторую неопределенность эффективности регистрации молний WWLLN и, как следствие, полученных по этим данным всех числовых характеристик ГА, данные WWLLN качественно правильно описывают ее пространственную и временную изменчивость и могут быть использованы для анализа грозовой активности на Дальнем Востоке России [1, 2]. Расширив исследуемую территорию до 53° с.ш. и включив в неё южную часть о. Сахалин, мы исследовали региональные особенности грозовой активности всего юга Дальнего Востока РФ.

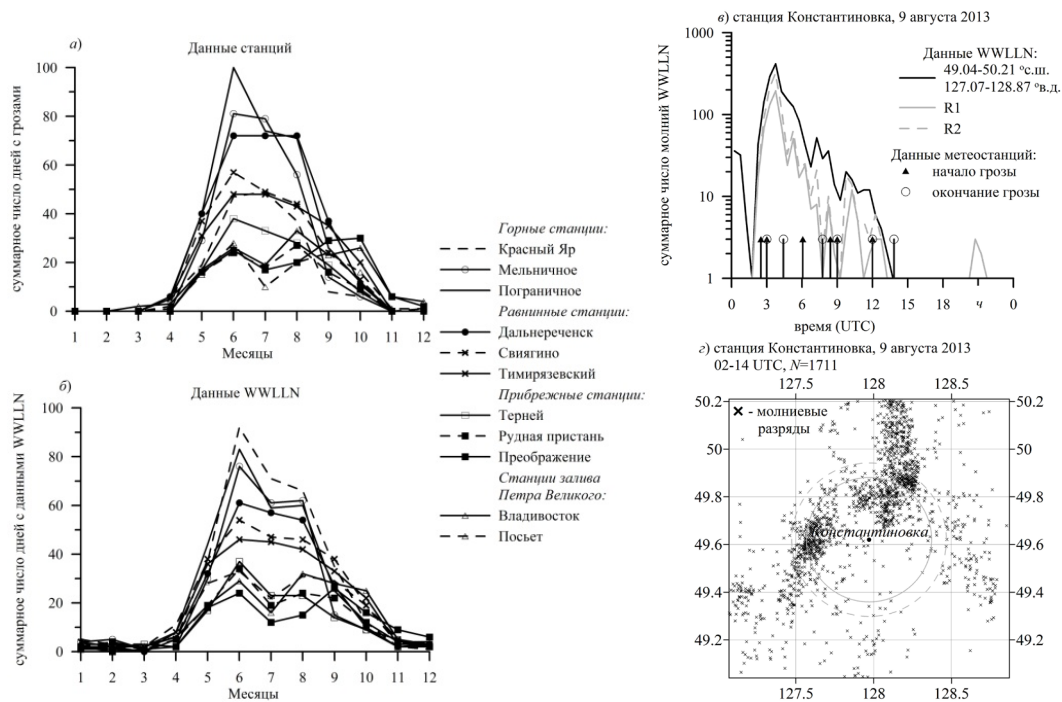


Рис. 1. Годовой ход суммарного числа дней с грозами (а) и молниями WWLLN (б) в районах метеорологических станций Приморского края за период 2009 – 2018 гг и грозовая активность в районе станции *Константиновка* 9 августа 2013 по данным WWLLN и метеостанций (в, з).

Таблица 1. Оптимальные радиусы и индексы сопряженности по данным метеостанций и WWLLN за период 2009 – 2018 гг.

Название метеостанции	Координаты		высота h, м	1 метод						2 метод		
	φ, °с.ш.	λ, °в.д.		R1, км	ИС	День		Ночь		R2, км	День R2, км	Ночь R2, км
						R1, км	ИС	R1, км	ИС			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1. Екатерино-Никольское	47.73	130.97	71	<u>12.5</u>	0.56	12.5	0.52	16	0.44	14.4	13.4	12.1
2. Красный Яр	46.53	135.3	128	14	0.49	14	0.46	14	0.39	<u>12.0</u>	<u>11.8</u>	<u>10.3</u>
3. Посьет	42.65	130.8	41	17.5	<u>0.45</u>	<u>11.5</u>	0.45	26.5	0.40	14.5	12.7	13.7
4. Свиягино	44.8	133.1	99	18.5	0.57	16.5	0.55	20.5	0.50	19.3	16.0	24.7
5. Владивосток	43.1	131.87	187	19.5	0.51	15	0.52	26.5	0.41	18.0	17.1	17.0
6. Рудная Пристань	44.4	135.9	27	21.5	0.46	24	<u>0.41</u>	22	0.44	20.0	19.8	21.0
7. Архара	49.42	130.08	134	22	0.62	21.5	0.58	18	0.52	24.6	23.0	22.5
8. Хабаровск	48.52	135.12	88	22.5	0.63	17	0.64	24.5	0.51	21.8	15.0	28.0
9. Сидович	48.6	133.83	50	22.5	0.58	22.5	0.59	33.5	0.47	26.0	21.4	30.8
10. Пограничный	44.4	131.38	217	24	<u>0.67</u>	22	<u>0.69</u>	27.5	0.48	25.9	24.1	27.3
11. Преображение	42.9	133.9	44	24	0.51	15.5	0.54	30	0.52	23.0	17.5	24.8
12. Тимирязевский	43.88	131.97	34	24	0.60	24	0.62	40	0.44	23.4	20.8	30.9
13. Солекуль	49.17	138.05	915	24.5	0.58	24.5	0.59	22	<u>0.26</u>	18.7	18.6	13.5
14. Мельничное	45.45	135.5	331	25	0.62	25	0.61	20.5	0.44	24.1	23.7	21.8
15. Дальнереченск	45.87	133.73	100	27	0.59	27	0.56	36.5	0.49	27.0	23.7	32.8
16. Елабуга	48.82	135.88	62	27.5	0.61	26	0.58	35.5	0.51	25.5	22.9	28.3
17. Лермонтовка	47.15	134.33	75	28.5	<u>0.67</u>	26	0.66	37.5	0.52	34.2	27.6	44.0
18. Константиновка	49.62	127.97	117	29	0.63	27	0.66	<u>50</u>	<u>0.54</u>	<u>35.8</u>	27.2	<u>50.8</u>
19. Терней	45	136.6	51	30	0.56	30	0.59	23	0.43	26.0	21.8	24.0
20. Советская Гавань	49	140.3	21	<u>30.5</u>	0.63	<u>32.5</u>	0.66	23.5	0.49	30.8	<u>33.1</u>	28.0
Min				12.5	0.45	11.5	0.41	14	0.26	12	11.8	10.3
Max				30.5	0.67	32.5	0.69	50	0.54	35.8	33.1	50.8
mean				23.2	0.58	21.7	0.57	27.4	0.46	23.2	20.6	25.3
median				24	0.59	23.3	0.58	25.5	0.48	23.7	21.1	24.7
std				4.9	0.06	5.9	0.07	8.8	0.06	6.1	5.3	9.8



На рис. 2а показано пространственное распределение плотности молний (число молний на 100 км<sup>2</sup> за год) на юге Дальнего Востока, полученное по данным WWLLN в среднем за период 2009 – 2018 гг. Как видно из рисунка, средняя плотность разрядов распределена очень неравномерно и варьирует от минимальных значений в Северо-Сахалинской низменности до максимальных величин в районе Буреинского хребта.

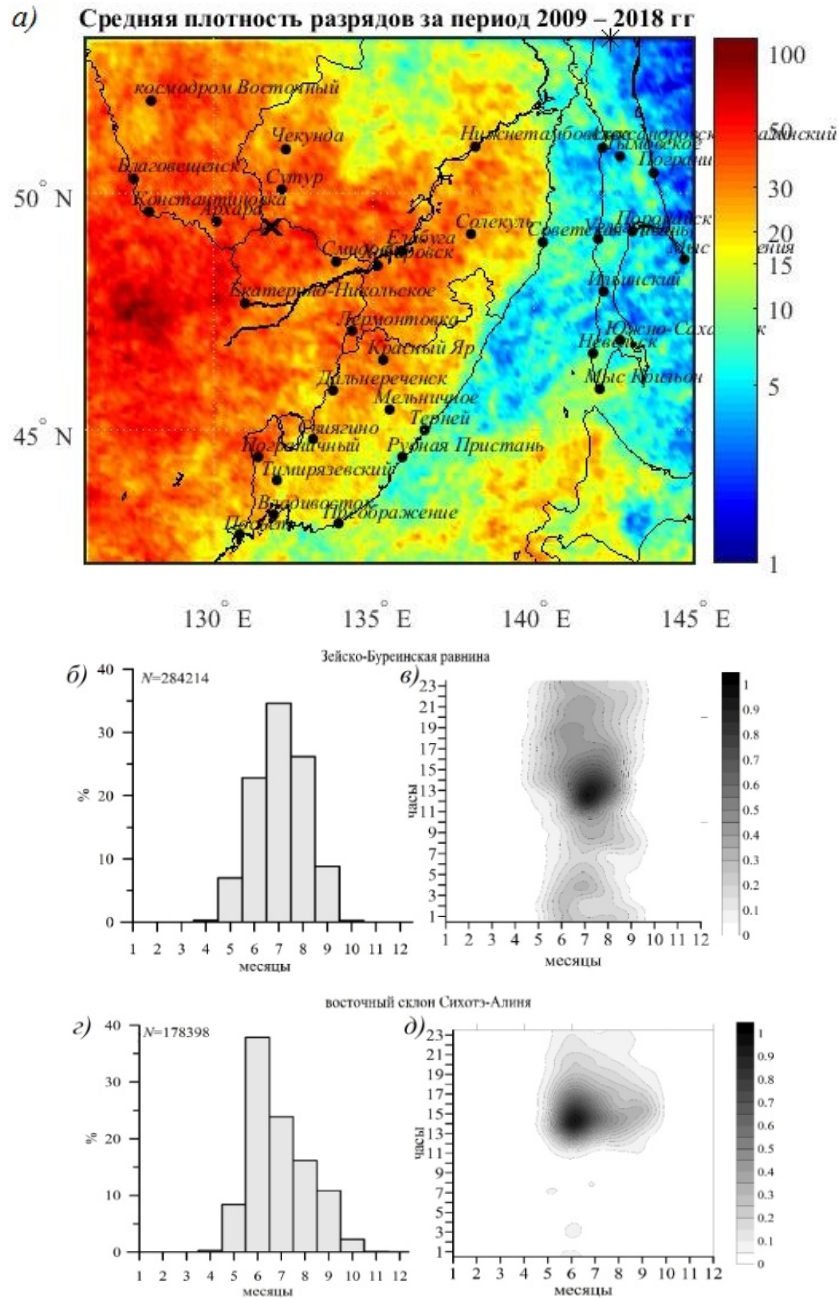


Рис. 2 (а) – Средняя плотность разрядов молний на юге Дальнего Востока (число молний/(100 км<sup>2</sup>·год)), (б, в) – годовой ход числа молний (в %) и (г, д) – диаграммы сезонно-суточной изменчивости ГА в отдельных районах ДВ по данным WWLLN за 2009 – 2018 гг.  
 × – максимум, \* – минимум.

По физико-географическим условиям на территории ДВ можно выделить несколько районов – области горных хребтов, равнин (низменностей) и прибрежные территории. Эти районы заметно отличаются и по характеристикам пространственной и временной изменчивости грозовой активности. Для этих районов были построены графики

внутригодового хода числа молний (в % от суммарного числа ( $N$ ) разрядов) и диаграммы сезонно – суточной изменчивости ГА (нормированные на максимальное число разрядов) за десятилетний период (примеры на рис. 2б-д). Получено, что грозовой период (регистрация более 99% всех молний) на юге Дальнего Востока начинается в мае и заканчивается в сентябре – в северных районах, в октябре – в южных районах (Приханкайская низменность, восточный и западный склоны Сихотэ-Алиня), в ноябре – в южной части о. Сахалин. Отмечено, что грозовая активность характеризуется максимумами в июле – над равнинами и низменностями, в июне – в районах с преобладанием хребтов, в сентябре – в южной части о. Сахалин. Грозовая активность на суточных масштабах концентрируется во второй половине дня с максимумами, варьирующими в широком временном диапазоне от 12 ч в Северо-Сахалинской низменности до 19:30 ч местного времени в районе Эворон-Чукчагильская впадины.

Работа выполнена по госбюджетной теме №121021500054-3 «Технология дистанционного зондирования Земли и наземных измерительных систем в комплексных исследованиях динамических явлений в океане и атмосфере» при поддержке РФФИ (проект № 18– 05– 80011).

#### Литература

1. Пермяков М.С., Поталова Е.Ю., Клещёва Т.И. Грозовая активность в Приморском крае // Метеорология и гидрология. 2019. № 12. С. 43-52.
2. Клещёва Т.И., Поталова Е.Ю., Пермяков М.С. Сравнение данных глобальной сети локализации молний WWLLN и стандартных наблюдений на метеостанциях юга Дальнего Востока // Метеорология и гидрология. 2021. № 6. С. 89-98.

## РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИНФРАГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН В ОКРЕСТНОСТЯХ М. ШУЛЬЦА ЯПОНСКОГО МОРЯ

А.А. Плотников

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
lotos\_toi@mail.ru

В течение последних 50–60 лет изучению инфрагравитационных волн было посвящено большое количество теоретических, лабораторных и экспериментальных исследований, что обусловлено их тесной взаимосвязью со многими геосферными процессами и явлениями, понимание природы которых имеет огромное как фундаментальное, так и прикладное значение. Например, на сегодняшний день известно, что инфрагравитационные волны вносят значительный вклад в прибрежную гидродинамику [1, 2], перенос осадков [3, 4], разрушение дюн и барьеров [5], развитие сейш в бухтах [6]. В последнее время также предполагается, что инфрагравитационные волны являются источником свободных колебаний Земли [7, 8], вносят ощутимый вклад в динамику грунтовых вод [9, 10] и многое другое.

Тем не менее, несмотря все эти достижения, многие вопросы до сих пор изучены не достаточно и требуют уточнений, при этом многие научные результаты противоречат друг другу. Например, до сих пор, нет ясного понимания какой из первых двух механизмов генерации инфрагравитационных волн, является преобладающим, при различных уклонах дна. В тоже время понимание самого механизма «точки обрушения» изучено недостаточно ввиду отсутствия необходимого объема натурных данных, собранных на крутых пляжах. Сильные нелинейные взаимодействия между локализованными волновыми фронтами и инфрагравитационными волнами и их последствия с точки зрения спектрального представления не полностью понятны и требуют более тщательного изучения. Не до конца ясна взаимосвязь между частотой инфрагравитационных волн и формой падающих коротковолновых спектров. Так же, для разных типов пляжей (гравийный, скалистый и т.д.) ограниченной глубины наблюдается острая нехватка данных о вкладе энергии инфрагравитационного диапазона в короткие волны, в другие инфрагравитационные волны, а также в процессы их разрушения. Таким образом, становится очевидно, что характеристики инфрагравитационных морских волн сильно зависят от различных региональных особенностей (рельеф и структура дна, глубина, наличие течений, климатические условия), и могут значительно отличаться в зависимости от региона наблюдения. При этом на данный момент доля теоретических и лабораторных работ значительно превосходит долю полевых экспериментальных исследований.

Целью данной работы является выявление и изучение различных региональных особенностей волн инфрагравитационного диапазона, регистрируемых в окрестностях м. Шульца Японского моря. Работа имеет экспериментальный характер и описывает результаты, полученные на основе анализа многодневных мониторинговых измерений вариаций придонного гидросферного давления. Особенностью данного исследования является применение современных лазерно-интерференционных измерительных установок, которые имеют уникальные амплитудно-частотные характеристики.

С 2010 года по настоящее время, в районе м. Шульца Японского моря, был проведён ряд экспериментов по организации длительных мониторинговых измерений флуктуаций придонного давления. В качестве измерительных устройств использовались лазерные гидрофоны и лазерные измерители вариаций гидросферного давления [11]. Их технические характеристики позволяют проводить измерения с точностью до 1 мПа в диапазоне частот от 0 (условно, ограничено временем измерений) до 1000 Гц. В последние годы использовался усовершенствованный измеритель вариаций гидросферного давления, подробно описанный в

[49]. Разработанный и созданный сверхчувствительный сенсор вариаций гидросферного давления на основе интерферометра Майкельсона равноплечего типа, обладающий уникальными амплитудно-частотными характеристиками, предназначен для измерения вариаций гидросферного давления с наноуровневой точностью в инфразвуковом и звуковом диапазонах в большом динамическом диапазоне. На данной установке возможно получение предельных технических характеристик при уменьшении шумов фотоэлектронной аппаратуры, компенсации температурных шумов, более точному уравниванию разности длин измерительного и эталонного плеч интерферометра, которые соответствуют следующим расчётным параметрам: 0 (условно) – 10000 Гц, точность измерения вариаций гидросферного давления – 1.8 мкПа. Динамический диапазон измерительных установок значительно расширен за счёт применения особой цифровой системы регистрации, в состав которой входит система сброса уровней.

На рисунке 1 приведен фрагмент карты, на которой отмечены точки постановки лазерно-интерференционных измерительных систем с указанием глубин моря и дат постановки. Все полученные экспериментальные данные в режиме точного времени подвергались предварительной обработке (фильтрация и децимация) и заносились на твёрдые носители базы экспериментальных данных. Основная часть работ велась в бухте Витязь, которая расположена с северной стороны мыса Шульца. Также был проведен ряд экспериментов в открытой части Японского моря, с южной стороны мыса. При измерениях в бухте приборы чаще всего работали на глубинах от 7 до 10 м, и от 18 до 25 м при измерениях в открытой части Японского моря (рис. 1). За последние 10 лет, было накоплено множество рядов данных, описывающих динамику изменений гидросферного давления в окрестностях мыса Шульца. Длительность записей варьировалась от нескольких суток до десятков месяцев. Частота дискретизации от 500 до 2000 Гц. Для исследования инфрагравитационных волн эти данные обрабатывались по следующему алгоритму: 1) фильтрация низкочастотным фильтром Хэмминга до граничной частоты 1 Гц, 2) прореживание (децимация) до граничной частоты 2 Гц (частота Найквиста), 3) спектральная обработка с выводом полученной информации в виде динамической спектрограммы в которой по оси абсцисс представлено время, по оси ординат – частота (или период), или спектра с амплитудой по оси абсцисс и временем по оси ординат.

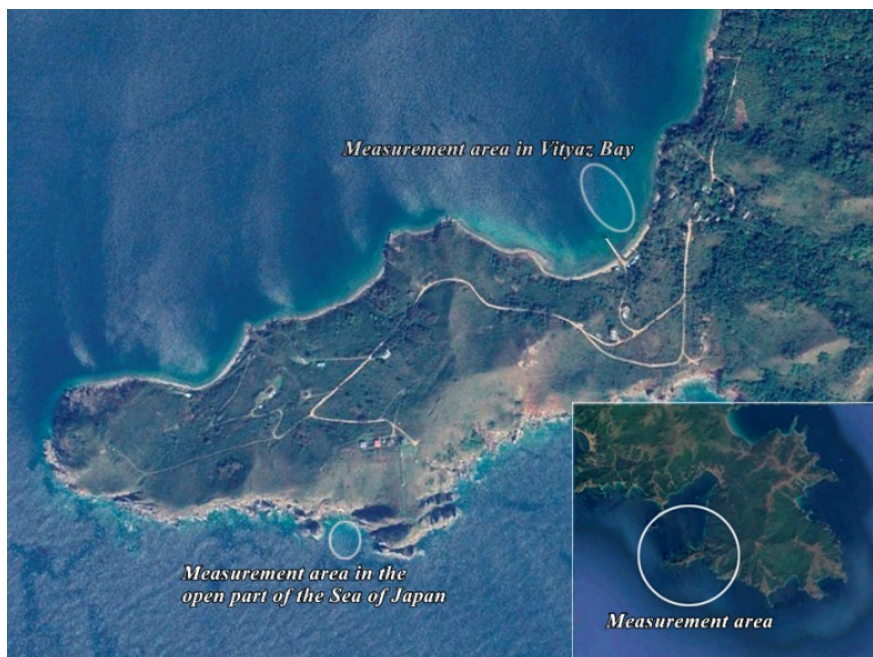


Рис. 1. Карта эксперимента.

Таким образом, в ходе обработки большого массива экспериментальных данных вариаций придонного гидросферного давления, полученных с помощью различных лазерно-интерференционных донных измерительных систем, установлено, что морские ветровые волны и зыбь в окрестностях мыса Шульца оказывают непосредственное влияние на характеристики, регистрируемых в данном районе, инфрагравитационных волн с периодами от 14 до 300 с. А именно, при возрастании амплитуды ветровых волн и зыби возрастает амплитуда инфрагравитационных волн и наоборот, при уменьшении ветрового волнения и зыби падает амплитуда инфрагравитационных волн. Помимо этого, рост амплитуды инфрагравитационных волн сопровождается возрастанием периода ветрового волнения. Данные инфрагравитационные волны распространяются в виде волновых цугов, границы которых практически не меняются со временем и не зависят от параметров породивших их волн (амплитуда или период ветровое волнение). При этом периоды отдельных волн внутри цугов могут меняться, однако характер и параметры этих изменений так же не зависят от характеристик породивших их волн. В то же время обнаружено, что инфрагравитационные волны в бухте Витязь имеют в своей спектральной структуре боковые максимумы, обусловленные модуляционным воздействием сейш бухты Витязь. При этом периоды инфрагравитационных и ветровых волн, регистрируемых в бухте промодулированы приливно-отливными колебаниями.

#### Литература

1. Pomeroy A., Lowe R., Symonds G., Van Dongeren A., Moore C. The dynamics of infragravity wave transformation over a fringing reef // *J. Geophys. Res.* 2012. Vol. 117. № C11. P. C11022 [10.1029/2012JC008310](https://doi.org/10.1029/2012JC008310)
2. Guedes M.C., Bryan K.R., Coco G. Observations of wave energy fluxes and swash motions on a low-sloping, dissipative beach // *J. Geophys. Res.* 2013. 118. P. 3651-3669. [10.1002/jgrc.20267](https://doi.org/10.1002/jgrc.20267)
3. Aagaard T., Greenwood B. Infragravity wave contribution to surf zone sediment transport – the role of advection // *Mar. Geol.* 2008. 251. P. 1-14. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.01.017>
4. De Bakker A.T.M., Brinkkemper J.A., van der Steen F., Tissier M.F.S., Ruessink B.G. Cross-shore sand transport by infragravity waves as a function of beach steepness // *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 2016. Vol. 121. № 10. P. 1786-1799. <https://doi.org/10.1002/2016JF003878>
5. Roelvink D., Reniers A., van Dongeren A., van Thiel de Vries J., McCall R., Lescinski J. Modelling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands // *Coast. Eng.* 2009. 56. P. 1133-1152. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2009.08.006>
6. Okihiro M., Guza R.T., Seymour R.J. Excitation of seiche observed in a small harbor // *J. Geophys. Res.* 1993. 98. P. 18.201-18.211. <https://doi.org/10.1029/93JC01760>
7. Rhie J., Romanowicz B. Excitation of the Earth's continuous free oscillations by atmosphere-ocean-seafloor coupling // *Nature.* 2004. Vol. 431. P. 552-556. DOI: 10.1038/nature02942.
8. Tanimoto T. The oceanic excitation hypothesis for the continuous oscillation of the Earth // *Geophysical Journal International.* 2005. Vol. 160. №1. P. 276-288. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02484.x>
9. Horn D.P. Measurements and 92KB9292rom of beach groundwater flow in the swash-zone: a review // *Cont. Shelf Res.* 2006. 26. P. 622-652. [10.1016/j.csr.2006.02.001](https://doi.org/10.1016/j.csr.2006.02.001)
10. Heiss J.W., Puleo J.A., Ullman W.J., Michael H.A. Coupled surface-subsurface hydrologic measurements reveal infiltration, recharge, and discharge dynamics across the swash zone of a sandy beach // *Water Resour. Res.* 2015. Vol. 51. № 11. P. 8834-8853. [10.1002/2015WR017395](https://doi.org/10.1002/2015WR017395)
11. 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.

12. Dolgikh G.I, S.S. Budrin, S.G. Dolgikh, Plotnikov A.A. Supersensitive Detector of Hydrosphere Pressure Variations // Sensors. 2020. Vol. 20 № 23. P.6998.

# ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА МЕСТОПОЛОЖЕНИЯ КРОМОК ЛЕДЯНОГО МАССИВА ОХОТСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

**В.А. Романюк, В.М. Пищальник, В.С. Никонов**

ООО «РН-СахалинНИПИморнефть», ФГБОУ ВО «Сахалинский государственный  
университет»  
varomanyuk2020@gmail.com, vpushchalnik@rambler.ru, vasilyni@yandex.ru

На шельфе Охотского моря уже более двух десятилетий ведется активная добыча и транспортировка нефтяных углеводородов, а также разведка и обустройство новых месторождений. Сочетание природных факторов определяет такие отличительные особенности ледового режима Охотского моря, как: наличие самого крупного района генерации льда в Северном полушарии; увеличение толщины льда с севера на юг и самое большое по площади южное скопление однолетнего льда в Северном полушарии [1-4]. В связи с этим первостепенное значение приобретают вопросы, связанные с безопасной эксплуатацией морских нефтегазодобывающих платформ и обеспечением безопасности мореплавания в зимний период времени.

В работах [5-6] установлено, что с начала 1980-х в Охотском море отмечается тенденция уменьшения ледовитости, которая продолжается по настоящее время. Пространственно-временная изменчивость кромок ледяного покрова является объективной характеристикой ледового режима, характеризующей конкретные ледовые условия. Целью настоящего исследования является предварительный анализ вариаций местоположения кромок ледяного покрова в современный период потепления, рассчитанных в рамках климатических норм 1981-2010 гг. и 1991-2020 гг. на основе данных спутниковых наблюдений.

В качестве исходных данных были использованы пентадные карты-схемы ледяного покрова ЖМА [7] за период с 1981 по 2020 гг. Определение среднего местоположения кромки ледяного покрова на искомую дату в рамках временных отрезков, соответствующих оперативной (1981-2010 гг.) и современной (1991-2020 гг.) климатической норме, выполнялось при помощи специально разработанного модуля, интегрированного в программный комплекс (ПК) «Лёд» [8]. В результате обработки массива данных были сформированы два набора карт-схем среднего местоположения кромок льда с пентадной дискретностью. Для проведения сравнительного анализа полученных наборов данных в разработанном модуле была предусмотрена функция вычисления разности площадей массивов льда для двух изображений на соответствующую дату в границах районов Охотского моря первого иерархического уровня [9, 10]. Конечный результат работы модуля – растровые изображения, на которых заданным цветом выделяются области несоответствия (рис. 1). Величина разности площадей между оперативной и современной климатическими нормами явилась основой для построения графиков сезонного хода абсолютной разности средних пентадных значений площадей ледяного массива (сплошная черная) и их нормированных значений относительно общей площади льда на соответствующую дату (пунктирная линия) (рис. 2).

Максимальные значения абсолютной разности площадей отмечаются в первой декаде февраля (124 и 117 тыс. км<sup>2</sup> соответственно), что соответствует 7-8% площади Охотского моря. Во второй декаде марта они заметно уменьшаются, а минимальные разности фиксируются в начале и конце ледового сезона. В среднем величина разности нормированных значений площадей относительно общей площади ледяного покрова на стадии интенсивного

ледообразования (декабрь-январь) составляет 11%, на стадии максимального развития (февраль-март) – 8%, на стадии разрушения (апрель-май) – 12%.

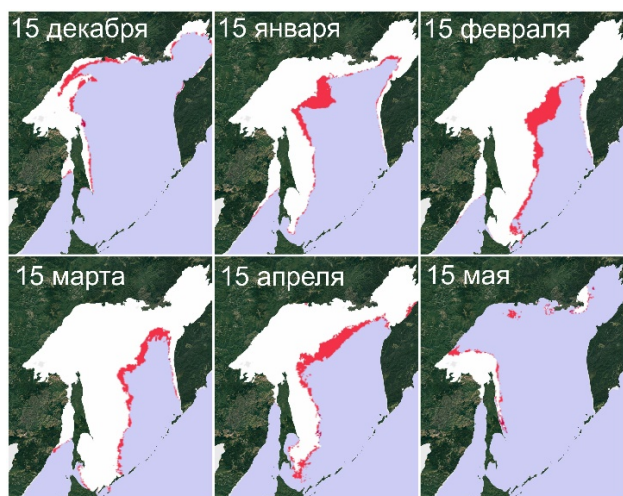


Рис. 1. Примеры карт-схем среднего местоположения кромок льда и разности площадей ледяного покрова между оперативной и современной климатическими нормами на середину каждого месяца

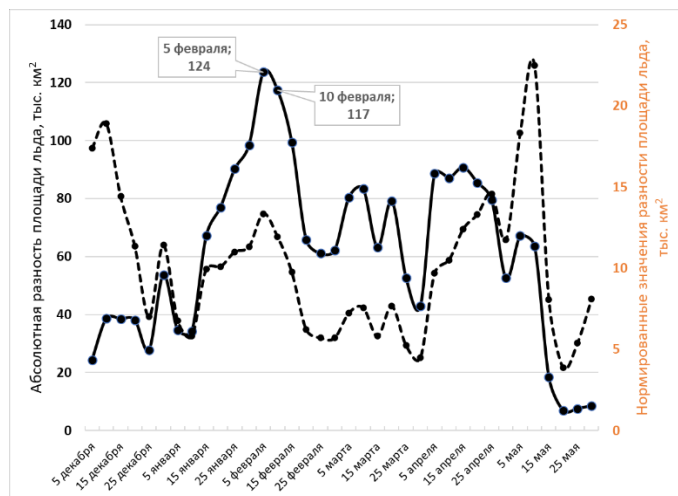


Рис. 2. Внутрисезонная изменчивость средней разности площадей ледяного покрова и их нормированных значений между оперативной и современной климатическими нормами для Охотского моря Цвет второй шкалы чёрный

Наибольшие величины нормированных значений наблюдаются в начале и в конце ледового сезона, что подтверждает сделанные ранее выводы о смещении сроков начала интенсивного образования льда осенью и интенсивного разрушения льда весной, при практически неизменных датах начала устойчивого ледообразования и окончательного разрушения льда в исследуемые временные периоды [11].

В результате сравнительного анализа пространственной изменчивости среднего местоположения кромки ледяного покрова было установлено, что наибольшие изменения местоположения кромок наблюдаются в северной части Охотского моря между 55-58° с января по апрель. Максимальное изменение местоположения границы льда составляет 170-200 км (соответственно 5 и 10 февраля). В марте, в период максимального развития ледяного покрова, смещение составляет ~50 км. В северо-восточном регионе Охотского моря [10] наибольший сдвиг кромки льда отмечается в феврале (~140 км.), наименьший – в марте (60-70 км.). Обращает на себя внимание факт повсеместного смещения кромки ледяного покрова на 15-30 км. В декабре.

Отдельно стоит отметить, что изменения среднего местоположения кромок льда между оперативной и современной климатическими нормами в Японском море незначительны и находятся в пределах 5-15 км. Проработка этого вопроса требует дополнительного анализа.

## Литература

1. Гладышев С.В. Термохалинная структура придонного слоя на северном шельфе Охотского моря // Метеорология и гидрология. 1998. № 3. С. 183-187.
2. Gladyshev S.V., Martin S., Riser S. et al. Dense water production on the northern Okhotsk shelves: Comparison of ship-based spring-summer observations for 1996 and 1997 with satellite observations // J. Geophys. Res. 2000. 105. 26,281-26,299.
3. Гладышев С.В., Хен Г.В. Распространение плотных шельфовых вод в глубоководной части Охотского моря // Доклады Академии наук. 2004. Т. 398. № 1. С. 112-117.



4. Ohshima K.I., Nihashi S., Iwamoto K. Global view of sea-ice production in polynyas and its linkage to dense/bottom water formation // *Geosci. Lett.* 2016. 3(13). (doi: 10.1186/s40562-016-0045-4).
5. Пищальник В.М., Романюк В.А., Минервин И.Г., Батухтина А.С. Анализ динамики аномалий ледовитости Охотского моря в период с 1882 по 2015 г. // *Известия ТИНРО.* 2016. Т. 185. С. 228-239.
6. Романюк В.А. Долгопериодные колебания и тенденции изменения ледовитости Охотского моря за последние 137 лет // *Материалы докладов круглого стола «Прогнозирование ледовой обстановки на дальневосточном участке продолжения северного морского пути с применением ГИС-технологий в современный период потепления».* Южно-Сахалинск, СахГУ. 2021. С. 10-18.
7. [Электронный ресурс] Japan Meteorological Agency <https://www.jma.go.jp/jma/indexe.html>
8. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2015660472. Программный комплекс для расчета площади ледяного покрова в Охотском и Японском морях по данным ДЗЗ (ПК «ЛЁД»). Авторы: Пищальник В.М., Бобков А.О., Романюк В.А. Дата гос. Регистрации в Росреестре программ для ЭВМ 01 октября 2015 г. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2015660472.
9. Границы океанов и морей. № 9031. СПб.: ГУНиО МО. 2000. С. 127-137.
10. Минервин И.Г., Романюк В.А., Пищальник В.М., Трусков П.А., Покрашенко С.А. Районирование ледяного покрова Охотского и Японского морей // *Вестник РАН.* 2015 а. Т. 85. № 3. С. 209-217.
11. Пищальник В.М., Минервин И.Г., Романюк В.А. Анализ изменений ледового режима в отдельных районах Охотского моря в период потепления // *Вестник РАН.* 2017. Т. 87. № 5. С. 429-440. DOI: 10.7868/S0869587317050024

# НОВЫЕ ДАННЫЕ О ФОРМИРОВАНИИ ОСАДОЧНЫХ ВОЛН В ЗАЛИВЕ ПЕТРА ВЕЛИКОГО ЯПОНСКОГО МОРЯ

А.Н. Самченко, В.В. Новотрясов, И.О. Ярощук

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

Осадочные волны рельефа встречаются как в глубоком море, так и в шельфовых областях по всему земному шару. Например, на кромке шельфа в Эгейском море, выделены осадочные волны в работе [5], где отмечается, что они распространены на огромной площади, порядка 55 кв. км. Кроме того, осадочные волны с наиболее крупными размерами расположены в Бискайском заливе, высоты которых достигают 40 м и 1,8 км протяженностью [6]. Перемещение осадочного материала за счет усиления течений штормами рассмотрено в [12]. В работе [8] показана динамика перемещения осадочных волн под воздействием внутренних волн, также модель, предложенная в данной работе, используется и следующими авторами [9].

На части акватории залива Петра Великого были проведены батиметрические исследования [2, 3]. По данным батиметрической съемки, а также оцифровки батиметрических карт и использования электронных баз данных (в т.ч. и база данных рельефа суши ASTER), была создана модель рельефа дна залива Петра Великого и прилегающей суши. К изучению рельефа дна были применены статистические методы обработки, еоф-анализ и вейвлет анализ. С помощью статистических методов изучения рельефа выделены и оконтурены различные формы: от микрорельефа (порядка 1-2 м высоты) до основных тенденций (для выбранного участка с высотными характеристиками более 100 м). Вейвлет анализ отдельных профилей показал, что микрорельеф дна имеет свойства самоподобия, то есть похожие объекты располагаются вдоль профиля на равных расстояниях между собой. Также были выделены и оконтурены осадочные волны различной высоты. В работе [1] авторами был предложен механизм образования осадочных волн в заливе Петра Великого. На основе полученных фактов сделан вывод об участии нелинейных внутренних гравитационных волн в формировании осадочных волн в рельефе. Осадочные волны встречаются повсеместно в открытой части залива Петра Великого. Вблизи п-ова Гамова осадочных волн наблюдается наибольшее количество (восемь холмов), где наиболее активно происходит разрушение внутренних волн, расстояние между вершинами холмами порядка 500-700 м., высота от 2 – 6 м. (Рис. 1, X1). К острову Фуругельму количество холмов уменьшается до 2-3, расстояние между вершинами составляет порядка 800-1000 м. (Рис. 1, профиль X2), и вблизи острова плавно переходит в вал высотой 6-8 м. Кроме того, холмы с высотами от 4 м до 8 м фиксируются на всем протяжении залива Петра Великого, расположены они на глубинах от 50 м до 100 м, их количество может достигать восьми на одном разрезе. Осадочные волны в центральной части залива Петра Великого с несколько большим расстоянием между вершинами холмов, в отличие от выделенных на рис. 1 (профиль X1), однако протяженность самих холмов также около 500-600 м. В центре залива холмы с высотами 3-8 м перемежаются с невысокими от 1 до 3 м.

В заливе Петра Великого выделяется четыре типа фациальных условий формирования донных отложений: лагуно-бухтовые, подводного берегового склона, внутреннего и внешнего шельфа. На изобатах 50-60 м., где нами выделены рифели, проходит условно граница между фациальными условиями формирования осадков внешним и внутренним шельфом. Фацию внутреннего шельфа составляют галечники, гравийники, псаммиты, алевроиты и миктиты. На внешнем шельфе с глубинами 60-80 м мелкозернистые отсортированные псаммиты переходят в плохо сортированные средне – и крупнозернистые псаммиты с примесью гравия, гальки.

Таким образом, для перемещения среднезернистого песка необходимы гидрологические возмущения большой интенсивности.

Рассмотрим особенности турбидитных потоков на шельфах, сформированных нелинейными внутренними волнами (НВВ). Эти волны возбуждаются вынужденными приливными или инерционными течениями над кромкой континентального шельфа и представляют характерную черту прибрежных зон Мирового океана и его окраинных морей, в том числе, шельфовых вод Японского моря [4, 10]. При распространении в сторону берега НВВ пересекает зону, с особым распределением по глубине частоты плавучести, в которой коэффициент квадратичной нелинейности близок к нулю. Волны, пересекая эту зону, меняют свою полярность, при этом волна депрессии в результате распада преобразуется в пакет нелинейных волн возвышения. Распад НВВ при смене полярности изучался с использованием численного моделирования и лабораторных экспериментов в работах [7].

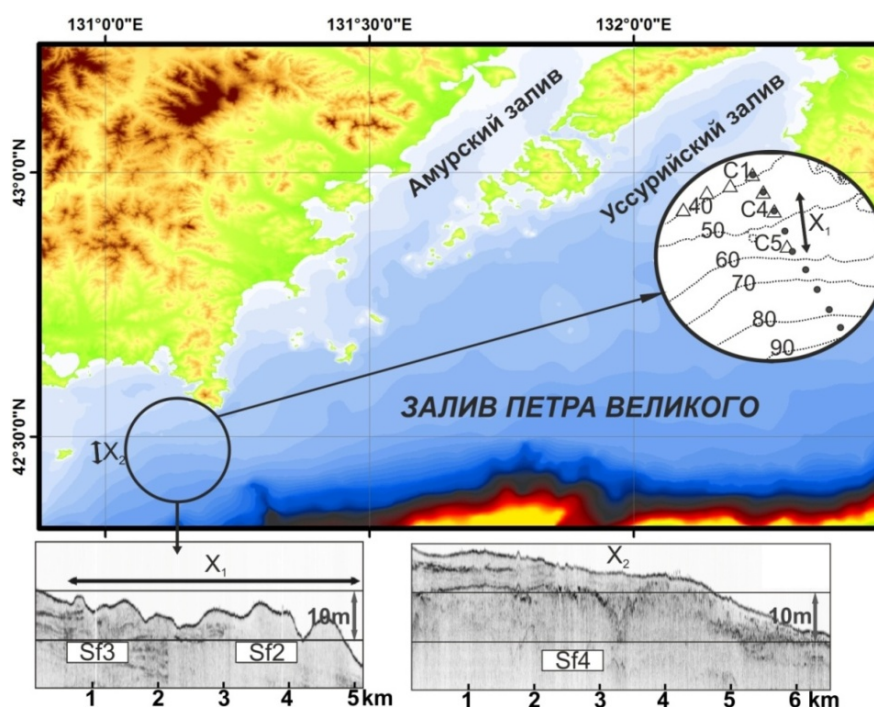


Рис. 1. Карта-схема расположения исследуемых осадочных волн. На вставке показано расположение заякоренных термогирлянд и сейсмопрофиль X1. X1-2 – сейсмопрофиля.

Распространяясь по пикноклину шельфовых вод Японского моря в прибрежные воды, НВВ депрессии пересекают зону, в которой коэффициент нелинейности  $\alpha$  в уравнении Кортевега – де Вриза (КдВ) меняет знак. Согласно многочисленным исследованиям, НВВ депрессии в этой зоне трансформируются в пакеты интенсивных НВВ возвышения, образуя так называемые внутренние волновые боры. Это явление было зафиксировано в 2012 году в заливе Петра Великого и кратко рассмотрено в работе [1]. Там же высказано предположение о том, что возможной причиной образования ОВ являются процессы, связанные с разрушением нелинейных внутренних гравитационных волн.

В октябре 2012 г. В заливе Петра Великого было выставлено пять заякоренных буйковых станций с регистраторами температуры. Регистрация температуры проводилась с дискретностью 1 минута и продолжалась около семи суток. 16 октября этого же года с использованием CTD –зондирований на 10 станциях был выполнен гидрологический разрез. Зондирования выполнялись зондом RBR XRX-620 от поверхности до дна по данным, которого рассчитывались соленость, плотность и частота плавучести.

Анализ полученных гидрологических данных показывает, что фоновые условия во время эксперимента характеризовались присутствием выразительного сезонного пикноклина, который располагается в окрестности глубин 30 – 50 м в зависимости от положения на разрезе, с максимумом частоты плавучести  $\sim 30$  цикл/час. В результате решения краевой задачи уравнения КдВ с фоновым профилем, рассчитанным по натурным данным, было установлено, что зарегистрированные внутренние волны на частотах  $\sim 1/15$  мин<sup>-1</sup> и  $\sim 1/19$  мин<sup>-1</sup> имеют длины волн близкие к пространственным масштабам осадочных волн рельефа  $L_1=600$  м и  $L_2=900$  м (L-ширина осадочной волны). На глубинах 60-40 м коэффициент квадратичной нелинейности  $\alpha$  в уравнении КдВ меняет знак, который зависит от положения пикноклина над поднимающимся склоном континентального шельфа. Нелинейность отрицательна, если пикноклин располагается ближе к поверхности, и положительна в противном случае. Зона, в которой пикноклин располагается примерно посередине между свободной поверхностью и выклинивающимся континентальным шельфом, называется критической. В этой зоне нелинейность близка к нулю, а её пересечение НВВ депрессии приводит к генерации вторичных, более коротких по длительности и более интенсивных по энергии солитонов возвышения и примыкающей к ним, зоны релаксации, состоящей из осциллирующего пакета линейных волн с исчезающими амплитудами.

Таким образом, согласно натурным наблюдениям в осенний период 2012 года, во первых зарегистрирован значительный рост энергии внутреннего волнения в диапазоне пространственных масштабов близких к горизонтальному масштабу осадочных волн рельефа на границе их расположения, во вторых в зоне расположения осадочных волн параметр квадратичной нелинейности, определяемый плотностной стратификацией, оказался близок к нулю, в третьих в зоне расположения осадочных волн зафиксировано возбуждение пакета нелинейных внутренних волн с максимальной амплитудой  $\sim 5$  м и длительностью  $\sim 6$  мин, вызванного распадом волны с амплитудой  $\sim 3$  м и длительностью  $\sim 40$  мин.

На рис. 2 представлена карта – схема района проведения гидрологических исследований. Стрелки на континентальном склоне залива указывают направление струйного Приморского течения. Знаком «звездочка» отмечено местоположение гидрологического буя. Стрелка на компасе указывает направление этого течения в районе исследования во время выхода тайфуна «Лайнрок» на Приморский край в конце августа 2016 года.

Тайфун «Лайнрок» вышел на акваторию Японского моря и перешёл в стадию сильного тропического шторма к 22 ч всемирного согласованного времени (ВСВ) 30 августа 2016 года. В 18 ч ВСВ следующего дня (31 августа) тайфун достиг побережья Приморского края. Приводное атмосферное давление по данным измерений, выполненных автоматизированным гидрометеорологическим комплексом, установленным на океанографическом бую, составило  $\sim 975$  гПа, а скорость ветра  $\sim 13,5$  м/с, т.е. тайфун перешёл в стадию тропического шторма, который вызвал в заливе Петра Великого циркуляцию вод с необычными характеристиками.

На рис. 2б представлена двухмесячная реализация скорости Приморского течения с началом 1 сентября 2016 года. Реализация получена по данным измерений, выполненных автономной океанографической измерительной системой Seawatch (производство Fugro-OCEANOR, Норвегия), заякоренной на изобате 56 м в юго-западном районе залива (показано на рис. 2 звездочкой). Система оснащена доплеровским измерителем течения (ADCP) Aquadopp Profiler 400 кГц. Направленный вниз ADCP регистрировал усреднённый профиль течения в слоях толщиной 4 м в диапазоне глубин от 2 до 45 м с дискретностью 1 час с точностью 0.5 см/с в диапазоне скоростей 3-250 см/сек.

Анализ данных по скорости течения, проделанный в работе [11] показал, что Приморское течение в верхнем сорокаметровом слое представляет баротропный поток, скорость которого по всем слоям измерения и в том числе, по причине баротропности, в придонном слое близка к постоянному значению, близкому к средней скорости по сорокаметровому слою. Реализация этой скорости представлена на рис. 2б.

Согласно этому рисунку  $\sim$  до 29 августа, т.е. до выхода тайфуна в Японское море, скорость Приморского течения изменяется в диапазоне (10-30) см/с, т.е. этой скорости

достаточно лишь для поддержания турбидитных потоков мелкодисперсной взвеси донных осадков. С 30 августа с выходом тайфуна в Японское море скорость Приморского течения начинает расти и примерно через сутки к 31 августа, к моменту выхода тайфуна на побережье Приморского края, скорость этого течения достигает экстремальных значений 80 – 90 см/с, достаточных для формирования и поддержки придонного потока с крупными фракциями донных осадков в заливе. Далее атмосферное воздействие на циркуляцию вод в заливе постепенно ослабевает и через три дня к 3 сентября прекращается. Однако циркуляция вод в заливе, сформированная тайфуном, остаётся устойчивой, а скорость Приморского течения и после этой даты остаётся значительной и составляет ~ 55 см/с, т.е. достаточной для формирования турбидитных потоков с крупнозернистой взвесью донных осадков. В дальнейшем, ещё дважды 4 и 8 сентября скорость этого течения возрастает до экстремальных значений ~ 70-80 см/с, достаточных для того, чтобы увлечь вдоль впадин осадочных волн крупнозернистые фракции донных осадков, продолжив развивать осадочные волны рельефа в заливе Петра Великого.

Таким образом, на мористой границе зоны расположения осадочных волн зафиксирован значительный рост энергии высокочастотного внутреннего волнения с масштабами ~ (600 – 900) м, близкими к горизонтальным пространственным масштабам осадочных волн. Также в зоне расположения осадочных волн зафиксировано возбуждение пакета НВВ (внутреннего волнового бора), вызванного распадом уединённой внутренней волны заглупления с амплитудой ~ 3 м и длительностью ~ 40 мин в пакет из нескольких уединённых волн возвышения длительностью ~ 6 мин с амплитудой 5 м.

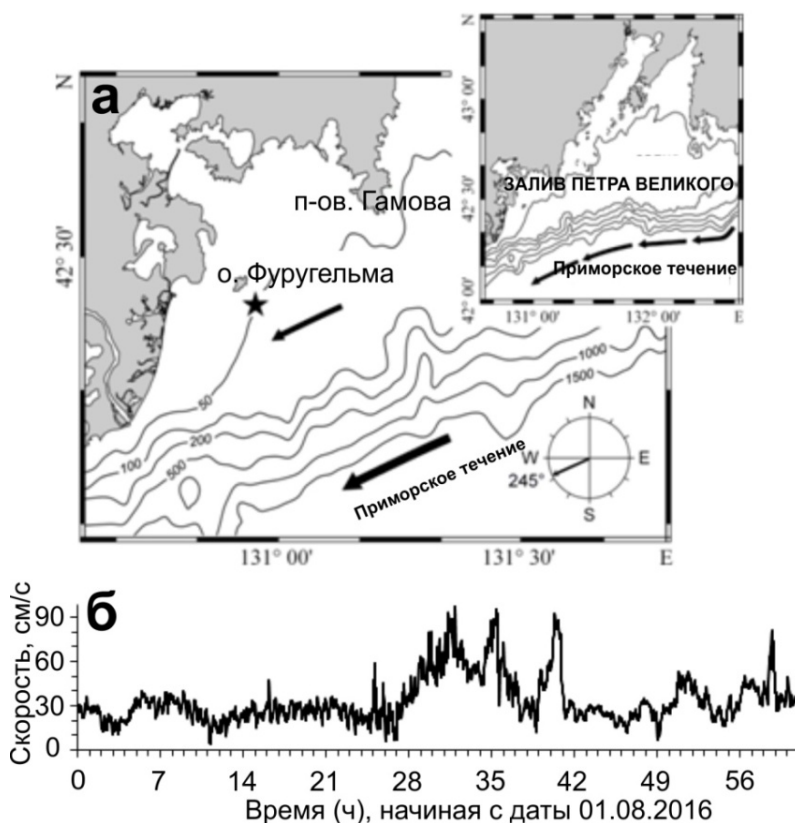


Рис. 2. Главные максимумы корреляционных функций для частоты 22 Гц (октябрь 2016 г.). Точка излучения 5, точки приема в 11, 13 и 15 км от точки излучения.

Установлено, что под атмосферным воздействием тайфуна «Лайнрок» значительно усиливается кинетическая энергия Приморского течения, которое в этом случае выступает и как источник образования турбидитных потоков, включающих средне и крупнозернистый

осадочный материал, формирующий осадочные волны, и как придонное течение, увлекающее турбидитный поток вдоль ложбин осадочных волн, интенсифицируя их образование.

#### Литература

1. Долгих Г.И., Новотрясов В.В., Самченко А.Н., Ярошук И.О. Об одном механизме образования осадочных волн на шельфе Японского моря // Доклады академии наук. 2015. Т. 465. № 5. С. 593–597.
2. Коротченко Р.А., Самченко А.Н., Ярошук И.О. Пространственно-временной анализ геоморфологии океанического дна залива Петра Великого Японского моря // Океанология. 2014. Т. 54. № 4. С. 538-545.
3. Самченко А.Н. Использование сингулярного спектрального анализа в геоморфологических исследованиях южного Приморья и залива Петра Великого Японского моря // Геоморфология. 2019. № 3. С. 36-45.
4. 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.
5. Ediger V., Velegrakis A.F., Evans G. 2002. Upper slope sediment waves in the Cilician Basin, northeastern Mediterranean // Marine Geology. 192. P. 321–333.
6. Fauge'res J.C., Gonthier E., Mulder T., Kenyon N., Cirac P., Griboulard R., Berne S., Lesuave R. 2002. Marine Geology. 182. P. 279–302.
7. Grimshaw R, Pelinovsky E, Talipova T, and O. Kurkina, 2010: Internal solitary waves: propagation, deformation and disintegration. Nonlinear Processes Geophys. 17. P. 633–649.
8. Komarova N.L., Newell A.C. 2000. Nonlinear dynamics of sand banks and sand waves // J. Fluid Mech. 415. 285-321.
9. Nemeth A.A., Hulscher S.J.M.H., de Vriend H.J. 2002. Modelling sand wave migration in shallow shelf seas // Continental Shelf Research. 22. P. 2795–2806.
10. Novotryasov V.V., Stepanov D.V., Yaroshchuk I.O. 2016. Observations of internal undular bores on the Japan/East Sea shelf-coastal region // Ocean Dynamics. Vol. 66. P. 19-25.
11. Novotryasov VV, Lobanov VB, Sergeev A.F. 2019. The features of inertial oscillation in the current 101KB101101romag in Peter the Great Bay caused by extreme atmospheric forcing (on the example of Typhoon “Linrok”) // Oceanological Studies. 47(3). P. 92-103.
12. Symons W.O., Sumner E.J., Talling P.J., Cartigny M.J.B., Clare M.A. 2016. Large-scale sediment waves and scours on the modern seafloor and their implications for the prevalence of supercritical flows // Marine Geology. 371. P. 130–148.

# ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВОДА-СУША В ЗАЛИВЕ ПЕТРА ВЕЛИКОГО ЯПОНСКОГО МОРЯ

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

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

Основная задача экспериментальных работ было зарегистрировать на суше различные типы волн от сигналов, генерирующиеся в водной среде. В сейсмоакустике существует несколько типов волн, распространяющихся в горных породах. В однородной изотопной среде распространяется два типа волн, которые называются: продольные, разрежения, сжатия или Р-волны и поперечные, сдвиговые или S-волны. Необходимо отметить, что в воде распространяются лишь продольный тип волны. В натуральных условиях, где имеется поверхность, разделяющая среды с различными упругими свойствами, наблюдаются волны, которые называются поверхностными или рэлеевского типа [2]. Рэлеевские волны в зависимости от условий распространения (граница раздела сред вода – горные породы, воздух – горные породы) имеют значительные различия. Каждый тип распространения волн имеет свой характер движения в среде и скоростные характеристики.

В августе 2020 года в заливе Петра Великого Японского моря были проведены экспериментальные сейсмоакустические исследования (рис. 1.). В работе использовался низкочастотный сейсмоакустический излучатель с несущей частотой 33 Гц. Гидроакустический низкочастотный излучатель электромагнитного типа с генерацией акустических сигналов в полосе частот 25 – 40 Гц, с рабочей глубиной погружения до 20 м. Излучатель развивает эффективное звуковое давление на 1 метре от центра излучателя до 1 кПа. Излучался М-последовательный сигнал с 20 периодами на символ, длительностью 155 с. Центральная частота сигнала была 33 Гц. Прием осуществлялся на регистраторы гидрофизических полей, которые устанавливались в точку 1 (рис. 1), и три сейсмоакустические станции.

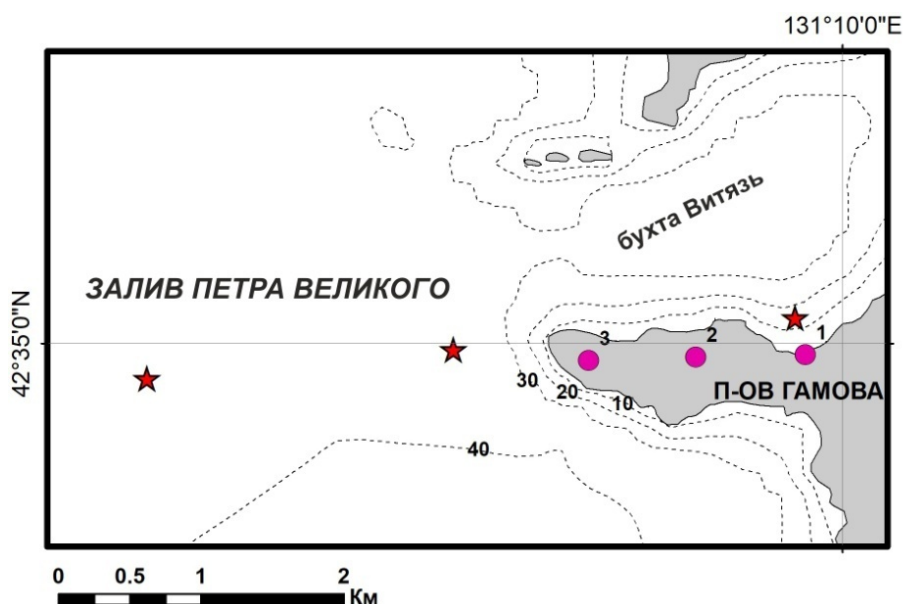


Рис. 1. Карта-схема экспериментальных сейсмоакустических работ. Звездочки – точки излучения, кружки – сейсмоприемники (1-3).

Регистратор гидрофизических полей обладает максимальной рабочей глубиной погружения до 200 м и автономностью до 14 суток и возможностью синхронизации между собой и с другими устройствами комплекса [1]. Сейсмоакустическая станция представляет собой трех компонентный виброметр интеллектуальный цифровой Zet 7152. Виброметр имеет частотный диапазон от 0,05 до 400 Гц с динамическим диапазоном 176 дБ. Виброметры между собой имеют синхронизацию с помощью GPS модулей 3 мкс. Автономность виброметра до 12 часов непрерывной работы. Виброметры были установлены таким образом, что ось X располагалась по направлению к точкам излучения. Совместное использование регистраторов и сейсмоакустических станций позволило синхронизировать излучение и прием.

На рис. 2 показаны нормированные корреляционные функции между, принятыми на регистратор гидрофизических полей (а, г) и трех компонентных виброметрах Zet 7152 и математической моделью сигнала. На рис. 2 а,б,в показаны корреляционные функции сигналов излученных из ближней точки, рис. 2 г,д,е – сигналы от дальней точки излучения. Точки 1-3 на рис. 1 соответствуют порядковому номеру виброметра. Расстояния между ближней точкой излучения и виброметром с порядковым номером 1 составило 1,82 км, принятые сигналы показаны на рис. 2 а. Расстояние между ближней точкой излучения и виброметром № 2 – 1,25 км (рис. 2 б), с виброметром № 3 – 0.7 км (рис. 2 в). Расстояние между дальней точкой и виброметром № 1 – 3,4 км (рис. 2 г), с виброметром № 2 – 2,84 (рис. 2 д), с виброметром № 3 – 2,28 км (рис. 2 е). Черным цветом на рис. 2 показаны сигналы, принятые на регистраторы гидрофизических полей, красным цветом – компонента Z трех компонентного виброметра интеллектуального цифрового Zet 7152, синий цвет соответствует сигналу, принятому на компоненту X виброметра и зеленый – компонента Y.

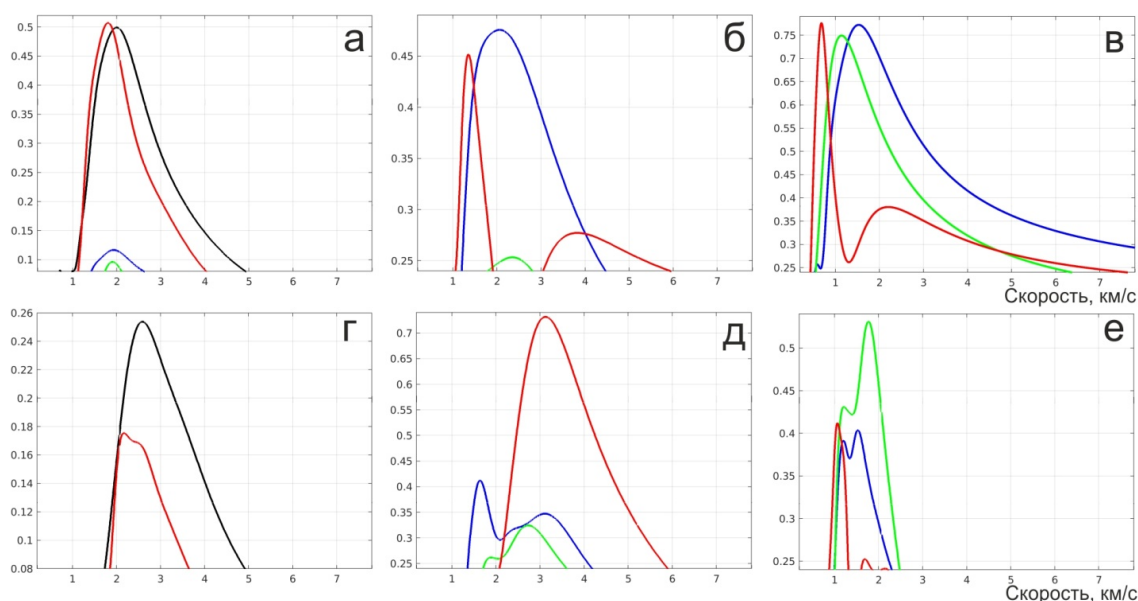


Рис. 2. Нормированные корреляционные функции между, принятыми на регистратор гидрофизических полей (а, г) и трех компонентных виброметрах Zet 7152 и математической моделью сигнала. X координата показана синим цветом, Y – зеленый, Z – красный. А) Ближняя к берегу точка излучения, прием на виброметре № 1, б) Ближняя к берегу точка излучения, прием – виброметр № 2, в) Ближняя к берегу точка излучения, прием – виброметр № 3, г) Дальняя от берега точка излучения, прием – виброметр № 1, д) Дальняя от берега точка излучения, прием – виброметр № 2, е) Дальняя от берега точка излучения, прием – виброметр № 3.

Как видно на рис. 2 скорости приходов сигналов различно. Выделяются группы малых скоростей приходов сигнала 1,05 – 1,5 км/с, средняя 1,6 – 2,2 км/с и высокоскоростные – более 3 км/с. На наш взгляд данные группы связаны с путями распространения сигнала. На рис. 3



показан геологический профиль от дальней точки излучения до виброметра № 1, установленного на берегу моря, на песке. Верхний слой в левой части рис. 3 – морская вода, первый осадочный слой представлен среднезернистыми песками. Скорость распространения волны в первом слое в соответствии с геоакустической моделью равна 1,65 – 1,7 км/с [3]. Второй осадочный слой состоит из крупно и среднезернистого песка со скоростью волны 1,75 – 1,85 км/с в нем. Скорость в гранитном слое может достигать 5,5 км/с. Данная скорость получена опытным путем на образцах горной породы собранной на мысе Шульца. Таким образом, поверхностная волна или волна Рэлея на границе гранит – воздух должна быть порядка 4 км/с. Выделенная высокоскоростная группа, со скоростью волны более 3 км/с, как раз соответствует данным поверхностной волне Рэлея, так как необходимо учитывать пройденный путь по воде и по осадочным слоям. Группа среднескоростных волн может соответствовать продольным волнам, которые прошли путь до гранитного слоя, а далее распространятся как поверхностная волна на границе песчаный слой и гранит. Кроме того, данная группа чаще всего имеет не большую энергетику на уровне естественных шумов. Наибольшее количество приходов принято Z компонентой виброметра, что может указывать на специфику распространения сигналов. Поверхностные волны как раз имеют вертикальные колебания по отношению к вектору распространения. Три прихода сигнала на рис. 2е соответствует геологической модели, показанной на рис. 3. Где два на профиле имеется два осадочных слоя и акустический фундамент в виде гранитного слоя. Кроме того, скорости прихода сигналов на виброметрах близкие к расчетным с учетом геоакустической модели.

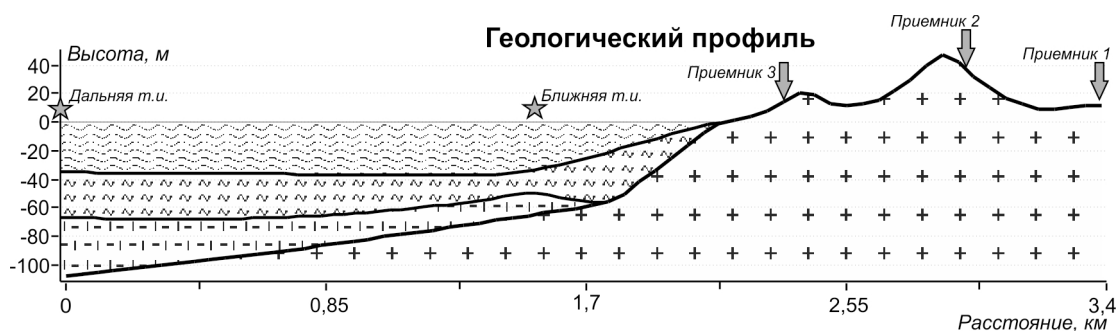


Рис. 3. Геологический разрез от дальней точки излучения (т.и.) до приемника № 1. Первый осадочный слой – среднезернистый песок, второй слой – крупно-среднезернистые пески и гранитный слой.

В итоге в сейсмоакустическом эксперименте были зафиксированы сигналы, прошедшие по различным геологическим структурам в том числе, на наш взгляд, поверхностные волны. Поверхностные волны, которые трансформировались от продольных волн, потом поверхностные волны на границе вода – дно, и воздух – гранит. Полученные результаты требуют серьезного осмысления и сравнения с математическим моделированием распространения акустических сигналов с учетом упругих свойств дна.

#### Литература

1. Пивоваров А.Н., Ярощук И.О., Швырев А.Н., Леонтьев А.П. Автономный регистратор гидрофизических полей. Патент на полезную модель № 171967 U1. Заявка № 2017109315/28 от 20.03.2017. Регистрация от 22.06.2017.
2. Рэлея (Стретт Дж.В.) Теория звука. Том 1 (2-е изд.) М.: ГИТТЛ. 1955.
3. Самченко А.Н., Ярощук И.О. Акустические параметры рыхлых донных отложений залива Петра Великого (Японское море) // Вестник ДВО РАН. 2017. № 5. С. 130-136.

# ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ КООРДИНАТ И СКОРОСТЕЙ СМЕЩЕНИЯ ПУНКТОВ МЕТОДОМ КОСМИЧЕСКОЙ ГЕОДЕЗИИ

**В.Ю. Тимофеев<sup>1</sup>, Д.Г. Ардюков<sup>1</sup>, А.В. Тимофеев<sup>1</sup>, М.Г. Валитов<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СОРАН, г. Новосибирск

<sup>2</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева

Timofeevvy@ipgg.sbras.ru

Информация о современных скоростях смещения, полученных при измерениях методом космической геодезии, используется при создании международных навигационных систем ITRF, при построениях теории плитной тектоники Земли, при вычислениях скорости деформирования тектонических плит и отдельных геологических структурных элементов, при изучении полей смещений в районе сильных землетрясений. При этом применяются двухчастотные геодезические приёмники космической геодезии различных марок и систем с использованием оригинальных антенн. Важно оценить надёжность параметров, получаемых различными типами приёмников, определить возможности взаимозаменяемости систем измерений при многолетнем мониторинге смещений на реперах различной конструкции. Задачей нашей работы являлось сравнение точности определения координат и значений многолетней скорости смещения пунктов при использовании различных комплектов приёмников космической геодезии. Исследования выполнялись с использованием материалов многолетних измерений, полученных на четырёх пунктах наблюдений с двухчастотными приёмниками космической геодезии различных типов. Измерения проводились на сейсмостанциях и научных полигонах (Таблица 1), расположенных в Западной Сибири и на юге Приморья. При проведении наблюдений использованы следующие комплекты приёмников космической геодезии: Trimble 4700 с антенной Trimble Micro Centered L1/L2 (далее в тексте «Т-4700»), Sokkia Radian GePos 24 с антенной Novatel 600-G L1/L2 (далее – «Соккия»), JAVAD TRE\_G3T SIGMA с антенной JAV\_GRANT-G3T (далее в тексте – «Джавад»), Trimble R7 GNSS с антенной Zephyr Model 2 Geodetic (далее в тексте – «Т-Р7») и система GPS [1]. На всех пунктах применялась жёсткая центровка антенн. Оборудование пунктов на станциях проводилось исходя из местных условий.

Таблица 1. Координаты пунктов измерений, расположенных в Западной Сибири и Приморье

Пункт наблюдений	Широта	Долгота	Высота
Ключи (NVSK)	54.840°	83.235°	123 м
Усть-Кан	50.939°	84.768°	1004 м
Артыбаш	51.798°	87.281°	461 м
Мыс Шульца	42.582°	131.155°	78 м

На сейсмостанции Ключи (в 8 км от Академгородка, г. Новосибирск) для установки антенн использовалась массивная железная конструкция, закреплённая на стене старого здания сейсмостанции. В Горном Алтае на территории сейсмостанции Усть-Кан на скальных выходах оборудованы два пункта наблюдений. Наземный скальный репер заложен в 2000 году, репер на штанге находится в 45 метрах западнее первого. На сейсмостанции Артыбаш скальный репер у подножия горного склона из-за ограниченной видимости спутников оказался непригодным для наблюдений. Поэтому, в 2001 году, на территории станции на террасе был построен классический глубинный репер, т.е. на глубине 3 метра заливался бетонный постамент (3 кубометра), в котором закреплена выходящая на поверхность 6 метровая обсадная труба с приваренным наконечником. На юге Приморья работы

проводились на полуострове Гамова. Пункт на научном полигоне «Мыс Шульца» ТОИ ДВО РАН, пункт «GORA» был оборудован на крыше шестиметрового здания.

Сравнение результатов приёмников «Т-4700» и «Соккии» проводилось на сейсмостанциях Горного Алтая. Обычно в анализе используются серии наблюдений длиной от 3-х суток до месяца. Обработка проводилась программным пакетом GAMIT-GLOBK с использованием данных постоянных станций сети IGS (до 20 пунктов). В результате анализа и сравнения результатов, полученных разными приёмниками на пункте Артыбаш, расхождения по отдельным координатам составило от 2 мм до 10 мм (Таблица 2), а сравнение по скоростям на периоде измерений 2001 – 2012 гг. показало хорошее совпадение результатов.

Таблица 2. Разность значений координат пункта Артыбаш, определённых приёмниками «Соккия» и «Т-4700». Антенна последнего устанавливалась на триггере.

Год	Разность по широте в мм	Разность по долготе в мм	Разность по высоте в мм
2004	- 5.5	+ 9.6	- 83.2
2005	- 6.8	+ 12.2	- 92.4
2007	- 8.1	+ 13.6	- 85.1
2009	- 2.5	+ 12.4	- 82.0
2010	- 4.0	+ 6.8	- 85.3
Среднее	- 5.3	+ 10.9	-85.6 + 75.0 (высота триггера) = - 10.6

Расхождение результатов по долготе связано с наличием залесённого холма на северо-западе, что может приводить к псевдо-отражениям, регистрируемым системой «Соккия». Антенна системы «Т-4700» снабжена отражателем, что уменьшает искажения сигнала. Она устанавливалась с использованием триггера, что отразилось в значении высоты пункта. Также в высоте проявилась различие в положении фазового центра антенн. Значения скорости смещения пункта Артыбаш оказалось одинаковым (например, на восток 29.1 мм/год).

На сейсмостанции Усть-Кан (Горный Алтай) ежегодные измерения проводятся на двух пунктах. На графике (Рис. 1) приведены результаты анализа, показывающие смещение на Восток, по данным измерений на пунктах «Скальный» (26.94) и на пункте «Штанга» (27.73),

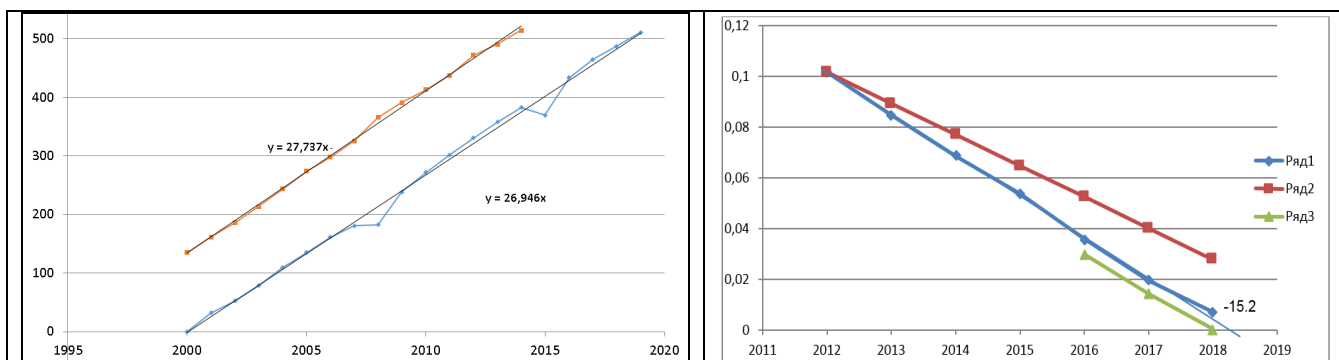


Рис. 1. А) Смещение пунктов Усть-Кан на Восток в миллиметрах по данным измерений с 2000 года по 2019 год. Здесь: верхняя линия – «Соккия» по измерениям на пункте «Штанга», нижняя линия - «Т-4700» по измерениям на пункте «Скальный». Б) Смещение пункта «GORA» на Юг в миллиметрах. Здесь: верхний ряд – смещение по модели Евразии, средний – по результатам «Т-4700», нижний ряд 3 – смещение по результатам измерений системы «Джавад».

Измерения на юге Приморья на полуострове Гамова начаты приёмником «Т-4700», а также постоянные наблюдения проводятся приёмником «Джавад». Результаты анализа

данных, полученных на научном полигоне «Мыс Шульца», на пункте приведены в таблице 3, на рис. 1.

Измерения на постоянном пункте международной сети IGS Ключи-NVSK начаты в июле 2000 года используя приёмник «Т-4700». Результаты определения горизонтальной скорости смещения пункта за период 2000-2015 гг. составили:  $-1.20 \pm 0.03$  (N) мм/год и  $+ 26.3 \pm 0.03$  (E) мм/год. В 2016 году приёмник TRIMBLE-4700 был выведен из эксплуатации, а станция NVSK оснащена комплексным приемником ГЛОНАСС-GPS (Trimble R7 GNSS, антенна Zephyr Model2, L1/L2/L5 G1/G2 Geodetic, обозначим его как «Т-Р7»). Новая антенна была установлена в том же месте, что и предыдущая. Значения скоростей, полученных системой «Т-Р7» (период 2016-2019 гг.) составили:  $- 1.14$  (N) мм/год и  $26.48$  (E) мм/год. Сравнение определений высоты в эпохи 2012-2015 гг. и 2016-2019 гг. показало отклонение на 29 мм, что свидетельствует о разном положении фазовых центров у антенн «Т-4700» и «Т-Р7» (Таблица 4).

Таблица 3. Разность значений координат пункта «GORA» по данным «Джавад» и «Т-4700»

Год	Разность по широте в мм	Разность по долготе в мм	Разность по высоте в мм
2016	- 9.1	- 4.3	$78533.5 - 78607.4 = -73.9$
2017	- 6.4	- 3.8	$78536.9 - 78606.9 = -70.0$
2018	- 8.8	- 5.1	$78534.2 - 78607.0 = -72.8$
Среднее	- 8.1	- 4.4	$-72.2 + 75 = +2.8$ (антенна на 107KB107107rom)

Таблица 4. Результаты измерений высоты пункта NVSK-Ключи по ежегодным измерениям в июле-августе с 2001 года по 2019 год. Использованы разные комплекты приёмников и антенн

Год измерений	Высота пункта в метрах
2001	123.09847
.....	
2012	123.10291
2013	123.10008
2014	123.09839
2015	123.10021
А: среднее (2012-2015)	123.10040
2016	123.07075
2017	123.07378
2018	123.06890
2019	123.07156
Б: среднее (2016-2019)	123.07124
Разность А – Б	0.02915

В результате сравнения различных антенн и двухчастотных приёмников космической геодезии, выполненного на материалах многолетних измерений, на пунктах юга Сибири и Приморья, оценены величины смещения координат. В целом, широтные и долготные компоненты по определениям разными приборами отличаются на  $2 \div 10$  мм. Открытость неба, использование триггера и наличие отражателей для уменьшения эффекта искажения сигналов несущих частот уменьшает различия. Для вертикальной компоненты получены отклонения от нуля до 29 мм. Отличия связаны с положением фазового центра различных типов антенн.

Более важным параметром при геодинимических построениях является скорость смещения пункта. Для четырёх типов антенн и приёмников в результате многолетних измерений получены значения скоростей смещений пунктов по широте, долготе и высоте. Все исследуемые системы показали хорошую сходимость в этих параметрах. Далее сравнение с модельными значениями смещений тектонической плиты Евразия позволяют, например, определять величину пост-сейсмического смещения в дальней зоне Японского землетрясения 11.03.2011 ( $M = 9$ ).

#### Литература

1. Антонович К.М. Использование спутниковых радионавигационных систем в геодезии. Москва. ФГУП «Картгеоцентр». 1 том. 2005. С.333. 2 том. 2006. С.359.

## ИЗМЕРЕНИЕ СМЕЩЕНИЙ И СИЛЫ ТЯЖЕСТИ НА ЮГЕ ПРИМОРЬЯ

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

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

Timofeevvy@ipgg.sbras.ru

Последние двадцать лет методы космической геодезии и гравиметрии активно применяются в научных исследованиях на Дальнем Востоке России (в Приморье, Хабаровском крае, Камчатке, Курилах и на Сахалине). Здесь расположен район субдукции – область столкновения Тихоокеанской и Евразийской тектонических плит, который отличается сильной сейсмической активностью. Задачи работы можно сформулировать, как исследование современных движений земной коры, определения величины и природы косейсмических и постсейсмических эффектов при сильных землетрясениях. Известно, что подготовка землетрясений, в первую очередь связана с процессами деформирования земной коры, а само сейсмическое событие – это результат внезапного высвобождения упругой энергии. Наиболее сильным землетрясением за последние десятилетия здесь является Японское землетрясение 11.03.2011 с магнитудой  $M = 9$ . Косейсмические проявления этого события были зарегистрированы на расстояниях в тысячу километров и более от эпицентра. Значение горизонтального вектора смещений для точек, расположенных в Приморье в дальней зоне (1000-1700 км от эпицентра) меняется от 40 мм до 7 мм, убывая с расстоянием (Рисунок 1). Ошибка измерений косейсмических смещений составляет 1-4 мм. Полученная зависимость, в целом, соответствует дислокационной модели землетрясения, рассматриваемой в рамках теории упругости для однородной земной коры [1].

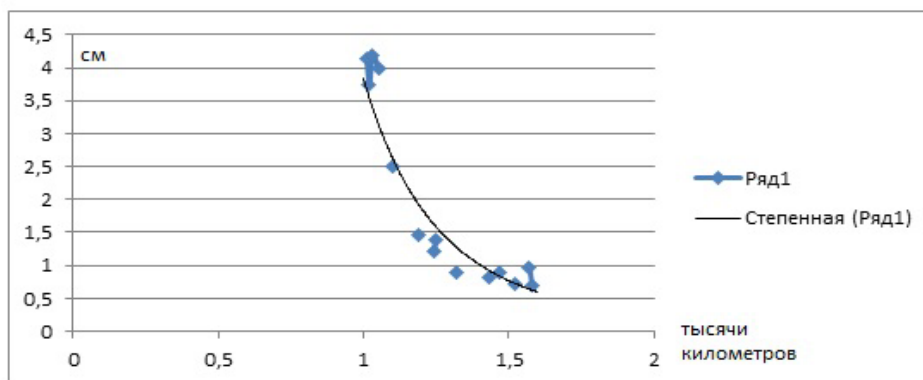


Рис. 1. Зависимость косейсмического горизонтального смещения (в см) от расстояния до эпицентра в тысячах километрах. Экспериментальные данные и квадратичная кривая. Дальняя зона Японского (Tohoku-Oki) землетрясения 11 марта 2011 года ( $M_w = 9$ ). График построен по данным, полученным на пунктах геодинамической сети, простирающейся от северной части Хабаровского края до юга Приморья.

Начиная с 2010 года наблюдения вариаций силы тяжести и смещений проводятся в специальной обсерватории (GORA), расположенной на полигоне ТОИ ДВО РАН «Мыс Шульца». Здесь для измерений использованы относительные цифровые гравиметры и абсолютные гравиметры типа ГАБЛ. Гравиметрические приливные наблюдения позволили определить приливные параметры необходимые для вычисления поправок в абсолютные

измерения силы тяжести с микрогальной точностью. Постсейсмические смещения в дальней зоне Японского землетрясения, полученные на юге Приморья на полигоне мыс Шульца (ТОИ ДВО РАН), представлены на рисунках 2 и 3.

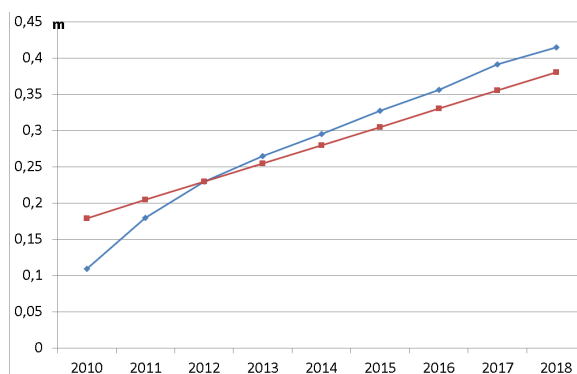


Рис. 2. Смещение пункта “GORA” на восток, построенный по экспериментальным данным (геоцентрическое решение) и теоретическая прямая – плитное движение Евразии по модели SOPAC-2008. Вертикальная шкала в метрах. Горизонтальная – время, годы. Метод исследований – ежегодный опрос по методу космической геодезии с 2010 года по 2018 год. Полигон – мыс Шульца (координаты 42,65° с.ш. и 130,88° в.д.)

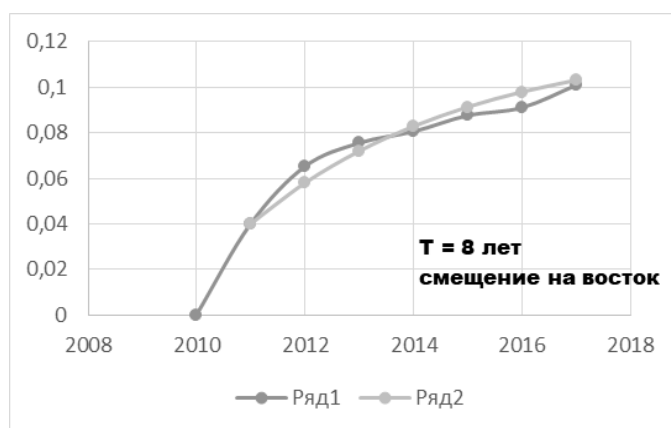


Рис. 3. График, построенный по экспериментальным данным (Ряд 1 – разность экспериментального и модельного смещений, показанных на Рис. 2). Ряд 2 – теоретическая кривая затухания для смещения на Восток при  $T = 8$  лет. Вертикальная шкала в метрах.

Гравиметрические наблюдения неприливных вариаций силы тяжести зарегистрировали отклик на событие в Японии (Рисунок 4). Отметим, что ежегодные измерения после 2013 года приводились гравиметрами ГАБЛ различной модификации, что могло отразиться на точности измерений. Постсейсмические процессы помимо механизма вязкоупругой релаксация, могут быть связаны со скольжением вдоль плоскости разрыва с переменным коэффициентом трения и выравниванием порового давления во вмещающих разрыв флюидонасыщенных породах [2, 3]. Последний механизм может доминировать в период от нескольких месяцев до одно-двух лет после события. Этим эффектом можно объяснить зарегистрированное увеличение величины силы тяжести (Рисунок 5) в первые годы после сейсмического события (Японского землетрясения 11 марта 2011 года,  $M = 9$ ) и увеличение значения в 2018 году через год после ядерных испытаний в КНДР (2.09.2017). За годы наблюдений (2010-2018) вертикальное опускание на пункте GORA достигло 7 мм. Пересчитанное с нормальным градиентом (308 микрогал/м) величина силы тяжести приведена рисунке 5, затухание вертикальных смещений

соответствует теоретической кривой при времени затухания  $T = 3$  года. Используя вязкоупругую физическую модель Максвелла (соотношение для времени затухания  $\tau = \eta/2\mu$ , где  $\eta$  – вязкость и  $\mu$  – упругий модуль сдвига) при временах затухания  $\tau$  – 3 года и 8 лет, при модуле сдвига нижней коры  $\mu$  от 41 ГПа до 73 ГПа получаем оценки для вязкости нижнего слоя.

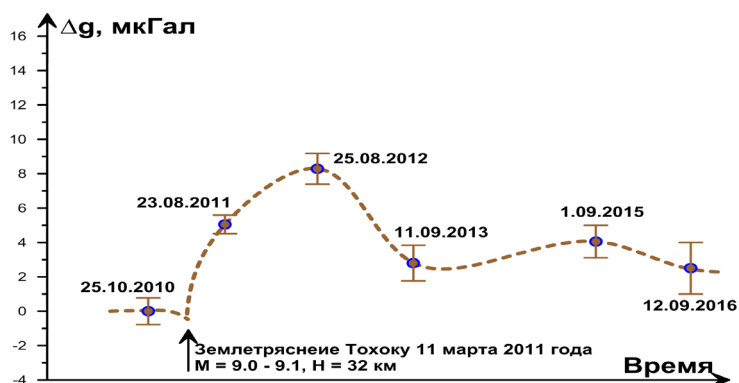


Рис. 4. Неприливные вариации силы тяжести, зарегистрированные на пункте GORA.

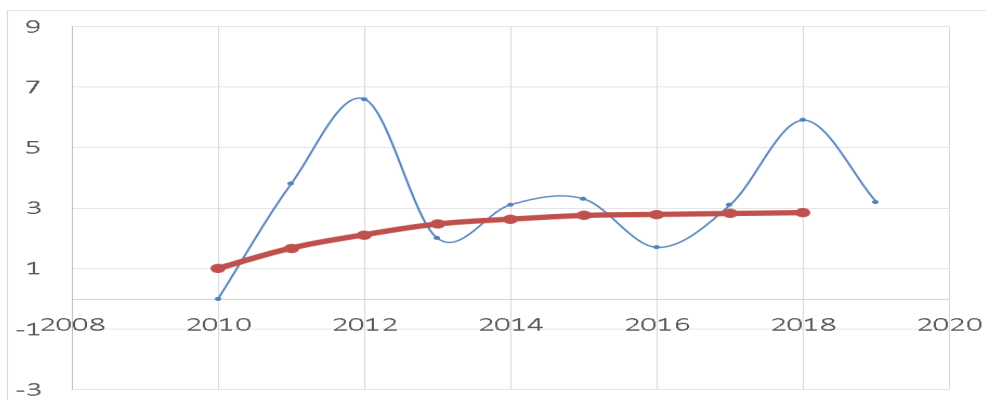


Рис. 5. Неприливные вариации силы тяжести, зарегистрированные на пункте «GORA», и кривая, полученная из пересчёта вертикальных смещений при нормальном градиенте.

Комплексные многолетние исследования позволили оценить время затухания смещений в дальней зоне Японского землетрясения (11.03.2011,  $M = 9.0$ ). В результате исследований показано, что на восточной окраине Евразийской плиты (район Приморья, Дальний Восток) оценки вязкости нижней коры или астеносферы находятся в диапазоне  $3 \cdot 10^{18} \div 5 \cdot 10^{19}$  Па·с. Для краевой части Евразийской плиты из пространственного анализа результатов, полученных после Японского землетрясения получены оценки вязкости в интервале  $(0.8 \div 2.0) \times 10^{19}$  Па·с [4]. Наши оценки находятся в том же диапазоне.

#### Литература

1. Okada Y., Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // Bulletin of the Seismological Society of America. V. 75. N 4. 1985 P. 1135-1154.
2. Peltzer G., Rosen P., Roges F., Hudnut K. Poroelastic rebound along the Landers 1992 earthquake surface rupture // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. N. B12. P. 30131–3014
3. Jounsson S., Segall P., Pedersen R., Bjornsson G. Post-earthquake ground movements correlated to pore-pressure transients. Nature. 2003. V. 424. P. 179–183.
4. Zhao Qian, Fu Guangyu, Wu Weiwei. Spatial-temporal evolution and corresponding mechanism of the far-field post-seismic displacements following the 2011 Mw 9.0 Tohoku earthquake // 2019. Congress IUGG. G06p-311.



# ВЕРТИКАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ТЕЧЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО, ЯПОНСКОЕ МОРЕ (ПО ДАННЫМ БУЯ WAVESCAN)

О.О. Грусенкова, В.Б. Лобанов, А.Ю. Лазарюк

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

ТОИ ДВО РАН систематически проводит мониторинг и исследования процессов в заливе Петра Великого Японского моря. В частности, в юго-западной части залива мористей о. Фуругельма в безледный период 2016 г. Был установлен стационарный буй WAVESCAN, оснащенный доплеровским измерителем течений и комплексом приборов для измерения метеопараметров и температуры воды в приповерхностном слое, позволивший получить уникальные данные о течениях длительностью около 8 мес. (см. обсуждение предварительных результатов в работе [1]). Целью данной работы является оценка сдвига и поворота скорости течения с глубиной, что является косвенным показателем бароклинности морской среды, а также выявление статистических закономерностей его изменчивости по данным буя WAVESCAN.

Используются измерения величины скорости и направления течения, выполненные с 30 апреля по 23 декабря 2016 г. В слоях толщиной 4 м, начиная с горизонта 2 м, и с дискретностью 1 час в пункте с координатами ( $42.42^\circ$  с.ш.,  $130.95^\circ$  в.д.), где глубина составляет 50 м. 21–28 июня проводились профилактические работы, измерения в этот период не выполнялись. К анализу привлекаются данные о касательном напряжении ветра, рассчитанные по данным буя на основе алгоритма COARE [2], а также информация о синоптических процессах над Японским морем из Ежемесячного гидрометеорологического бюллетеня ДВНИГМИ за 2016 г. Многомерный статистический анализ основан на разложении величины скорости течения на эмпирические ортогональные функции (ЭОФ) в координатах «время – глубина»; подобный анализ ранее применялся к данным стационарного профилографа «Аквалог», установленного в верхней части континентального склона у восточной границы залива Петра Великого [3]. Были также оценены комплексные ЭОФ (КЭОФ) по векторным данным о течении, причем зональные и меридиональные компоненты векторов скорости представляли вещественные и мнимые части комплексного сигнала. Результаты разложения на КЭОФ представимы посредством амплитудно-фазовых характеристик (фаза определена в интервале от  $-180^\circ$  до  $180^\circ$ ). Предварительно из данных были вычтены средние по глубине скорости в каждый момент времени.

Были получены по две значимые моды ЭОФ и КЭОФ, совместно учитывающие 68.5% и 75.2% дисперсии данных соответственно (рис. 1). ЭОФ- и КЭОФ-моды оказались аналогами: вещественные части пространственной и временной функций КЭОФ-мод практически совпадают с пространственной и временной функциями ЭОФ-мод. Старшие ЭОФ- и КЭОФ-моды описывают сдвиг скорости течения по глубине: при увеличении скорости в верхнем слое, она уменьшалась в нижнем слое и наоборот (рис. 1а), а направление вкладов в течения были противоположны, поскольку, сдвиг фаз в верхнем и нижнем слоях составляет  $160^\circ$  (рис. 1в, г).

Временным функциям первой ЭОФ- и КЭОФ-мод свойственна значительная изменчивость (рис. 2). Вейвлет-спектр показывает наличие, в течение всего периода наблюдений, колебаний с периодом, возрастающим от 20–40 до 50–70 сут. В разное время наблюдались колебания с периодами 10–20 сут и менее 10 сут. С начала октября, с усилением ветра, изменчивость на масштабах более 10 сут ослабла, а короткопериодная – усилилась. Под воздействием сильного ветра в мае, конце августа – начале сентября и с октября усилилась наиболее короткопериодная изменчивость с периодами меньше суток.

Такой характер изменчивости и высокая доля учитываемой дисперсии данных позволяют оценить поворот течения с глубиной по первой моде КЭОФ. Если угол  $\alpha$  между вектором средней по глубине скорости ( $U_0$ ) и вкладом моды в верхнем слое ( $U_1^{\text{upper}}$ ) положителен, происходит правый (антициклонический) сдвиг, если  $\alpha < 0$  – левый (циклонический). В целом, течения в пункте измерений характеризуются значительным сдвигом и поворотом по глубине. Средний по времени сдвиг скорости течения между верхним и нижним слоями составляет около 5 см/с, т.е. около 30% от средней  $U_0$  (15.4 см/с), среднее значение  $\alpha$  составляет  $75^\circ$  (без учета знака).

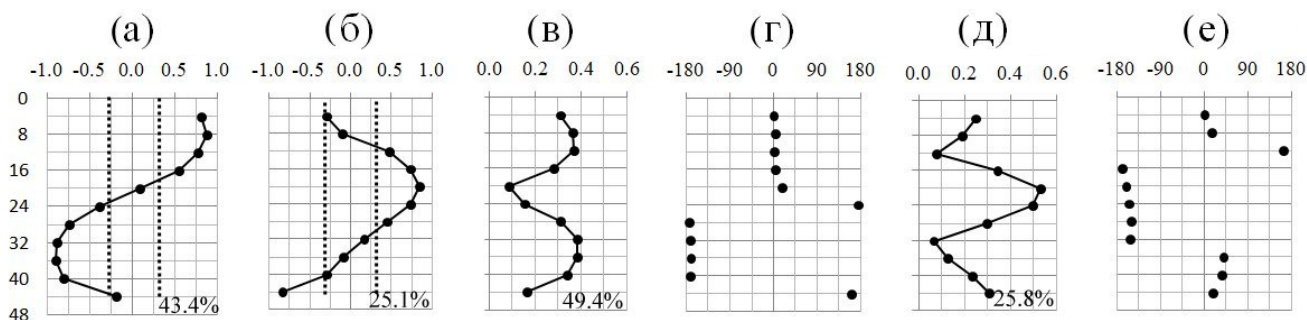


Рис. 1. Коэффициенты корреляции между временными функциями первой (а) и второй (б) ЭОФ-мод и исходными данными; пространственные амплитуды (см/с; в, д) и фазы (град; г, е) первой (в, г) и второй (д, е) КЭОФ-мод. 95%-й уровень статистической значимости коэффициентов корреляции показан пунктиром. Показана доля (%) дисперсии, учитываемой модами.

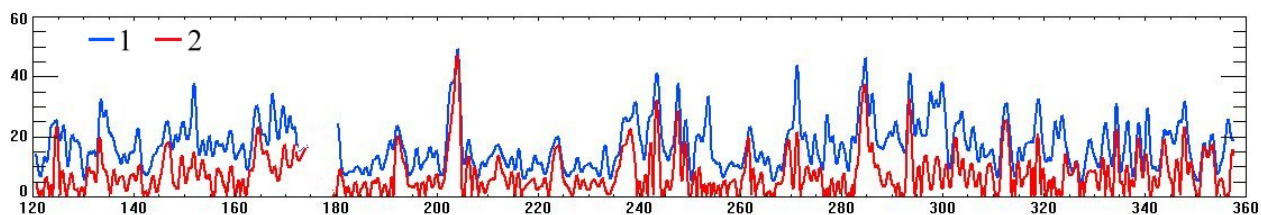


Рис. 2. Абсолютная величина временной функции первой ЭОФ-моды (1) и амплитуда временной функции первой КЭОФ-моды (2). Здесь и далее по оси абсцисс отложены сутки от начала года, временные ряды сглажены с устранением колебаний с периодами, меньше 1.2 сут, в период профилактических работ (172–179 сут) показан разрыв в данных.

Изменения  $\alpha$  во времени представлены на рис. 3; выделяются периоды, когда знак  $\alpha$  почти не изменялся, т.е. преобладал правый (например, в середине июня и начале августа) или левый (в середине августа) поворот течения с глубиной. Этим режимам соответствуют масштабы 30–60 сут в вейвлет-спектре  $\alpha$ . В другие периоды знак  $\alpha$  изменялся за непродолжительное время, чему соответствуют масштабы 8–15 сут в вейвлет-спектре – характерные времена жизни динамических структур синоптического и мезо- масштабов в этом районе (по спутниковым данным [4]).

В спектре также присутствуют колебания  $\alpha$  на масштабах 3–7 сут (синоптический масштаб атмосферы), которые естественно связать с воздействием ветра. Однако совместный вейвлет-спектр  $\alpha$  и направления ветра показал, что когерентность их колебаний превышает 0.5 только в отдельные периоды времени, причем изменения течений происходят после изменения ветра через сутки в августе и через 1.5 сут в декабре. Статистически значимых взаимосвязей  $\alpha$  с изменениями величины (модуля) напряжения ветра обнаружено не было. Короткопериодные колебания  $\alpha$ , возможно, связаны с развитием наиболее короткоживущих вихрей [4], видимо, также вызванных изменениями ветра.

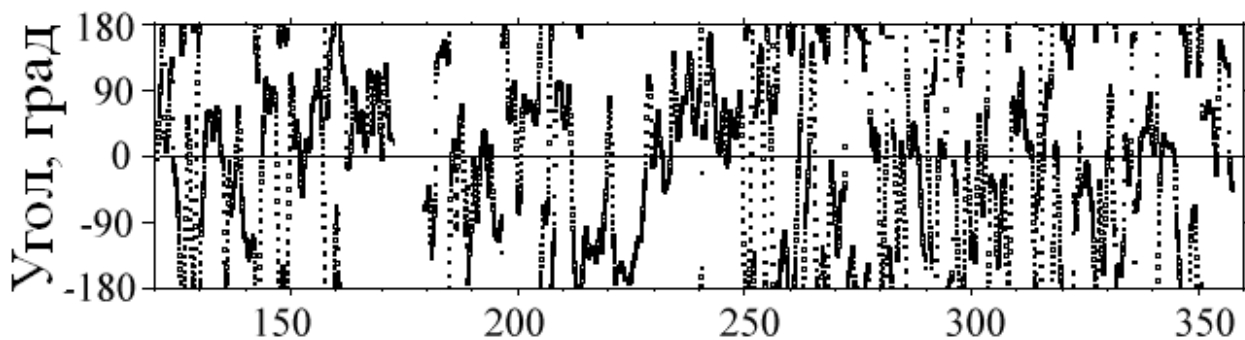


Рис. 3. Временной ряд угла (град) между  $U_0$  и  $U_1$ .

Вторые ЭОФ- и КЭОФ-моды дают противоположные вклады в скорость течения в верхнем и придонном слоях (рис. 16, д, е). Временная изменчивость этих мод соответствует изменчивости средней по глубине  $U_0$  (рис. 4), т.е. в верхнем слое эта мода увеличивает  $U_0$ , а в нижнем уменьшает, поскольку разность фаз составляет  $180^\circ$ . Таким образом, эта мода описывает торможение потока за счет придонного трения, а средняя величина этого торможения составляет около 3 см/с. Следует отметить, что интенсивный циклогенез в конце августа – начале сентября (241–245 сут от начала года), в том числе прохождение тайфуна Лайонрок, оказал сильнейшее влияние на  $U_0$  и временную функцию второй моды, т.е. на течения по всей глубине (рис. 4).

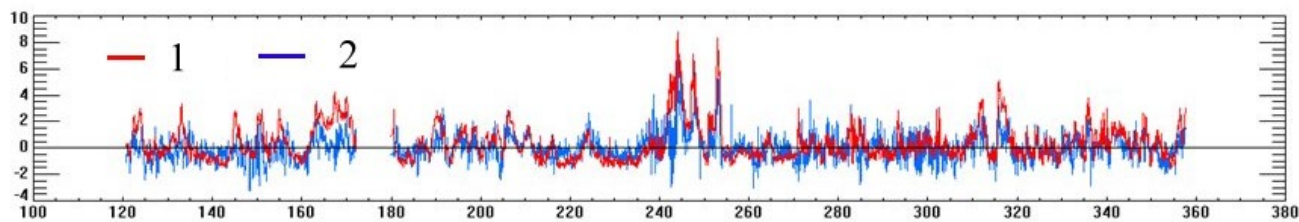


Рис. 4. Временные ряды нормализованных  $U_0$  (1) и временной функции второй ЭОФ-моды (2).

**Выводы.** Течения в районе о. Фуругельма (юго-западная часть залива Петра Великого) характеризуются значительным сдвигом скорости по глубине. В разные периоды времени происходит как правый (антициклонический), так и левый (циклонический) поворот течения с глубиной. В июне – августе имели место ситуации с преимущественно левым или правым поворотом длительностью около 30 сут. В другие периоды направление поворота изменялось за 8–15 или 3–7 сут, причем на масштабах 3–7 сут поворот течения происходил через сутки в августе и через 1.5 сут в декабре после изменения ветра. В другие периоды статистически значимых связей с ветром не обнаружено, но можно предположить, что эти изменения связаны с прохождением синоптических и мезомасштабных динамических структур, ранее зарегистрированных в этом районе по спутниковым данным [4].

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 121021700346-7. Авторы благодарят А.Ф. Сергеева за организацию натурального эксперимента с буем WaveScan, М.К. Пичугина за расчет напряжения ветра.

#### Литература

1. Лобанов В.Б., Лазарюк А.Ю., Пономарев В.И. и др. Результаты гидрометеорологических измерений комплексом приборов буя WAVESCAN на юго-западном шельфе залива Петра Великого в 2016 г. // Океанологические исследования. 2020. Т. 48. № 4. С. 05–32.

2. Edson J.B., Jampana V., Weller R.A., et al. On the Exchange of Momentum over the Open Ocean // *J. Phys. Oceanogr.* 2013. V. 43. N. 8. P. 1589–1610.
3. Трусенкова О.О., Островский А.Г., Лазарюк А.Ю., Лобанов В.Б. Эволюция термохалинной стратификации северо-западной части Японского моря: синоптическая изменчивость и внутригодовые колебания // *Океанология*. Т. 61. № 3. С. 366–376.
4. 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. 214-222.

# АКУСТИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ В РЕЖИМЕ РЕАЛЬНОГО ВРЕМЕНИ

М.Ю. Фершалов, Д.Г. Ковзель, В.А. Гриценко

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
mfershalov@gmail.com

В последние годы отмечен рост интенсивности не только морских грузоперевозок, но и работ, связанных с добычей полезных ископаемых со дна океанов. Подобные работы сопряжены с увеличением уровня шума в акваториях, что при превышении критических значений, может приводить к изменению поведенческих реакций морских животных. Особую озабоченность у мировой общественности вызывает реакция на шумы видов, занесенных в Красную книгу. Для сохранения биологического разнообразия морских обитателей необходимо не допускать превышения допустимого уровня шума. В случае обнаружения превышения, производить срочные действия для снижения уровня негативного воздействия шума, производимого во время работ. Эти условия требуют постоянного контроля за акустической обстановкой в разных районах океана, особенно в местах антропогенной активности.

В рамках этой задачи в лаборатории «Акустического зондирования океана» ТОИ ДВО РАН разработаны технические и программные средства для получения объективной информации о подводной шумовой обстановке в режиме реального времени.

В представленном докладе приведена информация о результатах работы, выполненной в рамках модификации оборудования и программного обеспечения в период с 2015 по 2021 гг.

В этот период была разработана методика передачи результатов измерений, которые являются исходными данными для дальнейшей обработки, сконструированы и изготовлены Автономные подводные акустические регистраторы, которые реализуют регистрацию акустических измерений с частотой дискретизации 30030 Гц [1]. На поверхностный буй результаты регистрации приходят по кабелю. Для уменьшения энергопотребления микроконтроллер станции снижает частоту дискретизации до 4200 Гц и передает эти данные на поверхностный, телеметрический буй.

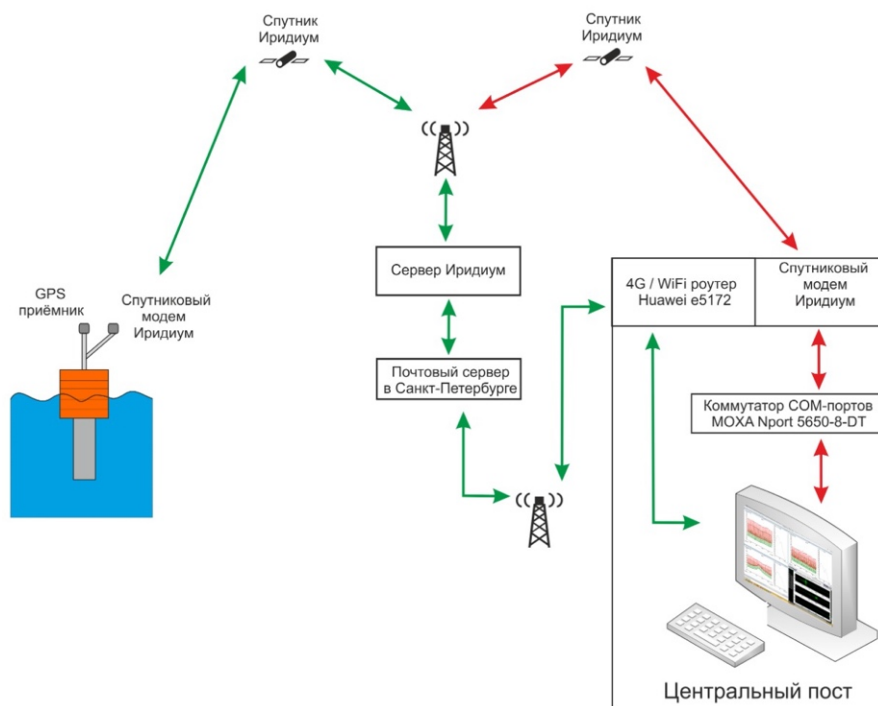


Рис. 1. Схема передачи данных

Микроконтроллер буя, после обработки исходной информации, формирует пакет данных и отправляет его по спутниковому каналу Иридиум на выделенный сервер. Сервер, в свою очередь, отправляет данные на компьютер посредством сети интернет. В случае отсутствия связи с интернетом, для повышения надежности работы системы, предусмотрен вариант передачи данных с сервера на компьютер с помощью спутникового модема Иридиум.

Команды для управления буем подаются с компьютера, используя тот же порядок прохождения информации. Подробнее алгоритм работы системы представлен на рис. 1 и в работах Ковзеля Д.Г., Фершалова М.Ю. и Гриценко В.А. [1, 2, 3].



Рис. 3. Отображение результатов мониторинга на компьютере центрального поста

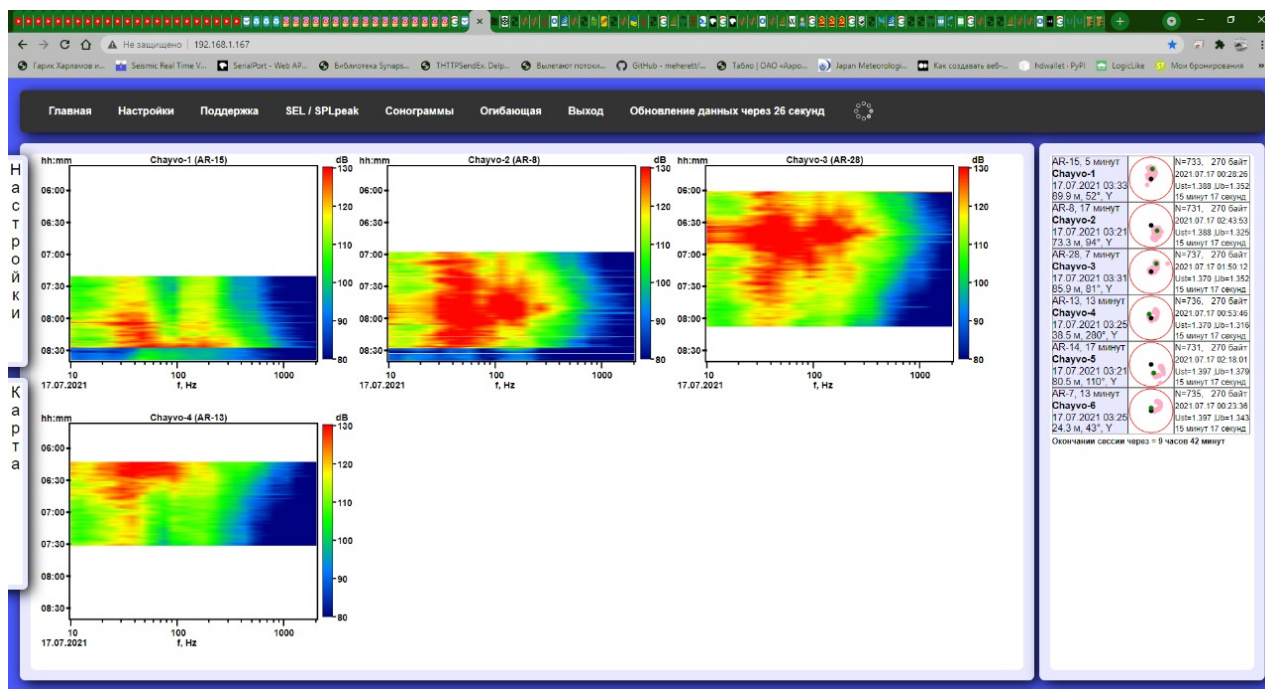


Рис. 4. Отображение спектрограмм на компьютере центрального поста

К основной работе по модернизации системы надо отнести:

- дооснащение буев модулями GPS. Это позволяет определять местоположение буя в любой момент времени, что особенно важно при активной антропогенной деятельности в акватории;
- пополнение списка команд, воспринимаемых микроконтроллером буя;
- разработку новых режимов работы, которые позволили уменьшить размер посылки с 270 байт до 150 байт, что привело к значительной экономии трафика;
- добавление возможности передачи «огибающей» сигнала.

Кроме вышесказанного выполнены работы по переносу программы отображения результатов на онлайн сервис, что позволяет с помощью веб браузера отслеживать параметры акустических шумов на любом компьютере, без установки дополнительного программного обеспечения. Пример отображения результатов мониторинга в браузере представлен на рис. 3, 4.

Дополнительно, добавлена возможность отображения информации о местоположении судов, при наличии потока данных от автоматической идентификационной системы.

По результатам работы можно сделать следующие выводы:

В 2015 году программно-аппаратный комплекс, обеспечивал режиме реального времени:

- запись и передачу результатов оценки акустической обстановки по спутниковому каналу;
- передачу параметров акустической станции и телекоммуникационного буя;
- прием и визуализацию результатов акустической обстановки на компьютере центрального поста акустико-биологического мониторинга

К 2021 году добавлены новые возможности и сделано ряд усовершенствований:

- добавлен модуль GPS, который позволил контролировать положение станций;
- выполнен перенос программы отображения данных на онлайн сервер;
- добавлена возможность передачи «огибающей» сигнала.

Работа выполнена при поддержке компании *Эксон Нефтегаз Лимитед* и в рамках темы госзадания ТОИ ДВО РАН «Изучение фундаментальных основ возникновения, развития, трансформации и взаимодействия гидроакустических, гидрофизических и геофизических полей Мирового океана» (0211-2021-0001).

## Литература

1. Ковзель Д.Г. Технические средства гидроакустического мониторинга сейсморазведочных работ на шельфе. // Акустический журнал. 2018. Т. 64. № 5. С. 605-617.
2. Fershalov M.Y., Gritsenko V.A. and Fershalov A.Y. Software for monitoring parameters of seismo-acoustic pulses in real time // Proc. Mtgs. Acoust. 2015. V. 24. № 1. 070024 <http://dx.doi.org/10.1121/2.0000187>.
3. Kovzel' D.G., Fershalov M.U. and Fershalov A.U. The Shelf-2014 hydroacoustic measuring and registration complex with acoustic, radio and satellite telemetric channels // Proc. Mtgs. Acoust. 2015. 24. 070023. <http://dx.doi.org/10.1121/2.0000186>.

# РЕГИСТРАЦИЯ ВОЛНОВЫХ ПРОЦЕССОВ В АМУРСКОМ ЗАЛИВЕ НА ОСНОВЕ СИСТЕМ ВИДЕОНАБЛЮДЕНИЯ, УСТАНОВЛЕННЫХ НА КРЫШЕ ЗДАНИЯ ТОИ ДВО РАН

**В.К. Фищенко, А.А. Гончарова, А.В. Голик, П.С. Зимин**

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

Специалистами отдела информационных технологий ТОИ ДВО РАН разработаны и применяются в исследованиях методики измерения волновых процессов на основе анализа в режиме реального времени видеотрансляций с прибрежных IP-камер [1,2]. Как правило, камеры устанавливаются на побережье и островах залива Петра Великого и непрерывно наблюдают близлежащие акватории. Информация с камер (моментальные снимки, панорамные снимки и короткие видеозаписи) по заданному расписанию пересылаются в базы данных системы научного мониторинга залива Петра Великого [3]. Кроме этого для некоторых камер организуется режим непрерывной трансляции в сеть ДВО РАН. Это обеспечивает возможность непрерывной долговременной регистрации сигналов волнения, либо иных связанных с ними сигналов, в различных локальных точках наблюдаемой камерой акватории.

Крыша здания ТОИ ДВО РАН представляет собой неплохую точку для организации видеонаблюдения прилегающих акваторий Амурского залива. Нами, начиная с 2009 г., была проведена апробация нескольких сетевых камер видеонаблюдения, которые устанавливались на крыше либо на верхних этажах здания. Как правило, после апробации в институте камеры устанавливались для постоянного использования в удаленных точках системы научного мониторинга. Следует отметить, что возможности систем наблюдения с крыши института несколько ограничиваются тем, что сам институт расположен довольно далеко от залива, ближайшая точка береговой черты находится на расстоянии 410 м. Тем не менее, две стационарные камеры, Geovision (разрешение HD: 1280 x 720 пикселей) и TANTOS (разрешение Full HD: 1920 x 1080 пикселей), непрерывно наблюдают залив, начиная с 2016 г. Первая оснащена длиннофокусным объективом и наблюдает сцену с навигационным буем вблизи отмели, примыкающей к острову Скребцова, вторая оснащена более короткофокусным объективом и наблюдает акваторию около острова Скребцова. Осенью 2020 года были приобретены две новые камеры производства КНР с существенно более качественными характеристиками – Hikvision DS-AL и OMNY 2030-IR. Обе камеры обеспечивают дистанционное PTZ-управление (круговое горизонтальное панорамирование, вертикальные наклоны от -10 до 90 градусов, оптическое увеличение от 1x до 30x) при разрешении Full HD: 1920 x 1080 пикселей. В настоящем докладе приведены некоторые результаты использования этих двух камер для регистрации волновых процессов в Амурском заливе. Основной упор сделан на исследовании возможности проведения измерений на больших (более 1 км) удалениях. На рис. 1 показаны видеотрассы от здания ТОИ до двух мест наблюдений: навигационного буя около о-ва Скребцова (желтый отрезок, расстояние 1.4 км) и низководного моста через Амурский залив (зеленый отрезок, расстояние 5.4 км).





Рис. 1. Видеотрассы с места установки камер Hikvision и OMNY на крыше ТОИ до мест проведения измерений – буя (желтый отрезок) и низководного моста (зеленый)

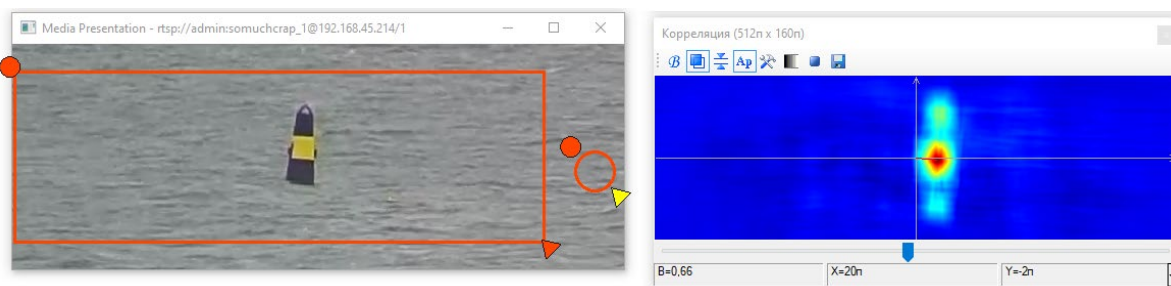


Рис. 2. Регистрация сигнала вертикальных движений навигационного буя

На рис. 2 демонстрируется процесс измерения сигнала вертикальных колебаний навигационного буя на основе анализа потокового видео с камеры Hikvision программой QAVIS [4]. Применяется инструмент Корреляция. Пользователь зафиксировал начальный кадр с буюм, после чего программа для каждого очередного кадра рассчитывает взаимную корреляционную функцию с начальным кадром, сохраняя измеренные в пикселах координаты максимума корреляции в выходной файл. Вертикальная координата максимума представляет собой возвышение буя в пикселах относительно его начального положения. Зная реальную высоту буюв этого типа (3 м) и измерив ее же в поле видеокadra в пикселах (70), получим масштабный коэффициент  $K=4.285$  см/пиксел. С его помощью сигнал колебаний буя  $h(t)$  можно пересчитать в шкалу сантиметров. Учитывая, что основной причиной колебаний буя являются волновые процессы на поверхности моря, этот сигнал можно считать оценкой сигнала волнения в точке установки буя.

На рис. 3а приведена осциллограмма 30-секундного фрагмента сигнала вертикальных движений навигационного буя для демонстрации особенностей процесса измерений. Несмотря на грубый шаг квантования (4см) сигнал неплохо отображает волновые структуры. На рис. 3(б,в) приведены осциллограмма и спектрограмма трехсуточного сигнала (11-14 июня 2021 г.). Пропуски в данных соответствуют ночному времени. Спектрограмма отображает временную динамику частотного состава волнения. Хорошо видны отклики зыби, в первый день их частота стабильно держится около значения 0.11 Гц (период 9 сек), в последующие

два дня постепенно возрастает до 0.2 Гц (5 сек). Ветровое волнение (частоты 0.3 – 0.5 Гц) утром незначительное, ко второй половине дня усиливается. В целом, полагаем, что камеры класса Hikvision в сочетании с QAVIS способны эффективно отслеживать частотную динамику поверхностного волнения на расстоянии 1.4 км.

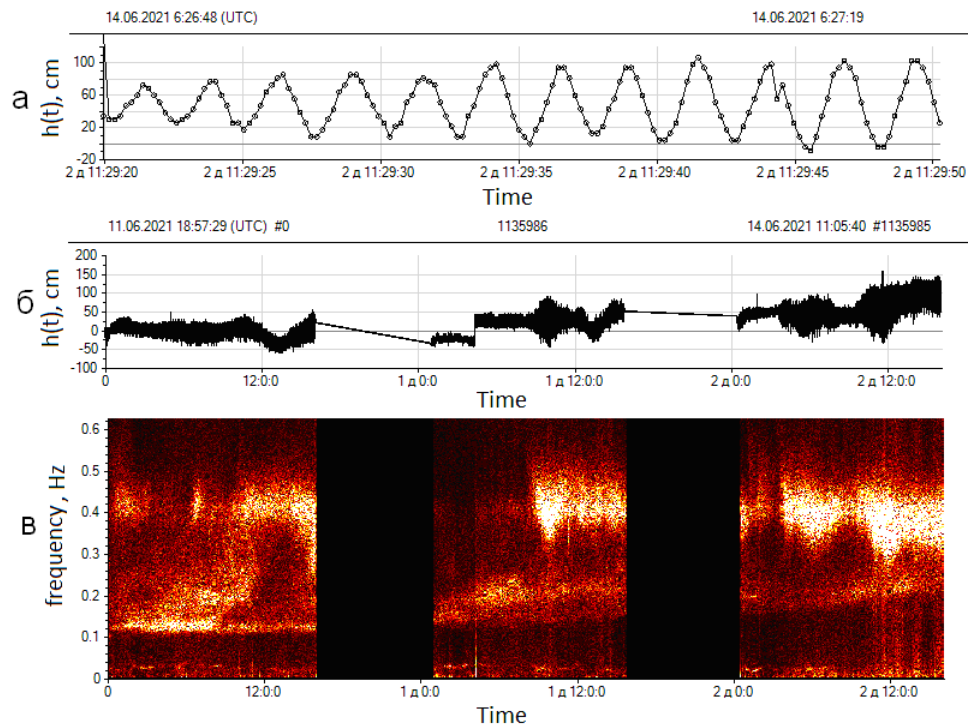


Рис. 3. Результаты 3-суточных наблюдений сигнала волнения в Амурском залива (11-13 июня 2021 г.) на основе видеослежения за бумом камерой Hikvision DS-AELW



Рис. 4. Измерения волновых процессов возле одного из пролетов низковольтного моста

На рис. 4 представлена схема наблюдения волновых процессов около одного из пролетов низковольтного моста, удаление от камеры 5.4 км (14-15 октября 2020 г.). Четыре

инструмента «Развертка» измеряют сигналы изменения во времени яркости кадра внутри круглых селекторов, установленных на границах теней от моста на водной поверхности. Причиной вариаций яркости могут быть волновые процессы. Пятый инструмент (Корреляция) измеряет движения фонаря, установленного на самом мосту, он необходим для корректного разделения в измеряемых сигналах яркости компонент, связанных с дрожанием камеры под воздействием ветра, и компонент, обусловленных морскими процессами.

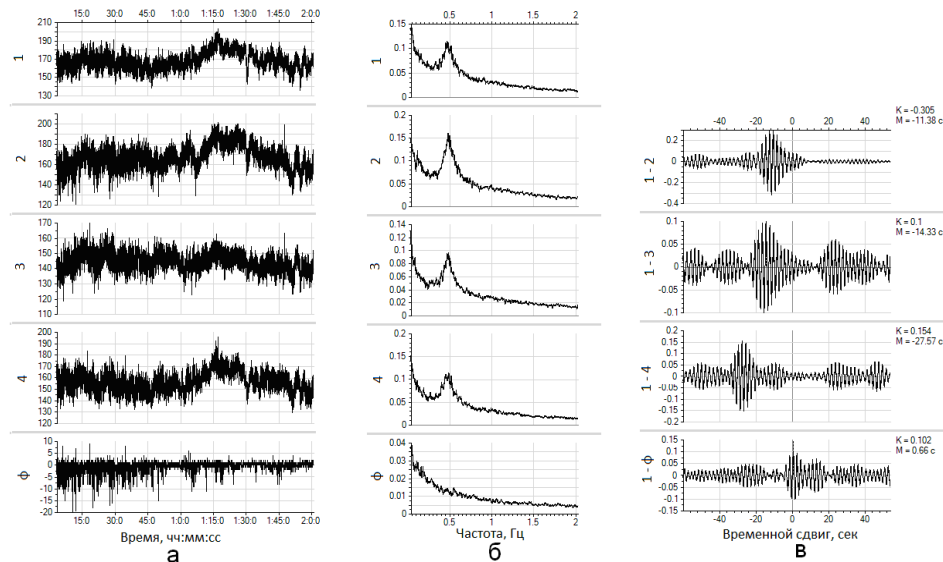


Рис. 5. Анализ сигналов, полученных возле моста в соответствии со схемой рис. 4

На рис. 5а приведены двухчасовые осциллограммы яркостных сигналов («1» - «4») и сигнала движений фонаря «φ». На рис. 5б показаны их спектры. В спектрах яркостных сигналов присутствует пик, соответствующий периодичности 2.1 сек, характерной для ветровых волн. В спектре движений фонаря этой периодичности нет. Методом частотной фильтрации из всех пяти сигналов были выделены узкополосные компоненты, соответствующие частотам ветровых волн, после чего были рассчитаны представленные на рис. 5в взаимные корреляционные функции между первой компонентой (крайний левый измеритель на рис. 4) и остальными. Значимые корреляции между яркостными компонентами ветровых волн очевидны. Временные задержки упорядочены вполне логично, если предположить, что ветровые волны движутся слева направо. Сначала они пересекают точку 1, через 11.3 сек – точку 2, еще через 3 сек – точку 3, и еще через 13.2 сек – точку 4. Общая задержка между крайними измерительными точками 27.57 сек. С учетом задержек и данных о габаритах моста можно оценить скорость распространения ветровых волн. Расстояние между крайними точками 1 и 4, судя по видео, чуть больше расстояния D между опорами большого пролета – 63 м (паспортные данные моста), допустим D=70 м. В проекции на плоскость видеонаблюдения это расстояние равно  $d = D \cos(45^\circ) = 50 \text{ м}$ . Угол  $45^\circ$  оценен примерно на основе рис. 1. Тогда проекция скорости движения ветровых волн на плоскость видеонаблюдения примерно равна  $V_x = 50/27.5 = 1.81 \text{ м/с}$ .

О корреляции яркостного сигнала 1 с сигналом движения фонаря. Как видно на рис. 5в, она тоже заметная, но природа этой корреляции не морская. Вся наблюдаемая сцена немного дрожит в вертикальном направлении вследствие дрожания под воздействием ветра камеры OMNY, установленной на открытом воздухе на крыше института. Спектр дрожания, скорее всего, размазан по всем частотам, в том числе и по частотам вблизи периодичности 2.1 сек. Дрожание синхронно проявляется на всех измерителях, включая фонарь, поэтому мы наблюдаем заметную корреляцию яркостных компонент на частоте ветрового волнения с

движениями фонаря. Отличительным признаком этой ситуации является то, что временные задержки между всеми яркостными сигналами и движениями фонаря примерно равны нулю.

Рассмотрим случай наблюдения возле опор моста волнения зыби. На рис 6а демонстрируется процесс измерения инструментами Развертка и Корреляция колебаний на воде световых пятен от фонарей моста в ночь с 31 октября на 1 ноября 2020 г. На рис. 6б показаны спектрограммы трех сигналов: B1 (инструмент Развертка, крайний левый круглый селектор), h (инструмент Корреляция, измеряет вертикальные смещения полосы света на поверхности воды), BHN (сейсмический сигнал, синхронно зарегистрированный на мысе Шульца, 98 км от моста). Сейсмические сигналы мы используем в качестве контрольных, когда есть основания предполагать, что в залив Петра Великого пришла зыбь [5].

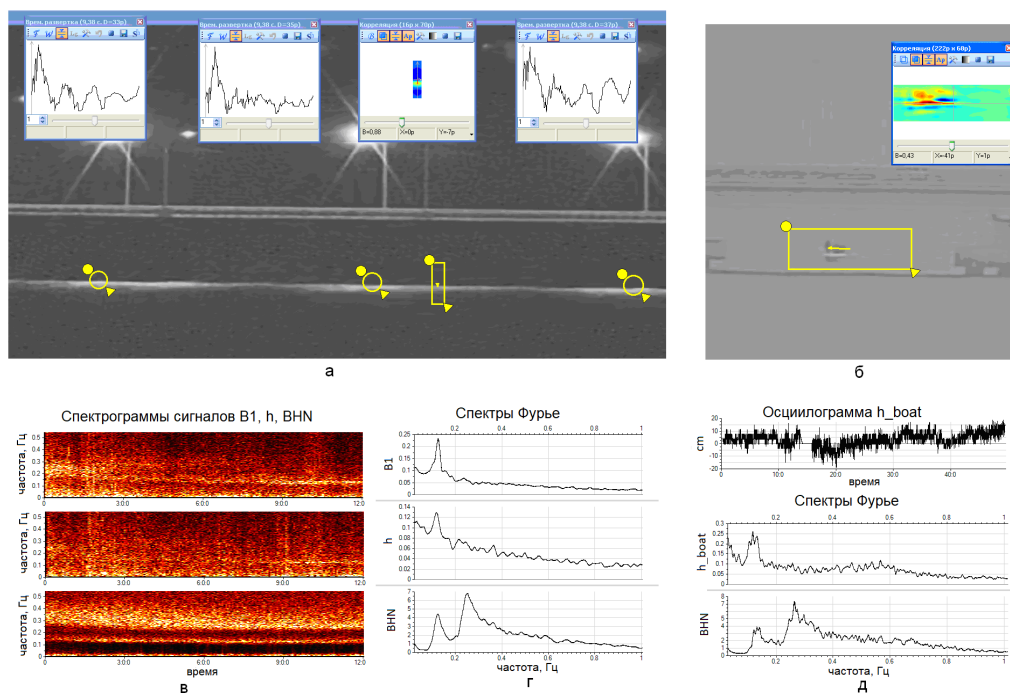


Рис. 6. Измерения характеристик волнения зыби возле низководного моста

В спектрограммах «оптических сигналах»  $B1(t)$  и  $h(t)$  ближе к концу записи просматривается частотная полоса, соответствующая периодичности около 8 сек, которая более четко воспроизводится на спектрограмме сигнала BHN в ее нижней части. Эта периодичность характерна для волнения зыби. На спектрах Фурье (рис. 6г) последних одночасовых фрагментов всех трех сигналов присутствует пик, соответствующий периодичности 8.3 сек. На рис. 6(б, д) демонстрируется еще один небольшой эксперимент возле моста, проведенный днем 1 ноября. При просмотре основной видеотрансляции с мостом была случайно обнаружена рыбацкая лодка в одном из пролетов. Чтобы не перегружать процесс обработки с большим числом измерительных инструментов, на соседнем компьютере была запущена еще одна видеотрансляция, вызвана программа QAVIS и начаты измерения сигнала колебаний лодки на волнах (рис.6б) с помощью инструмента Корреляция. До ухода моряков из поля зрения камеры удалось записать 49-минутный сигнал вертикальных движений лодки  $h\_boat(t)$ . На рис. 6д вверху показана его осциллограмма. Ниже приведены спектры сигнала  $h\_boat$  и сигнала BHN с сейсмической станции на мысе Шульца. В обоих спектрах синхронно проявляются низкочастотные пики все той же ночной зыби – 8.3 сек.

Таким образом, можно заключить, что применение PTZ-камер класса Hikvision DS-AL и OMNY 2030-IR позволяет регистрировать оценки сигналов морского волнения либо связанных с ними яркостных сигналов на удалениях до 5 км. Возможно, эти оценки не очень точны, однако они позволяют уверенно обнаруживать случаи присутствия на акватории ветрового волнения и волнения зыби и точно определять их основные частоты.

## Литература

1. Гончарова А.А., Суботэ А.Е., Фищенко В.К. Программный комплекс для исследования волновых процессов и течений по данным видеосъемки акваторий // Материалы докладов 8-го Всеросс. Симп. «Физика геосфер». Владивосток. 2013. С. 50-54.
2. Фищенко В.К., Долгих Г.И., Зимин П.С., Суботэ А.Е. Некоторые результаты океанологического видеомониторинга // ДАН. 2018. Т. 482. № 3. С. 338-341
3. Фищенко В.К., Голик А.В., Гончарова А.А., Олейников И.С., Подольский Л.А., Суботэ А.Е. Развертывание киберинфраструктуры и элементов системы комплексного оперативного мониторинга побережья и акваторий залива Петра Великого // Материалы докладов 14-й Международной конференции «Методы и средства океанологических исследований». ИО РАН, 19-21 мая 2015 г., Москва. 2015. С. 322-325.
4. Фищенко В.К., Гончарова А.А. Программа для ЭВМ “Программа экспресс-анализа изображений и видео (QAVIS)” // Свидетельство о регистрации № 2017611593. РФ. Бюл. 2017. № 2.
5. Фищенко В.К. Регистрация морского волнения береговыми сейсмическими станциями // Физика Геосфер: Десятый Всероссийский симпозиум, 23-29 сентября 2017 г., Владивосток, Россия: мат.докл. / ФГБУН ТОИ ДВО РАН. Владивосток: Дальнаука. 2017. С. 111– 120.

## ЦИФРОВОЙ ГИДРОФОН

М.Ю. Черанев, Р.А. Гончаров, Г.П. Швецов, С.С. Шкрамада

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
shkramada.ss@poi.dvo.ru

Ввиду особенностей выполнения задач натуральных акустических экспериментов, зачастую оказывается невозможным использование имеющихся на рынке гидрофонов или приемных измерительных устройств. Отводя таким средствами измерений задачи метрологического обеспечения [1], все же актуальной для практики остается разработка нестандартного контрольно-измерительного оборудования и технических решений, которые позволяют выбрать, помимо основных технических параметров, вид передаваемого сигнала, длину кабельной линии, скорость передачи данных, а также способы постановки и применения в эксперименте.

В отделе технических средств исследования океана ТОИ ДВО РАН разработаны и изготовлены конструкции цифровых гидрофонов, предназначенные для непрерывной регистрации звуковых колебаний в диапазоне низких звуковых частот. Особенностью их конструкции является возможность раздельной градуировки акустического и электронного трактов, большой динамический диапазон, позволяющий исследовать полезный сигнал при высоком уровне структурной помехи, регулируемые АЧХ и высокие коэффициенты усиления, допускающие использование гидрофонов в качестве составляющих элементов приёмных гидроакустических систем, например, непосредственное подключение к радиобуям без дополнительной обработки сигнала. Кроме того, в гидрофонах предусмотрен режим регистратора данных, полезный при невозможности использования кабельной линии.

В состав цифрового гидрофона входит чувствительный элемент с кабелем длиной 1 м, гермокорпус с электроникой и кабельная линия длиной 200 метров. В качестве чувствительного элемента гидрофона применен пьезокерамический пьезопреобразователь Ø50 мм, причем, с целью обеспечения периодической градуировки, кабель гидрофона, а также кабельная линия, оснащены унифицированными быстросъемными соединителями с гермокорпусом.

Структурная схема находящегося в гермокорпусе ЦГ блока электроники представлена на рис.1. Она включает прецизионный аудио усилитель и полосовой фильтр в связке с быстродействующим 16-разрядным АЦП, датчик давления на 10 Мпа вместе с 16-разрядным сигма-дельта АЦП, микропроцессорный модуль [2], драйвер линии. Гермокорпус ЦГ, выполненный из нержавеющей стали, допускает погружение на глубину до 1 км.

В кабельном варианте гидрофона электропитание и связь с устройством осуществляются по 4-проводному грузонесущему кабелю Ø7 мм. Регистрация информации производится с помощью компьютера, сигналограмма и ее параметры представляются графическим интерфейсом.

Кабельный вариант не исключает возможности работы ЦГ в автономном режиме. Запись информации при этом производится на внутреннюю SD-карту микропроцессорного модуля, а электропитание прибора осуществляется двумя аккумуляторами типоразмера 18650, которые обеспечивают 25 часов непрерывной работы устройства. Основные характеристики ЦГ приведены в таблице.

Аудио усилитель ЦГ реализован на двухзвенном неинвертирующем ОУ с частотной коррекцией. Первое звено работает как предусилитель с большим входным сопротивлением, обеспечивая согласование импедансов пьезопреобразователя и следующих звеньев. Коэффициент усиления устанавливается простой комбинацией перемычек на плате. Изменение полосы пропускания тракта возможно путем изменения номиналов времязадающих цепей фильтров.

Частота преобразования аудио АЦП – 9600 Гц, причем высокая частотная стабильность достигнута применением прецизионных кварцевых генераторов типа ТСХО.

На лабораторных испытательных стендах выполнена градуировка трактов и проверка работоспособности ЦГ.

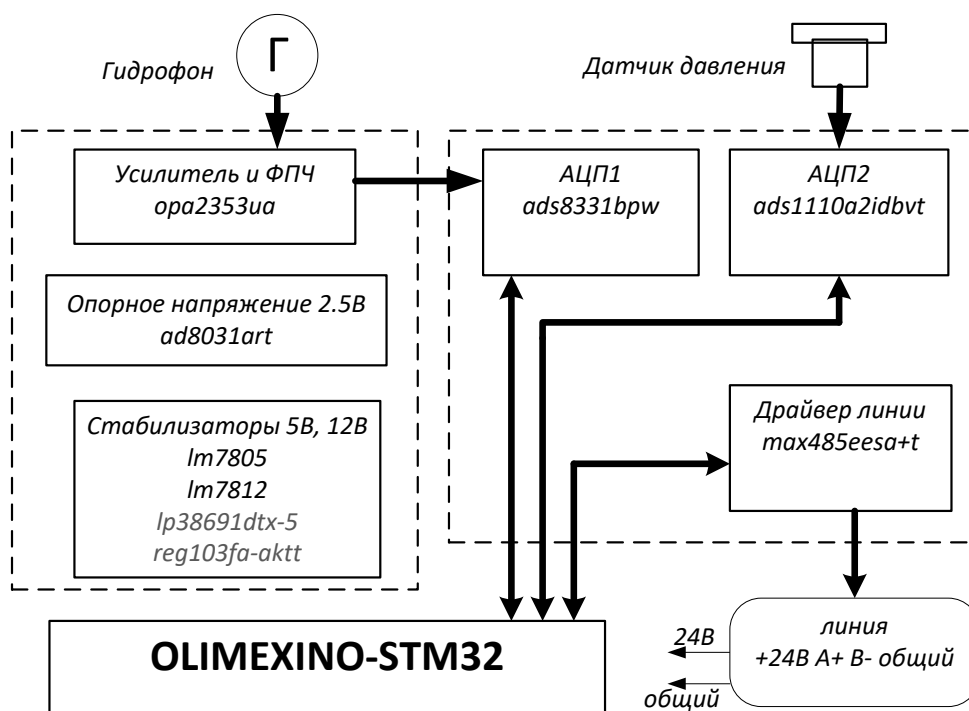


Рис. 1. Структурная схема ЦГ

Таблица. Основные технические характеристики ЦГ

Чувствительность гидрофона	160 мкВ/Па
Динамический диапазон, при THD < 10%	85дБ
Коэффициенты усиления	1200, 2400, 4800, 9600
Полоса пропускания (-3дБ)	200 – 800 Гц
Шум, приведенный к входу	0,5 мкВ
Рабочая глубина	до 1000 м
Погрешность определения глубины	±0,1 м
Частота дискретизации аудио АЦП	9600 Гц
Разрядность аудио АЦП	16
Частота дискретизации АЦП датчика глубины	2 Гц
Разрядность АЦП датчика глубины	16
Аппаратный интерфейс	RS-485
Скорость передачи	460800 бит/с

#### Литература

1. Цифровые датчики кавитации и гидрофоны <https://zetlab.com/product-category/tsifrovyie-datchiki/tsifrovyie-datchiki-i-izmeritelnyie-moduli/tsifroviye-datchiki-kavitacii/>
2. OLIMEXINO-STM32 development board <https://www.infinite-electronic.ru/datasheet/62-OLIMEXINO-STM32.pdf>

# АМПЛИТУДНО-ЧАСТОТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЫСОКОЧАСТОТНЫХ ИНФРАЗВУКОВЫХ КОЛЕБАНИЙ, ГЕНЕРИРУЕМЫХ ТАЙФУНАМИ В ЯПОНСКОМ МОРЕ

**В.А. Чупин**

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

Тайфуны – это масштабные тропические циклонические атмосферные вихри, зарождающиеся в теплой области Тихого океана. В центре тайфуна находится зона низкого давления, генерирующая процесс конвекции влажного воздуха от теплых вод океана и получающая энергию в результате этого процесса. Движение потоков воздуха в области тайфуна в северной части полушария Земли происходит против движения часовой стрелки. И эти ветровые потоки достигают штормовых и чаще ураганных скоростей. Перемещаясь над поверхностью океана, вихрь тайфуна не встречает на своем пути сопротивления и продолжает набирать силу. В период года от середины июля до середины сентября существует максимальная вероятность перемещения вихрей тайфунов вблизи и над территорией Приморского края. В большинстве случаев тайфун переходит в категорию тропического шторма, но тем не менее наносит большой экономический вред благодаря внешним воздействиям, но существуют еще разномасштабные вторичные процессы, возникающих в тайфунах. Одним из таких процессов являются высокочастотные инфразвуковые колебания в диапазоне частот от 6 до 11 Гц, генерируемых в морской акватории, открытые в 1936 г. И названные «голосом моря». Существует несколько теорий появления таких колебаний. Это обтекание ветровым потоком больших волн, разрушение морских волн о скалистые берега, генерация инфразвука стоячими поверхностными волнами, взаимодействие разнонаправленных поверхностных волн в результате поворота вихря тайфуна при его последовательном движении. Такой процесс в виде микросейсм впервые был обнаружен совсем недавно при анализе данных лазерных деформографов [1]. При исследовании архивных данных было обнаружено, что регистрация сигнала, возбуждаемого тайфуном в море, происходила и ранее, но он не был замечен, так как находился вне зоны исследуемого диапазона частот. При исследовании характера проявления микросейсмического сигнала был проведен анализ его появления, развития и затухания. Установлена корреляция со временем прихода первичных микросейсм, генерируемых прогрессивными морскими волнами [2]. Исследование регистрируемого инфразвукового сигнала имеет ценность при современном развитии дистанционного микросейсмического мониторинга, а также его возможным влиянием на психофизическое состояние человека.

При исследовании сигнала «голоса моря», был выполнен анализ его амплитудно-частотных характеристик в периоды прохождения нескольких тайфунов. Приведем несколько примеров и проанализируем полученные результаты.

Сигнал инфразвуковых волн имеет широкополосную структуру. На рис. 1 показан комплексный анализ одного из примеров сигнала, зарегистрированного лазерным деформографом при прохождении тайфуна Болавен в 2012 году. Траектория тайфуна проходила над Желтым морем с выходом на Корейский п-ов и далее в материковую область Китая. При этом центр тайфуна прошел западнее Приморского края, но генерация инфразвуковых волн происходила в области влияния тыловых рукавов вихря, далеко заходящих в акваторию Японского моря.



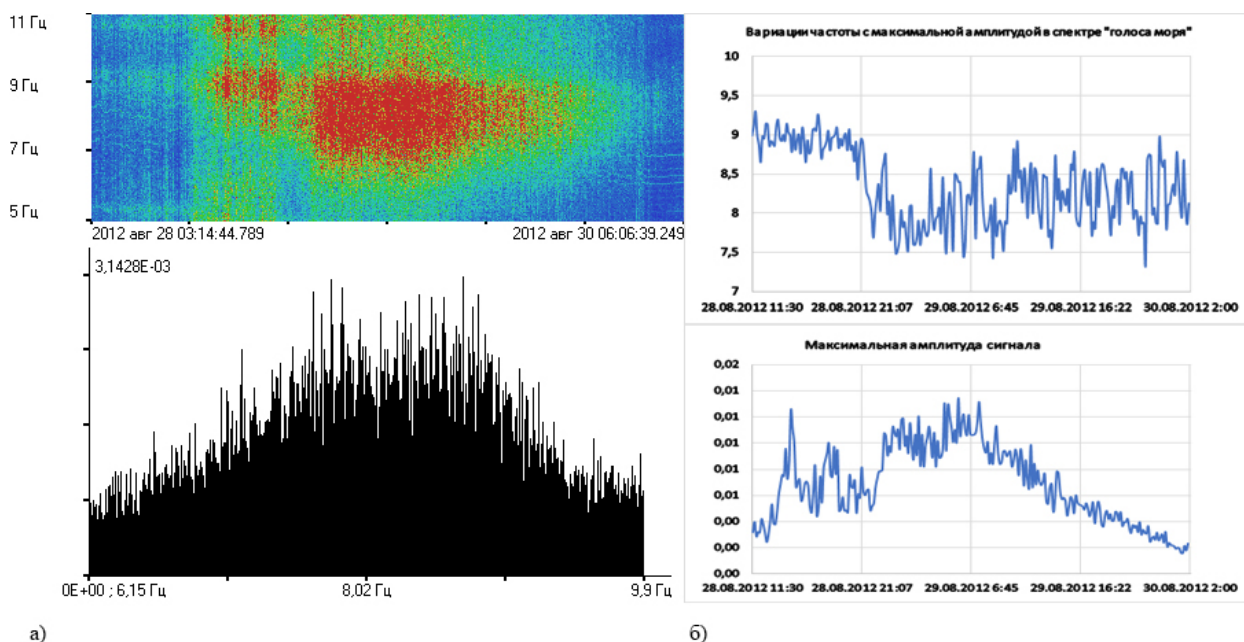


Рис. 1. Динамическая спектрограмма сигнала «голоса моря» и его спектр; б) графики вариации частоты с максимальной амплитудой и амплитуды инфразвукового сигнала.

Из рис. 1 можно увидеть, что в начале проявления регистрируемый инфразвуковой сигнал занимает достаточно узкополосную область в диапазоне от 8,7 до 9,3 Гц и длится по времени около 11 часов. Этот сигнал имеет свои промежутки развития до максимума и затухания. В какой-то момент времени в спектрограмме сигнала происходит характерный «скачок», что, по-видимому, связано с быстрым изменением направления ветра в области генерации. При этом диапазон сигнала расширяется в своем максимуме до диапазона от 6,5 до 9,2 Гц. В то же время в общем фоне сигнала можно выделить два максимума. При затухании сигнала увеличивается нижний уровень диапазона сигнала, при этом верхний уровень диапазона остается практически неизменным.

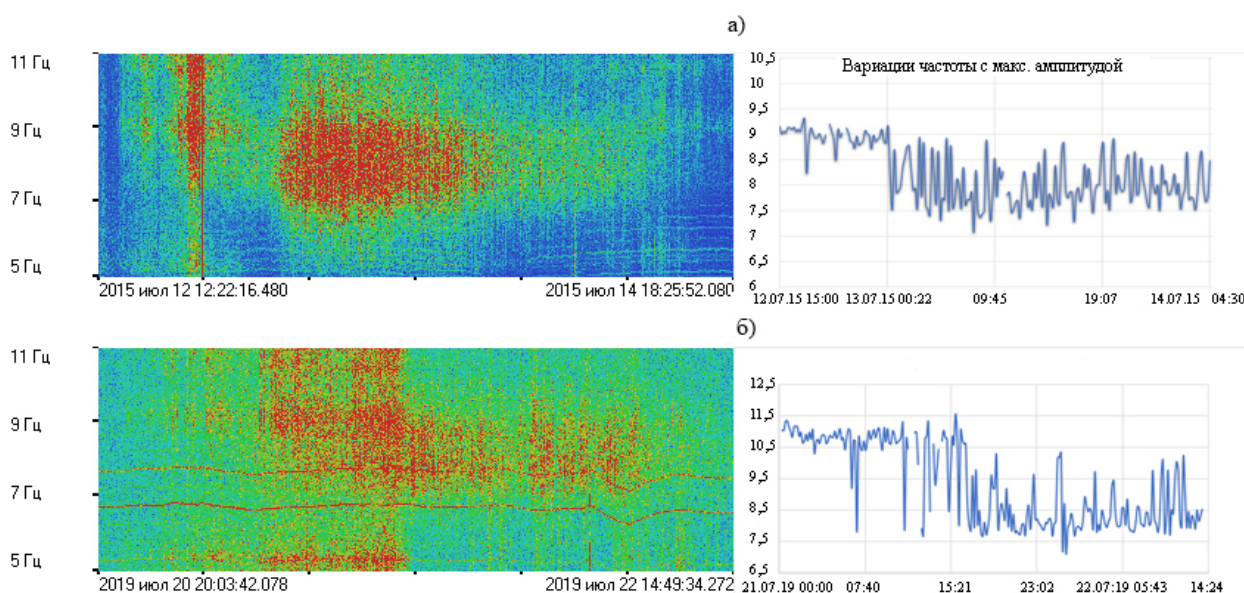


Рис. 2. А) Динамическая спектрограмма и график амплитудно-частотного анализа инфразвуковых колебаний, генерируемых тайфуном Чан-Хом в июле 2015 г; б) Динамическая спектрограмма и график амплитудно-частотного анализа инфразвуковых колебаний, генерируемых тайфуном Данас в июле 2019 г.

Преимущественно при регистрации сигнала, возбуждаемого другими тайфунами перемещающихся вдоль Корейского п-ова, мы имеем похожую картину сигнала. При этом может преобладать максимальная амплитуда как одного пика сигнала, так и другого. На рис. 2 приведены примеры динамических спектрограмм и анализа максимальной амплитуды частоты в каждый момент времени регистрации инфразвуковых колебаний «голоса моря».

В результате анализа инфразвуковых сигналов «голоса моря», возбуждаемых в акватории Японского моря при прохождении тайфунов, выявлено определенное сходство их амплитудно-частотных характеристик. При затухании сигнала увеличивается нижний уровень общего диапазона сигнала, при этом верхний уровень остается практически неизменным.

Работа выполнена в рамках государственного задания ТОИ ДВО РАН, рег. № АААА-А20-120021990003-3 «Изучение фундаментальных основ возникновения, развития, трансформации и взаимодействия гидроакустических, гидрофизических и геофизических полей Мирового океана».

#### Литература

1. Долгих Г.И., Гусев Е.С., Чупин В.А. Деформационные проявления «голоса моря» // Доклады академии наук. 2018. Т. 481. № 1. С. 95-98.
2. Dolgikh G.I., Chupin V.A., Gusev E.S. Microseisms of the “Voice of the Sea”// IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. 2020. Т. 17. С. 750-754.

# АЛГОРИТМ ВЫЧИСЛЕНИЯ ОПТИЧЕСКОЙ РАЗНОСТИ ХОДА В ЛАЗЕРНЫХ ДЕФОРМОГРАФАХ НА ОСНОВЕ МЕТОДА НАИМЕНЬШИХ КВАДРАТОВ

В.А. Швец, О.С. Громашева

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
vshv@poi.dvo.ru, gromasheva@poi.dvo.ru

В состав сейсмоакустико-гидрофизического комплекса, расположенного установленного на МЭС ТОИ ДВО РАН «м. Шульца», входит ряд приборов, созданных с использованием лазерно-интерференционных методов измерения различных физических величин, таких как вариации давления атмосферы, гидросферы и смещения земной коры [1]. С недавнего времени начато использование лазерно-интерференционных измерителей, оптическая схема и метод измерения которых отличается от традиционно используемых в измерительном комплексе модифицированного интерферометра Майкельсона и компенсационного метода измерения оптической разности хода.

В 2018-2021 гг. был разработан и используется программно-аппаратный комплекс, построенный на методе измерения оптической разности хода с использованием квадратурных сигналов. Квадратурные сигналы формируются в интерферометре Майкельсона за счет введения в оптическую схему дополнительных элементов, таких как поляризующие делители лучей, поляроиды и фазовые пластины  $\lambda/2$  и  $\lambda/4$ . Данные сигналы принимаются двумя быстродействующими фотодетекторами. Принимаемые сигналы отличаются друг от друга на величину  $(\pi + \alpha)$ , где  $\alpha$  – угол квадратурной погрешности. При изменении во времени величины оптической разности хода выходные напряжения фотодетекторов  $U_{\Phi D1}$  и  $U_{\Phi D2}$  образуют кривую второго порядка, представляющую собой эллипс. Вычислив величину  $\alpha$ , можно привести выходные напряжения фотодетекторов  $U_{\Phi D1}$  и  $U_{\Phi D2}$  к такому виду, что кривая второго порядка в осях  $U_{\Phi D1}$ - $U_{\Phi D2}$  примет вид окружности с радиусом  $r$ , что есть частый случай эллипса. Тогда величина разности фаз  $\varphi$  интерферирующих лучей может быть вычислена как:

$$\varphi = \arctg\left(\frac{U_{\Phi D1}}{U_{\Phi D2}}\right) \quad (1)$$

Зная величину  $\varphi$ , получаем оптическую разность хода  $\Delta L$ :

$$\Delta L = \frac{\lambda \cdot \varphi}{4\pi} \quad (2)$$

Для определения величины квадратурной погрешности  $\alpha$  существует множество методов, в том числе геометрические. Значение  $\alpha$  легко может быть рассчитано, если известны величины коэффициентов в слагаемых кривой второго порядка. Одним из наиболее эффективных методов определения данных коэффициентов на основе экспериментальных данных является метод наименьших квадратов. Данный метод широко используется в интерферометрии и имеет множество модификаций.

На начальном этапе разработки программно-аппаратного комплекса применялся метод определения величины  $\alpha$  путем нахождения пересечений кривой с прямыми  $U_{\Phi D1}=0$  и  $U_{\Phi D2}=0$  и определения экстремальных значений в массиве экспериментальных данных. Однако такой метод крайне неудобен при работе с медленными изменениями оптической разности хода.

Для определения коэффициентов, слагаемых кривой второго порядка (эллипса) был использован метод наименьших квадратов, модифицированный О'Лири [2]. Данный метод позволяет с высокой точностью определить параметры эллипса, используя массив экспериментальных данных. Метод реализован в среде MATLAB и использует записанные с помощью 14-битного аналого-цифрового преобразователя выходные напряжения фотодетекторов  $U_{Фд1}$  и  $U_{Фд2}$ . Полученные данные преобразуются в вектор-столбцы и над ними производятся необходимые операции. В результате работы формируется вектор  $M=[a,b,c,d,e,f]$ , элементами которого являются искомые коэффициенты. Зная их значения, последовательно вычисляются  $\alpha$ ,  $\varphi$ , и далее разность хода  $\Delta L$ .

Алгоритм, реализующий данный метод, позволяет изменять значения величин погрешностей на различных этапах вычисления, а также длину анализируемого блока данных в секундах. Поскольку реальный интерференционный сигнал всегда содержит шум, существует возможность получения нескольких возможных вариантов параметров эллипса. При настройке процесса регистрации данных следует добиваться наиболее близкой к эллипсу формы кривой второго порядка при использовании минимального размера входных данных. В результате испытаний и анализа результатов измерений в качестве оптимальных выбраны следующие величины: частота записи 50-100 кГц, длительность блока данных 300 секунд, амплитуда выходных напряжений фотодетекторов до 8 В.

Вышеописанный метод обработки был успешно использован в основном для записи вариаций давления гидросферы и определения величин деформации элементов оптических скамей лазерно-интерференционных приборов под воздействием внесших возмущений [3]. Его также можно применять в регистрирующей аппаратуре лазерных деформографов сейсмоакустико-гидрофизического комплекса.

#### Литература

1. Долгих Г.И., Будрин С.С., Долгих С.Г., Овчаренко В.В., Плотников А.А., Чупин В.А., Швец В.А., Яковенко С.В. Сейсмоакустико-гидрофизический комплекс ТОИ ДВО РАН: современное состояние // Материалы докладов седьмого всероссийского симпозиума «Физика геосфер». 2011. С. 251-255.
2. O'Leary P., and Zsombor-Murray P. J. Direct and specific least-square fitting of hyperbolæ and ellipses // Electronic Imaging. 2004. 13 (3). P. 492-503 DOI:10.1117/1.1758951.
3. Швец В.А., Долгих Г.И., Плотников А.А., Яковенко С.В. Разработка и исследование системы контроля состояния приборов лазерно-интерференционного геофизического комплекса // Измерительная техника. 2021. № 3. С. 22-28. <https://doi.org/10.32446/0368-1025it.2021-3-22-28>.

# МЕХАНИЗМ ПЕРЕДАЧИ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ В ВИХРЕВОМ ПОЛЕ ВЕКТОРА АКУСТИЧЕСКОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ

В.А. Щуров, С.Г. Щеглов, А.С. Ляшков, Е.С. Ткаченко

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

Векторно-фазовые исследования сложных интерференционных акустических полей, обладающих вихревыми свойствами (с отличным от нуля ротором), показывают, что генерация локальных вихрей вектора акустической интенсивности в дальнем поле источника звука в волноводе мелкого моря является скорее правилом, чем исключением. Акустическое поле ближайшего окружения локального вихря также имеет отличные от нуля ротор вектора интенсивности и называется завихренностью [1–3]. Статья посвящена механизму передачи акустической энергии между вихрем и завихренностью.

Процесс образования локального вихря фазового фронта связан с разрывом разности фаз между акустическим давлением  $p(t)$  и горизонтальной компонентой колебательной скорости частиц среды  $\Delta\varphi_{pV_{x,y}}(t)$ , где  $V_x(t), V_y(t)$  соответственно x- и y-компоненты вектора колебательной скорости  $\vec{V}(t)\{V_x, V_y, V_z\}$ . В результате разрыва разности фаз возникает дефект фазового фронта – дислокация. В данной точке обращаются в нуль активная и реактивная компоненты вектора интенсивности  $\text{Re}\vec{I}(t) = \text{Im}\vec{I}(t) = 0$ . Поток энергии обтекает дислокацию (снизу или сверху от неё) создавая замкнутые линии тока энергии, образуя вихрь. Вихрь имеет положительный знак заряда «+» (при движении энергии против часовой стрелки) или знак заряда «-» (при движении энергии в вихре по часовой стрелке). Вихрь имеет устойчивую топологическую структуру на основе двух особых точек поля: дислокация (центр) и седло (точка застоя) [1–3].

В данной работе представлено исследование акустического поля тонального сигнала в полосе частот  $88 \pm 2$  Гц, длина волны  $\sim 17$  м, глубина места  $\sim 30$  м, глубина погружения приемной системы – 15 м. Приёмная система состояла из четырёх комбинированных приемников П<sub>1</sub>, П<sub>2</sub>, П<sub>3</sub>, П<sub>4</sub>, расположенных в углах прямоугольника со сторонами: по горизонтали – 1.2 м, по вертикали – 0.64 м. При длине волны равной  $\sim 17$  м, линейные размеры локального вихря составляют не менее  $\sim 2$  м. При данном линейном размере системы возможно детально исследовать процессы внутри вихря и его окрестности. Плоскость прямоугольника находилась в вертикальной плоскости. Оси x и z всех приемников находились в плоскости системы: ось x – горизонтальна, ось z – направлена вертикально от поверхности ко дну волновода, ось y – перпендикулярно к плоскости прямоугольника. Источник тонального сигнала перемещался в сторону приёмной системы со скоростью равной 1.5 м/с с расстояния 1800 м. Приёмник П<sub>2</sub> во время эксперимента вышел из строя.

Анализ основан на исследовании следующих величин: спектральной плотности мощности акустического давления  $S_{p^2}(t)$ ; реальной части функции когерентности  $\text{Re}\Gamma_{pV_x}(t)$ ; реальной части z-компоненты функции когерентности  $\text{Re}\Gamma_{pV_z}(t)$ ; разности фаз между акустическим давлением  $p(t)$  и z-компонентой колебательной скорости частиц среды  $V_z(t)$ ; разности фаз между x- и z-компонентами колебательной скорости  $V_x(t)$  и  $V_z(t)$ . Формулы данных функций можно найти, например, в [1, 4]. Анализ экспериментальных данных проводится в вертикальной плоскости в координатах  $\vec{r}(x, y)$ , z. Рассмотрим вихрь, находящийся на расстоянии 300 м от источника звука. Как известно, дислокация фазового фронта (центр) возникает в области деструктивной интерференции [2]. В этой точке  $p(t)$  сигнала достигает своего минимума, что является первым признаком существования вихря. На рис. 1 приведен уровень спектральной плотности акустического давления приёмников П<sub>1</sub>, П<sub>3</sub>, П<sub>4</sub> на реализации длительностью 30 с, что соответствует расстоянию 45 м. Время усреднения

равно 0.1 с, пространственный период усреднения – 0.15 м. Далее представлены: рис. 2 –  $\text{Re}\Gamma_{pV_z}(t)$ , рис. 3 –  $\Delta\varphi_{V_zV_x}(t)$ , рис. 4 –  $\text{Re}\Gamma_{pV_x}(t)$ . Приведены совместно экспериментальные кривые с приёмников П1, П3, П4. Слева и справа от минимума давления находятся области конструктивной интерференции, переход от конструктивной интерференции к деструктивной и обратно происходит без скачков  $S_{p^2}(t)$  (рис. 1). Однако, z-компонента нормированной функции когерентности  $\text{Re}\Gamma_{pV_z}(t)$  имеет резкий скачок от +1.0 до -1.0 (рис. 2).

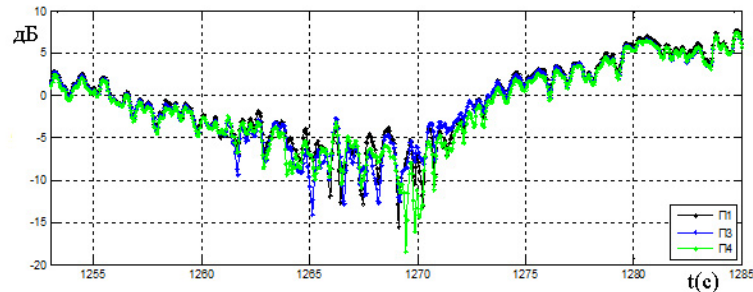


Рис. 1. Спектральная плотность давления  $S_{p^2}(t)$ . Время усреднения – 1 с. Полоса частот  $88\pm 2$  Гц

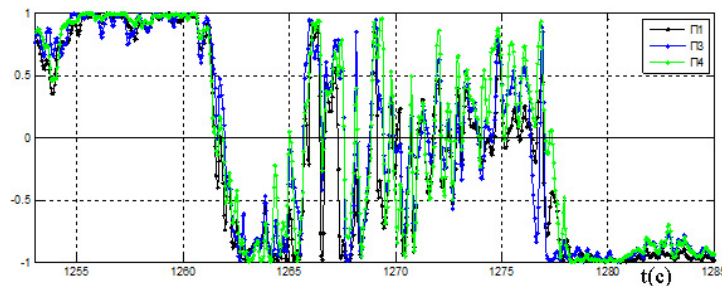


Рис. 2. Z-компонента нормированной функции когерентности  $\text{Re}\Gamma_{pV_z}(t)$

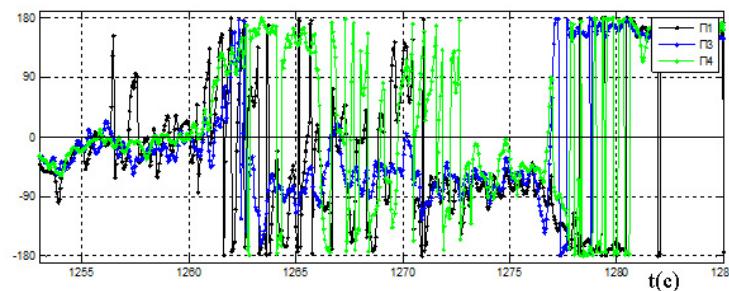


Рис. 3. Разность фаз  $\Delta\varphi_{V_zV_x}(t)$  z- и x-компонент колебательной скорости

При  $\text{Re}\Gamma_{pV_z}(t) = +1.0$  вертикальный поток энергии сигнала направлен от поверхности ко дну, при  $\text{Re}\Gamma_{pV_z}(t) = -1.0$  поток энергии направлен в обратном сторону, т.е. от дна к поверхности. Таким образом, поток энергии окружающий вихрь (завихренность) обтекает его по направлению против часовой стрелки, т.е. вихрь имеет положительный заряд «+» [1, 2]. В этом случае центр вихря расположен ниже седла. Синфазно с  $\text{Re}\Gamma_{pV_z}(t)$  ведет себя функция  $\Delta\varphi_{V_zV_x}(t)$  (рис. 3). Область вихря однозначно выделена на временном интервале от  $\sim 1260$  с до 1270 с. Обозначая компоненты скорости  $V_x(t)$  и  $V_z(t)$  как два взаимно перпендикулярных вектора получим следующее. Слева от вихря разность фаз  $\Delta\varphi_{V_zV_x}(t) \approx 0^\circ$ , справа  $\pm 180^\circ$  (значения  $\pm 180^\circ$  равнозначны). При сложении двух взаимно перпендикулярных колебаний равных периодов результирующее колебание при разности фаз равной нулю будет происходить по прямой в первой и третьей четверти координат. При разности фаз равной  $180^\circ$

– по прямой во второй и четвертой четвертях. В обоих случаях конец вектора колебательной скорости совершает прямолинейные движения.

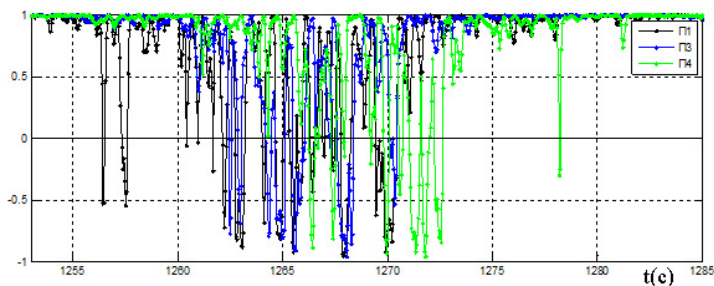


Рис. 4. X-компонента нормированной функции когерентности  $\text{Re}\Gamma_{pV_x}(t)$

В области вихря  $\Delta\varphi_{V_z V_x}(t)$  флуктуирует вблизи значений равных  $90^\circ$ , т.е. в области вихря конец вектора колебательной скорости совершает круговое вращение и, следовательно, обладает угловым вращательным моментом количества движения. Из рис. 3 видно, что флуктуации разности фаз у всех приемников группируются в основном при  $\Delta\varphi_{V_z V_x}(t) = -90^\circ$ , т.е. конец вектора совершает движение против часовой стрелки, что совпадает с направлением кругового движения энергии внутри вихря и круговым движением обтекающего снаружи потоком энергии. Плотность вращательного момента количества движения представим в виде  $\vec{H} = \rho\{\text{Re}\vec{d} \times \text{Re}\vec{v}\}$ , где  $\vec{d}$  есть вектор смещения  $\vec{d} = \vec{v}/j\omega$ , откуда  $\vec{H} = \frac{\rho}{\omega}\{\text{Im}\vec{v} \times \text{Re}\vec{v}\} = \frac{j\rho}{2\omega}\{\vec{v} \times \vec{v}^*\}$ , что совпадает с выражением ротора вектора интенсивности [1, 5].

В области вихря  $\text{Re}\Gamma_{pV_x}(t)$  (рис. 4) колеблется от значений +1.0 до -1.0, при  $\text{Re}\Gamma_{pV_x}(t) = -1.0$  поток энергии сигнала течет в сторону источника. На рис. 3 поведение разности фаз  $\Delta\varphi_{V_z V_x}(t)$  полностью согласуется с рис. 4. При  $\Delta\varphi_{V_z V_x}(t) \approx 0^\circ$  и  $\Delta\varphi_{V_z V_x}(t) = \pm 180^\circ$   $V_z(t)$  и  $V_x(t)$  синфазные, что соответствует  $\text{Re}\Gamma_z(t) = \pm 1.0$  на рис. 2.

Вывод. Образование локального вихря (дислокации) связано со скачком разности фаз  $\Delta\varphi_{pV_z}(t)$  и  $\Delta\varphi_{V_z V_x}(t)$ , что и приводит к перестройке вращения вектора колебательной скорости от прямолинейного движения до вращательного по кругу (с поляризацией по или против часовой стрелки) к возникновению углового вращательного момента, который «раскручивает» вихрь создавая замкнутые линии тока энергии внутри вихря. Данный возможный механизм передачи акустической энергии из завихренности в локальный вихрь требует дальнейших исследований.

#### Литература

1. Щуров В.А. Движение акустической энергии в океане. Владивосток. ИПХЦ ЕИГ ДВО РАН 2019. 204 с.
2. Журавлёв В.А., Кобзев Н.К., Кравцов Ю.А. Дислокации фазового фронта в океаническом волноводе и их проявление в акустических измерениях // Акуст. Журн. 1989. Т. 35. № 2. С. 260-265.
3. Журавлёв В.А., Кобзев Н.К., Кравцов Ю.А. Потoki энергии в окрестности дислокаций фазового фронта // ЖЭТФ. 1993. Т. 104. № 5(11). С. 3769-3783.
4. Щуров В.А., Ляшков А.С., Щеглов С.Г., Ткаченко Е.С., Иванова Г.Ф., Черкасов А.В. Локальная структура интерференционного поля мелкого моря // Подводные исследования и робототехника. 2014. № 1. (17). С. 58-67.
5. Shchurov V.A. Peculiarities of real shallow sea wave-guide vortex structure // J. Acoust. Soc. Am. 2019. V. 145. №1. P. 525-530.

# СИНТЕЗ АНТЕННОЙ РЕШЕТКИ ИЗ ТРЕХ ТОЧЕЧНЫХ ИЗЛУЧАТЕЛЕЙ ДЛЯ УСЛОВИЙ МОРСКИХ БУХТ АРКТИКИ

А.А. Эм, В.И. Короченцев, Ю.В. Шпак

Дальневосточный федеральный университет  
art\_of\_motion@mail.ru

Разработка методов синтеза антенн, расположенных вблизи ледового покрова является актуальной задачей, особенно для условий Арктики, т.к. существующие методы связи в Арктических регионах имеют ряд существенных недостатков [1,2,3].

Под задачей синтеза понимается определение функции возбуждения элементов антенной решетки, которая с заданной погрешностью создаст поле в заданном объеме.

В классической постановке задача синтеза сводится к решению интегральных уравнений Фредгольма второго рода, т.е. к некорректным задачам математической физики. Данное обстоятельство делает синтез антенн практически неразрешимым даже в плоских волноводах, а также препятствует или делает невозможным построение устойчивых алгоритмов расчета [4].

«Направленные функции Грина» позволяют решать задачи анализа и синтеза антенн как корректные задачи математической физики и строить устойчивые алгоритмы расчета амплитудных и фазовых распределений характеристик волновых полей антенн и их диаграмм направленности на основе этих распределений. Единый подход к рассмотрению задач анализа и синтеза, изложенный в источнике [4], позволяет создать единый подход в проектировании антенн.

## 1. МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

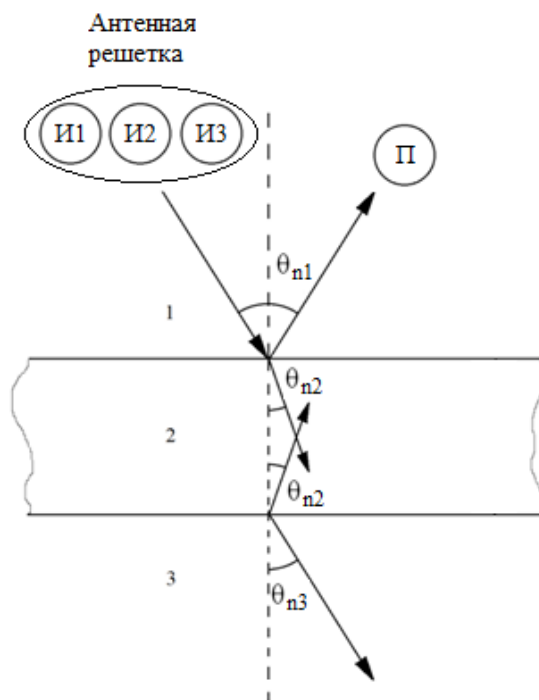


Рис. 1. Геометрия рассматриваемой задачи.

И – источник излучения,  $n$  – порядковый номер источника излучения; 1 – воздушное полупространство, 2 – слой льда, 3 – водное полупространство, П – приемник.



Рассмотрим следующую задачу: нужно определить функцию возбуждения антенной решетки, помещенной в воздушное полупространство на небольшой высоте от плоского слоя льда, если известно распределение амплитуды поля в пространстве. Излучение проводится на слой льда, который лежит на морской поверхности (рис. 1). Известны следующие характеристики: магнитная и диэлектрическая проницаемости воздуха, моря, льда, мощность, подаваемая в излучающую антенну, частота, длина антенн и их взаимное расположение.

Решить задачу можно с помощью «направленных функций Грина». Одна из функций Грина описывает расходящиеся от поверхности излучателя волны  $G_l(M, M_0)$ , а сопряженная с ней функция  $G_l^{-1}(M, M_0)$  – отраженные [5].

Сумма всех направленных функций Грина одного и того же источника по всей области видимости дает ненаправленную функцию Грина.

$$G_{\Sigma} = \sum_{l=1}^L [G_l(M, M_0) + k_{ompl} G_l^{-1}(M, M_0)] \quad (1)$$

$M$  – точка приема сигнала с координатами  $x$  и  $y$ ;

$M_0$  – точка излучения сигнала с координатами  $x_0$  и  $y_0$ ;

Направленная функция Грина свободного пространства для напряженности электрического поля имеет вид:

$$G_l = \frac{i}{2 \cdot \pi} \cdot \int_{U_{lmin}}^{U_{lmax}} \frac{F_l(\theta)}{\sqrt{k^2 - U_l^2}} \cdot e^{[i \cdot (x - x_0) \cdot \sqrt{k^2 - U_l^2} + (y(x) - y_0) \cdot U_l]} dU_l \quad (2)$$

где  $F_l(\theta)$  – функция возбуждения источника. Для точечных источников  $F_l(\theta) = 1$ , если  $\theta_{lmin} \leq \theta \leq \theta_{lmax}$  при  $l=1, 2, 3, \dots, L$ .  $F_l = 0$  при остальных значениях  $\theta$ .

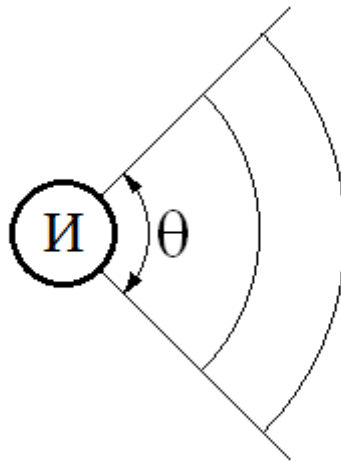


Рис. 2. Выбранная область расчета

В данной работе сферические волны представлены в виде суперпозиции плоских волн, поэтому справедливо использование коэффициента отражения для плоских волн [5]:

$$k_{ompl} = \frac{(Z_1 + Z_2) \cdot (Z_2 - Z_3) \cdot e^{-ik_{2z}d} + (Z_1 - Z_3) \cdot (Z_2 + Z_3) \cdot e^{ik_{2z}d}}{(Z_1 + Z_2) \cdot (Z_2 + Z_3) \cdot e^{-ik_{2z}d} + (Z_1 - Z_3) \cdot (Z_2 - Z_3) \cdot e^{ik_{2z}d}} \quad (3)$$

$d$  – толщина слоя льда;

$k_{2z}$  – компонента волнового вектора;

$Z_l$  – волновое сопротивление  $l$  – й среды, равно:

$$Z_l = \frac{\varepsilon_l}{\mu_l} / \cos \theta_l \quad (4)$$

Формула (3) позволяет рассчитывать коэффициент отражения от одиночного слоя. Таким образом «направленная функция Грина» для однородного участка поверхности будет иметь вид:

$$G_l = \frac{iE_0}{2\pi} \int_{U_{lmin}}^{U_{lmax}} \frac{F_l(\theta)}{\sqrt{k^2 - U_l^2}} e^{i[(x-x_0)\sqrt{k^2 - U_l^2} + (y-y_0)U_l]} dU_l + k_{отр} \frac{iE_0}{2\pi} \int_{U_{lmin}}^{U_{lmax}} \frac{F_l(\theta)}{\sqrt{k^2 - U_l^2}} e^{i[(x-x_0)\sqrt{k^2 - U_l^2} + (y-y_0)U_l]} dU_l \quad (5)$$

В соответствии с постановкой задачи ненаправленная функция Грина равна сумме выражений (2) и (5).

Синтез антенн сводится к интегрированию заданного поля по выбранной замкнутой поверхности:

$$q(M_0) = \int_{S_A} G_{\Sigma}(MM_0) \cdot G^{(-B)}(MM_0) dS_A \quad (6)$$

где  $q(M_0)$  – функция плотности распределения источников;

$G_{\Sigma}(MM_0)$  – ненаправленная функция Грина, показывающая распределение амплитуды электрической напряженности поля источников в пространстве;

$G^{(-B)}(MM_0)$  – направленная функция Грина;

## 2. РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЁТОВ

Представлены графики распределения амплитуды напряженности электрического поля и графики зависимости функции плотности источников  $q(x)$  от расстояния  $x$  между источниками и точкой наблюдения. Предполагается, что источники излучают волны одинаковой амплитуды и частоты (5 МГц). Расстояние между источниками составляет половину длины волны. Толщина льда составляет 1 м.

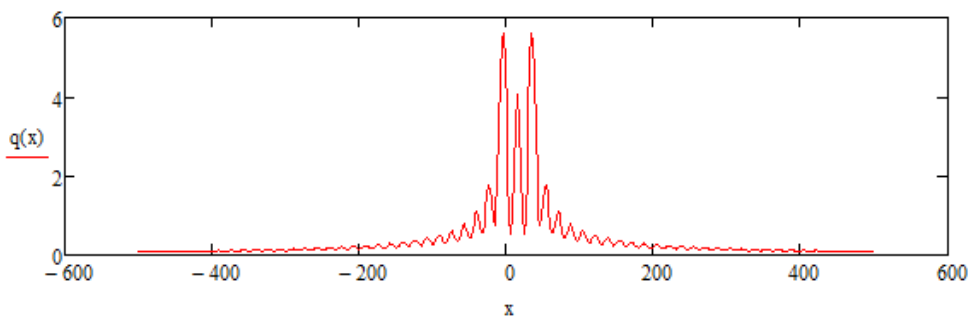


Рис. 3. График распределения амплитуды напряженности электрического поля антенной решетки в свободном пространстве.

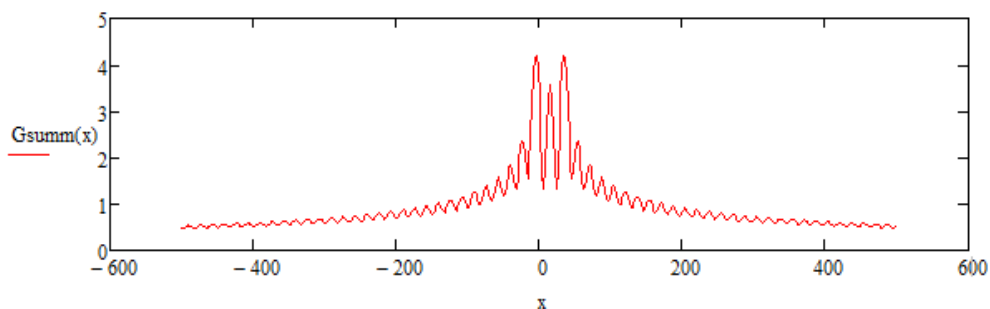


Рис. 4. График зависимости функции плотности источников, расположенных в свободном пространстве, от расстояния.

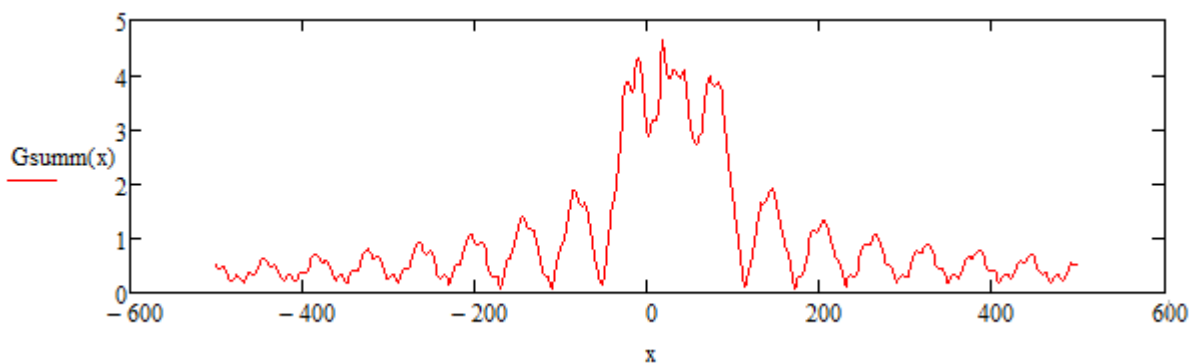


Рис. 5. График распределения амплитуды напряженности электрического поля антенной решетки вблизи слоя льда.

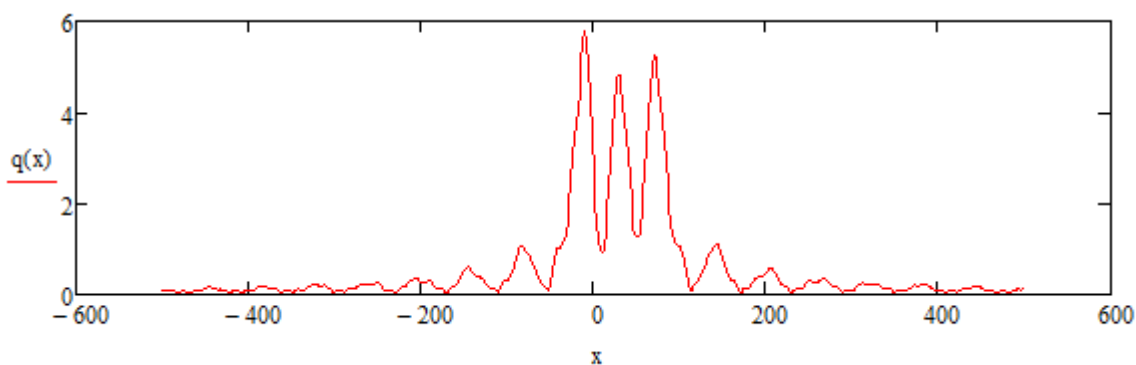


Рис. 6. График зависимости функции плотности источников, расположенных вблизи слоя льда, от расстояния.

### 3. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Амплитуда электрической напряженности поля источников вблизи слоя льда (рис. 5,6) больше чем в свободном пространстве (рис. 3, 4) за счет интерференции прямой и отраженных от слоя льда волн. Полученные данные будут полезны для изучения физических свойств различных сред и материалов, прогноза дальности связи в заданных условиях, синтеза антенных решеток.

### Литература

1. Кулешов И.А., Солозобов С.А., Шевченко В.В., Махортов Ю.Ф. Проблемы радиосвязи в арктике // РАДИОТЕХНИКА, ЭЛЕКТРОНИКА И СВЯЗЬ (РЭИС-2017) Сборник докладов IV Междунар. Науч.-техн. Конф., Омск, 15-16 ноября 2017. Издательство: Омский научно-исследовательский институт приборостроения. С. 63-73.
2. Жуков С.Е., Шадрин А.Г., Нездоровин Н.В. Применение системы спутниковой связи специального назначения в Арктической зоне / С.Е. Жуков, А.Г. Шадрин, Н.В. Нездоровин // Москва: Электросвязь. 2016. № 12. С. 18 –23.
3. Байбаков В.И., Дацко В.Н., Кистович Ю.В. Экспериментальное обнаружение поверхностных электромагнитных волн Ценнека / Байбаков В.И., Дацко В.Н., Кистович Ю.В. // НАУЧНАЯ СЕССИЯ ОТДЕЛЕНИЯ ОБЩЕЙ ФИЗИКИ И АСТРОНОМИИ АКАДЕМИИ НАУК СССР. Москва 21 декабря 1988 г. С. 722 – 724.
4. Короченцев В.И. Волновые задачи теории направленных и фокусирующих антенн. Владивосток: Дальнаука. 1998. 192 с.
5. Бреховских Л.М. Волны в слоистых средах. М.: Наука. 1973. 340 с.

# РЕГИСТРАЦИЯ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ВОЛН ЛАЗЕРНЫМ ИЗМЕРИТЕЛЕМ КОЛЕБАНИЙ ДАВЛЕНИЯ ГИДРОСФЕРЫ

С.В. Яковенко

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
ser\_mail@poi.dvo.ru

В ТОИ ДВО РАН был создан автономный лазерный измеритель колебаний давления [1]. Осенью 2019 года прибор был установлен в бухте Алексева о. Попова в Амурском заливе для изучения автоколебательных процессов и приливных явлений данной акватории. В рамках выполнения этого проекта были получены первичные данные о вариациях давления и температуры среды. Затем они были обработаны с использованием системы учета температурной погрешности в показаниях интерферометра [2]. При детальном рассмотрении записей были обнаружены довольно специфичные одиночные волны (рисунок 1) и волновые пакеты, превышающие фоновое ветровое волнение по амплитуде в 2-5 раз.

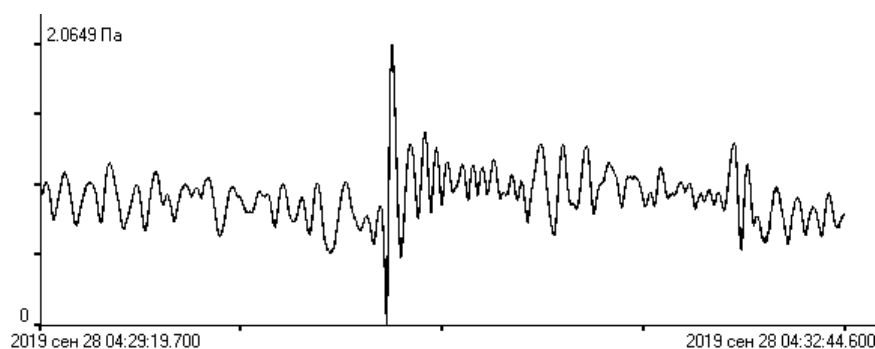


Рис. 1. Одиночная волна.

Такие возмущения не могут быть объяснены, например, простой суперпозицией ветровых волн различной длины. Обнаруженные возмущения известны под общим понятием – волны-убийцы. Эти волны недостаточно изучены в натуральных условиях из-за редких случаев их регистрации, особенно на стадии их формирования или распада. Волны такого типа классифицируются как волны-убийцы уже при двукратном превышении ею существенной высоты (significant wave height) [3]. Согласно теоретическим расчетам, при определенных начальных условиях дисперсии и крутизны волн, образование экстремальной волны является весьма вероятным событием, и она может образовываться даже в течение 500 периодов исходного ветрового волнения, что, например, при периоде 10 с – менее полутора часов. Наши измерения в данном эксперименте позволили обнаружить несколько случаев в записи около пяти суток.

По сути волны-убийцы являются не чем иным, как солитонами-бризерами Перегринна. Эти солитоны описываются частным решением нелинейного уравнения Шрёдингера, но самой простой из известных моделей солитонов является уравнение Кортевега-де Фриза, описывающее возникновение и поведение подобных волн в узком канале.

Нельзя недооценивать описанные экстремальные волны с точки зрения деструктивных способностей. Обнаруженные нами возмущения в разы превышают фоновое ветровое волнение. При неудачном стечении обстоятельств, усилившись, например, с помощью атмосферных депрессий и сейшевых колебаний, они могут вызвать различные повреждения береговых сооружений, судов у причалов и на рейде. Существуют примеры разрушения яхт и повреждения крупных судов одиночными волнами даже в открытом море при хорошей погоде.

Все это говорит о необходимости дальнейших наблюдений и исследований.

## Литература

1. Долгих Г.И., Будрин С.С., Швец В.А., Яковенко С.В. Автономный лазерный измеритель колебаний давления // Фотоника. 2019. № 4. С. 372-381.
2. Яковенко С.В. Система учета температурной погрешности показаний интерферометра автономного лазерного измерителя колебаний давления // Фотоника. 2020. Т. 14. № 6. С. 532-537.
3. Захаров В.Е., Шамин Р.В. О вероятности возникновения волн-убийц // Pis'ma v ZhETF. 2010. Т. 91. № 2. С. 68-71.

**2 СЕКЦИЯ**

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

## ЦИФРОВАЯ МОДЕЛЬ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ АКВАТОРИИ И ОСТРОВОВ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

**Бессонова Е.А., Червинская И.В., Зверев С.А., Коптев А.А., Емельянова Т.А.**

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

Систематизированы результаты геомагнитных исследований ТОИ ДВО РАН на акватории, островах и побережье залива Петра Великого в 2005-2019 гг. Информационной базой являются данные площадных съемок полного вектора геомагнитного поля различных масштабов и результаты детальных петромагнитных исследований. Сформирован комплекс баз данных «Цифровая модель аномального магнитного поля залива Петра Великого (Японское море)» М 1: 100000, «Цифровая модель аномального магнитного поля островов залива Петра Великого (Японское море)» М 1: 5000, «Цифровая модель приращений аномального магнитного поля М 1: 2000 отдельных участков прибрежной акватории залива Петра Великого (Японское море)», «Магнитная восприимчивость горных пород островов залива Петра Великого (Японское море)<sup>1</sup>», которые содержат сведения необходимые для построения карт аномального магнитного поля, выполнения его трансформаций, выделения локальных магнитных аномалий, определения пространственных характеристик аномалиеобразующих источников. Базы данных могут быть использованы для решения фундаментальных и прикладных задач геофизики, геологии и др., а также для решения задач промышленной экологии.

Исследования выполнены по темам гос. Задания ТОИ ДВО РАН № 121021700342-9 и № 121021500053-6

<sup>1</sup>База данных «Цифровая модель аномального магнитного поля залива Петра Великого (Японское море)» Свидетельство о регистрации № 2021620480 з. № 2021620353, заявл. 4.03.2021, зарег. И опубли. 11.03.2021 Бессонова Е.А., Зверев С.А., Коптев А.А., Червинская И.В.

База данных «Цифровая модель аномального магнитного поля островов залива Петра Великого (Японское море)» Свидетельство о регистрации № 2021620595 з. № 2021620479, заявл. 22.03.2021, зарег. И опубли. 24.03.2021 Бессонова Е.А., Зверев С.А., Коптев А.А., Червинская И.В.

База данных «Цифровая модель приращений аномального магнитного поля М 1: 2000 отдельных участков прибрежной акватории залива Петра Великого (Японское море)» Свидетельство о регистрации № 2021620667 з. № 2021620564, заявл. 2.04.2021, зарег. И опубли. 8.04.2021 Бессонова Е.А., Зверев С.А., Коптев А.А., Червинская И.В.

База данных «Магнитная восприимчивость горных пород островов залива Петра Великого (Японское море)» Свидетельство о регистрации № 2021621272 з. № 2021621149, заявл. 07.06.2021, зарег. И опубли. 15.06.2021 Бессонова Е.А., Зверев С.А., Емельянова Т.А., Червинская И.В.

## О ПРОИСХОЖДЕНИИ ВПАДИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ

А.А. Гаврилов

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

К настоящему времени опубликованы разные точки зрения на природу Япономорской окраинно-континентальной впадины. По мнению ряда исследователей, (работы А.М. Смирнова, И.И. Берсенева, Дж. Тазава, М. Минато и др.), в историческом плане Японские острова развивались как фрагменты Сино-Корейского кратона, многократно испытывавшие как орогенные, так и рифтогенные этапы тектономагматической активизации. Известные в архипелаге древние комплексы представлены гнейсами Хида, метаморфитами, установленных в зонах Сангу, Абакума, Китаками. Считается, что по своим возрастным и литолого-химическим характеристикам эти породы близки породам Ханкайского массива в Приморье [1]. В Японском море метаморфические породы и гнейсо-граниты установлены на подводных возвышенностях Кита-Оки, на хребте Оки и в пределах одноименных островов [1, 2]. Некоторые геологи (Н.П. Васильковский, А.Н. Мазарович и др.) рассматривали Япономорскую впадину как остаточную океаническую структуру, современный аналог энсиматической геосинклинали. Исходя из других воззрений (В.В. Белоусов, Б.И. Васильев, И.И. Берсенева и др.) в основе опусканий материковой суши и формирования впадин окраинно-континентальных морей лежат процессы базификации, структурно-вещественные преобразования гранитно-метаморфического слоя, связанные с явлениями мантийного диапиризма. Многие специалисты отводят главную роль в формировании Япономорской структуры рифтогенному механизму деструкции континентальной коры, сопровождающейся явлениями раздвига, мантийного диапиризма и масштабного базальтового вулканизма. В работах, посвященных изучению кольцевых морфоструктур Востока Азии, рассматриваемая впадина описывается как обращенный свод докембрийского возраста, претерпевший инверсию на последующих этапах развития [3, 4]. В одной из более поздних публикаций было высказано предположение о формировании Япономорской впадины вследствие внедрения в зону спрединга мелового плюма [5].

Широко известны тектонические модели образования Япономорской впадины, основанные на механизмах субдукции, синсдвигового раздвига (pull-apart), масштабного перемещения к востоку глубоководного желоба и вулканической дуги в связи с конвективными движениями масс в надсубдукционной мантии. Были сформулированы гипотезы задугового спрединга и субдукции, вращения юго-западной части Японских островов по часовой стрелке, а северо-западного сегмента архипелага [6] и др. Если обратить внимание на проблему геологического пространства, легко заметить, что на прилегающей островной и континентальной суше не установлено коллизионных дислокаций, которые должны компенсировать декларируемые масштабные позднекайнозойские горизонтальные подвижки на дне Япономорской впадины. Ни в восточной части о. Хонсю (хребты Абукума, Китаками), ни на островодужном склоне глубоководного желоба нет следов существования не только коллизионных деформаций, но и сопутствующих коллизионо-аккреционных комплексов [7]. Более того, юго-восточная часть о. Хонсю, прилегающая к Токийскому заливу, характеризуется равнинным рельефом. В то же время складчатые фундаменты Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса и пояса зеленых туфов на западе о. Хоккайдо лежат ниже современного уровня моря, что отражает вовлечение их в опускание прилегающей впадины при превалировании вертикальных тектонических движений. Анализ характера дислокаций чехла рыхлых отложений на геолого-геоморфологических профилях бортов Центральной и других глубоководных котловин Япономорской впадины [6] также показывает доминирование гравитационных складок оползания, облекания при полном отсутствии надвигов, складок выжимания и других коллизионных форм, компенсирующих



рифтогенные подвижки тектонических масс. Главные структурные элементы подводных возвышенностей и хребтов представлены остаточными горстами и приуроченными к ним вулканическими постройками разного размера.

Согласно имеющимся батиметрическим данным, Центральная котловина (глубины до 3700 м) состоит из двух впадин, западной эллипсовидной ( $R_1=160$  км,  $R_2=100$  км), и восточной округлой ( $R=160$  км). Общие размеры составляют  $750 \times 350$  км. Параметры расположенных в южной части моря котловин Хонсю и Цусимская существенно меньше. Первая имеет форму неправильного овала ( $200 \times 150$  км). Вторая – изометрична ( $R=90$  км), глубины равны соответственно 3060 и 2120 м. Как свидетельствуют геофизические данные, они характеризуются пониженными мощностями земной коры (8.5-10.5 км) и отсутствием «гранитно-метаморфического» слоя [6, 8 и др.]. Глубоководные узкие и протяженные трог Оки, Могами расположены на востоке Япономорской впадины дискретно и вытянуты в СВ направлении, конформно по отношению к береговой линии о. Хонсю. Трог Тояма занимает промежуточное положение и имеет субмеридиональное простирание. Длина желоба Могами приближается к 250 км, ширина составляет 30-35 км. Для желоба Тояма эти величины равны соответственно 300 и 50 км, а для желоба Оки – 270 и 30 км. Других, аналогичных по своей морфологии грабенов, которые можно отнести к рифтогенным структурам, на северо-востоке Япономорской впадины не установлено. Близкие по особенностям своего строения грабены в фундаменте глубоководных котловин в ходе гравиметрических, сейсмических исследований также не выявлены.

Геологическое строение дна южной части грабена Татарского пролива характеризуется наличием трех узких прогибов, пересекающих относительно приподнятые структуры, выступы акустического фундамента (возв. Мусаси, Витязь и др.) и образующих клиновидную систему дислокаций, протягивающихся до  $48^\circ$  СШ. Протяженность этих отрицательных структур варьирует от 300 (центральная часть дна пролива) до 450 км (окраина континента) при соответствующей ширине 25-35 и 10-50 км. Длина установленные на шельфе мелких грабенов не превышает 60 км, ширина 5-10 км [9]. Получается, что площади, занимаемые зонами растяжения в пределах Япономорской впадины, не сопоставимы с площадями глубоководных котловин, соотносимых с проекциями мантийных диапиров [1]. Все это указывает на относительно небольшую роль рифтогенеза в образовании впадины Японского моря и явное доминирование явлений очаговой геодинамики. Параметры глубоководных котловин и особенности размещения в них подводных возвышенностей, образованных остаточными горстами и вулканическими постройками, позволяют предполагать, что размеры первичных рифтогенных прогибов, грабенов, расположенных между поднятиями и соответствующих зонам растяжения на начальном этапе развития впадины будущего морского бассейна, видимо, не превышали нескольких десятков км. В последующем, по мере повышения проницаемости земной коры глубинные инъективные дислокации и тела в виде интрузий и протрузий ультраосновной магмы (например, перидотитов) и базальтовый вулканизм стали самостоятельными факторами структурирования окружающей среды, замещая относительно легкие породы «гранитно-метаморфического», осадочного слоев и формируя над мантийными диапирами соответствующие провалы, области опускания земной коры.

В предложенной модели формирования и развития Япономорской впадины реконструируется одноименный надплюмовый мегасвод позднепалеозойского возраста. Геологическая предыстория, явления плюмовой тектоники и инверсии геодинамического режима предопределили направленность, характер деструктивных преобразований окраины континента в раннем мезозое и среднем, позднем кайнозое и специфику развития рассматриваемого региона в целом. Один из главных признаков унаследованного развития концентрического структурного плана с позднего палеозоя – сохранность в геометрическом центре впадины Японского моря бывшего ядра мегасвода, которое соотносится с подводной возвышенностью Ямато, имеющей континентальный тип коры и характеризующейся наличием батолита позднепалеозойских гранитоидов. Соответствующую батиметрическую и

морфоструктурную зональность впадины подчеркивает кольцевое размещение вокруг этого поднятия глубоководных котловин. В основе чередования конструктивных и деструктивных тенденций развития Япономорской кольцевой тектономагматической системы, соотносимой с проекцией длительно живущего плюма, лежит суперпозиция дискретной во времени, пульсационной деятельности (циклы, ритмы) глубинного энергогенерирующего центра и вариаций геодинамического режима на региональном и планетарном уровнях. В пределах надплюмовых мегасводов могут сосуществовать условия сжатия (периферия) и растяжения (центральная часть), что приводит к дифференцированному проявлению тектонических движений и различного по составу магматизма, а также сопутствующих дислокаций и форм рельефа [10].

Основные этапы гранитообразования в Японской островной дуге: кембрий-силур, карбон, пермь, ранняя юра, ранний мел, поздний мел-плиоцен. Для базитовых плутонов время формирования – ранняя юра, ранний мел, поздний мел-плиоцен [11]. Общая продолжительность тектономагматической активности и контрастный магматизм рассматриваемого региона также свидетельствуют о существовании единого глубинного энерго-и магмогенерирующего центра, соотносимого с плюмом. Если не считать палеозой, то только для мезозой-кайнозойских процессов базитового интрузивного магматизма и гранитообразования в Японии она составляет около 140 млн лет (ранний мел-плиоцен). Несколько больший хронологический диапазон в мезозое-кайнозое занимают этапы кислого и базальтового вулканизма (ранний мел-голоцен) [11]. Аналогичная ситуация имеет место и в Южном Приморье, что позволяет высказать тезис об универсальной и в то же время двойственной роли плюмовых и мантийно-диапировых очаговых систем. В условиях тектонического сжатия и слабой проницаемости литосферы они формируют области гранитообразования и орогенные поднятия, а при доминировании процессов растяжения и повышенной проницаемости твердой оболочки Земли проявляется базитовый магматизм и возникают впадины, депрессии.

Типичное для дна Японского моря сочетание множества линейных систем небольших моногенных построек и трещинных излияний базальтов отражает многовыходной характер вулканизма, который возникает при неглубоком расположении выступов астеносферы или мантийных диапиров. Вероятные причины масштабного и относительно быстрого опускания дна Япономорской котловины в позднем кайнозое – активная дефлюидизация литосферной мантии, сопровождающая масштабный базальтовый вулканизм, и инъективные дислокации глубинного материала, предопределившие структурно-вещественные преобразования континентальной земной коры за счет образования силлов, лакколлитов, акколлитов и других интрузивных, протрузивных и экстррузивных тел с породами основного, ультраосновного состава [10].

#### Литература

1. Геология дна Японского моря. Берсенев И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л., Ващенко Н.Г., Съедин В.Г., Терехов Е.П., Цой И.Б. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1987. 140 с.
2. Геологическая карта дна Японского моря. М. 1: 2500 000. Ред. Берсенев И.И., Красный Л.И. ВСЕГЕИ. 1984.
3. Морфотектонические системы центрального типа Сибири и Дальнего Востока (коллективная монография). М.: Наука. 1988. 216 с.
4. Кулаков А.П. Морфоструктура Востока Азии. М.: Наука. 1986. 175 с.
5. Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Японское море. Геологическое строение (новые данные). Дальневосточные моря России. Кн. 3. Геологические и геофизические исследования. М: Наука. 2007. С. 86-98.
6. Geology and Geophysics of the Japan Sea (Japan-USSR Monograph. Series. V. 1) / Edited by N. Isezaki et al. Tokyo: TERRAPUB. 1996. 487 p.

7. Васильев Б.И., Чой Д.Р. Геология глубоководных желобов и островных дуг Тихого океана. Владивосток: Дальнаука. 2001. 183 с.
8. Карп Б.Я., Прокудин В.Г., Медведев С.Н., Карнаух В.Н. Строение земной коры по сейсмическим данным (Японское море). Дальневосточные моря России. Кн. 3. Геологические и геофизические исследования. М.: Наука. 2007. С. 26-47.
9. Олейников А.В., Олейников Н.А. Геология кайнозоя Среднего Сихотэ-Алиня Владивосток: Дальнаука. 2005. 260 с.
10. Гаврилов А.А. Структурные элементы впадины Японского моря и прилегающей островной и континентальной суши по данным космогеологических исследований // Исследование Земли из космоса. 2020. № 4. С. 27–40.
11. Geological Map of Japan. Third Edition. S 1:1000 000. Geological Survey of Japan. 1992.

## ФЕНОМЕН ПОЛУКОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР

А.А. Гаврилов

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

Внедрение в практику геоморфологических и геологических исследований материалов дистанционного зондирования Земли из космоса позволило установить широкое географическое распространение и многообразие размеров, рангов и генетических типов кольцевых структур (КС) как типовых элементов строения литосферы. Специфика этих образований – наличие радиальных и концентрических (в плане) систем разломов; радиально-концентрическая зональность в распределении высот рельефа и в размещении структурно-вещественных комплексов, блоков и сателлитных магматических центров; закономерная организация элементов внутреннего строения (моно-, Полиядерный, ядерно-сателлитный и сателлитно-орбитальный типы инфраструктур). Помимо понятия КС для описания подобных дислокаций используются термины с различной семантикой (концентрические комплексы, структуры центрального типа, очаговые системы и др.). Различие между ними определяется лишь акцентом на морфологических, структурных или генетических особенностях данных природных объектов. К настоящему времени в России сформировалось целое научное направление исследований, охватывающее все многообразие проблем изучения статических, динамических, ретроспективных и иерархических систем КС. Опубликованы различные планетарные и региональные схемы, проведены многочисленные эксперименты, сформулированы концепции очагового тектоморфогенеза, рудоконцентрирующих структур, ринговой металлогении [1].

На этом фоне остались менее изученными похожие на элементы КС полукольцевые структуры, которые также представляют собой неотъемлемые элементы систем дислокаций литосферы Земли. В качестве типовых примеров можно привести полукольцевые Зондскую, Марианскую, Япономорскую Алеутскую островные дуги, орогенные системы Гималаев, Альп, Карпат, Скандинавии, северного сегмента Анд в Южной Америке, Верхоянского хребта, северного участка Кордильер и др. Также как КС, полукольцевые структуры образуют иерархический ряд от планетарных до локальных образований и имеют различный генезис и возраст. Существуют различные точки зрения на происхождение таких полукольцевых форм. Это: гипотеза вихревых структур [2]; положение о геологической [3] и металлогенической [4] асимметрии КС; мобилистские построения, связанные с механизмом асимметричного синдвигового раздвига (pull-apart), явлениями задугового спрединга, асимметричного рифтинга в условиях одностороннего бокового давления. Помимо этого, изгибы островных дуг пытаются объяснить подъемом в их тыловых частях мантийных диапиров, смещением, надвиганием островного блока литосферы на океаническую плиту и другими геодинамическими процессами. Можно предположить, что полукольцевые структуры возникают в результате облекания жестких изометричных массивов, областей ранней консолидации более молодыми складчатыми или вулканоплутоническими орогенными поясами, зонами в коллизионных геодинамических ситуациях, а также в ходе дифференцированного перемещения различных сегментов горных хребтов суши и дна океанов. Необходимо отметить, что многие тектонические модели опираются на мифическое явление субдукции, что ставит под сомнение их адекватность. Поддвиг одной литосферной плиты под другую в пределах континентов при горообразовании (как это предлагается, например, для Гималаев) представляется событием еще менее вероятным.

Более доказательной представляется модель гравитационного расползания орогенных сводов, мегасводов и надвигания их фронтальных частей на прилегающие межгорные и предгорные прогибы, депрессии, а также глубоководные впадины. С этих позиций интересны

представления о принадлежности Япономорской островной дуги к внешнему концентру реконструируемого позднепалеозойского надплюмового мегасвода [5], Зондской дуги к южной границе Малайской кольцевой мегаструктуре, дуги Рюкю к Желтоморскому обращенному мегасводу, Курильской и Алеутской островных дуг соответственно к Охотоморскому и Берингоморскому надплюмовым мегасводам, каждый из которых претерпел деструкцию в позднем кайнозое. Можно предположить, что и Марианская островная дуга представляет собой внешний концентр одноименного надплюмового мегасвода, находящего на стадии деструктивного развития. Устойчивая пространственная сопряженность островных дуг и орогенных полукольцевых форм с глубокими прогибами позволяет рассматривать их как тектонопары, связанные общностью процессов тектогенеза. Поступление в верхние части литосферы разуплотненных масс горных пород, и пространственная экспансия магматогенных поднятий вверх и по латерали компенсируются прогибанием, опусканием прилегающих участков межгорных, предгорных впадин и глубоководных желобов – областей аккумуляции коррелятных отложений. Именно таким образом решается проблема геологического пространства. Очевидно, что в каждом конкретном случае необходим свой анализ факторов и механизмов формирования, развития образований этого типа, но, как и с кольцевыми структурами, имеет место морфологическое подобие различных по размерам, порядку, происхождению и возрасту полукольцевых систем дислокаций, или их гомология. Соответственно намечаются гомологические ряды в пределах множеств близких по генезису образований.

Наиболее широкое распространение, по мнению автора, имеют полукольцевые формы дислокаций, представляющие собой части КС. В своем развитии, они опираются на сквозные магмоконтролирующие диаметральные разломы, которые, при изменении геодинамической обстановки, обеспечивают дифференцированное строение и развитие полукольцевых блоков. Обычно, это следствие неравномерно проявления магматизма в связи с наклоном плоскости главного магмоконтролирующего разлома, итог различных по амплитуде движений крыльев сводов или наложения относительно более молодых тектонических дислокаций на один из диаметральных блоков [1]. Одним из примеров является орогенный свод Маккензи [4], занимающий северный сегмент Кордильер (рис.). На представленной морфоструктурной схеме отчетливо выражены системы дуговых линеаментов, соотносимых с зонами разломов и образующих в его северо-восточной части полукольцевой блок. От юго-западной половины он отделен серией транрегиональных диаметральных разломов циркумтихоокеанского направления, типичных для всех окраинно-континентальных орогенов Пацифики [1]. Как в ситуациях с островными дугами и Гималайским, Верхоянским и другими орогенными полусводами к сводовому поднятию Маккензи с востока примыкает компенсационная система предгорных впадин с крупными котловинами озер Большое Медвежье, Большое Невольничье и др. Геологическая, морфологическая и металлогеническая асимметрия свода определяется существенными различиями геологического строения диаметральных блоков. На юго-западе свода отмечается высокая концентрация батолитов позднемезозойских гранитоидов, образующих сегмент регионального магматического пояса, а в северо-восточном блоке широко представлены палеозойские и более древние породы, что указывает на его значительный денудационный срез. Интрузивы мезозойских гранитоидов не образуют здесь крупных скоплений, размеры их относительно невелики. Полукольцевое строение свода Маккензи и различия геологического строения и денудационного среза его диаметральных блоков позволяет предполагать более древний возраст этого орогенного поднятия.

В изотропной и слабо анизотропной геологической среде существует равная вероятность всех направлений перемещений потоков тепломассопереноса от «горячих точек», энергогенерирующих центров недр (плюмы, мантийные диапиры и др.), обладающих необходимым потенциалом. Форма их теплового поля и поля механических напряжений варьирует от сфероида до эллипсоида, а схемы организации силовых линий и потоков тепломассопереноса имеют радиально-концентрическую симметрию, что типично для КС, представляющих собой проекции цилиндрических и конических очаговых систем. При

анизотропии геологической среды (наличие бокового давления, сжатия и др.) в зонах магмоконтролирующих разломов вместо КС возникают плоские, дайкообразные, трещинные тела, образуются интрузивные или тектонические горсты. Это дает основание рассматривать свод Маккензи как первично кольцевую систему дислокаций, трансформированную в ходе последующих, наложенных геологических процессов, которые обусловили ее геоморфологическую, тектоническую и металлогеническую асимметрию [4].



Рис. 1. Морфоструктурная схема полукольцевого свода Маккензи и прилегающих территорий. Черными линиями показаны линейменты, соотносимые с зонами разломов. Более толстые соответствуют каркасным, дуговым и диаметральному разломам.

#### Литература

1. Гаврилов А.А. Морфотектоника окраинно-континентальных орогенных областей (Юг Дальнего Востока и прилегающие территории). Владивосток: ТОИ ДВО РАН. 2017. 311 с.
2. Слензак О.И. Вихревые системы литосферы и структуры докембрия. Киев: Наукова думка. 1972. 182 с.
3. Ищенко А.А, Ежов Б.В. Асимметрия структур центрального типа как результат взаимодействия с линейными структурами (постановка проблемы и возможные пути ее решения) // Вулканология и сейсмология. 1981. № 5. С. 64-73.
4. Гаврилов А.А. Минерагеническая асимметрия и диссимметрия эндогенных СЦТ. Ст. Принцип Кюри и размещение руд металлов и алмазоносных кимберлитов в очаговых Системах // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 1. С. 103-114.
5. Гаврилов А.А. Структурные элементы впадины Японского моря и прилегающей островной и континентальной суши по данным космогеологических исследований // Исследование Земли из космоса. 2020. № 4. С. 27-40.

## ГЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА АКВАТОРИИ ЧАУНСКОЙ ГУБЫ (ВОСТОЧНО-СИБИРСКОМ МОРЕ) В 60 РЕЙСЕ НИС «АКАДЕМИК ОПАРИН»

С.А. Зверев, А.Н. Чаркин, К.А. Апарина, Е.А. Бессонова

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
zverev\_84@mail.ru

Для выявления структурных и вещественных неоднородностей геологической среды на акватории Чаунской губы (Восточно-Сибирское море) в 60-м рейсе НИС «Академик Опарин» проведена съемка модуля полного вектора геомагнитного поля.

Профили измерений общей протяженностью 1004 км были ориентированы субширотно и субмеридианально (рис.1). Ограничения по возможности маневрирования судна на мелководной закрытой акватории не позволили провести измерения вблизи береговой черты. Осуществлялась ежедневная корректировка маршрутов с учетом уже выполненных измерений. Период измерений устанавливался вручную с учетом широты района исследований и составлял 4 с (уменьшение времени взятия отсчетов сопровождалось некорректной работой магнитометра в условиях высокого уровня магнитных помех природного происхождения). С учетом скорости движения судна расстояние между точками измерений составляло 10-12 м.

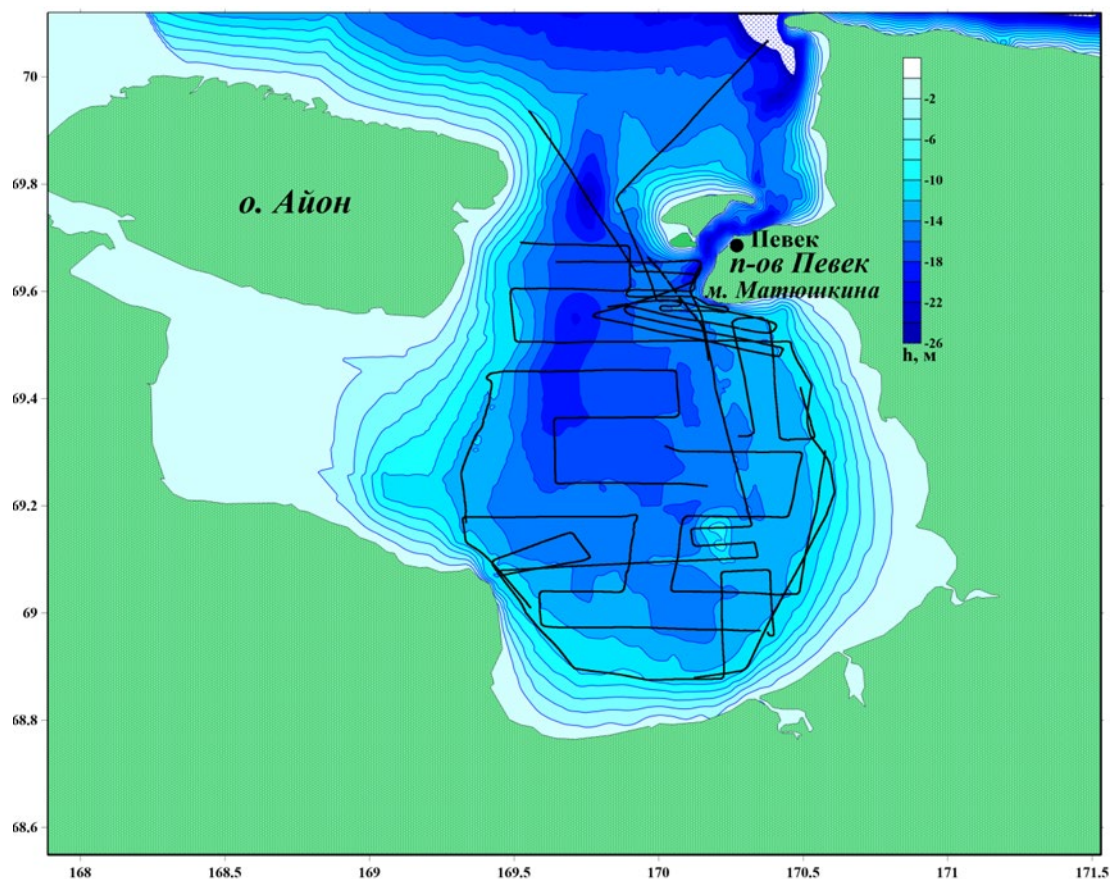


Рис. 1. Рельеф дна и профили геомагнитной съёмки на акватории Чаунской губы (показаны черным цветом)

Для повышения точности результатов измерений на восточном побережье Чаунской губы выполнены измерения вариаций геомагнитного поля.

Геомагнитное поле было осложнено магнитными бурями. В отдельные периоды вариационный градиент составлял более 50 нТл/час (рис. 2). Интенсивность бурь достигала 220 нТл. Вариации за эти временные промежутки не могут быть учтены.

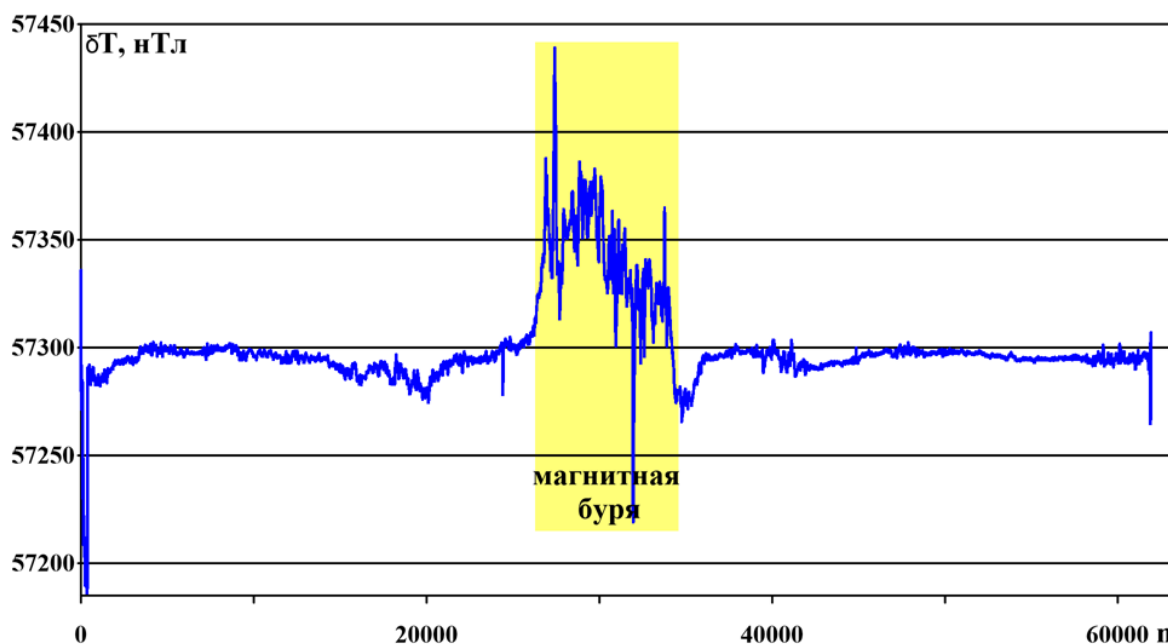


Рис. 2. Пример записи вариаций геомагнитного поля с частотой 4 с. На оси (x) показан порядковый номер измерения.

Измерения на малоглубинной акватории сопровождались высоким риском обрыва забортного оборудования, требовали повышенного внимания судоводителя и визуального контроля положения буксируемого устройства. В связи с этим обстоятельством заглубление датчика магнитометра выбиралось минимальным – обеспечивающим необходимый визуальный контроль и снижение риска обрыва забортной части оборудования.

Аномальное магнитное поле, полученное в результате проведенных исследований, характеризуется невысокими амплитудами -30÷80 нТл. Значительную площадь на севере и на крайнем юге акватории занимают отрицательные магнитные аномалии неоднородной структуры. Вблизи мыса Матюшкина (п-ов Певек) выделена положительная аномалия неоднородной структуры с максимальной амплитудой до 80 нТл. Форма аномалии повторяет контур выступающей западной части п-ова Певек. Скорее всего, источник выделенной аномалии имеет не только природное происхождение, но и связан с хозяйственной деятельностью на полуострове и прилегающей акватории.

Положительная магнитная аномалия сублинейного простирания сз-юв выделена на южном участке акватории Чаунской губы. Внутренняя структура аномалии неоднородна. Она состоит из 5-ти локальных максимумов с амплитудами 10-23 нТл. Направление простирания аномалии соответствует простиранию горных хребтов на восточном участке прилегающей суши. Магнитной аномалии соответствует локализация на акватории положительной аномалии, выделенной на карте гравитационных аномалий, а также положение в плане разлома, выделенного на Схематической тектонической карте Восточной Арктики [1].

Количественная интерпретация аномального магнитного поля, показанная на рис. 3, позволяет выделить источник магнитной аномалии, представляющий собой аномально намагниченное тело в виде вертикального штока шириной около 30 км.

Верхняя кромка намагниченного тела расположена на глубине около 500 м. Внутренняя структура выделенного объекта неоднородна: максимальным значением намагниченности характеризуется «ядро» с выраженными вертикальными границами и шириной около 12 км. Намагниченность аномалообразующего объекта плавно уменьшается на периферии в



северном направлении и более резко на юге. В вертикальном направлении даже у близповерхностных осадочных пород намагниченность может быть немного выше, чем на остальной акватории. Глубина до поверхности коренных пород на акватории губы по данным исследователей составляет 200-250 м [2, 3 и др.]. В скважине №1 в районе острова Айон осадочные породы вскрыты на глубине до 466 м [4]. С учетом вышеизложенного, можно сделать обоснованные предположения об источнике магнитной аномалии. Аномалиеобразующий источник представляет собой интрузивное образование, внедрившееся по линейной деструктивной зоне диагонального простирания. Намагниченность ядра интрузива в 4-5 раз превышает намагниченность вмещающих и перекрывающих осадочных пород. Диффузное изменение намагниченности на периферии аномально намагниченного тела свидетельствует о вторичных изменениях вмещающих пород в окислительных условиях, сопровождающихся увеличением содержания ферромагнитных минералов.

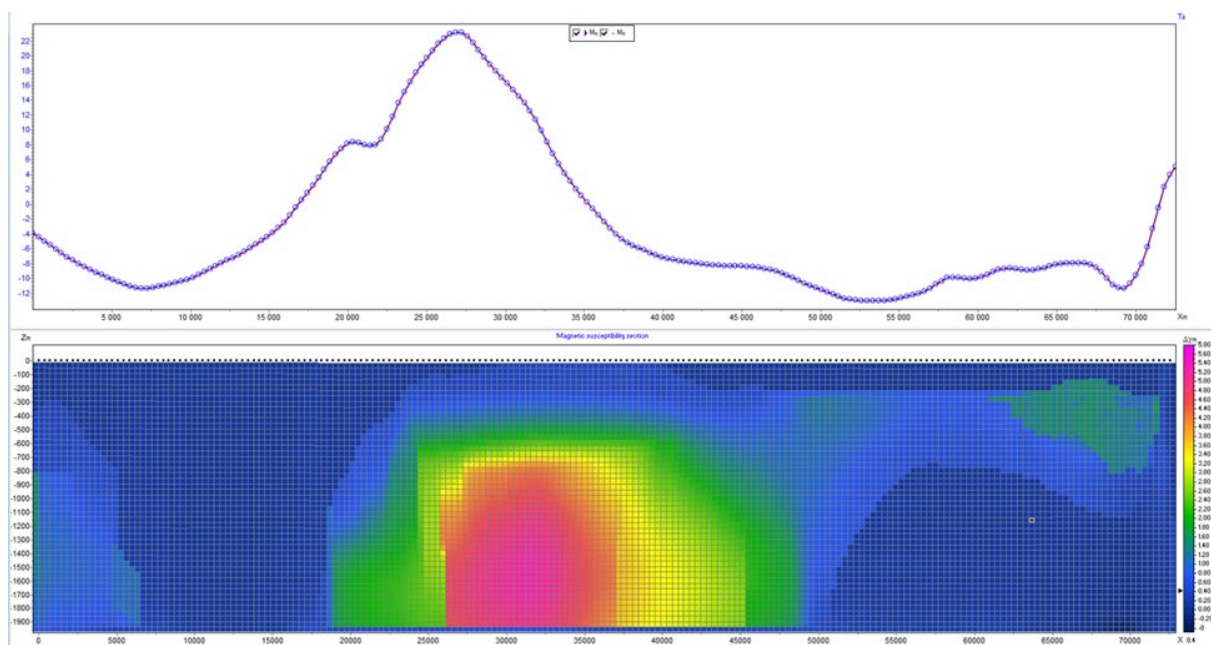


Рис. 3. Количественная интерпретация магнитной аномалии (юг Чаунской губы).

Существующие карты аномального магнитного поля восточной Арктики построены на основе аэромагнитных съемок – на значительном удалении от источников магнитных аномалий, что снижает качество исходной информации. Кроме того, масштаб карт для акватории (1:5000000) не позволяет выделять локальные магнитные аномалии, представляющий поисковый интерес в рамках поставленных задач. Для корректной интерпретации результатов геомагнитных съемок необходима информация о магнитных свойствах горных пород района исследований. Таким образом, на данном этапе главной задачей является накопление новых знаний, необходимых для понимания природы магнитных аномалий, основанных на результатах геомагнитных исследований, включающих крупномасштабное геомагнитное картирование акватории и петромагнитные исследования горных пород побережья и островов Чаунской губы.

#### Литература

1. Хаин В.Е., Полякова И.Д., Филатова Н.И. Тектоника и нефтегазоносность Восточной Арктики // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 443-460.
2. Безродных Ю.П. Строение и основные черты развития приматериковой окраины шельфовой зоны Центральной Чукотки // Советская геология. 1983. № 5. С. 73-82.

3. Гресов А.И., Яцук А.В. Геохимия и генезис углеводородных газов Чаунской впадины и Айонского осадочного бассейна Восточно-Сибирского моря // Тихоокеанская геология. 2020. Т 39. № 1 С. 92–101.
4. Александрова Г.Н. Геологическое развитие Чаунской впадины (северо-восток России) в палеогене и неогене Статья 2. Неоген // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2016. Т. 91. Вып. 6. С. 11-35.

# СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И МИНЕРАГЕНИЯ ДЖЕЛТУЛАКСКОЙ ШОВНОЙ ЗОНЫ И ОБРАМЛЕНИЯ

Ю.Ф. Манилов

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина, г. Хабаровск  
ymanilov@itig.as.khb.ru

Изучаемая часть Джелтулакская шовной зоны расположена на площади геологического листа N-51-XI, масштаба 1:200000. Строение и эволюция зоны обусловлены взаимодействием Становой и Западно-Становой складчато-блоковых систем (ССБС и ЗССБС) [1].

В минерагеническом отношении более 90% изучаемой площади входит в состав Становой провинции, охватывает части Южно-Становой железо-молибденово-серебро-золоторудной, Джелтулакской молибден-железо-вольфрамово-золоторудной и Пришилкинской редкометально-медно-молибденово-золоторудной минерагенических зон, в соответствии со схемой минерагенического районирования зоны БАМ и минерагенической карты Амурской области [2, **Ошибка! Источник ссылки не найден.**].

Современные представления о геологии, глубинной структуре территории, особенностях минерагенического районирования имеют много пробелов. Связано это со сравнительно недостаточным объемом геолого-геофизических данных и перекрытостью большей части площади осадочными и вулканогенными отложениями различного возраста и состава. Также достаточно дискуссионны и условны границы между основными структурными элементами и минерагеническими зонами.

Для более ясного понимания связи между геологическим строением и минерагенией была привлечена геофизическая информация.

**Методика.** Работа проводилась через совместный геолого-геофизический анализ по двум направлениям: глубинные и площадные исследования.

Для обработки и интерпретации использовались: гравиметрическая карта в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя  $2.67 \text{ г/см}^3$ , масштаба 1 : 200 000; карта изолиний магнитного поля ( $\Delta T$ )<sub>a</sub>, масштаба 1 : 200 000; тектонические и геологические карты масштабов 1 : 200 000 – 1 : 1000000, таблица физических свойств пород региона [4].

Основным инструментом обработки информации геопотенциальных полей являлась компьютерная технология «КОСКАД 3D», предназначенная для анализа трехмерной цифровой геоинформации методами вероятностно-статистического подхода [5]. Функциональное наполнение комплекса «КОСКАД 3D» дает возможность провести спектрально-корреляционный и статистический анализ геоданных, выполнить 3D моделирование гравитационного и магнитного полей.

**Результаты.** Джелтулакская шовная зона является ключевой для изучаемой территории. Она наиболее сложная как по геологии, так и по структуре. Это объясняется пестрым коллажем разновозрастных метаморфических и интрузивных комплексов, проявленных вдоль системы Джелтулакского разлома. Глубинная часть зоны хорошо отражена в структурно-блоковой модели (Рис. 1). Сам разлом имеет сложную мозаичную структуру, где нарушения, формирующие направленность основной системы, деформируются дизъюнктивами, идущими вкрест простирания шовной зоны. Еще одним важным репером зоны являются положительные линейные аномалии  $\Delta T_a$  высокой интенсивности (свыше 500 нТл), вероятно связанные с интрузивным магматизмом вдоль системы Джелтулакского разлома.

Наиболее крупная по площади ССБС хорошо разделяется в полях: на региональный положительный максимум  $\Delta g$  и  $\Delta T_a$  изометричной формы с центром на слиянии рек Тында и Геткан у г. Тында и остальной менее интенсивной частью с север-северо-западной ориентировкой аномалий полей. Очевидно, что региональная положительная аномалия  $\Delta g$

связана с древними метаморфическими комплексами Ларбинской зоны (ЛЗ), возраста AR<sub>1</sub>-AR<sub>2</sub>.

В структуре Усть-Гилуйской зоны (УГЗ) выделяются 3 блока. Юго-западный: хорошо диагностируется высоким уровнем положительного поля ΔT<sub>a</sub> (свыше 500 нТл) и отрицательного поля локальной составляющей Δg малой интенсивности (до 10 мГал),

*Минерагения.* Наибольшим рудным потенциалом в пределах изученной площади, на современном уровне изученности, обладает Джелтулакская металлогеническая зона (МЗ), ее профилирующими полезными ископаемыми являются золото, вольфрам, железо, молибден и графит. В пределах Южно-Становой МЗ локализована молибденовая с золотом минерализация. Территории, относящиеся к Пришилкинской и Северо – Становой МЗ в пределах характеризуемого листа отличается отсутствием проявлений. Среди пунктов минерализации имеются единичные с золотой специализацией.



*Предполагаемая природа блоков:* 1- гнейсы и кристаллосланцы архейского возраста; 2- гранитоиды AR<sub>2</sub>; 3- метаморфиты PR<sub>1</sub>; 4 – позднепалеозойско - раннемезозойские интрузивы Нерчуганского комплекса; 5- габброиды раннего мезозоя; 6 – позднеюрские кислые интрузивы Амуджиканского комплекса; 7- умереннощелочные гранитоиды юрского возраста. 8 – окварцованные гранитоиды юрского возраста; 9 - гранитоиды мелового возраста; 10- терригенные отложения Нижнетигинской подсвиты, 11- разломы

Рис. 1. Принципиальная структурно-блоковая модель вдоль геолого-геофизического геотранверса

Имеющиеся современные данные о рудоносности Джелтулакской МЗ не позволяют выделить перспективные площади ранга рудных (потенциально-рудных) узлов, но благодаря геофизической информации возможно увидеть особенности связи между геологией и размещением рудных объектов.

Большинство известных объектов расположены вдоль нарушений, на стыке блоков с различными физическими характеристиками и различным вещественным заполнением.

Формирование полезных ископаемых и основные закономерности их размещения определяются многоэтапностью геологического развития. Отдельным его этапам отвечают минерагенические эпохи (МЭ) – позднеархейская, раннепротерозойская, позднепалеозойско-позднеюрская, мезозойская и кайнозойская. В рамках мезозойской МЭ выделяются две минерагенические стадии (МС) – позднеюрская и меловая. Особенностью минерагении района является многоэтапность минерализации с наложением более молодых эпох, на ранее проявившуюся, что привело к регенерации, возможно неоднократной, оруденения в пределах выделенных разновозрастных таксонов.

С позднеархейской эпохой формирования кристаллического фундамента связано накопление вулканогенно-осадочных образований иликанского метаморфического комплекса, специализированных на графит и железо. В результате регионального метаморфизма,

ультраметаморфизма и гранитизации с формированием амфиболит-гнейсовой и кварцит-гнейсовой формаций Иликанской и Усть-Гилюйской зон связаны магнетитовые кварциты и графитсодержащие гнейсы и сланцы

Раннепротерозойский этап проявился заложением Желтулакской зоны глубинных разломов (шовной зоны) и других рудоконтролирующих нарушений северо-западного направления. В пределах Желтулакской МЗ раннепротерозойский этап активизации проявился процессами расланцевания, милонитизации, диафтореза и комплексным проявлением метасоматоза с образованием метасоматитов разнообразного состава. С разными типами метасоматитов связывается формирование комплекса разнообразных полезных ископаемых.

С кремниевым метасоматозом связано формирование регенерированной железорудной минерализации формации железистых кварцитов Иликанской и Усть-Гилюйской зон.

Магматические процессы позднего палеозоя – поздней юры, проявившиеся в пределах Пришилкинской редкометально-медно-молибденово-золоторудной МЗ преопределили формирование проявления меди, россыпепроявлений золота.

Перспективы района исследований, по состоянию на сегодня, связываются с вольфрамом, золотом, железом, и графитом. Определенный интерес площадь может представлять и в отношении тантало-ниобатов.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИТИГ ДВО РАН.

#### Литература

1. Вольский А.С., Шатков Г.А., Красный Л.И. и др. Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2004.
2. Богданов Ю.В. Металлогеническая карта БАМа. Масштаб 1:500 000. Л. 1981.
3. Лобов А.И., Бражников А.С. и др. Комплексные прогнозно-минерагенические исследования территории Амурской области масштаба 1:500.000 (отчет по объекту ГМК-500 за 1991 – 1996 гг.). Хабаровск: Таежная ГЭ. 1996. 15 кн. 2913 с., 354 гр.пр. /// АТГФ – 25790
4. Физические свойства горных пород Дальнего Востока. Справочник в 2-х частях. Владивосток. ДВО АН СССР. 1987. 393 с.
5. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации/М: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании». 2010. 114.

## О ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ МОРСКОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОКА АЗИИ

Ю.И. Мельниченко, Л.А. Изосов, **Б.А. Казанский**, Т.Д. Леонова, В.В. Лепешко, Н.С. Ли

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

Концепция геоморфологических формаций как организации земной поверхности высшего порядка предложена и совершенствовалась Н.А. Флоренсовым [1]. В основу положена идея морфогенетических преобразований горнопородного субстрата земной коры в непрерывно-прерывистом взаимодействии экзогенной (климатической) и эндогенной составляющих рельефообразования [2]. Разнообразные по литологии, размерам, происхождению, возрасту и другим параметрам геологические тела экспонируются в поверхностные формы, которые в совокупности и составляют геоморфологическую формацию. В ней реализуется единство рельефа поверхности Земли и её геологической субстанции. Идея была поддержана частью сибирских геоморфологов. Д.В. Лопатин предложил районировать современный рельеф с формационных позиций с выделением геоморфологических фаций, которым соответствует конкретный морфодинамический ландшафт [3]. Следует заметить, что Л. Кинг также использовал термин «формация» для объяснения закономерностей развития некоторых морфологических особенностей поверхности земной коры [4]. К ним он относил горнопородные фации, подвергнутые литогенетическим преобразованиям эндогенными и экзогенными силами в процессе морфогенеза. Однако в дальнейшем практического воплощения формационно-геоморфологический анализ территорий не получил. Причина на наш взгляд заключалась в отсутствии ландшафтного подхода к изучению морфологического комплекса природной среды. Ландшафт (горный, равнинный или подводный) рассматривался лишь как среда формирования этноса (по Л.Н. Гумилеву), но не как фактор его обитания и устойчивого развития. Изучение рельефа сосредоточилось в этот период в основном на идентификации форм поверхности как единиц структурно-геоморфологического картирования и районирования и происходило с позиций морфоструктурного подхода [2]. Между тем проблемы экологического состояния среды обитания становятся актуальными. При разработке критериев природопользования, в том числе прибрежно-морских территорий, объектом специального изучения служат ландшафты, в системе которого геологическая обстановка и мегарельеф занимают ключевую позицию [5]. В этой связи анализ земной поверхности как геоморфологического выражения современной геологической формации приобретает особую важность.

Геологическая формация по определению Н.П. Хераскова [6]: – “это естественная ассоциация горных пород и связанных с ними минеральных образований, отдельные члены которых (породы, слои, толщи), в результате парагенетических отношений тесно связаны друг с другом, как в пространственном, так и в возрастном отношении” (с. 30). Таким образом, выделение парагенетических ассоциаций пород служит базовым в определении формаций. При этом внимание концентрируется на их совместном нахождении, а не на общем генезисе, который может быть неопределенным или дискуссионным. Формации по существу выделяются на структурно-вещественной основе. Главнейшей задачей формационных исследований в геологии является выделение конкретных формационных тел и их описание – установление их точных форм, размеров, вещественного состава и структуры. Выделить формацию – значит определить ее границы, которые пройдут между признаками соседствующих ассоциаций. По существу, формация – это тектоническая категория: её образование определяется суммой характерных тектонических (в меньшей мере,

климатических) факторов. Различаются “сквозные” – повторяющиеся в сходных обстановках и прослеживающиеся в различные периоды эволюции земной коры, и “отмирающие” – встречающиеся только в определенных структурных обстановках. Таким образом, разнообразные геологические формации отражают свойственные им геодинамические обстановки накопления горных пород. Они-то и придают каждой формации присущие только ей черты, на основании которых она и может быть обособлена. Классификация формаций, как и определение ее объема, зависит от конкретных целей исследования, но важными являются их структурная приуроченность и металлогенические характеристики. Исследование формаций и есть метод прогноза месторождений полезных ископаемых, утверждал основоположник учения Н.С. Шатский. Именно через формации устанавливается их связь с тектоникой.

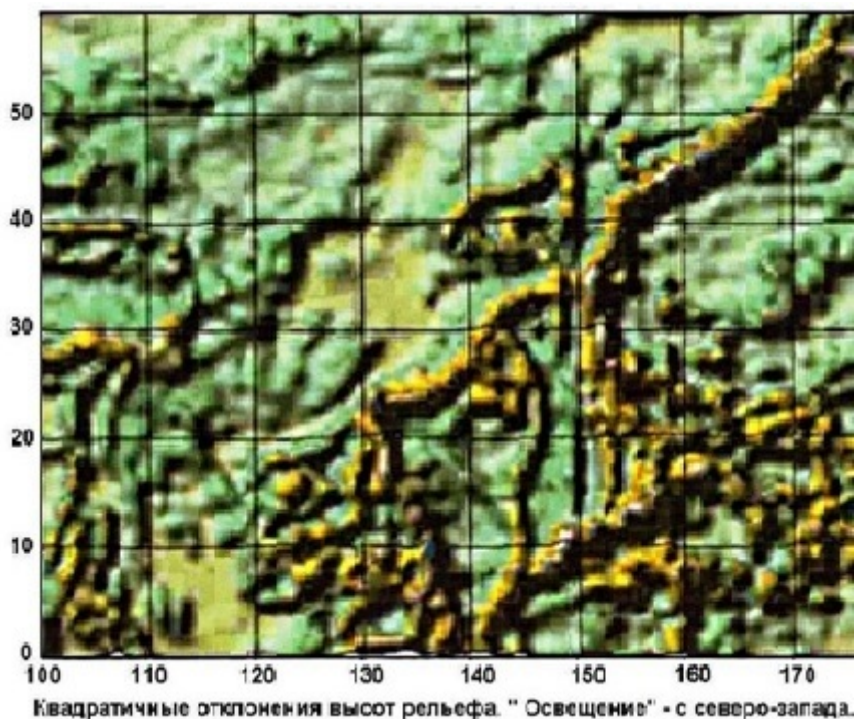


Рис. 1. Пример отображения поверхностей статистических характеристик (стандартных отклонений) высот рельефа Западно-Тихоокеанской зоны перехода «континент-океан» (“подсветка” с северо-запада).

Н.А. Флоренсов к геоморфологической формации, по аналогии с геологической, относит “естественное и исторически обусловленное сочетание форм земной поверхности, связанных друг с другом единством места и времени и существующих при определенном тектоническом и климатическом режимах, порождающих тот или иной способ их подвижного равновесия” [1, с. 4-5]. Это закономерное единство морфоструктуры и морфоскульптуры в данной тектонической и географической обстановке, уточнил он в дальнейшем [1]. В этих определениях содержится два методологических принципа анализа мегарельефа. Главным является сравнительный анализ структурных форм для установления парагенетических ассоциаций в пределах морфологического комплекса на участке исследования. Но исходным (структурным) моментом формационно-геоморфологического анализа является выделение единиц структурных форм рельефа на базе морфоструктурного подхода.

Первым шагом и надежной основой в изучении динамики рельефа дна морских акваторий служат эхолотный промер дна и космическая альтиметрия. Применение при этом статистических методов позволяет использовать количественные показатели для сравнения особенностей строения различных участков подводной поверхности. В этих целях использовались данные базы ETOPO 1' (электронный ресурс <http://topex.ucsd.edu/cgi->

bin/get\_data.cgi). Их обработка проводилась в форматах «SURFER» и «EXCEL». В отдельных случаях статистическая обработка данных проведена в программе WinLessa А.А. Златопольского. По ним строились карты концентраций признаков деформаций в рельефе, геологическом строении, геофизических полях, которые отражают структурные парагенезы [7, 8]. В них отражаются черты строения, закономерно связанные с особенностями и тенденциями формирования земной коры и, естественно, её поверхности. Составлен комплект карт рельефа и аномалий гравитационного поля региона в форме 3D (подсвеченных поверхностей) и в изолиниях.

Очевидно распределение выровненных и деформированных участков земной поверхности. Концентрация разных форм максимальная на участках тектонических деформаций с тенденцией поперечного сжатия – продольного растяжения. Выделяются линейные структуры (линеаменты) и циклонические сферы, заметны признаки смены направлений сжатия-растяжения и интенсивности деформаций. Участки выровненной поверхности формировались при преобладании экзогенных процессов над тектоническими. На основе анализа структурных рисунков выявляются парагенезы тектонических процессов и экзогенных явлений, формировавших современный рельеф. По признакам сходства и различия выделяются парагенезы воздействия процессов на поверхность: расчлененности, гипсометрического (батиметрического) уровня рельефа, форм и ориентировки его элементов (геоморфологических фаций). По этим признакам, в зависимости от целей исследования, уже возможно выделение геоморфологических формаций. В частности, в рельефе дна Японского моря геоморфологические формации отчетливо распределяются по батиметрическим уровням: прибрежно-континентального шельфа, аккумулятивной равнины глубоководной котловины, отдельных вулканических гор и блоковых возвышенностей, переходных (континентального склона, островодужного бордерленда). Они тесно связаны с геологическими формациями и тектоникой Япономорского региона [9]. Интерес представляет рифтовая формация дна Татарского трога. Названные формации определяют фации подводного ландшафта Японского моря [5]. С ними, вероятно, парагенетически связано распределение газогеохимических аномалий и полей метана в Японском море, а также особенности металлогении дна. Они определяют характер природопользования прибрежной зоны Японского моря [10]. Проведенное исследование показывает связи между трендами строения земной поверхности и изменениям динамической обстановки, направлений, интенсивности и длительности действия, формирующих их в недрах и атмосфере процессов.

Работа выполнена в рамках научной темы “Газогеохимические поля Мирового океана, геодинамические процессы и потоки природных газов” (№ гос. Рег. 121021500055-0).

#### Литература

1. Флоренсов Н.А. О геоморфологических формациях // Геоморфология. 1971. № 2. С 3-10.
2. Тимофеев Д.А. О некоторых геоморфологических законах // Геоморфология. 1972. № 2. С. 3-12.
3. Лопатин Д.В. Изучение поверхностей выравнивания как метод анализа геоморфологических формаций // Поверхности выравнивания. 1970. Вып. 2. С. 101-103
4. Кинг Лестер Морфология Земли. Изучение и синтез сведений о рельефе Земли // М. Изд-во “Прогресс”. 1967. 559 с.
5. Преображенский Д.В., Жариков В.В., Дубейковский Л.В. Основы подводного ландшафтоведения // Владивосток. Дальнаука. 2000. 352 с.
6. Херасков Н.П. Тектоника и формации. М. Наука. 1967. 404 с.
7. Лепешко В.В., Казанский Б.А., Белоус О.В., Мельниченко Ю.И. Ассоциации структурных парагенезов Востока Азии и прилегающего океанического дна // Геология морей и океанов: Матер. XXI Междунар. Науч. Конф. (Школы) по морской геологии. Т. V. М.: ГЕОС. 2015. С. 178-181.



8. Мельниченко Ю.И., Лепешко В.В. Формационный анализ в геоморфологических исследованиях океана // Новые и традиционные идеи в геоморфологии. М.: Географический факультет МГУ. 2005. С. 487-491.
9. Изосов Л.А. Среднепалеозойские формации и тектоника Япономорского региона. Владивосток: Дальнаука. 2002. 278 с.
10. Природопользование в прибрежной зоне (Проблемы управления на Дальнем Востоке России) // Авт. Колл. Владивосток: Дальнаука. 2003. 251 с.

# ИНДИКАТИВНЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ АУТИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ОСОБЕННОСТЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЛОВЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

**А.В. Можеровский**

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

Аутигенные минералы являются чуткими индикаторами условий седиментации, палеогеографической обстановки и характера преобразований в процессе осадконакопления. Встреченные в вулканогенно-осадочных породах Южного Приморья (Раздольненский и Партизанский осадочные бассейны) высокоупорядоченные образования типа смектит-хлорит (корренсит), смектит-слюда (ректорит) имеют довольно узкий временной интервал существования (мел – палеоген). Это позволяет корректировать временной и мощностной параметры условий седиментации, характер этапов и стадий трансформационных преобразований, физико-химические (климатические) параметры накопления осадочного материала в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.

Предыдущими исследованиями [1] было показано, что формирование нижнемеловых и палеоценовых осадочных толщ зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану 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, эпизодическими поставками вулканогенного материала, и постепенным углублением бассейнов седиментации.

Предварительные минералогические исследования позволили выделить пять минеральных ассоциаций в составе цемента исследованных пород Раздольненского и Партизанского осадочных бассейнов: 1 – каолинит-слюдистая (слюда-каолинитовая); 2 – слюда-хлоритовая (хлорит-слюдистая); 3 – корренсит-хлоритовая; 4 – корренсит-хлорит-ломонтитовая; 5 – ректоритовая.

В целом, оба осадочных бассейна имеют сходные черты в особенностях распределения содержащихся в цементе пород аутигенных минералов. Отмечено присутствие слюда-каолинитовой в сучанской серии и липовецкой свите, корренсит-хлорит-ломонтитовой ассоциации в сучанской, коркинской сериях и галенковской свите, а также постоянное присутствие ректоритовой ассоциации в красноватах коркинской (романовская свита) серии. Наличие каолинит-слюдистой ассоциации (часто в подугольных и надугольных слоях) логично связать с близостью континента и гумидным климатом. Этим условиям соответствует нижняя часть отложений сучанской серии и липовецкой свиты. Затем обстановка седиментации, вероятно, сменяется на засушливую или на условия благоприятные для испарения морской воды. В результате формируются отложения с повышенными концентрациями магния, в которых впоследствии образуются корренситы. Эти условия соблюдаются для верхней части отложений сучанской серии (френцевская свита), верхней части липовецкой свиты, нижней части галенковской свиты и коркинской (кангаузская свита) серии. Затем следует событие («галенковское» время) общее для большинства свит обоих осадочных бассейнов, которое характеризуется присутствием корренсит-хлорит-ломонтитовой ассоциации в сучанской (френцевская свита) и коркинской (кангаузская свита) сериях, и в верхних частях галенковской свиты.

Наличие в нижнемеловых породах ломонтита ранее было отмечено только в районе подводной возвышенности Ямато (Японское море), а в настоящее время его присутствие подтверждено и в отложениях юга Дальнего Востока. Условия формирования ломонтита пока не ясны. Впервые в Приморье он встречен в палеогеновых породах в ассоциации с

корренситом без хлорита и корренситоподобными (КПМ) образованиями (начальная корренситизация, с. Ромашка, Хасанского р-на), а затем в сучанской и коркинской сериях, и в галенковской свите («галенковское» время) в ассоциации с корренситом и хлоритом. Поскольку ломонтит является кальциевым цеолитом, его образование, возможно, связано с повышенным содержанием кальция в осадках, а, следовательно, предполагается его усиленная поставка в бассейн осадконакопления, возможно, не только в нижнемеловое, но и палеогеновое время. Находки ломонтита, каолинита, корренсита, слюды и хлорита в нижнемеловых отложениях возвышенности Ямато (Японское море) и Южного Приморья предполагает близость обстановок осадконакопления и возможного существования единого бассейна седиментации или нескольких соседних, заложившихся при деструкции земной коры [2]. Вначале это были гумидные эпиконтинентальные (наличие каолинита) условия осадконакопления, которые сменились на прибрежно-морские с возможностью испарения морской воды (корренсит) и повышенными поставками кальция (ломонтит). Затем отложения формировались в условиях гумидного субтропического климата, что подтверждается наличием красноцветов (повышенное ожелезнение, ректоритовая ассоциация, иногда присутствие каолинита – признаки выветривания на близлежащей суше) в верхних частях коркинской серии (романовская свита).

Наличие в цементе нижнемеловых пород корренсит-хлоритовой и корренсит-хлорит-ломонтитовой ассоциации позволяют считать их реперными и точнее выделять отложения «галенковского» времени среди похожих отложений липовецкой (р-н пос. Тавричанка, п-ов Речной, о. Речной) свиты и, вероятно, синхронных с «галенковскими» части отложений сучанской и коркинской серий, а также отличать меловые отложения от юрских и триасовых (р-н г. Большой Камень).

Ломонтит в ассоциации с корренситом и КПМ в осадочных отложениях Приморья впервые отмечен в палеогеновых вулканогенно-осадочных породах п-ова Посъет [3], а в ассоциации с КПМ в палеогеновых вулканогенно-осадочных породах около с. Ромашка (Хасанский р-он). Само по себе появление в породах ломонтита пока не может служить диагностическим признаком, но в ассоциации с корренситом и хлоритом, как минимум, способно определять начало «галенковского» времени, поскольку он наиболее распространен в сучанской, коркинской сериях и галенковской свите. Более того, такие события как «Галенковское» время (корренсит-хлорит-ломонтитовая ассоциация) могут происходить чаще, поскольку периоды потепления климата в исследованном районе могли существовать в ранне-среднем и позднем альбе [4].

Сучанская серия включает в себя четыре ассоциации – слюда-каолинитовую, хлорит-слюдистую, корренсит-хлоритовую и корренсит-хлорит-ломонтитовую, т.е. минералогически дублирует никанскую серию. В некоторых образцах триасовых пород обнаружен корренсит (р-н г. Большой Камень), позволяющий «омолодить» возраст этой части разреза до раннемелового. Каолинит-слюдистая ассоциация может связать часть отложений сучанской серии и липовецкой свиты с угленакоплением, наличием близлежащей суши и теплым гумидным климатом. Каолинит, кроме слюды, встречается и в ректоритовой ассоциации, но является антагонистом хлорита, корренсита и ломонтита. Существование корренсита при отсутствии хлорита легко помогает отличать меловые отложения от палеогеновых.

Таким образом, в Раздольненском и Партизанском бассейнах седиментации мы можем наблюдать пять одинаковых этапов осадконакопления, отраженных в минеральном составе цемента пород: 1 – прибрежно-морские (“нормальные”) условия, отмеченные во всех свитах (хлорит-слюдистая ассоциация); 2 – эпиконтинентальные условия, отмеченные в сучанской серии и липовецкой свите (каолинит-слюдистая ассоциация); 3 – прибрежно-морские условия (с возможностью испарения морской воды), характерные для сучанской, коркинской серий и галенковской, липовецкой свит (корренсит-хлоритовая ассоциация); 4 – прибрежно-морские условия (с возможностью испарения морской воды и повышенными поставками кальция в бассейн осадконакопления), встреченные в сучанской, коркинской сериях и галенковской свите (корренсит-хлорит-ломонтитовая ассоциация, «галенковское» время или событие); 5 –

эпиконтинентальные отложения в условиях выветривания при гумидном субтропическом климате, отмеченные в верхах коркинской серии (красноцветы, ректоритовая ассоциация).

Учитывая все вышесказанное, становится возможным выделение временных рамок в седиментации мелового периода для выделенных этапов осадконакопления изученных осадочных бассейнов. Хлорит-слюдистая (слюда-хлоритовая) ассоциация обнаружена во всех свитах, и сама по себе не может служить определяющей. Для каолинит-слюдистой ассоциации время формирования может быть установлено как апт – начало раннего альба – 113-120 млн. лет (угленакопление, «липовецкое» время, отмечается в сучанской серии и липовецкой свите). Для корренсит-хлоритовой – начало раннего альба – 110-113 млн. лет (отмечается в сучанской, коркинской сериях и галенковской свите), для корренсит-хлорит-ломонтитовой – вторая половина альба – 105-110 млн. лет («галенковское» время, которое регистрируется в сучанской, коркинской сериях и галенковской свите), а для ректоритовой – поздний сеноман 93-95 млн. лет («коркинское» время, красноцветы коркинской серии, романовской свиты).

Следовательно, в аптском веке («липовецкое» время) мы можем выделить, как минимум, два события – для каолинит-слюдистой ассоциации – 113-120 млн. лет (эпоха угленакопления), а для корренсит-хлоритовой ассоциации (110-113 млн. лет) время сопоставимое с раннеальбским событием (Paquier event, OAE1b, ~111 Ma, [5]). Для «галенковского» времени (присутствие ломонтита) интервал может быть определен как 105-110 млн. лет. Ближайшие глобальные события, с отмеченным избытком кальция в осадочных отложениях фиксируются на рубежах (103, 105 и Urbino – 107.5 млн. лет, OAE1c? И OAE1d? [5]). Подобная множественность может объясняться повторением событий повышенной поставки кальция в морской бассейн, т.е. этапов поставки может быть несколько, но они пока недостаточно изучены в данных отложениях.

Интервал формирования красноцветов коркинской серии (верхняя часть романовской свиты) 93-95 млн. лет (эпоха латеритного выветривания) совпадает по времени с сеноман-туронскими событиями (OAEs – Bonarelli event, C/T OAE, OAE2, ~93 Ma [5]).

Отложения событий OAE1a – OAE 1d, упомянутые на возвышенности Шацкого [6], могут быть обнаружены и в Приморье. Автором встречены черные сланцы с пиритом на о. Шикотан. Такие же породы были найдены в образцах из отсыпки дорог юга Приморья. Черносланцевый маркирующий горизонт отмечается в Партизанском осадочном бассейне. Точная привязка по возрасту не осуществлена и предполагается от баррема до альба [7].

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования (тема № 121021700342-9).

#### Литература

1. Mozherovsky A.V., Terekhov E.P. Authigenic minerals of Meso-Cenozoic volcanic-sedimentary rocks of marginal seas bottom of the North-Western Pacific // *Standard Global Journal of Geology and Explorational Research*. 2016. V. 3. Is. 3. P. 105-114.
2. Кулинич Р.Г. Особенности геологического строения Приморского края по геолого-геофизическим данным: автореф. Дис. ...канд. геол.-минер. Наук. Владивосток: Сибирское отделение АН СССР, Дальневосточный филиал им. В.Л. Комарова. 1969. 27 с.
3. Можеровский А.В. Геология и стратиграфия полуострова Посъет (Южное Приморье) с минералогической точки зрения // *Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Сер.: Науки о Земле*. 2019. № 3(43). С. 26-37.
4. Маркевич В.С. Меловая палинофлора севера Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 1995. 200 с.
5. Jenkyns H.C. Geochemistry of oceanic anoxic events // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2010. V. 11, Is. 3. P. 1-30.

6. Bralower T.J., Silva I.P., Malone M. J., et. Al. Extreme warmth in the Cretaceous and Paleogene: a depth transect on Shatsky Rise, Central Pacific / Leg 198 Preliminary. Ocean Drilling Program. Texas. USA. 2002. 164 p.
7. Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 200 с.

# ВЛИЯНИЕ ГАЗОВОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ ВОДЫ И ОСАДКОВ В МОРЕ НА ФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СРЕДЫ

А.И. Обжиров

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

Газогеохимические исследования выполняются лабораторией Газогеохимии ТОИ ДВО РАН с 1977 года в море и на суше. Изучается газовая составляющая в воде рек и морей, донных осадков, углей и пород на суше. Газ извлекается из воды и осадков и пород на дегазационной установке. На хроматографе в газе определяются метан (СН<sub>4</sub>), его гомологи (С<sub>2</sub>-С<sub>5</sub>), СО<sub>2</sub>, Н<sub>2</sub>, Не, О<sub>2</sub>, N<sub>2</sub> (Обжиров, 1993).

Рассматриваются возможность и необходимость измерение концентрации газа в воде и донных осадках в море и использование полученных данных для интерпретации физических полей, полученных в процессе геофизических и других физических исследований в море:

1. Аномалия концентраций углеводородного газа характеризует, что разлом пересекает толщу осадков, которая насыщена углеводородами, возможно в форме залежи;
2. Аномалии концентраций углекислого газа, часто водорода, дает основание предположить, что в геологическом разрезе, возможно, присутствуют изверженные породы и идет активизация вулканической деятельности, (Обжиров и др., 2020);
3. Аномалии гелия и часто водорода характеризуют проникновения разлома до мантии, его открытость, благодаря сейсмическим подвижкам, то есть повышение геодинамики и изменение геологического строения района исследования.

Отметим, что аномальные газовые поля оказывают влияние на физические поля. Например, наличие аномального количества газа в донных осадках изменяет скорость сейсмических и акустических характеристик. Уменьшается скорость прохождения волн, иногда появляется область отсутствия отражений. Интерпретация этих изменений часто недостаточно объяснима, если не изучалась газовая составляющая. Кроме того, сейсмические, акустические записи важно использовать для прогноза залежей углеводородов, картирования зон разломов. Но глубину зоны разлома и его сейсмическую современную активность, трудно понять и объяснить без исследований газовой составляющей. Интерпретация акустической съемки толщи воды также сложна без знания объема газа в воде, особенно в различных слоях толщи воды.

Различные компоненты газа, например, метан и углекислый газ способствуют формированию восстановительной и окислительной среды соответственно. Этот процесс влияет на формирование аутигенных и рудных минералов, одни из которых подвижны в восстановительной среде, другие в окислительной. Эти изменения можно зафиксировать электромагнитными измерениями, которые будут меняться соответственно.

Таким образом, газовая составляющая воды, донных осадков, пород суши является важной характеристикой для геологических, геодинамических, геофизических исследований в Мировом океане и его обрамляющей суши.

## Литература

1. Обжиров А.И. Газогеохимические поля придонного слоя морей и океанов. // Москва.: Наука. 1993. 139 с.
2. Обжиров А.И., Емельянова Т.А., Телегин Ю.А., Шакиров Р.Б. Эволюция газовыделений в Охотском море как следствие мел-кайнозойской тектономагматической активности в Охотоморском регионе // Тихоокеанская Геология. 2020. Т. 39. № 2. С. 66–78.

# ЧИСЛЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПОЛЕЙ СКОРОСТЕЙ И НАПРЯЖЕНИЙ В КОРЕ И МАНТИИ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОКЕАН-КОНТИНЕНТ

**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 численное моделирование эволюции дневной поверхности и границ раздела земной коры зоны перехода океан-континент и ее влияние на поля скоростей и напряжений в верхней мантии.

Рассмотрим вязкую жидкость, состоящую из  $N+1$  слоев (обозначены индексами  $i = \overline{1, N+1}$  сверху вниз), которые ограничены поверхностями раздела  $z = Z_i, i = \overline{1, N+2}$ , и боковой границей  $x = x_b$ . Пусть горизонтальный и вертикальный масштаб расчетной области являются величинами одного порядка, и общая толщина первых  $N$  слоев много меньше, чем толщина последнего слоя:  $Z_1 - Z_N = Z_N - Z_{N+1}$ . В дальнейшем систему тонких слоев будем считать подобластью  $D_1$ , а нижний относительно тонкий слой — подобластью  $D_2$ . Верхняя граница  $Z_1$  является свободной, а нижняя  $Z_{N+2}$  — неподвижна. Пусть течение создается начальным рельефом верхней и средней границ слоев и скоростями, задаваемыми на нижней границе. Для описания течения воспользуемся декартовыми координатами где  $x_1$  и  $x_2$  — это соответственно горизонтальная и вертикальная координаты.

Двумерное медленное течение вязкой несжимаемой жидкости в поле силы тяжести описывается следующими уравнениями:

$$\begin{aligned} -p_{,1} + \mu_i(u_{1,11} + u_{1,22}) &= 0, \\ -p_{,2} + \mu_i(u_{2,11} + u_{2,11}) - \rho_i g &= 0, \\ u_{1,1} + u_{1,1} &= 0, \end{aligned} \tag{1}$$

где  $\rho_i, \mu_i, i = \overline{1, N}$ , — плотности и вязкости слоев (постоянные внутри слоев),  $u_x, u_z$  — горизонтальная и вертикальная скорости,  $p$  — давление,  $g$  — ускорение силы тяжести. (Для сокращения записи формул используются индексные обозначения для производных: например, нижний индекс « $k$ » обозначает частную производную функции по координате  $x_k$ ). Пусть плотности слоев не убывают с глубиной, то есть течение гравитационно устойчиво.

На границах слоев задаются следующие краевые условия: на свободной поверхности нормальная и касательная составляющие напряжения равны нулю; на границах раздела слоев условия непрерывности скоростей и напряжений; на нижней границе скорости равны нулю. Задается начальный профиль границ слоев. Боковые границы расчетной области задавались непроницаемыми. Кроме этого, на подвижных границах раздела задавались кинематические условия отсутствия перетока массы, то есть нормальная составляющая скорости частиц жидкости на границе равна скорости движения самой границы:

Для описания движения жидкости в подобласти  $D_1$  использовались упрощенные уравнения вязкой жидкости в длинноволновом приближении (уравнения Рейнольдса), полученные из (1) при следующих предположениях:

- характерный горизонтальный масштаб возмущений много больше вертикального;
- плотность слоев не убывает с глубиной;

- напряжения в слоях по порядку величины не превосходят гидростатического давления:

$$\begin{aligned} p_{,1} &= \mu_i u_{1,22}, \\ p_{,1} &= -\rho_i, \\ u_{1,1} + u_{2,2} &= 0, \end{aligned} \quad (2)$$

с соответствующими граничными условиями.

Решая системы уравнений (1)-(2) с учетом граничных условий, получим выражения для  $u_x$ ,  $u_z$  и  $p$  на границах слоев. После подстановки их в условия отсутствия перетока массы были получены уравнения для описания эволюции границ  $Z_i$ .

$$Z_{i,t} = \left[ (\gamma_j A_{ij} Z_{j,1}) - u_1 Z_{N+1} \right]_{,1} + u_2, \quad i = \overline{1,3} \quad (1)$$

где 
$$A_{ij} = A_{ji} = \sum_{l=i}^N h_l \sum_{m=j}^N h_m \sum_{k=j}^N \frac{1}{\mu_k} \frac{h_k}{1 + \delta_{mk} + \delta_{lm}}, \quad i \leq j, \quad j = \overline{1, N};$$

$$h_i = z_{i+1} - z_i;$$

$\gamma_i$  - скачки плотностей на границе раздела слоев.

Для описания движения жидкости в подобласти  $D_2$  использовались уравнения (1) с краевыми условиями на границе сопряжения подобластей. В модели также учитывались поверхностные процессы (эрозия, денудация и осадконакопление).

Проведен асимптотический анализ уравнений (3), который показал, что на больших временах смещения верхней и средней границ слоев связаны функциональной зависимостью только со скоростями на нижней границе и не зависят от начального рельефа поверхности и границы раздела слоев. Получено асимптотическое уравнение, относительно этих величин.

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 (1). Применение асимптотического уравнения в качестве дополнительного условия 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 вязкого течения в области с двухслойной верхней подобластью  $D_1$ . Эта модель может быть использована для описания глубинных движений в земной коре и мантии зон перехода континент–океан [2, 11].

При расчетах использовался следующий набор параметров  $D_1$  и  $D_2$ , широко применяемый при моделировании тектонических процессов в литосфере. Вертикальный размер расчетной области равен  $L = 160 \cdot 10^3$  м. Горизонтальный размер расчетной области равен  $2\pi L$ . Положение нижней границы расчетной области  $Z_3$  задавалось на глубине  $160 \cdot 10^3$  м. Ускорение силы тяжести равно  $9.81 \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$ . Физические параметры земной коры и мантии взяты из [9]. Вязкость мантии варьировалась в пределах  $10^{19} - 10^{21} \text{ Па} \cdot \text{с}$ , плотность мантии  $\rho_1 = 3400 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$ . Плотности слоев  $\rho_1 = 2700 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$  и  $\rho_2 = 3000 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$ , а их вязкости —  $\mu_1 : 10^{20} \text{ Па} \cdot \text{с}$ ,  $\mu_2 : 10^{20} \text{ Па} \cdot \text{с}$ .

На начальной стадии, на малых временах, течение представляет собой конвективную (незамкнутую) ячейку, охватывающую всю расчетную область. В большинстве предыдущих работ рассматривалась только начальная стадия. Однако данная структура является неустойчивой и на больших временах происходит значительная перестройка поля скоростей, в результате течение концентрируется, главным образом в левой части расчетной области, хотя



форма границ слоев  $D_1$  существенным образом не меняется. После чего эволюция приобретает квазистационарный характер и незначительными изменениями структуры поля скоростей.

Расчеты показывают, что происходит также значительная перестройка поля напряжений  $\tau_{max}$ . На малых временах оно имеет достаточно равномерное распределение, а на больших временах зона их повышенных значений концентрируется в области сочленения «континента» и «океана». Модельные поля скоростей и напряжений могут быть хорошим приближением реальных полей скоростей и напряжений в коре и приповерхностной области подстилающей мантии. На рис. 1 приводятся поля скоростей и напряжений на квазистационарной стадии эволюции.

Полученные результаты показывают, что на всем протяжении эволюции, за исключением начального кратковременного интервала, поля скоростей и напряжений имеют достаточно устойчивую структуру, практически не зависящую от начальных данных. Это дает возможность, при заданных геометрических и физических параметрах земной коры и мантии в настоящем или прошлом, произвести расчет этих модельных полей скоростей и напряжений. При значительных вариациях толщин слоев земной коры они могут быть хорошим приближением для оценки характеристик реальных тектонических движений, не только в недрах океанических окраин, но и любого другого региона, где существуют значительные вариации толщины земной коры.

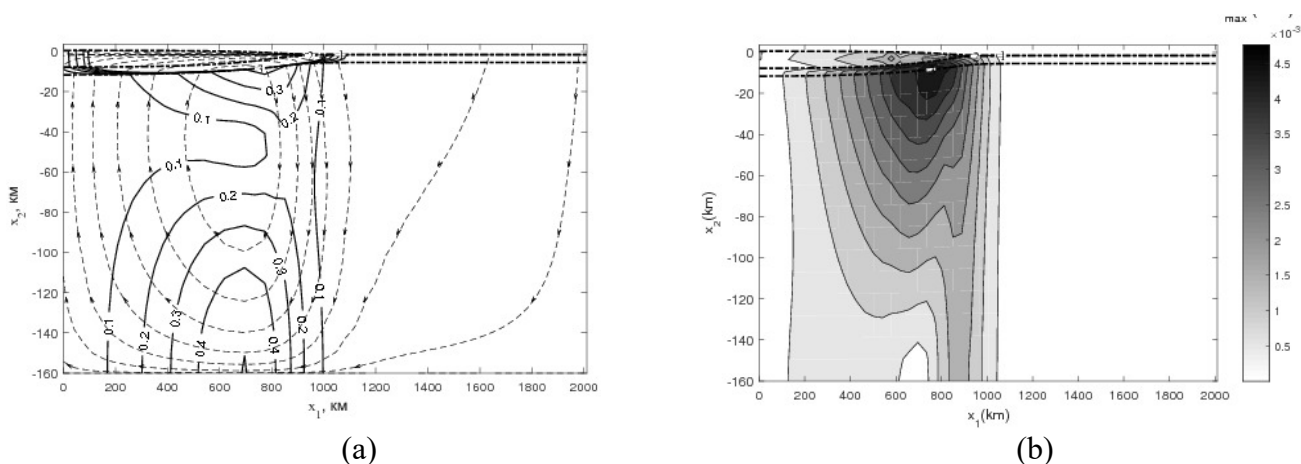


Рис. 1. Графики (а) поля скоростей и (б) максимальных скалывающих напряжений в момент времени 30 млн. лет. Изолиниями показан модуль скорости, тонкими сплошными линиями со стрелками — линии тока, штрихпунктирными линиями – границы слоев, точками показаны их начальные положения. Значения максимальных скалывающих напряжений в кбар.

Работа выполнена по госбюджетной тематике ТОИ ДВО РАН «Моделирование разномасштабных динамических процессов в океане» (№ 121021700341-2).

#### Литература

4. Пак В.В. Моделирование конвективных движений в литосфере Западно-Тихоокеанской переходной зоны // Материалы докладов Десятый Всероссийский симпозиум «Физика геосфер» 23 – 29 сентября 2017. Владивосток.: ТОИ ДВО РАН. 2017. С. 208-211.
5. Пак В.В. Моделирование эволюции трехслойного стоксова течения и некоторые геофизические приложения // Вычислительная механика сплошных сред. 2018. Т. 11. № 3. С. 275-287.

**ВОЗРАСТ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В КЕТКАПСКО-ЮНСКОЙ  
МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ, ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ  
РУДОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ И ПРИЧИНЫ РАЗНОВРЕМЕННОСТИ  
ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА В РАЗНЫХ ЧАСТЯХ  
АЛДАНСКОГО ЩИТА**

**В.Ф. Полин<sup>1</sup>, Н.М. Зверева<sup>2</sup>, А.В. Травин<sup>3</sup>, А.В. Пономарчук<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Дальневосточный геологический институт, г. Владивосток;

<sup>2</sup>Территориальный фонд геологической информации по ДВФО, г. Хабаровск;

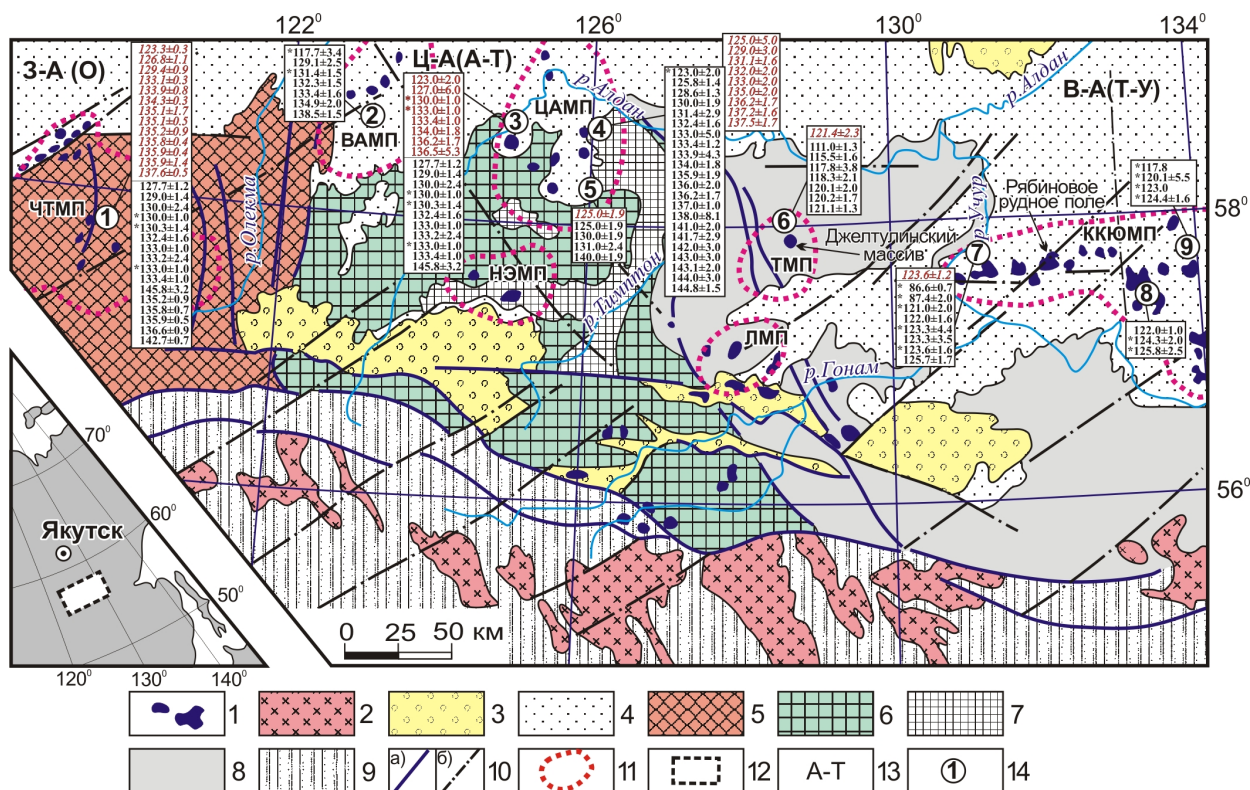
<sup>3</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН и Новосибирский  
государственный технический университет, г. Новосибирск  
vfpolin@mail.ru

На основе данных U/Pb и <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar изотопного датирования в последние два десятилетия происходит пересмотр ряда устоявшихся представлений о временных границах становления многих геологических объектов. В число последних входят и полиформационные магматические комплексы позднемезозойской Кеткапско-Юнской магматической провинции (ККЮМП) Алданского щита (АЩ) [4-8 и др.] и – связанное с ними – оруденение Учурского золотоносного района. Несмотря на то, что вопрос о возрасте золотого оруденения этого и других золоторудных районов Алдана геологами-производственниками не считается «критически важным в практическом отношении» [2], в научном плане он представляет несомненный интерес.

Учурский золотоносный район, расположенный в междуречье Учур-Мая и пространственно совпадающий с ККЮМП, протягивается от западного фланга хр. Кет-Кап к востоку до хр. Кондёр и юго-востоку – до Томптоканского поднятия (рис.). По существующим представлениям, золоторудные объекты района ассоциированы с позднемезозойскими субщелочными диоритоидами и гранитоидами, субщелочными шонкинитами, монцонитами, монцодиоритами, сиенитами и нордмаркитами, прорывающими терригенные и карбонатные породы рифейского и венд-кембрийского возрастов.

Геологический возраст золотого оруденения в ККЮМП достаточно определенно охарактеризован в Материалах геолого-съёмочных и поисковых работ (МГСР) на основе пространственно-временных соотношений рудных тел с различными типами магматогенных пород. Прямых определений возраста оруденения прецизионными изотопно-геохронологическими методами в провинции до настоящего времени не проводилось. Общая хронология развития процессов магматизма и рудообразования изучена ещё недостаточно, что не позволяет корректно определить их генетические связи и положение разных типов оруденения в многоэтапной истории формирования полиформационного магматизма ККЮМП.

Точный возраст золотоносных субщелочного диорит-гранодиорит-гранитного (учурский комплекс) и шонкинит-монцонит-сиенитового (кеткапский комплекс), а также РЗЭ-носного щелочного (дарьинский, бокурский и курунгский комплексы) типов полиформационного магматизма ККЮМП установлен в последнее десятилетие комплексным изотопно-геохронологическим датированием [7, 8], что позволяет считать проблему периодизации магматизма провинции отчасти решённой. При этом вопрос о точном возрасте золотого оруденения в ней остаётся открытым, в отличие от магматических провинций Западно- и Центрально-Алданской областей позднемезозойской ТМА Алдана (рис.). Настоящая работа призвана послужить заполнению этого пробела.



**Геолого-структурная схема Алданского щита, по: [1], с изменениями и дополнениями.**

1 – позднемезозойские полиформационные интрузивы зон ТМА Алдана; 2 – позднемезозойские гранитоидные интрузивы Станового хребта; 3 – юрские терригенные отложения; 4 – рифейско-кембрийский платформенный чехол; 5–9 – докембрийские метаморфические комплексы (гнейсы): 5 – олекминский, 6 – иенгрский, 7 – федоровская серия, 8 – тимптоно-желтулинский комплекс, 9 – зверевский и становой комплексы; 10 – разломы: а) – главные и б) – второстепенные; 11 – границы магматических провинций позднемезозойской ТМА; 12 – границы изучаемого района АЩ на врезке; 13 – мегаблоки (супертеррейны): 3-А (О) – Западно-Алданский (Олекминский); Ц-А (А-Т) – Центрально-Алданский (Алдано-Тимтонский); В-А (Т-У) – Восточно-Алданский (Тимптоно-Учурский); 14 – кружки с цифрами указывают положение ключевых разрезов магматогенных пород, изученных авторами и предшественниками. Цифровые колонки содержат величины изотопных определений возраста магматогенных и рудных образований АЩ: цифры со звёздочкой – SHRIMP-определения, прочие –  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировки. Шрифтом с выделением (нижние части колонок) обозначены возраста пород полиформационных магматических комплексов зон позднемезозойской ТМА Алданского щита, курсивом с выделением (красный шрифт, верхние части колонок) – возраста рудных метасоматитов и гидротермалитов. Используются геохронологические данные из работ Е.А. Васюковой, А.В. Иванова, В.И. Леонтьева, В.Ф. Полина, А.В. Пономарчука, И.Р. Прокопьева, А.В. Радькова, В.В. Шахова, Н.В. Шаховой с их соавторами. ЧТМП, ВАМП, ЦАМП, НЭМП, ТМП, ЛМП, ККЮМП – позднемезозойские магматические провинции ТМА Алданского щита, соответственно: Чара-Токкинская, Верхне-Амгинская, Центрально-Алданская, Нимныро-Эвотинская, Тыркандинская, Ломамская, Кеткапско-Юнская.

Возраст биметасоматического «массивно-скарнового» типа оруденения [2], связанного с зонами т.н. экзоскарнов на контактах массивов субщелочных кварцевых диоритов третьей фазы учурского комплекса [4, 5] и монцодиоритов третьей фазы кеткапского [2, 6] с кембрийскими известняками и вендскими доломитовыми толщами, определяется по

сочетанию геологических признаков [2, МГСР] с данными уран-свинцового (SHRIMP-II) датирования магматитов [7]. Он попадает в интервал 124,4–120,1 млн лет назад. К определению возраста гидротермальных жильных образований подобный подход пока неприемлем из-за отсутствия данных прецизионной изотопной периодизации соответствующих (рудоносных) магматических тел.

Для прямой изотопной периодизации гидротермального золотого оруденения нами исследован образец золоторудной калишпат-кварцевой жилы с рудопоявления Виктория рудного поля Рябиновое ККЮМП (рис.). Изотопное  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  определение возраста выполнено в Центре коллективного пользования научным оборудованием многоэлементных и изотопных исследований ЦКП МИИ СО РАН для мономинеральной фракции калишпата. Расчет возрастного плато проводился с использованием программы Людвиг Isoplot 4.15. В возрастном  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  спектре калишпата после низкотемпературных ступеней с повышенными значениями возраста выделяется надёжное плато из 4 ступеней, характеризующееся значением  $123,6 \pm 1,2$  млн лет (СКВО = 1,15), которое соответствует раннеаптскому времени формирования данного минерала и, очевидно, соответствующего вида оруденения в пределах рассматриваемого рудного поля. Полученная датировка хорошо коррелируется с возрастом субщелочных кварцевых диоритов (124,4–120,1 млн лет) третьей, промышленно-золотоносной, фазы учурского комплекса [4, 5, 7 и др.], с которой, как правило, связано «массивно-скарновое» оруденение. При этом, она полностью совпадает с датировкой ( $123,6 \pm 1,6$  млн лет), определенной SHRIMP-II методом для монцодиорита третьей фазы кеткапского (шонкинит, монцонит-монцодиорит-сиенитового) комплекса. Несмотря на это, тесный пространственный парагенезис жильных рудных тел и массива субщелочных кварцевых диоритов учурского комплекса позволяет связывать здесь золото-кварцевое оруденение с учурским, а не кеткапским комплексом.

Подчеркнём, что геохронологические сведения (рис.) по магматизму и оруденению Чара-Токкинской, Верхне-Амгинской, Центрально-Алданской, Тыркандинской и Кеткапско-Юнской магматических провинций отчётливо свидетельствуют о более позднем становлении последних двух провинций относительно прочих позднемезозойских магматических провинций Алдана.

Значимое отставание во времени начала проявлений позднемезозойского магматизма, наблюдаемое на востоке Алданского щита (рис.), может объясняться, на наш взгляд, существенными различиями в тектонической обстановке в пределах Западно- и Центрально-Алданского супертеррейнов (СТ), с одной стороны, и Восточно-Алданского, с другой. Магматизм ТМА, согласно [3], был обусловлен зарождением (в конце поздней юры – начале раннего мела) и последующим развитием (в раннем мелу) обстановки скольжения плит, сопровождаемой присдвиговым рифтингом и связанным с ним магнообразованием. Обстановка эта была вызвана вращением (против часовой стрелки) Сибирского континента в позднеюрско-раннемеловое время. Судя по данным комплексной изотопной геохронологии (рис.), мантийные очаги щелочно-базитовых магм, казалось бы, вначале возникли лишь в западной и центральной частях АЩ; в этом случае в барреме должна была произойти скачкообразная миграция зон присдвигового рифтинга с запада на восток щита, в пределы Восточно-Алданского супертеррейна, что трудно объяснимо с позиций имеющихся представлений о причинах ТМА Алдана. Мы предлагаем иную трактовку геохронологических данных, полагая, что, на самом деле, очаги мантийных магм возникли в пределах всего Алданского щита близко во времени, в раннем берриасе. Однако подъём щелочно-базитовых расплавов к поверхности в разных зонах ТМА происходил в разное время. Согласно предлагаемой модели, наблюдаемая картина объясняется существованием в Западно- и Центрально-Алданском супертеррейнах (СТ) легко проницаемых разломных зон, по которым образовавшиеся на первоначальном этапе ТМА лейцитит–щелочно-сиенитовые мантийные магмы почти без задержек поднимались в верхние части земной коры. Этим обусловлено значимо более раннее и высокообъёмное проявление лейцитит–щелочно-сиенитовой ассоциации на Западном и Центральном Алдане. В Восточно-Алданском СТ быстрому

подъему мантийных расплавов к поверхности препятствовало широкое развитие здесь древних надвиговых структур (выходы их на поверхность – Тыркандинская зона тектонического меланжа, разграничивающая Центрально-Алданский и Восточно-Алданский СТ, перекрывших системы магмоподводящих разломов. Задержка очагов глубинных магм в пределах земной коры способствовала формированию, за счёт процессов синтексиса и паратексиса, разноуровневых внутрикоровых очагов монцонит-сиенитовых и субщелочных диоритоидно-гранитоидных расплавов. В барреме на всей территории щита, по-видимому, имела место активизация сдвиговых движений и формирование новых (с подновлением старых) зон присдвигового растяжения, по которым происходил подъём к поверхности гибридных монцонит-сиенитовых и существенно коровых диорит-гранодиорит-гранитных магм. В это же время в Восточно-Алданском супертеррейне получили доступ, хотя и в небольших объёмах, в верхние этажи коры и на поверхность также и глубинные лейцитит–щелочно-сиенитовые магмы и их фонотефрит–щёлочно-трахитовые производные. Предложенная модель удовлетворительно объясняет вдвое меньшую (около 15 млн лет против почти 30) длительность позднемезозойского магматизма в Восточно-Алданском супертеррейне и преобладающее развитие здесь субщелочных мантийно-коровых и коровых пород относительно чисто мантийных образований.

**Выводы.** Первые сведения по изотопному  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возрасту золотого гидротермально-жильного оруденения в позднемезозойской Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита подтверждают установленную геологическими наблюдениями связь этого вида оруденения с раннемеловым субщелочным магматизмом. Сочетанием геологических признаков и данных U-Pb датирования магматитов определён возраст и высокопродуктивного биметасоматического «массивно-скарнового» типа золотого оруденения, также связанного с субщелочными магматитами диоритоидно-гранитоидного ряда.

Изотопные датировки плутонов и золотого оруденения ККЮМП, как и ряда других позднемезозойских магматических провинций Алданского щита, показывают согласованность возрастов рудоносных магматитов и сопутствующих им золоторудных тел. Относительное, против провинций ТМА Западного и Центрального Алдана, запаздывание во времени проявлений позднемезозойского магматизма ККЮМП и ТМП и – связанного с ним – золотого оруденения, равно как и различия в соотношениях объёмов разноформационных типов магматических образований в разных провинциях, объясняются особенностями тектонического строения и геодинамического развития региона в период позднемезозойской ТМА Алданского щита.

Намечаются две крупные области позднемезозойской ТМА АЩ, различающиеся как по времени начала полиформационного магматизма и – сопутствующего ему – оруденения, так и по преобладающему формационному типу магматитов: Западно–Центрально-Алданская, с одной стороны, и Восточно–Алданская, с другой, разделённые Тыркандинской зоной тектонического меланжа. Для первой характерно длительное развитие магматической деятельности в период с раннего берриаса по ранний альб (около 30 млн лет) и преобладание лейцитит–щёлочно-сиенитовой формации; для второй – проявления магматизма в вдвое меньший промежуток времени (поздний баррем-ранний альб, около 15 млн лет) и объёмное преобладание формации субщелочных диоритов-гранодиоритов-гранитов. Время завершения позднемезозойского магматизма в отмеченных областях почти совпадает. Набор магматогенных формаций в них также сходен: лейцитит–щёлочно-сиенитовая с щелочными гранитами, монцонит(шонкинит)-монцодиорит-сиенитовая и субщелочная диорит-гранодиорит-гранитная. Характерной особенностью Восточно–Алданской области ТМА является коньяк-сантонская вспышка щелочного вулканоплутонизма, проявившаяся в ККЮМП после длительного (около 30 млн лет) периода амагматизма.

Исследования выполнены в рамках Государственных заданий ДВГИ ДВО РАН, ТФГО по ДВФО и ИГМ СО РАН.

## Литература

1. Казанский В.И., Максимов Е.П. Геологическая позиция и история формирования Эльконского урановорудного района (Алданский щит, Россия) // Геология рудных месторождений, 2000. Т. 42. № 4. С. 212–230.
2. Морин А.О., Матвеев А.В., Стефаненко А.А. и др. Отчет по поисковым и поисково-оценочным работам на рудное золото в междуречье Бол. Аим – Омня – Маймакан – Учур в 1997-2002 гг.; в 5 томах (8 книгах) и 6 папках /под ред. А.О. Морина. Хабаровск: Геологоразведочная экспедиция ЗАО “Артель старателей “Амур”, 2002. Т. 1. 299 с.
3. Парфёнов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов центральной и северо-восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7-41.
4. Полин В.Ф., Петраченко Е.Д. Эволюция мезозойского магматизма и формационная принадлежность магматических комплексов Кеткапско-Юонской магматической провинции Алданского щита // Материалы XI сессии Северо-Восточного отделения ВМО «Региональная научно-практическая конференция, посвященная 100-летию со дня рождения Ю.А. Билибина) (Магадан. 16-18 мая 2001 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2001. С. 185-191.
5. Полин В.Ф., Ханчук А.И., Дриль С.И. и др. Петрогенезис золотоносных диоритоидов Кеткапско-Юонской магматической провинции Алданского щита // ДАН. 2006. Т. 409. № 2. С. 241-247.
6. Полин В.Ф., Сахно В.Г., Сандимирова Г.П., Цурикова Л.С. Петрология мезозойского монцонит-сиенитового магматизма Кеткапско–Юонской магматической провинции Алданского щита // ДАН. 2008. Т. 418. № 1. С. 74-80.
7. Полин В.Ф., Мицук В.В., Ханчук А.И. и др. Геохронологические рубежи субщелочного магматизма Кеткапско-Юонской магматической провинции Алданского щита // ДАН. 2012. Т. 442. № 1. С. 83-89.
8. Полин В.Ф., Глебовицкий В.А., Мицук В.В., и др. Двухэтапность становления щелочной вулканоплутонической формации в Кеткапско-Юонской магматической провинции Алданского щита: новые данные изотопной периодизации // ДАН. 2014. Т. 459. № 1. С. 67-72.

# ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ СТРУКТУР СЕВЕРНОГО ЗАМЫКАНИЯ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО БАССЕЙНА И СВЯЗЬ С АНОМАЛЬНЫМИ ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИМИ ПОЛЯМИ

**З.Н. Прошкина, М.Г. Валитов, Ю.А. Телегин**

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва  
pro-zo@yandex.ru

Изучение Татарского трога, начатое еще в 70-х годах XX века, показало его перспективность в нефтегазоносном плане. Здесь был проведен комплекс геологических и геофизических работ, как в региональном масштабе, так и детальные поисковые работы. Осадочный чехол довольно подробно изучен на всей территории Татарского трога методами НСП и геологическим картированием. Кроме того, в пределах западного шельфа Сахалина было пробурено несколько скважин, а в Северо-Татарском осадочном бассейне открыто газовое месторождение Изильметьевское. Составлена карта перспективных нефтегазоносных систем Татарского трога и изучены структуры, благоприятные для накопления нефтегазовых отложений [1]. Кроме того, в период с 2000 по 2015 гг. в южной части Татарского трога выполнялись газогеохимические исследования, целью которых было выявление распределения газовых концентраций в осадочном слое и в толще воды [2]. Однако глубинная структура Татарского трога до сих пор остается слабо изученной, его фундамент более-менее описан в пределах континентального склона, представленного Восточно-Сихотэ-Алиньским вулканическим поясом (ВСАВП) [3] и на западном шельфе Сахалина, где в районе о-ва Монерон была пробурена скважина, вскрывшая древний докайнозойский фундамент [4]. Новый виток комплексных исследований Татарского трога был начат в октябре 2017 г, когда ТОИ ДВО РАН при поддержке ФАНО (Минобрнауки) РФ организовало первую экспедицию в Южно-Татарский бассейн на НИС «Академик Опарин» (рейс №54). В дальнейшем здесь было проведено еще две экспедиции на НИС «Академик Опарин» (рейсы № 55, 2018 г. И № 61, 2020 г.) и две экспедиции на НИС «Академик Лаврентьев» (рейсы № 81, 2018 г. И № 85, 2019 г.), расширившие геолого-геофизическую изученность Татарского трога вплоть до его замыкания с Центральной котловиной Японского моря [5–7].

По результатам проведенных экспедиций были построены карты гравитационного и магнитного полей, карта рельефа дна, а также получено распределение аномальных газогеохимических полей в донных отложениях и в водной толще по всей площади Татарского трога [8–13]. Целью данного исследования является изучение глубинного строения структур, в пределах которых были получены аномально высокие показатели газогеохимических концентраций. Одним из таких районов является северное замыкание Южно-Татарского бассейна, в состав которого входит Красногорско-Ильинский блок, примыкающий к западному шельфу Сахалина и отделяющий Южно-Татарский и Северо-Татарский осадочные бассейны. По результатам газогеохимических исследований было выявлено, что большая часть аномальных газогеохимических концентраций в водной толще, а также проявления газовых факелов и наличие газогидратов связаны именно со структурой Красногорско-Ильинского блока и примыкающего к нему с юга Тернейского прогиба (рис.1). Данные по газогеохимическому распределению в водной толще, полученные в рейсе НИС «Академик Лаврентьев» №85 в 2019 г были дополнены ранее полученной информацией по распределению газов в водной толще, факельным выходам и локальным находкам газогидратов в рейсах НИС «Академик Лаврентьев» (№№59, 62, 67, 70) [2].

Основным методом для восстановления глубинного строения является плотностное моделирование по профилю, заданному вкрест простирания интересующей нас структуры. Данная методика основана на закреплении достоверных границ, в основном по данным

сейсмических исследований. Жестко закрепленный сейсмический каркас служит для устранения неоднозначности при подборе плотностной модели. В данном случае в качестве таких границ послужили профили ГСЗ (Профиль 18 и 29-3), пересекающие модельный профиль в двух точках [14].

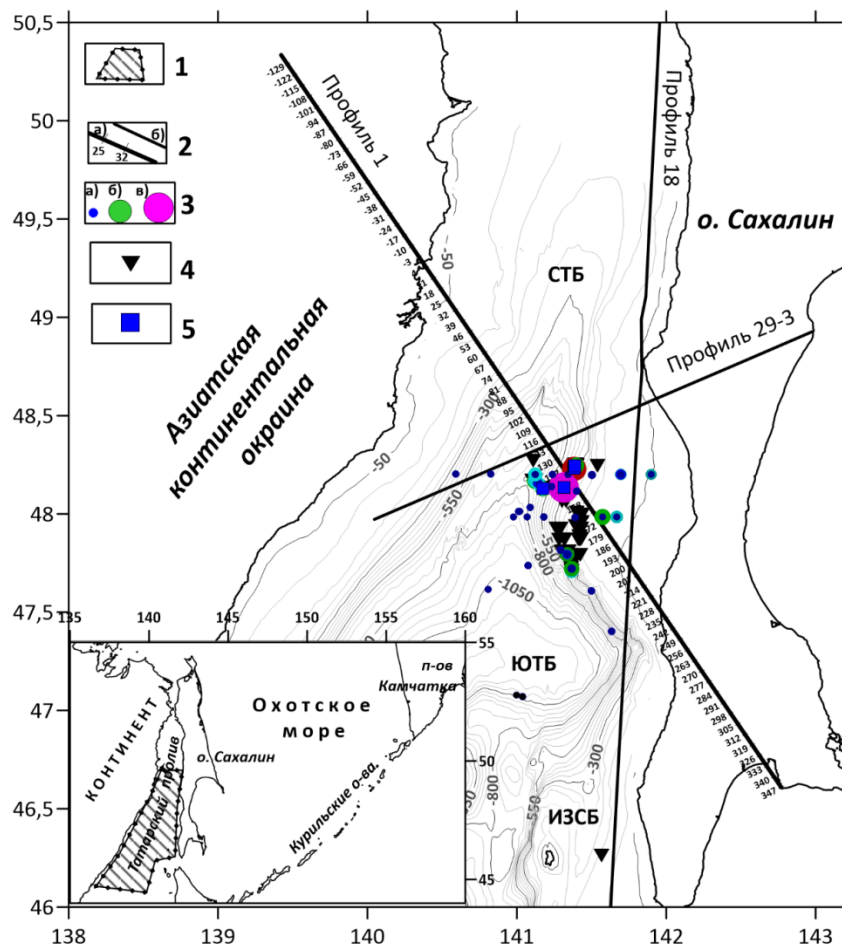


Рис. 1. Обзорная карта района исследования: 1—на врезке обозначение района работ; 2—профили: а) плотностного моделирования, б) опорные профили ГСЗ [14]; 3—распределение газа в водной толще по результатам рейса НИС «Академик Лаврентьев» №85, дополненное данными предыдущих исследований на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (рейсы №№59, 62 ,67, 70) [2]: незначительное превышение, б) повышенные концентрации, в) аномальные значения; 4—факельные проявления; 5—места обнаружения газогидратов [2].

Кроме того, в качестве закрепленных границ использовались батиметрические данные, полученные в экспедициях 2017-2020 гг., и мощность осадочного чехла, снятая с карты осадочных бассейнов Татарского пролива [1]. Это позволило достаточно надежно закрепить опорные границы дна моря и осадочного чехла и достоверно смоделировать плотностной разрез по профилю 1, который простирается с северо-запада на юго-восток и пересекает континентальный склон, представленный ВСАВП, Тернейский прогиб и Красногорско-Ильинское структурное поднятие. Для вещественного наполнения полученного плотностного разреза использовались геологические карты суши [15], кроме того, впервые была сделана попытка смоделировать распределение магнитных свойств по глубине. Для этой цели использовалась программа, созданная в лаборатории гравиметрии ТОИ ДВО РАН [16]. Данные по магнитному полю также были получены в комплексных экспедициях 2017-2020 гг. При моделировании намагниченности учитывался принцип температурного влияния на магнитные свойства горных пород и их размагничивания с глубиной, поэтому мантийное вещество, как и водный слой, имеет намагниченность равную  $1 \times 10^{-3}$  А/м. Намагниченность



покровного базальтового слоя, граничащего с сушей, определялась петромагнитными характеристиками совгаваньской свиты [17], гранитного – магнитными свойствами прибрежных интрузивных комплексов, выходы которых располагаются вблизи исследуемой площади [18]. Такой подход позволил выявить плотностные и магнитные неоднородности внутри геологической среды и проследить глубинное строение структур, к которым приурочены аномальные распределения газовых выходов.

Кроме классического плотностного разреза, в данной работе представлено распределение плотностных и магнитных свойств по глубине (рис. 2).

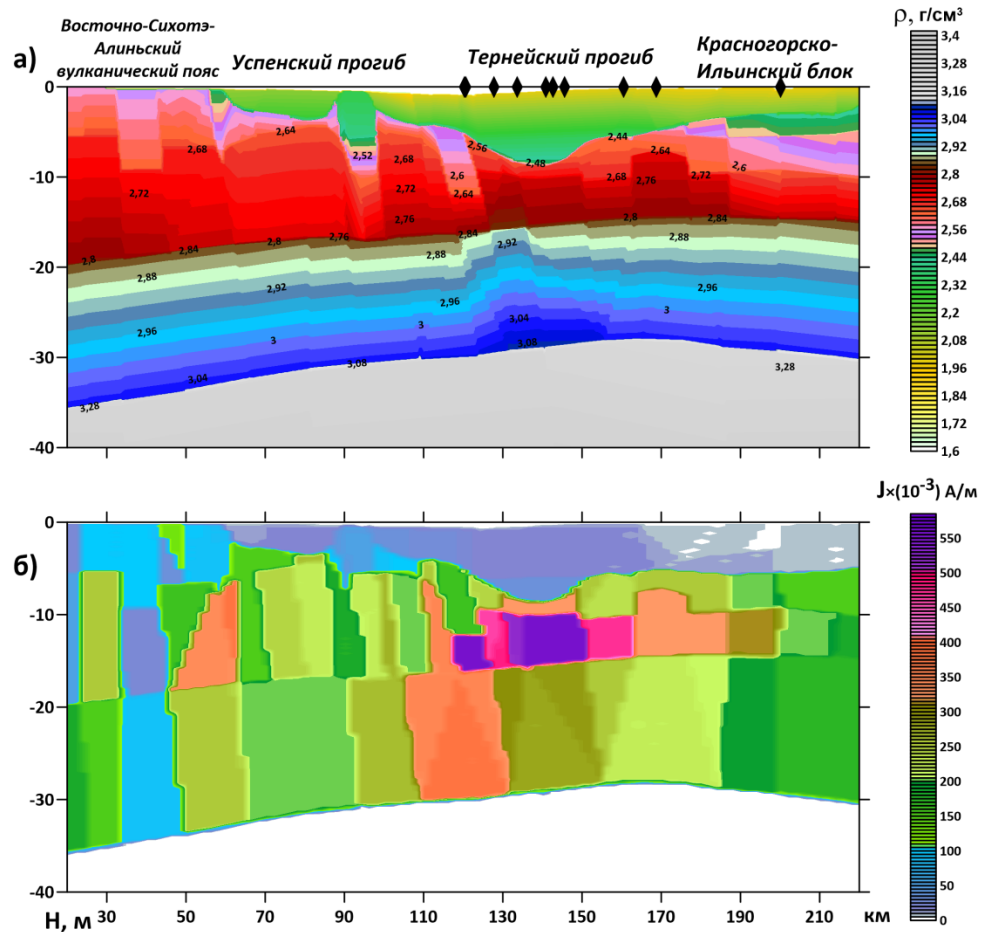


Рис. 2. Распределение плотностных (а) и магнитных (б) свойств по глубине. Черными ромбами отмечены повышенные концентрации газов в водной толще, а также факельные выходы и места обнаружения газогидратов.

Как видно из рисунка плотностные характеристики плавно увеличиваются с глубиной, достигая максимальных значений 2,28–3,3 г/см<sup>3</sup> в мантийном слое. Резкие перепады плотности приурочены к разломным зонам и границам разноплотностных блоков. В центральной части разреза наблюдается слой повышенных плотностей, как в фундаменте, так и в базальтовом слое, при этом намагниченность в этой части разреза также отличается повышенными значениями  $400 \times 10^{-3}$ – $600 \times 10^{-3}$  А/м. Структурно центральная часть разреза представлена Тернейским прогибом, образованным в результате рифто-спредингово процесса [1], подтверждением чего является общее сокращение мощности земной коры под центральной частью прогиба, а также увеличение плотностных и магнитных свойства вышележащих слоев, подвергшихся «базификации» за счет проникновения мантийного вещества в верхние слои разреза. Выходы газовых эманаций, наблюдаемых над прогибом, по всей видимости, связаны с глубинными разломами, локализованными в центральной части прогиба и на его флангах.

Между отметками 110–130 км наблюдается область максимального уплотнения в базальтовом слое, которой соответствует высокая намагниченность, распространяющаяся от нижней коры вверх по разрезу и достигающая максимальных значений  $500 \times 10^{-3} - 600 \times 10^{-3}$  А/м в слое, ассоциирующимся, как переработанный слой сиалической коры, образовавшейся в результате проникновения мантийного вещества по ослабленным зонам в процессе действия механизмов растяжения.

В юго-восточной части разреза, представленной Красногорско-Ильинским блоковым выступом, наблюдается разуплотнение в верхней части разреза, как в осадочном слое ( $1,98 - 2,0$  г/см<sup>3</sup>), так и в кровле фундамента ( $2,45 - 2,5$  г/см<sup>3</sup>). Общая намагниченность слоев в этой части разреза пониженная ( $5 \times 10^{-3} - 10 \times 10^{-3}$  А/м) в осадочном слое и  $100 \times 10^{-3} - 250 \times 10^{-3}$  А/м в верхней коре. Аномально высокие концентрации газов связаны с северо-западной границей Красногорско-Ильинского блока, примыкающего к Тернейскому прогибу, а также с центральной частью выступа, где зафиксировано разуплотнение в верхней части разреза.

Еще одна зона разуплотнения наблюдается в северо-западной части разреза между отметками 70–90 км, где моделированием установлен блок, в котором плотности кровли фундамента понижены до  $2,32 - 2,45$  г/см<sup>3</sup>. Намагниченность блока от  $50 \times 10^{-3}$  до  $300 \times 10^{-3}$  А/м. Данный блок примыкает к Успенскому прогибу, где по данным [1] были обнаружены структуры, благоприятные для нефтегазонакопления. Данных по распределению газов в этой части разреза, к сожалению, получено не было. Сходство по глубинному строению со структурой Красногорско-Ильинского блока дает основание предполагать, что данное поднятие может быть благоприятно для нефтегазонакопления.

На отметках 60–70 км наблюдается зона высокого градиента в поле силы тяжести, связанная с переходом от континента к глубоководной части профиля, где в распределении плотности наблюдается локальное разуплотнение, отождествляемое с глубинным разломом, ограничивающим континентальный склон. Намагниченность в этой части разреза по данным моделирования повышенная ( $300 \times 10^{-3} - 400 \times 10^{-3}$  А/м), что может свидетельствовать о проникновении магнитоактивного вещества по разлому в верхнюю часть разреза, что подтверждается наличием блокового выступа, примыкающего к разломной зоне с северо-запада и имеющего повышенные магнитные и плотностные характеристики. Далее по профилю в сторону континента между отметками 30–50 км по данным моделирования выявлен блок пониженной плотности и намагниченности, причем намагниченность блока остается низкой (менее  $100 \times 10^{-3}$  А/м) по всей глубине и лишь в верхней части слабо повышается до  $100 \times 10^{-3}$  А/м. Такое поведение намагниченности может свидетельствовать о глубинных процессах, протекающих на границах литосферных плит и связанных с разогревом земной коры и потерей магнитных свойств нижних слоев разреза.

По данным плотностного распределения, дополненного магнитными свойствами и геологическим описанием комплексов суши, был составлен классический плотностной разрез, наполненный геологическим телами и тектоническим каркасом (рис.3). На разрезе выделяется несколько интересных областей, связанных с газопроявлением; во-первых—это глубоководная часть Тернейского прогиба, образованная в результате рифтинга, где локализация газовых выходов приурочена к глубинным разломам, расположенным в центральной части прогиба и на его флангах.

Еще одна зона повышенных концентраций газов связана с Красногорско-Ильинским структурным поднятием, над которым по данным моделирования выявлена область разуплотнения, как в осадочном слое, так и в кровле фундамента. При этом распределение намагниченности (рис. 2) показывает, что к зоне разуплотнения со стороны глубинных разломов, сформировавших рифтовую структуру Тернейского прогиба, внедряется область повышенных значений, что может свидетельствовать о проникновении магнитоактивного вещества в подстилающий фундамент Красногорско-Ильинского блока, и соответственно, быть источником флюидов, подпитывающих верхние слои разреза и создающих благоприятные условия для формирования нефтегазонасыщенных толщ.

Другая возможно нефтегазоносная структура, расположенная между отметок 90–100 км, граничит с Успенским прогибом, где по данным [1] выявлены структуры благоприятные для формирования нефтегазонасыщенных толщ. Здесь по данным моделирования также находится зона разуплотнения, но поскольку проявлений газа в пределах этой структуры выявлено не было, авторы придерживаются мнения об ее условно-благоприятных для нефтегазопроявления свойствах.

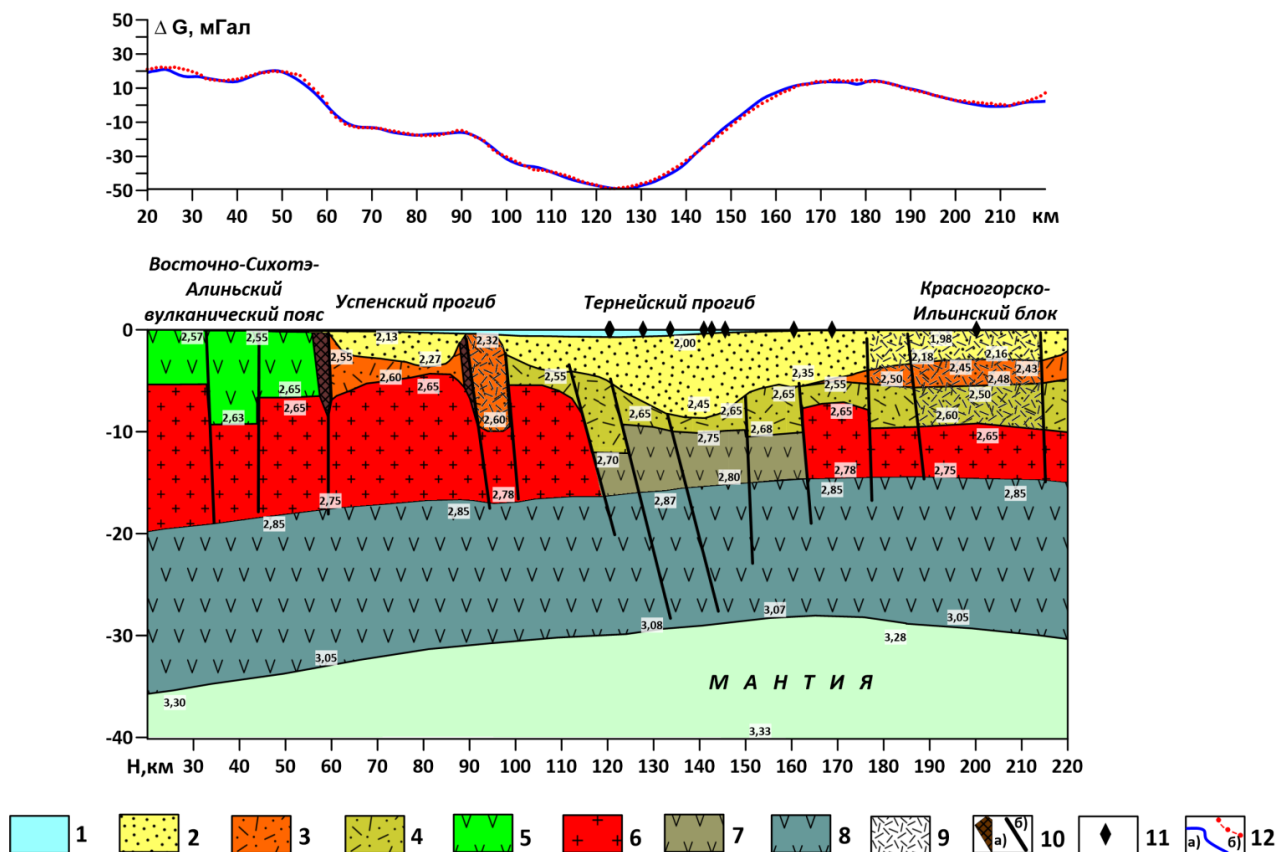


Рис. 3. Плотностной разрез по профилю 1. 1–водный слой; 2–осадочный слой; 3–вулканогенно-осадочный слой; 4–фундамент вулканического происхождения; 5–покровные базальтовые комплексы ВСАВП; 6–гранитный слой; 7–слой редуцированной сиалической коры; 8–базальтовый слой; 9–области разуплотнения; 10–разломы: а) по результатам моделирования, б) предполагаемые на границах блоков; 11) локализация газопроявления в толще воды, факельные выходы, поднятые газогидраты; 12–графики поля силы тяжести: а) наблюдаемый, б) расчетный. Цифры в белых прямоугольниках–плотность  $г/см^3$ .

Работа выполнена в рамках Федеральных программ: «Изучение аномальных геофизических полей, как основы для исследования структуры, физических характеристик, геодинамики глубинных геосфер и прогнозирования сейсмогенных процессов в зоне дальневосточных морей и северо-западном секторе Тихого океана», регистрационный номер: 121021500053-6; «Исследование состояния и изменений природной среды на основе комплексного анализа и моделирования гидрометеорологических, биогеохимических, геологических процессов и ресурсов Дальнего Востока», регистрационный номер: АААА-А19-119122090009-2.

#### Литература

1. Жаров А.Э., Кириллова Г.Л., Маргулис Л.С., Чуйко Л.С., Куделькин В.В., Варнавский В.Г., Гагаев В.Н. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных

- бассейнов Татарского пролива / отв. Ред. Кириллова Г.Л. Владивосток: ДВО РАН. 2004. 220 с.
2. Шакиров Р.Б., Обжиров А.И., Шакирова М.В., Мальцева Е.В. О газогидратах окраинных морей Восточной Азии: закономерности генезиса и распространения (обзор) // Геосистемы переходных зон. 2019. Т. 3. № 1. С. 65–106. DOI: 0.30730/2541-8912.2018.2.4.065-106.
  3. Щеглов А.Д., Смирнов А.М., Маркевич П.В. и др. Вулканические пояса Востока Азии: Геология и металлогения / Отв. Ред. А. Д. Щеглов. М.: Наука. 1984. 504 с.
  4. Симаненко В.П., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Симаненко Л.Ф., Чашин А.А. Меловые комплексы фронтальной зоны Монероно-Самаргинской островной дуги: геохимические данные по базальтам глубокой скважины о. Монерон (Японское море) // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 1. С. 30–51.
  5. Валитов М.Г., Шакиров Р.Б., Яцук А.В., Аксентов К.И., Прошкина З.Н., Белоус О.В., Мишукова Г.И. Комплексная геолого-геофизическая экспедиция на научно-исследовательском судне «Академик Опарин» в Татарском проливе Японского моря (рейс № 54, 2017 г.) // Океанология. 2019. Т. 59. № 2. С. 311-314. DOI: 10.31857/S0030-1574592311-314.
  6. Валитов М.Г., Ли Н.С., Яцук А.В., Прошкина З.Н., Пономарева А.Л., Калинин В.В., Плетнев С.П., Марьина Е.Н., Обжиров А.И., Шакиров Р.Б., Швалов Д.А., Бовсун М.А. Комплексные геолого-геофизические и океанографические исследования в Японском море и Татарском проливе (85-й рейс НИС «Академик М.А. Лаврентьев» // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39. С. 104-109.
  7. Валитов М.Г., Шакиров Р.Б., Яцук А.В., Прошкина З.Н., Ли Н.С., Аксентов К.И., Обжиров А.И., Съедин В.Т., Пономарева А.Л., Карнаух В.Н. 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. DOI: 10.30911/0207-4028-2019-38-4-97-105.
  8. Легкодимов А.А., Мишукова О.В., Швалов Д.А., Максеев Д.С., Шакирова М.В., Бакунина М.С., Еськова Е.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.
  9. Максеев Д.С., Федоров С.А., Аксентов К.И., Шакиров Р.Б. Новые геохимические данные по осадкам Южно-Татарского осадочного бассейна (по результатам 54-го рейса НИС «Академик Опарин») // Вестник ДВО РАН. 2019. № 4. С. 83–89. DOI: 10.25808/08697698.2019.206.4.009
  10. Шакиров Р.Б., Валитов М.Г., Сырбу Н.С., Яцук А.В., Обжиров А.И., Мишуков В.Ф., Лифанский Е.В., Мишукова О.В., Саломатин А.С., Швалов Д.А. Потоки метана на границе вода-атмосфера в южной части Татарского пролива Японского моря: Особенности распределения и изменчивости // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 9. С. 1215–1230. DOI: 10.15372/GiG2019184
  11. Шакиров Р.Б., Сорочинская А.В., Яцук А.В., Аксентов К.И., Карабцов А.А., Вовна В.И., Осьмушко И.С., Короченцев В.В. Икаит в зоне метановой аномалии на континентальном склоне Японского моря // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2020. № 2 (46). С. 72–84.
  12. Shakirov R.B., Valitov M.G., Obzhirov A.I., Mishukov V.F., Yatsuk A.V., Syrbu N.S., Mishukova O.V. Methane anomalies, its flux on the sea-atmosphere interface and their relations to the geological structure of the South-Tatar sedimentary basin (Tatar Strait, the Sea of Japan) // Marine Geophysical Researches. 2019. V. 40. P. 581–600. DOI: 10.1007/s11001-019-09389-3

13. Yatsuk A., Shakirov R., Gresov A., Obzhirov A. Hydrocarbon gases in seafloor sediments of the TATAR strait, the northern Sea of Japan // *Geo-Marine Letters*. 2019. V. 40. P. 481–490. <https://doi.org/10.1007/s00367-019-00628-5>
14. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны / Ред. С.М. Зверев, Ю.В. Тулина. М.: Наука. 1971. 285 с.
15. Геологическая карта: М-54 (Александровск-Сахалинский). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Третье поколение. Дальневосточная серия. Геологическая карта дочетвертичных образований, масштаб: 1:1000000, серия: Дальневосточная, составлена: ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2016 г., редактор: Зелепугин В.Н.
16. Колпащикова Т.Н. Программа моделирования магнитного, гравитационного полей и некоторых их производных / А.с. Российская Федерация № 200761354; заявл. 25.06.07; опубл. 21.08.07, Бюл. Программы для ЭВМ, базы данных № 3, 2007.
17. Сокарев А.Н., Кулинич Р.Г. Палеомагнетизм Япономорского сектора зоны перехода от континента к Тихому океану: справочник палеомагнитных характеристик горных пород. Владивосток: Дальнаука, 2012. 135 с.
18. Валуй Г.А. Петрология гранитоидов и дифференциация расплавов в малоглубинных условиях (Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканический пояс). Владивосток: Дальнаука. 2014. 246 с.

# ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ОЦЕНКИ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА ЮЖНОГО ВЬЕТНАМА В РАЙОНЕ МАГНИТНОЙ ОБСЕРВАТОРИИ ДАЛАТ

С.С. Старжинский

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
ss\_stars@poi.dvo.ru

Существующая на земном шаре развитая сеть магнитных обсерваторий, осуществляющих запись магнитных вариаций в широком диапазоне периодов открывает возможность их использования для изучения недр Земли. Одной из таких возможностей является выполнение магнитовариационного зондирования (МВЗ), основанного на обработке вариаций геомагнитного поля и расчёте интерпретационных параметров. При этом надо иметь в виду, что обсерватории располагаются в районах с различным геологическим строением и выполнение МВЗ позволит получить представление о геоэлектрическом разрезе этих районов, которое в последующем может послужить основой для выполнения более детальных магнитотеллурических и магнитовариационных исследований.

Наиболее полно цифровые данные о вариациях геомагнитного поля с развитым интерфейсом их скачивания представлены на обсерваториях международной сети ИНТЕРМАГНЕТ (INTERMAGNET – International Real-time Magnetic Observatory Network), действующей с 90-х годов прошлого столетия. Поэтому сайта сети [www.intermagnet.org](http://www.intermagnet.org) были взяты суточные массивы компонент  $H_x, H_y, H_z$  магнитных вариаций, записанных с дискретизацией по времени 1 с на Вьетнамской обсерватории ДАЛАТ (DLT, 11.94° N, 108.48° E), располагающейся на удалении около 100 км от побережья Южно-Китайского моря в Южном Вьетнаме рис. 1.

При обработке данных рассчитывались магнитные переходные функции используя линейную связь между компонентами магнитных вариаций в частотной области

$$H_z(f) = W_{zx}(f)H_x(f) + W_{zy}(f)H_y(f), \quad (1)$$

где комплексные коэффициенты  $W_{zx}, W_{zy}$  (типперы) зависят от частоты  $f$  и распределения удельного электрического сопротивления (УЭС) в геоэлектрическом разрезе.

На основе рассчитанных коэффициентов  $W_{zx}$  и  $W_{zy}$  были получены инвертированные реальные индукционные стрелки в конвенции Паркинсона, которые, как известно, указывают на проводящие области в горизонтальной плоскости. В нашем случае на периоде 40 сек, они смотрят на юг, указывая на низкоомный характер верхней части разреза южнее пункта DLT. С понижением частоты они поворачиваются к широтному направлению и, начиная с периода  $\approx 150$  сек, устанавливаются в направлении около 110°, т. е. примерно перпендикулярно береговой черте.

Используя экспериментальные зависимости  $W_{zx}(f), W_{zy}(f)$  и, решая обратную задачу магнитотеллурического зондирования (МТЗ), можно построить модель геоэлектрического разреза, оптимально удовлетворяющую экспериментальным данным. Для этого была использована программа трёхмерного моделирования ModEM, в настоящее время широко 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>).

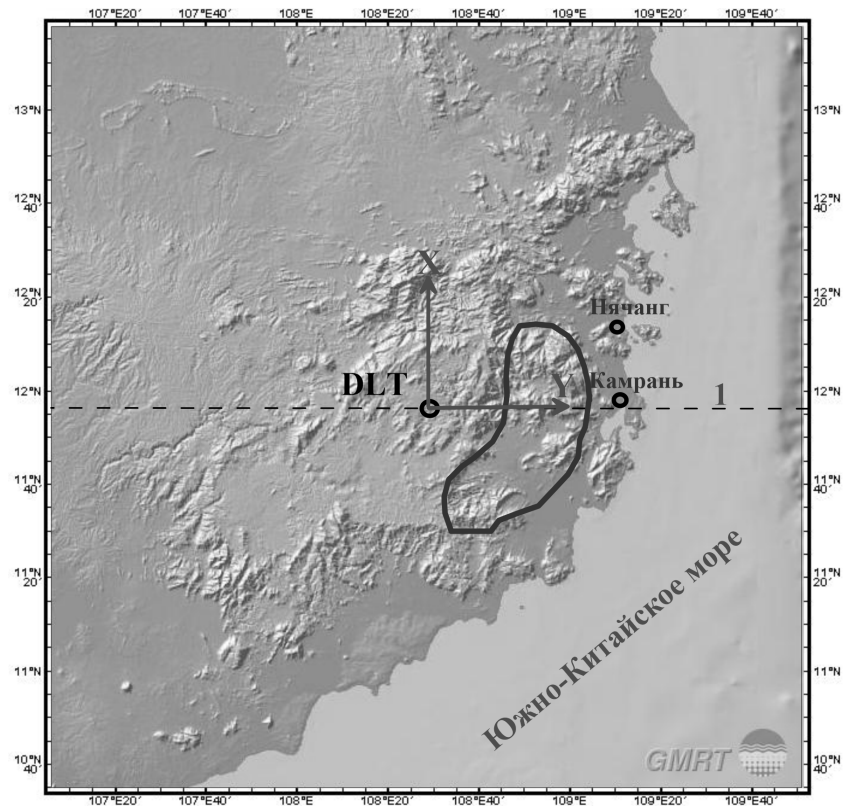


Рис. 1. Местоположение обсерватории DLT и ориентация модельной системы координат на местности. Пунктиром обозначено положение центрального профиля. Чёрной толстой линией обозначена вертикальная проекция центральной области проводящей аномалии на глубине 23-28 км. Карта рельефа центральной области моделирования построена с использованием программы GeoMapApp (<http://www.geomapapp.org>) [1].

Программа ModEM решает регуляризованную обратную задачу, минимизируя функционал невязки для получения 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

$$СКО = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{(d_i^{obs} - d_i^{pred})^2}{e_i^2}}, \quad (2)$$

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 DLT. 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 как однородным полупространством с УЭС  $\rho = 100$  Ом·м, так и полупространством включающем водную толщу Южно-Китайского моря с УЭС равным 0.3 Ом·м. Экспериментальные значения типперов задавались на 12-ти периодах на интервале 40-6300 сек. Их ошибка задавалась

равной 0.02. Близость экспериментальных значений типперов к предсказанным значениям по результирующей модели оценивалась по (2) и составила для конечной модели 1.03.

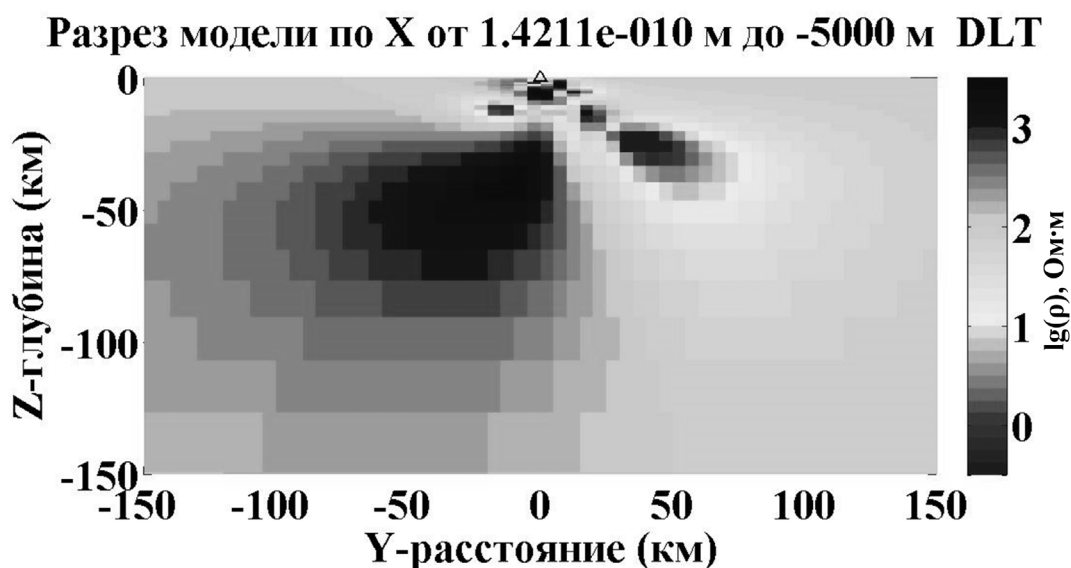


Рис. 2. Широтный вертикальный разрез модели вдоль центрального профиля (рис. 1), проходящего через пункт DLT. Треугольником обозначено положение обсерватории. Вид с юга.

На рис. 2 изображён вертикальный глубинный геоэлектрический разрез через пункт DLT. Так как шельф моря располагается на удалении более 100 км от обсерватории, то видно, что глубинная проводящая аномалия в области глубин 15-50 км располагается под прибрежным участком суши. Её западная кромка не подходит к обсерватории ближе, чем на 20-30 км. В глубинной части до глубин 100-120 км разрез представляет собой контакт высокоомного блока под сушей и проводящего блока под прибрежной областью и шельфом. Контакт этих сред осуществляется севернее обс. DLT в вертикальной плоскости, а южнее плоскость выполаживается под сушу, т.е. проводящие породы внедряются в верхние слои континентального разреза. Над местом расположения этой глубинной проводящей неоднородности отмечается понижение высотных отметок рельефа, заметное на рис. 1.

В верхней части разреза, выше 15 км, вблизи обс. DLT выделяются локальные высокоомные и проводящие блоки сложной конфигурации, в очертаниях которой просматривается корреляция с аномальным магнитным полем и полями излияний 183 KB 183 183 го-кайнозойских базальтов в этой области. Наиболее крупный блок располагается в области глубин 10-14 км на юге и юго-западе от обс. DLT.

Положение глубинной аномалии совпадает с районом разгрузки на поверхности термальных вод с температурой воды 30-100°C [4,5], что в свою очередь может быть вызвано присутствием на этих глубинах базальтовых диапиров, внедрившихся здесь по ответвлениям от Хайнаньского плюма [6]. В связи с этим, наиболее вероятным представляется, что высокая электрическая проводимость глубинной аномалии обусловлена нахождением частично расплавленных пород на этих глубинах.

Результаты, представленные в статье основаны на использовании данных, записанных в обсерватории ДАЛАТ. Автор благодарен институту геофизики Вьетнамской Академии Наук и Технологий и Парижскому институту физики Земли (Франция), представивших высококачественные записи геомагнитных вариаций.



## Литература

1. Ryan, W.B.F., S.M. Carbotte, J.O. Coplan, S. O'Hara, A. Melkonian, R. Arko, R.A. Weissel, V. Ferrini, A. Goodwillie, F. Nitsche, J. Bonczkowski, and R. Zensky. Global Multi-Resolution Topography synthesis, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2009. V. 10/ Q03014/ doi: 10.1029/2008GC002332
2. Egbert, G.D., and Kelbert A. Computational recipes for 184KB184184romagnetic 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>
4. Новиков Д.А., Doan Van Tuyen D.V., Phan Thi Kim Van, Харитоновна Н.А. Гидрогеохимические особенности термальных вод южного Т ранг Бо (Центральный Вьетнам) // *Тихоокеанская геология.* 2018. Т. 37. № 1. С. 77–93.
5. Nguyen Hong BANG and Nguyen Thac CUONG Some new studies in BinhChau geothermal area, South Vietnam // *Proceedings of the 8<sup>th</sup> Asian Geothermal Symposium.* December 9-10. 2008. P. 87-93.
6. Lebedev, S. & Nolet, G. Upper mantle beneath Southeast Asia from S velocity tomography // *Journal of Geophysical Research.* 2003. V. 108(B1). P. 20–48.

# ВОЗРАСТНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ, ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР (ТИХИЙ ОКЕАН)

В.Т. Съедин, С.П. Плетнев

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

Магеллановы горы, расположенные в южной части северо-западного сектора Тихого океана, - один из наиболее изученных объектов Мирового океана в геолого-геофизическом отношении. Этому способствовало открытие здесь значительных скоплений Fe-Mn образований и тот факт, что большая часть этих структур находится вне экономических зон различных государств. В изучении Магеллановых гор активное участие, кроме России, принимают Япония, Китай, Южная Корея и США. В период с 1998 по 2018 г. ФГУГП «Южморгеология» проведены многочисленные экспедиции на НИС «Геленджик», в которых был получен обширный каменный материал по магматическим и осадочным породам Магеллановых гор. Комплексная обработка этого материала легла в основу настоящей работы.

Целью настоящей работы является: 1 – Выделение возрастных вулканических комплексов и тектоно-магматических этапов эволюции магматизма гайотов Магеллановых гор; 2- выделение палеогеографических этапов эволюции гайотов Магеллановых гор; 3- сопоставление тектоно-магматических и палеогеографических этапов эволюции гайотов Магеллановых гор.

На самом раннем этапе изучения Магеллановых гор исследователи обратили внимание, что эти структуры сложены разновозрастными геологическими (в т.ч. и вулканическими) образованиями. Разными авторами выделялись 2 (нижний или ранний; верхний или поздний) или 3 (ранний, средний, поздний) возрастных вулканических комплекса как для отдельных гайотов, так и для всех Магеллановых гор [1-4]. Однако, четкие морфологические привязки и возрастные параметры для выделенных комплексов обычно отсутствуют. Позднее М.Е. Мельников [2] предложил выделять 4 возрастных вулканических комплекса в пределах Магеллановых гор: 1 – комплекс «основания подводных гор» (предположительно рубеж юры – раннего мела); 2 – комплекс, «слагающий непосредственно тело гайотов»; 3 – комплекс «активизации вулканической деятельности в кампанское время»; 4 - комплекс «щелочных базальтов среднего миоцена, слагающих шлаковидные конусы на плато гайотов». Отметим, что, в целом довольно удачно выделенные М.Е. Мельниковым комплексы, базировались на ограниченном количестве данных и не в полной мере отражают время проявления и особенности вулканизма гайотов Магеллановых гор.

В настоящее время на основе имеющихся определений изотопного возраста, биостратиграфических данных, а также материалов глубоководного бурения нами на гайотах Магеллановых гор выделены 5 крупных возрастных вулканических комплекса: 1 – позднеюрско-раннемеловой (самый ранний мел); 2 – раннемеловой (апт-альбский); 3 – позднемеловой (турон-раннекампанский); 4 – позднемеловой (позднекампан-маастрихский); 5 – кайнозойский. Каждый из них соответствует определенному тектоно-магматическому этапу эволюции Магеллановых гор, а также характеризует конкретное морфологическое пространство гайотов (основание или пьедестал, основное тело, небольшие осложняющие наложенные структуры 2-го порядка) и геохимические особенности слагающих их вулканических пород [5, 6]. В основу этого разделения положены многочисленные (59 датировок) определения изотопного возраста, полученные нами K-Ar методом в одной лаборатории (аналитик В.А. Лебедев, ИГЕМ РАН). Эти и опубликованные данные (всего 77 датировок по 11 гайотам) сведены на гистограмму (Рис.).

**Позднеюрско-раннемеловой** (1-ый комплекс) возрастной вулканический комплекс не подтвержден изотопными датировками по породам с гайотов Магеллановых гор (Рис.). Его выделение основывается на общегеологической ситуации в этой части Тихого океана, а также на материалах бурения. Большинство исследователей считает, что эта часть Тихого океана сформировалась в позднеюрско-раннемеловое время [1-3, 7-10 и др.]. В 186 KB. 801C (котловина Пифогета), расположенной несколько северо-восточнее Магеллановых гор (в понимании М.Е. Мельникова), вскрыты вулканокластические турбидиты (126.5-318.3 м) позднеапт-раннесеноманского возраста, а также – щелочной силл позднеюрского ( $157.4 \pm 0.5$  млн. лет) и толеитовые базальты среднеюрского ( $166.8 \pm 4.5$  млн. лет) возраста [11]. В 186KB. 462A (котловина Науру), разбурены верхний, средний и нижний вулканические комплексы. Возраст верхнего составляет  $110 \pm 3$  (ранний альб), а нижнего – 131 (готерив) млн. лет [3, 10, 12]. Эти данные указывают на проявление в этом районе Тихого океана средне-позднеюрского (186KB. 801C) и раннемелового магматизма (186KB. 462A), что позволяет предполагать этот этап вулканизма и на гайотах Магеллановых гор. Вероятно, в позднеюрско-раннемеловое время образовались основания (пьедесталы или цоколи) (до 4500-4000 м) гайотов.

**Раннемеловой – апт-альбский** (2-ой комплекс) возрастной вулканический комплекс выделяется на основании многих датировок, полученных по гайотам (Рис) и подтверждается материалами глубоководного бурения. Определения в интервале 96 – 120 млн. лет (ранний апт – ранний сеноман) в количестве 16 датировок имеются для 5-ти гайотов – Говорова, Альба, Ита-Май-Тай и Бутакова. ). Они получены как K-Ar, так и Ar-Ar (8 датировок) методом. Наиболее древние определения (от  $120 \pm 0.8$  до  $117 \pm 0.9$  млн. лет) получены Ar-Ar методом для гайота Ита-Май-Тай [13]. В 186KB. 462A, 800A и 802 разбурены базальтовые 186KB186 соответственно раннеальбского ( $110 \pm 3$  млн. лет), позднебарремского ( $126.1 \pm 0.7$  и  $126.1 \pm 0.9$  млн. лет) и позднеаптского ( $114.6 \pm 3.2$  млн. лет) возрастов [11, 12]. Кроме этого, в нескольких скважинах (186 KB. 585; 800A; 801C) DSDP и ODP, расположенных вблизи гайотов, разбурены мощные толщи (до 220 м) вулканокластических осадков (турбидитов) апт-альбского возраста [11, 14]. Согласно имеющимся геологическим данным по осадочным породам, в апт-альбское время на гайотах накапливались грубообломочные терригенные осадки – конгломераты, гравелиты и песчаники, а сами гайоты в это время представляли собой архипелаг островов [15, 16]. Выход вершин некоторых гайотов на поверхность также подтверждается наличием образцов красноцветно измененных базальтов – такие изменения происходят на воздухе. Все указанные данные свидетельствуют о том, что в раннемеловое (апт-альбское, вероятно, до раннего сеномана) время район Магеллановых гор и сами гайоты представляли собой область активного вулканизма. Это позволяет уверенно выделять в эволюции гайотов Магеллановых гор раннемеловой (апт-альбский) тектоно-магматический этап.

**Позднемеловой – турон-раннекампанский** (3-ий комплекс) возрастной вулканический комплекс также выделяется на основании многих датировок радиоизотопного возраста (Рис) и подтверждается материалами глубоководного бурения. Определения в интервале 95-76 млн. лет (поздний сеноман-ранний кампан) в количестве 32 датировок имеются для 9 из 11 гайотов, по которым имеются определения возраста. Они получены как K-Ar, так и Ar-Ar (10 определений) методом. Датировки, полученные Ar-Ar методом, имеются для 3-х гайотов: Альба, Паллада и Федорова [13]. Они располагаются довольно плотной группой в 10 млн. лет в интервале 95.6-86.7 (поздний сеноман-турон-коньяк-ранний сантон). Определения, полученные K-Ar методом, имеются для 7 гайотов и располагаются в интервале почти в 20 млн. лет  $93.5-76.0$  млн. лет (ранний турон-ранний кампан). В позднемеловое (турон-раннекампанское) время гайоты Магеллановых гор представляли собой область активного вулканизма, а вершинные части гайотов выходили на поверхность, о чем свидетельствует наличие красноцветно измененных базальтов и находки малакофауны в осадочных отложениях этого возраста [6]. Это позволяет уверенно выделять в эволюции гайотов Магеллановых гор позднемеловой турон-раннекампанский тектоно-магматический этап. Скорее всего, породы третьего (позднемелового – турон-раннекампанского) комплекса,

наряду с образованиями 2-го (раннемелового – апт-альбского) комплекса формируют основное тело гайотов. – от глубин 4000-3500 м до современных вершин гайотов.

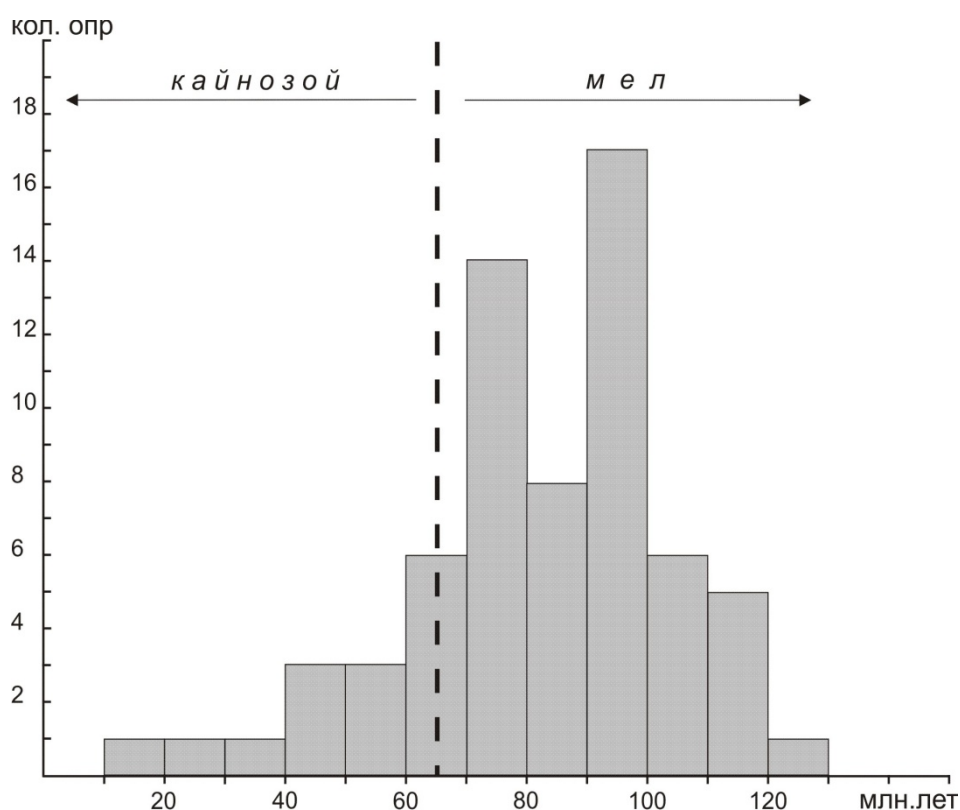


Рис. 1. Гистограмма распределения радиоизотопных возрастов (К-Аг и Аг-Аг методы) для гайотов Магеллановых гор

На гистограмме (Рис.) хорошо видно, что основная часть датировок характеризует меловое время (65-130 млн. лет). Выделяется два отчетливо выраженных пика приуроченные к меловому времени, каждый из которых можно, с определенной долей условности, сопоставить с раннемеловым и позднемеловым тектоно-магматическим этапами эволюции гайотов Магеллановых гор. В течение этих меловых этапов было сформировано основное тело гайотов – от глубин 4000-3500м до их современных вершин.

**Позднемеловой – позднекампан-маастрихский** (4-ый комплекс) возрастной вулканический комплекс выделяется нами на основании многих датировок, полученных по гайотам Магеллановых гор, и подтверждается материалами глубоководного бурения в прилегающих к гайотам котловинах. Определения в интервале 74.5-66.0 млн. лет (поздний кампан-маастрихт) в количестве 15 датировок имеются для 7 из 11 гайотов, по которым имеются определения возраста. Они получены исключительно К-Аг методом. В скважинах, которые располагаются вблизи гайотов Ита-Май-Тай и Федорова (187 КВ. 199, 585), разбурены кампан-маастрихтские турбидиты с прослоями вулканических туфов и гиалокластитов [2, 4, 14]. Это свидетельствует о проявлении активного вулканизма в самом конце позднемелового (средне (?) позднекампан-маастрихт) времени на гайотах. Все указанные данные свидетельствуют о том, что в самом позднем мелу гайоты Магеллановых гор, после незначительного перерыва в раннекампанское время, вновь стали областью активного вулканизма. Это позволяет выделять в эволюции гайотов Магеллановых гор позднемеловой позднекампан-маастрихтский тектоно-магматический этап. Однако интенсивность позднекампан-маастрихтского вулканизма (4-ый комплекс) была значительно слабее по отношению к магматизму турон-раннекампанского (3-ий комплекс) времени. На это указывает существенное преобладание (более чем в 2 раза) количества радиоизотопных определений для образований позднемелового турон-раннекампанского времени (32

датировки) по отношению к определениям, отвечающих позднекампан-маастрихтскому (15 датировок) периоду. В маастрихте на основных телах гайотов начали формироваться небольшие наложенные вулканические структуры (купола, конуса) 2-го порядка [6, 17].

**Кайнозойский вулканический комплекс** (5-ый комплекс, комплекс кайнозойской активизации) возрастной вулканический комплекс также выделяется на основании датировок, полученных по гайотам Магеллановых гор (Рис). Определения (14 датировок) отвечающие кайнозойскому времени (65-15 млн. лет, ранний палеоцен-средний миоцен) имеются для 6 из 11, охарактеризованных возрастными гайотов. Все определения получены К-Ar методом. При этом на гайоте Говорова имеется 9 датировок, отвечающих кайнозойского времени, а на остальных 5 гайотах – по одной: гайот Гордина ( $65.0 \pm 2.0$  млн. лет, ранний палеоцен); гайот Коцебу ( $42.3 \pm 1.6$  млн. лет, средний эоцен); гайот Паллада ( $54 \pm 4.0$  млн. лет, поздний палеоцен-ранний эоцен); гайот Альба ( $15.0 \pm 2.0$  млн. лет, средний миоцен). На гайоте Говорова датировки кайнозойского возраста характеризуют интервал от палеоцена до раннего миоцена ( $62.0 - 23.2$  млн. лет). Самое «молодое» определение, отвечающее среднемиоценовому времени ( $15.0 \pm 2.0$  млн. лет), получено для гайота Альба [18]. В целом определения, отвечающие кайнозойскому времени, распределяются следующим образом: 1 – отвечает раннему палеоцену; 4 – средне-позднему палеоцену; 3 – раннему эоцену; 3 – среднему эоцену; 1 – позднему эоцену; 1 – рубежу позднего олигоцена-раннему миоцену; 1 – среднему миоцену. Основная часть датировок (10 проб) характеризует позднепалеоцен-эоценовое время. Мы полагаем, что кайнозойский вулканический комплекс отвечает крупному (порядка 50 млн. лет) одноименному тектоно-магматическому этапу в эволюции гайотов Магеллановых гор, который характеризует, скорее всего, процесс кайнозойской тектонической активизации этих структур. В этот период на основных телах гайотов формируются небольшие наложенные структуры 2-го порядка, обычно приуроченные к их платообразной поверхности. Согласно работе [17] на всех гайотах Магеллановых гор обнаружены многочисленные локальные «осложняющие» вулканические постройки в виде конусов и куполов. Их количество на одном гайоте изменяется от нескольких десятков до сотни и более единиц. Размеры этих структур варьируют от первых сотен метров в поперечнике до 10 км (преобладают 1.0-2.5 км), а высота – от 30 до 650 м (преобладают до 400 м). Формирование этих локальных «осложняющих» структур указанные авторы связывают с позднемеловой (кампан-маастрихт) и кайнозойской тектоно-магматической активизацией основного тела гайотов. Имеющиеся радиоизотопные определения для пород кайнозойского вулканического комплекса гайотов Магеллановых гор (Рис), а также анализ обширного материала по возрастам вулканитов подводных хребтов, гор и островов Тихого океана [19] и Филиппинского моря [20], позволяют разделить крупный кайнозойский (порядка 50 млн. лет) тектоно-магматический этап в эволюции этих структур на 3 более мелких этапа. Предлагается выделить следующие тектоно-магматические этапы для гайотов Магеллановых гор: 1 – позднепалеоцен-среднеэоценовый; 2 – позднеолигоцен-раннемиоценовый; 3 – среднемиоцен-позднемиоценовый (плиоценовый?). Кайнозойский тектоно-магматический этап отражает этап кайнозойской активизации магматизм в эволюции гайотов Магеллановых гор. Это наиболее слабый этап магматизма на гайотах Магеллановых гор, однако, и он сыграл определенную роль в эволюции этих структур.

Итак, выделенные на основании изучения вулканизма тектоно-магматические этапы гайотов Магеллановых гор в целом отвечают ранее определенным этапам эволюции Тихого океана [7-10]. Более того, они дополняют и уточняют время и интервал проявления тектоно-магматической активизации для других структур Тихого океана в мелу, и – особенно в кайнозое.

Палеогеографические этапы осадконакопления установлены нами на основе изучения осадочных пород и стратиграфических разрезов гайотов Магеллановых гор. Судя по стратиграфическому разрезу осадочные образования на гайотах стали формироваться с аптского времени [6, 16]. То есть, к этому времени вулканические основания гайотов не только успели оформиться, но и на них возникли нормальные морские условия для роста и

образования рифовых биогермов. Выделяются следующие палеогеографические этапы развития гайотах Магеллановых гор: 1 – апт-альбский (раннемеловой); 2 – позднеальб-сеноманский (раннетуронский (?)); 3 – турон-раннекампанский (среднекампанский (?)); 4 – позднекампан-маастрихтский; 5 – кайнозойский. Каждый из этих этапов соответствует определенному трансгрессивно-регрессивному циклу в эволюции Магеллановых гор. Отчетливо выделяются 2 регрессивных цикла: 1-ый (апт-среднеальбский) и 3-ий (турон-раннекампанский); а также 2 трансгрессивных цикла: 2-ой (позднеальб-сеноманский) и 4-ый (позднекампан-маастрихтский) этапы.

Кайнозойский (5-ый) этап – это самый длительный, однонаправленный этап геологической эволюции гайотов Магеллановых гор, в целом сопряженный с их общим опусканием. В раннем палеогене гайоты Магеллановых гор медленно и последовательно погружаются до стадии подводных гор [16]. Однако, кое-где ещё сохраняются (как и в маастрихте) «оазисы» рифовых экосистем, что отражается на характере осадконакопления. В течение позднего палеоцена-миоцена на гайотах периодически проявляется магматическая активность, интенсивность которой постепенно уменьшается. В олигоцене произошло, по-видимому, наиболее значительное общее погружение гайотов. Это погружение за период с эоцена до позднего миоцена составило не менее 1000 м. В позднем миоцене отметки вершинных плато были около современных глубин.

#### Литература

1. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука. 1995. 368 с.
2. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ФГУГП «Южморгеология». 2005. 230 с.
3. Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука. 1996. 444 с.
4. Рашидов В.А и др. Геолого-геофизические исследования гайотов Магеллановых Тихого океана // Вестник КРАУНЦ (Науки о Земле). 2003. № 1. С. 103-126.
5. Съедин В.Т., Авдонин В.В., Плетнев С.П. Тектоно-магматические этапы Магеллановых гор (новые представления). 52 Тектоническое совещание. М.: ГЕОС. 2020.
6. Геология гайотов Магеллановых гор (тихий океан). Влад-к: Дальнаука. 2020. 200 с.
7. Пущаровский Ю.М. О магматических провинциях и тектонике Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1984. № 11. С. 13-18.
8. Пущаровский Ю.М. Тектоника Земли. Т.1. Тектоника и геодинамика. М.: Наука. 2003. 350 с.
9. Голубева Э.Д. Толеитовые базальты Тихого океана (петрология и геохимия). Владивосток: ДВО АН СССР. 1990. 136 с.
10. Голубева Э.Д. Эволюция магматизма Тихого океана. Влад-ок: Дальнаука. 2009. 132 с.
11. Pringle M.S. Radiometric ages of basalts basement recovered at Sites 800, 801 and 802, Leg 129 Western Pacific Ocean // Proc. ODP, Sci. Results. 1992. Vol. 129. P. 389-404.
12. Batiza R. et.al. Sammury and index to petrologic and geochemical studies of LEG 61 basalts // Init. Reps. DSDP. 1982. Vol. 61. P. 829-839.
13. Koppers A.P., et. Al. The Magellan seamount trail: implications for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific plate motion // Earth and Planet. Sci. Lett. 1998. V. 163. P. 53-68.
14. Initial Reports of the DSDP. 1985. Vol. 85. 998 p.
15. Плетнев С.П. Палеогеография осадочных бассейнов западной части Тихого океана (Поздний мел-кайнозой) // Автореф. Докт. Дисс. Владивосток: Дальнаука. 2012. 45 с.

16. Плетнев С.П. Основные типы осадочных пород апт-сеноманского возраст на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан). // Тихоок. Геол. 2019. Т. 38. № 5. С. 45-55.
17. Мельников и др. Вулканические постройки на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоок. Геол. 2016. Т. 35. № 6. С. 38-46.
18. Мельников и др., Среднемиоценовые вулканические постройки на гайоте Дальморгеология (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоок. Геол. 2000. Т. 19. № 5. С. 38-46.
19. Clourd V. and Bonneville A. Ages of Seamounts, islands and plateaus on the Pacific Plate (ver. 2.0. October 2000). // <http://www.ufp.pf/geos>.
20. Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И. Тектоно-магматические этапы Филиппинского моря и эволюция его впадины // Физика геосфер: 7-ой Всерос. Симпозиум (материалы докладов). Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 405-417.

# МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ЧАСТИЦ В ВОДНОЙ СРЕДЕ ВО ВРЕМЯ ОСАЖДЕНИЯ ПО ДАННЫМ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПЕПЛОВ ИЗ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ

И.В. Уткин

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

## Этапы исследования

### 6. Обработка архивных материалов.

Ранее автором были обработаны архивные материалы седиментологических исследований 60-х – 70-х годов прошлого века. Были определены стратиграфическое положение и морфология частиц пеплов, источник происхождения которых неясен, составлена сводка имеющихся химических анализов для них. Были оконтурены площадные поля разных типов тефры (8 полей для пяти стратиграфических горизонтов). Были сделаны предположения о возможных источниках их формирования [1].

### II. Оценка литодинамических обстановок.

Примерно в это же время, для тонко- и мелкозернистых осадков (к которым и относятся изучаемые пеплы) автором была отработана следующая **методическая последовательность** для оценки состояния литодинамических обстановок осадконакопления, состоящая из двух главных этапов.

7. **Компонентный анализ** (разбиение гранулометрического спектра на динамические популяции). Необходимость подобного шага заключается в том, 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. То есть, 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 давно применяет один из параметрических (использующих заранее заданную конкретную формулу распределения) вариантов разбиения единого спектра на составляющие – сходимость к группе **SFT-распределений** (согласно теории последовательного дробления и селекции, **sequential fragmentation transport, SFT**). Приближенная формула распределения масс зерен по размерам в каждой составляющей равна

$$dM/d\phi = K \cdot 2^{6 \cdot (\phi - \phi_{\max})} \cdot \exp((-A/(g+1)) \cdot 2^{3 \cdot (\phi - \phi_{\max}) \cdot (g+1)}),$$

где  $K$  – вклад популяции в общее распределение (доля ее в общей массе пробы осадка),  $\phi$  – диаметр в числах  $\phi_i$ ,  $\phi_{\max}$  – максимальный (для чисел  $\phi_i$ ) модальный размер,  $A$  и  $g$  – безразмерные параметры, оба из которых отражают интенсивность транспорта (в основном, параметр  $A$ ) и фрагментации (в основном, параметр  $g$ ).

Достоинством теории является то, что она имеет достаточно обоснованный простой вывод, базирующийся на основах раздела математической физики, посвященных процессам дробления. Обычно в подобных случаях используются формулы стандартных вероятностных распределений без надежной обоснованности их применения. История становления и авторская модификация метода описана в работах автора [2, 3].



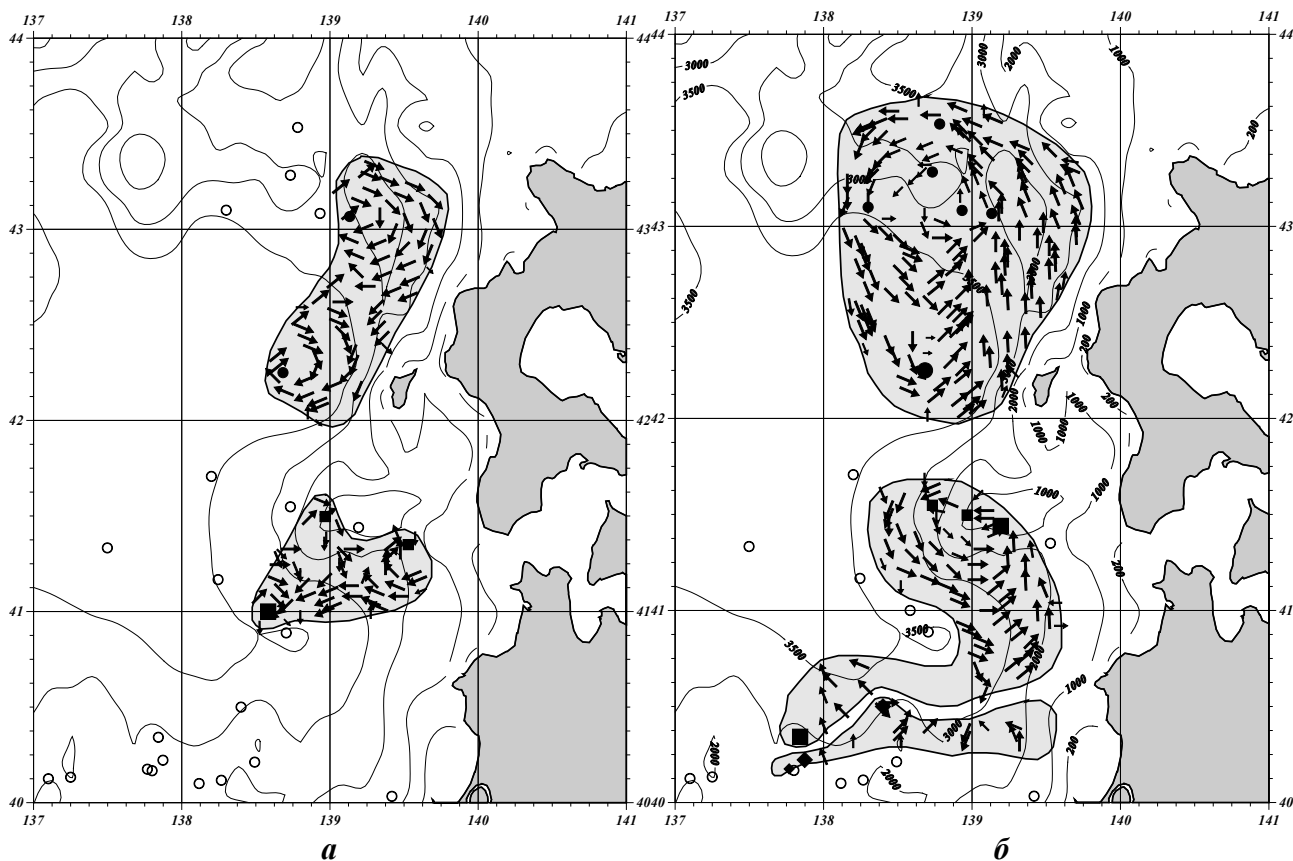


Рис. 1. Модели перемещения частиц мелкопелитовой фракции для прослоев I-1, I-2, I-3 (возраст < 3000 лет) (а) и для прослоев II-1, II-2 (возраст 3000 – 10000 лет) (б).

Возможные аналоги извержений [1]:

для I-1 – Towada-a; (То-а), для I-2 – Komagatake-a, -c1, -c2 (Ко-а, Ко-с1, Ко-с2); для I-3 - ?; для II-1 – Towada –Chuseri (То-Су), Towada- Nanbu (То-Нб); для II-2 – Komagatake-g, -h, (Ко-г, Ко-н), Tarumae -? (Та-?).

8. **Тренд-анализ.** Для определения направления перемещения частиц был выбран самый простейший, почти полностью концептуальный метод, известный в специальной литературе под аббревиатурой **STA (Sediment Trend Analysis)**. Описание вариантов метода и нюансы его применения приведены в тех же работах автора [2,3].

В качестве обязательных параметров, в отличие от разработчиков метода и его последователей, для расчета путей перемещения частиц впервые был использован набор рассчитанных величин распределения SFT, существенно упростивший интерпретацию некоторых результатов [3].

### III. Применение к пепловым прослоям восточной части Японского моря.

1. Использован архивный материал по гран. Составу прослоев.
2. Для каждого прослая определен спектр популяций (5, изредка 6 размеров) а именно: градации (в числах phi): (1.00 – 3.32, редко), (3.32 – 4.32), (4.32 – 6.64), (6.64 -7.64), (7.64 10.00), (10.00 – 10.55).
3. В рамках спектра популяций, для каждой из них (в программе Surfer8), построена сетка (grd-файл) для обязательных трех параметров программы FST.
4. Произведено гашение (blanking) сеток согласно контурам каждого прослая.
5. Согласно алгоритмам собственной Fortran – программы, введены реальные максимальные и минимальные цифровые ограничения для каждого параметра, а затем произведено наложение трех grd-файлов для расчета вектора перемещения частиц.
6. Из четырех рассчитанных возможных вариантов выбран вариант с наибольшей процентной обеспеченностью.

#### IV. Результат.

1. Установлено, что в пределах одного стратиграфического горизонта, прослой хотя и близкого возраста, но все же не совсем одинакового, показывают сходную литодинамику для всех популяций. Возможный в программе учет изменения глубины не влияет на результат (перемещение идет в водной толще).

2. Для примера, показаны результаты (см. рис.) для самой тонкой фракции осадка из трех близповерхностных пеплов (первые тысячи лет назад) и аналогичные результаты для двух более древних пеплов (от трех до десяти тысяч лет назад). Первые результаты показывают циклонические перемещения частиц, вторые – антициклонические. При этом для оставшихся непоказанными других фракций (популяций) результаты аналогичны.

#### Литература

1. Уткин И.В. Пример обработки архивных данных о неизвестных тэфровых прослоях в глубоководных верхнеплейстоцен-голоценовых осадках восточной части Японского моря // Геосистемы в северо-восточной Азии: территориальная организация и динамика. Материалы Всероссийской научно-практической конференции ТИГ. Владивосток: ТИГ ДВО РАН. 2017. С. 188-195. (ISBN 978-5-600-01758-0).
2. Уткин И.В. Компьютерная статистическая обработка данных по гранулометрии морских донных осадков для характеристики обстановок современного осадкообразования // Условия образования донных осадков и связанных с ними полезных ископаемых в окраинных морях. Владивосток: Дальнаука. 2002. С. 96—113.
3. Уткин И.В. Реконструкция условий отложения дистальной тэфры в глубоководной котловине Японского моря: катастрофическое извержение вулкана Байтоушань // Вулканология и сейсмология. 2014. № 4. С. 31-42. [Utkin I.V. Reconstructing the Setting for Deposition of Distal Tephra in the Sea of Japan Basin: A Catastrophic Eruption of Baitoushan Volcano // Journal of Volcanology and Seismology, 2014, Vol. 8, No. 4, pp. 228–238. © Pleiades Publishing, Ltd., 2014.].

**ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В  
ПРИПАРАМУШИРСКОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ**  
(по результатам экспедиции 92 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев»,  
апрель-май 2021 г.)

Т.А. Харченко, З.Н. Прошкина, Н.С. Ли, М.Г. Валитов

Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева  
harchenko\_an@mail.ru

В апреле-мае 2021 года ТОИ ДВО РАН провел первую из многолетнего цикла экспедицию в район Курильской островной дуги. Исследования были сосредоточены в припарамуширской части Охотского моря. Основными задачами экспедиции было изучение аномальных геофизических полей и рельефа дна, как основы для исследования глубинной структуры, характера тектонических деформаций подстилающего фундамента, геогеохимическое исследование верхней части осадочного чехла с целью выявления особенностей распределения и генезиса аномальных газогеохимических полей, а также поиск и изучения новых газгидратных проявлений.

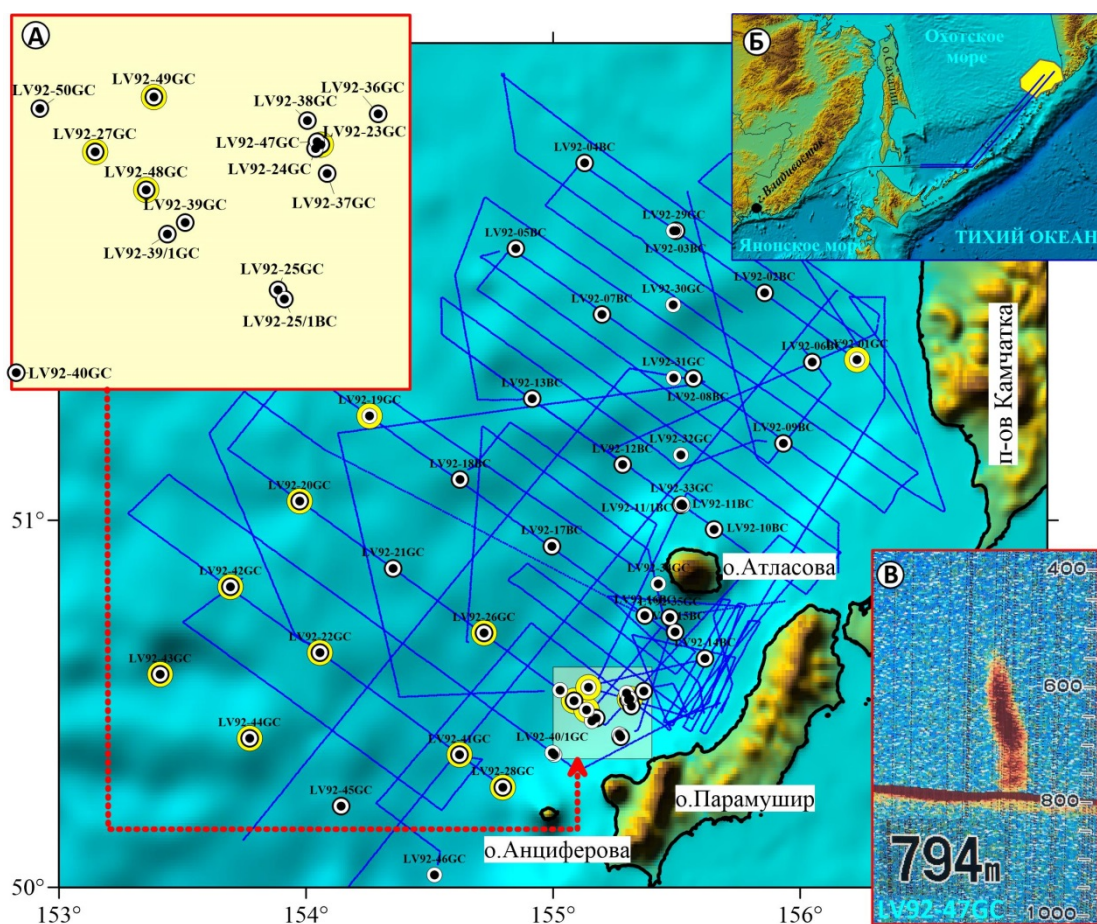


Рис. 1. Обзорная схема. Врезки: А – схема детального опробования в районе газового факела на припарамуширском склоне, Б – схема района работ; В – факел в гидроакустической записи на станции LV92-47. Желтым цветом обозначены станции с длиной полученного керна более 2 м.

С целью получения дополнительной информации о физических свойствах верхней части осадочного чехла, авторами были выполнены опытно-методические работы по отбору осадка и определения его плотности и магнитной восприимчивости. Для этого были подготовлены пикнометры (пластмассовые кубики, полые внутри с известным объемом). На каждой станции из керна донных осадков отбирались образцы от одного до четырех в зависимости от длины керна с интервалом 50-100 см.

Физические свойства измерялись в лабораторных условиях. Плотность пикнометрическим методом по формуле  $\sigma = (m - m')/V$ , где  $m$  – масса пикнометра (кубика) с породой (осадком);  $m'$  – его собственная масса;  $V$  – объем породы. Магнитная восприимчивость измерялась на KLY -2 по стандартной методике.

Анализируя петрофизические свойства осадка можно отметить:

1. В нескольких станциях плотность и магнитная восприимчивость с глубиной незначительно увеличивались (станции LV92-20, LV92-22, LV92-31, LV92-46), (длина керна более 1 м). Как правило в районе 100 см в керне наблюдается алевропилит с прослоями, линзами или просто присутствует т/з песок, что влияет на физические параметры.

№ станции	Глубина, см	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Магнит.восприим., 10 <sup>-6</sup> ед.СИ	Описание керна
LV92-20	15	1.416	2531	алевропилит более плотный алевропилит
	100	1.845	3865	
LV92-22	20	1.376	5131	слабоуплот. Алевропилит переход. Зона в алевропилите
	100	1.571	5200	
LV92-31	20	1.404	1127	алевропилит алевропилит
	100	1.593	2217	
LV92-46	20	1.548	3265	ил оливкового цвета переход. Зона в алевропилите
	100	1.715	5596	

2. В станциях LV01, LV26, LV27, LV30, LV41 и LV45 физические параметры с глубиной уменьшались. В кернах с этих станций присутствует запах сероводорода. В керне со станции LV92-47, где на эхолоте наблюдался факел, повышение плотности на 100 см можно объяснить появлением в алевропилите прослоев вулканического песка.

№ станции	Глубина, см	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Магнит. Восприим., 10 <sup>-6</sup> ед.СИ	Описание керна
LV92-01	50	2.010	7988	Прослой т/з песка запах, т/з песок, битая ракушь
	100	1.862	7352	
LV92-26	30	1.534	811	запах, слабоуплот. Алевропилит
	100	1.391	601	
LV92-30	15	2.109	9673	прослой с/з вулкан. Песка прослой гидротроилита
	50	1.581	3315	
	100	1.550	6019	
LV92-41	20	1.928	24337	прослой вулкан. Песка запах, алевропилит запах, алевропилит, битая ракушь
	100	1.528	2938	
	200	1.321	591	
LV92-45	20	1.521	1239	алевропилит тем.цв. алевропилит свет.тона запах, алевропилит
	100	1.473	451	
	200	1.383	442	
	300	1.654	2133	
LV92-47	20	1.856	6131	алевропилит факел на эхолоте
	100	2.069	5385	
	200	1.949	2611	

3. Выделяются образцы, отобранные со склонов о. Атласова и о. Парамушир, которые отличаются плотностью (узкий придел изменений 1.9-2.3 г/см<sup>3</sup>, среднее 2.027 г/см<sup>3</sup>) и

повышенной магнитной восприимчивостью (от  $10502 \cdot 10^{-6}$  ед. СИ до  $24337 \cdot 10^{-6}$  ед. СИ), что свидетельствует о присутствии вулканического песка с магнетитом (скорее всего) в осадке.

В рейсе 92 НИС «Академик М.А. Лаврентьев» были проведены опытно-методические работы по отбору донного осадка для измерения физических свойств. В лабораторных условиях были измерены плотность и магнитная восприимчивость всех образцов. Наибольшей информативностью обладали образцы осадка, отобранные с кернов более 300-400 см. Нужно отметить, что минимальной плотностью ( $1.28-1.37$  г/см<sup>3</sup>) обладают осадок с линзами гидротроилита, вне зависимости от места отбора. Этот параметр может стать маркером для экспресс-выделения таких слоев в осадке. При этом изменения плотности осадка пропорционально уменьшается в зависимости от объема в керне этого минерального агрегата.

Для использования физических свойств при расчленении донных осадков требуется пересмотреть или уточнить методику отбора. Необходимо увеличить дискретность отбора образцов, либо использовать непрерывный отбор керна на определение физических параметров.

Результаты исследований будут полезны при изучении влияния процессов образования гидратов метана на физические свойства вмещающих пород, а также при исследовании верхней части осадочного чехла.

Работа выполнена в рамках Федеральных программ: «Изучение аномальных геофизических полей, как основы для исследования структуры, физических характеристик, геодинамики глубинных геосфер и прогнозирования сейсмогенных процессов в зоне дальневосточных морей и северо-западном секторе Тихого океана», регистрационный номер 121021500053-6

**3 СЕКЦИЯ**

**МОДЕЛИРОВАНИЕ  
СЕЙСМОАКУСТИКО-ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ  
ПРОЦЕССОВ  
ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН**

# ЧАСТНЫЕ СЛУЧАИ ПРОЯВЛЕНИЙ ВНУТРЕННИХ ВОЛН С АНОМАЛЬНЫМИ СКОРОСТЯМИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ

А.И. Алексанин, В. Ким

Институт автоматики и процессов управления ДВО РАН  
aleks@iacp.dvo.ru

Среди данных наблюдений длинных внутренних гравитационных волн (ВГВ) можно обнаружить случаи, плохо описываемые классическими уравнениями Кортевега – де Вриза. Два примера подобных наблюдений описаны ниже. Наблюдения проводились в заливе Петра Великого (Японское море) вблизи мыса Шульца в октябре 2014-2017 годов. Схема аналогичных наблюдений подробно описана в работе [1]. Использовались измерения вертикальных профилей температуры воды с помощью термогирлянд [2] и видеонаблюдения поверхности моря, проводимые камерой с поляриметром. Для описания эволюции ВГВ вдоль направления распространения в общем случае применялось расширенное уравнение Кортевега – де Вриза (EKdV):

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + C_0 \frac{\partial \eta}{\partial x} + \alpha \eta \frac{\partial \eta}{\partial x} + \alpha_1 \mu^2 \frac{\partial \eta}{\partial x} + \beta \frac{\partial^3 \eta}{\partial x^3}$$

Сравнение скоростей распространения ВГВ рассчитанных по температурным профилям и измеренных по видеоданным показало, что для августа наблюдается хорошее соответствие. В октябре плотностная структура воды представляла собой двухслойную среду и для некоторых случаев наблюдаются существенные отличия между теорией и непосредственными измерениями [3]. Результаты за октябрь представлены в таблице 1, где  $U$  – рассчитанная по изображениям скорость распространения волны,  $U_{EKdV}$  – рассчитанная по EKdV скорость,  $A$  – амплитуда ВГВ,  $h_1$  – глубина верхнего квазиоднородного слоя. Точность расчета обоих типов скоростей около 0.03 м/сек. Дно в области наблюдения плоское с глубиной около 40м. Наблюдается закономерность. Чем больше отношение амплитуды ВГВ к толщине тонкого слоя, тем больше рассогласование.

Таблица 1. Характеристики ВГВ и рассчитанные скорости за октябрь месяц.

№	Дата и время местное	$U$ (м/сек)	$A$ (м)	$h_1$ (м)	$U_{EKdV}$ м/сек
1	09.10.2014 (10:30)	0.41	2	32	0.29
2	10.10.2014 (18:15)	0.44	3	37	0.27
3	12.10.2014 (12:55)	0.46	4	32	0.31
4	14.10.2014 (19:30)	0.47	2	28	0.34
5	14.10.2016 (14:00)	0.38	3	25	0.35
6	14.10.2016 (15:30)	0.38	3	24	0.34
7	13.10.2017(6:32)	0.30	6	16	0,29
8	13.10.2017(14:46)	0.34	6	12	0,29
9	14.10.2017(12:50)	0.41	7	11	0,29

Случай 2 из таблицы был рассмотрен более подробно. Он характеризуется тонким придонным слоем, а амплитуда колебания проходившей ВГВ сопоставима с его толщиной. Одно из изображений прохождения ВГВ приведено на рисунке 1. На изображениях

наблюдался слик, обусловленный пленкой поверхностно-активных веществ, по перемещению которой можно оценить скорость поверхностного течения. Скорость была незначительной (0.07 м/сек) и характеризовала вращение квазистационарного вихря. Какое-либо значимое воздействие на скорость распространения ВГВ такое течение оказать не могло.

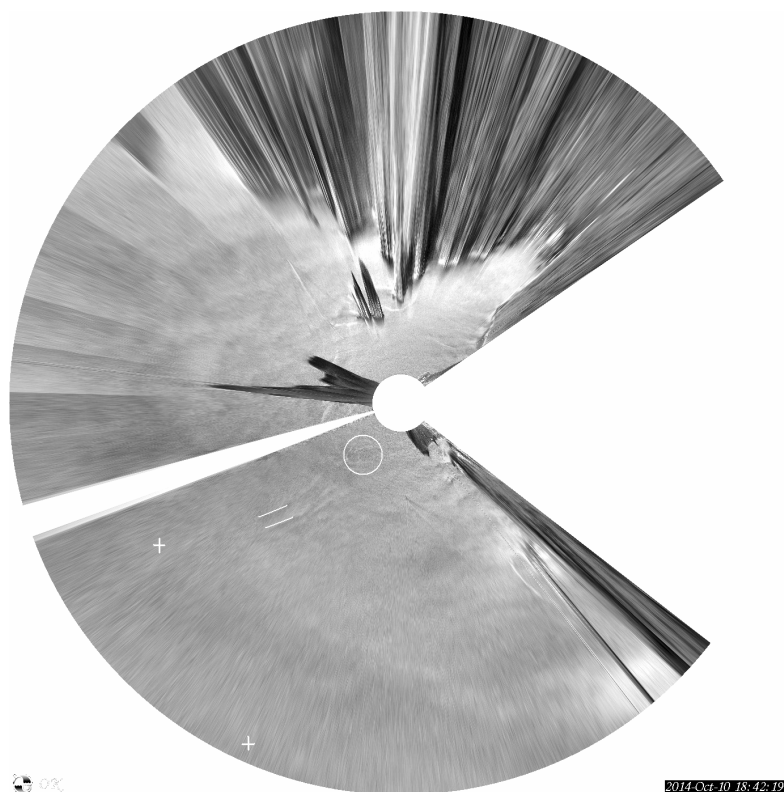


Рис. 1. Пример проявления ВГВ на изображении поверхности моря в поляризованном свете в меркаторской проекции за 10.10.2014. 08:42 УТ. Крестиками отмечены положения ближайших термогирлянд. Линиями отмечены фронты ВГВ, в кружке – проявления ПАВ.

Вид изменчивости измерений термогирляндами показывает, что ВГВ солитоноподобна. Уравнение EKdV имело следующие коэффициенты:  $C_0 = 0.23$  м/сек,  $\alpha = 0.046$ ,  $\alpha_1 = -0.006$ ,  $\beta = 10.369$ . Поскольку коэффициент  $\alpha$  превосходит величину  $\alpha_1$  почти на порядок, то данный случай хорошо соответствует обычному уравнению Кортевега – де Вриза (KdV). Помимо ВГВ в форме солитонов, уравнение KdV имеет еще одно решение, соответствующее кноидальным волнам. Согласно [4], скорость распространения такой волны можно рассчитать на основе коэффициентов уравнения KdV. Расчеты показали, что в случае кноидальной волны ее скорость 0.22 м/сек была бы меньше солитоноподобной и слабо бы отличалась от фазовой скорости первой моды  $C_0$ . Поскольку структура температурной изменчивости при прохождении волны позволяет ее однозначно выделять, то была найдена идентичная структура в графике изменчивости температуры на соседней станции, отстоящей на 3860 м. Поскольку для данного региона направление распространения основной массы ВГВ хорошо известно, то станции располагаются по направлению движения волны. В частности, для данного случая отклонение фронтальной линии волны от перпендикуляра к линии расстановки станций с термогирляндами в момент прохождения волны составляло около двух градусов. Знание направления распространения волны позволяет рассчитать ее скорость по моментам прохождения через станции. Скорость составила (0.44 м/сек), что совпадает с оценкой по видеоизображениям. Выбор других интервалов времени при осреднении профиля вертикальной плотности для решения задачи Штурма-Лиувилля также не сближал наблюдаемые и рассчитанные оценки скоростей распространения ВГВ. Использование более



строгой модели эволюции ВГВ без ограничений на амплитуду волны [5] не объясняло наблюдаемых рассогласований.

Уникальный случай был зафиксирован видеокамерой 13 октября 2017 года в момент пересечения станции S7 с термогирляндами некоторым объектом. Соответствующее изображение представлено на рис. 2. Измерения скорости объекта по имеющимся изображениям лежат в диапазоне 3-5 см/сек, что соответствует 10-й или более моде решения задачи Штурма-Лиувилля. Прогиб изотерм (отклонение температуры от среднего значения) при прохождении через станцию похож на прогибы, вызванные обычной солитоноподобной ВГВ, если не учитывать скорость движения объекта. Прогибы изотерм в диапазоне 95-115 минут соответствуют проходившему объекту (последний донный датчик был в нерабочем состоянии). За это время объект проходит около 60м. Для сравнения, скорость догоняющей «нормальной» ВГВ (на изображении расположена ниже и параллельно объекту, а также менее контрастной) составляет сравнительно стандартные 0.34 м/сек.

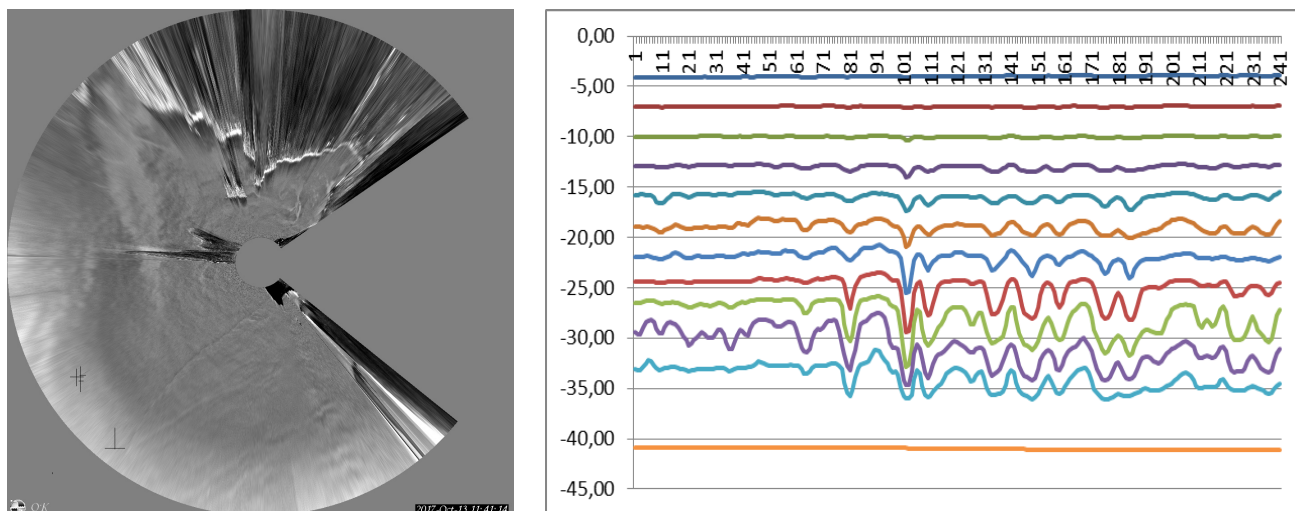


Рис. 2. Изображение «медленной» волны за 13.10.2017 с положениями станций (слева) и изменчивость температуры на глубинах расположения термодатчиков (справа) за 11:30-15:30 местного времени (отсчеты в минутах).

#### Литература

1. Константинов О.Г., Новотрясов В.В. Поверхностные проявления внутренних волн по данным видеосистемы берегового базирования // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49. № 3. С.364-369.
2. 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// ПТЭ. 2017. № 1. С.128-135.
3. Алексанин А.И., Ким В., Ярошук И.О. Диагностика плотности морской воды по поверхностным проявлениям внутренних волн // Подводные исследования и робототехника. 2020. № 4/34. С. 38-44.
4. Massel S.R. Internal gravity waves in the shallow seas. Springer. 2015. 163 p.
5. Choi W., Camassa R. Fully nonlinear internal waves in a two-fluid system// Journal of Fluid Mechanics. 1999. Vol. 396. P.1-36.

# МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЗОН ПРИМЕСЯМИ НА АКВАТОРИИ МЕЛКОЙ ВОДЫ

Е.В. Амосова, А.Д. Сапожников, А.О. Ли, В.С. Лемешев

Дальневосточный федеральный университет, Институт прикладной математики  
el\_amosova@mail.ru

Изучение гидродинамических и потоковых процессов, происходящих на акватории проектирования, имеет большое прикладное значение для решения конкретных инженерных и проектно-изыскательских задач: сезонного проектирования судоходных трасс, проектирования береговых сооружений, водозаборных станций, дамб, запруд и берегоукрепительных сооружений, для прогнозирования возможных последствий негативного воздействия указанной деятельности на состояние водных биоресурсов. Математическое описание гидродинамических и русловых процессов относится к сложнейшим задачам механики сплошных сред. Построение математических моделей, позволяющих исследовать гидродинамические процессы для дальнейшего расчета размера вреда водным биоресурсам и затрат на восстановление их нарушаемого состояния при производстве строительных работ в акватории, и построение устойчивых вычислительных алгоритмов расчета в областях с произвольной топологией дна, является в настоящее время актуальной и практически значимой задачей.

Математическое моделирование распространения шлейфов мутности на акватории позволит производить расчеты двумерной гидравлики водных объектов и деформаций их ложа, дисперсии консервативных и неконсервативных примесей [1], [2]. В данной работе объектом исследования являются мелководные водоемы, а поведение скоростей течений на геометрии мелководного водоема является предметом исследования.

Для решения задач предлагается использовать метод конечных элементов с дискретизацией по времени. Высокая производительность достигается за счет применения метода характеристик при моделировании конвективных слагаемых, линеаризации нелинейных слагаемых с помощью метода Ньютона, использования неявной схемы и эффективных численных методов решения линейных уравнений. На основе полученного алгоритма решения задачи, написана работоспособная программа в пакете FreeFem++, которая моделирует функцию дна, функцию свободной поверхности и скорость течения воды с учетом таких параметров как трение дна, трение поверхности воды, ветровые течения, турбулентный обмен.

## Литература

1. Озмидов Р.В. Диффузия примесей в океане // Л.: Гидрометеиздат, 1986.
2. Петросян А.С. Дополнительные главы теории мелкой воды. Серия «Механика, управление и информатика» // М.: Изд-во ИКИ РАН. 2014.

# МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОЛЕЙ ДОПОЛНИТЕЛЬНОЙ МУТНОСТИ ПРИ ПРОИЗВОДСТВЕ ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ РАБОТ

Е.В. Амосова, Д.С. Кикелин

Дальневосточный федеральный университет, Институт прикладной математики  
el\_amosova@mail.ru

Целью настоящей работы является моделирование и анализ математической модели распространения шлейфов мутности на геометрии прибрежной зоны и анализ полученных данных о размере негативного влияния, оказанного на водные биоресурсы и их среду обитания. Данные исследования помогут при разработке комплекса восстановительных мер для нейтрализации негативных последствий от проведенных работ [1], [2].

Основные выполняемые задачи – выявить источники воздействия на водную среду, определить их характеристики, время воздействия, рассчитать мощности источников поступления загрязняющих веществ и выполнить моделирование распространения шлейфов загрязнения водной среды. Математическое моделирование распространения шлейфов мутности на акватории позволит производить расчеты трехмерной гидравлики водных объектов и деформаций их ложа, дисперсии консервативных и неконсервативных примесей.

Теоретической основой настоящей работы послужили труды отечественных и зарубежных исследователей [3] – [10]. Стоит отметить, что в России для моделирования распространения взвесей повсеместно используется теория мелкой воды, в то время как за рубежом применяются и другие методы, например, метод решеточных уравнений Больцмана.

В настоящей работе математическая модель строится в предположении гидродинамического приближения на основе уравнений течений неоднородной жидкости при наличии пространственно-распределенных источников и учитывает турбулентный характер движения водного потока, нелинейный закон гидравлического сопротивления естественных потоков, описывает процесс русловых деформаций, физических и гранулометрических свойств донного материала с учетом влияния сложного рельефа морской долины. Предложенная модель учитывает влияние источников на динамику водной среды.

Поставленная задача решается методом конечных элементов с дискретизацией всех уравнений по времени. Будем исследовать линеаризованную модель, которая характеризуется тем, что на новом временном слое решение находится из линейной разностной задачи. Для моделирования конвективной производной входящей в уравнения системы используется метод характеристик, с помощью которого строится функция, описывающая конвективный перенос частиц с границы области. Для линеаризации нелинейных слагаемых в граничных условиях применяется метод простой итерации без уточнения. Расчет системы проводился в программном комплексе FreeFem++ методом конечных элементов на двух моделях прибрежной зоны.

## Литература

1. Горбачев С.А. Вопросы оценки ущерба водным биоресурсам // Труды Кольского научного центра РАН. 2012. № 4. С. 46-62.
2. Сорокина Ю.В. К вопросу об эколого-правовой эффективности охраны водных биологических ресурсов // Право. Законодательство. Личность. 2016. № 1. С. 195-200.
3. Дегтярева Е.Е., Проценко Е.А., Чистяков А.Е. Программная реализация трехмерной математической модели транспорта взвеси в мелководных акваториях // Инженерный вестник Дона. Сетевое издание. № 4. 2012.  
<http://ivdon.ru/ru/magazine/archive/n4p2y2012/1283>

4. Клеванный К.А., Смирнов Е.В. Использование программного комплекса CARDINAL // Журнал университета водных коммуникаций. 2009.
5. Котеров В.Н., Юрезанская Ю.С. Моделирование переноса взвешенных веществ на океаническом шельфе. Эффективная гидравлическая крупность полидисперсной взвеси // Журнал вычислительной математики и математической физики. 2009. Т. 49. № 7. С. 1306-1319.
6. Мухаметзянова А.Г., Алексеев К.А., Закиров Н.Н. Моделирование объемов и площадей зон загрязнения взвесью в водной среде // Вестник Казанского технического университета. 2014. Т. 21. С. 361-364.
7. Наумов В.А. Математическое моделирование распространения взвешенных примесей от точечного источника и их осаждения в водостоке // Известия КГТУ. 2017. № 44. С. 46-58.
8. Сухинов А.И., Чистяков А.Е., Проценко Е.А. Математическое моделирование транспорта насосов в прибрежных водных системах на многопроцессорной вычислительной системе // Вычислительные методы и программирование: новые вычислительные технологии. 2014. Т. 15. № 4. С. 610-620.
9. Budinski L. Solute transport in shallow water flows using the coupled curvilinear Lattice Boltzmann method/ L. Budinski // Journal of Hydrology. 2019. № 573. С. 557-567 p.
10. Cea L., Vazquez-Cendon M.E. Unstructured finite volume discretization of bed friction and convective flux in solute transport models linked to the shallow water equations // Journal of Computational Physics. 2012. № 231. P. 3317-3339.

# КОРРЕЛЯЦИЯ СЕЙСМОСИГНАЛОВ, ОДНОВРЕМЕННО ЗАРЕГИСТРИРОВАННЫХ РАЗНЫМИ СЕЙСМОСТАНЦИЯМИ В ПРИМОРСКОМ КРАЕ

С.В. Горовой<sup>1</sup>, С.Б. Наумов<sup>2</sup>, В.В. Овчаренко<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Дальневосточный федеральный университет, Инженерная школа

<sup>2</sup>Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба РАН»

<sup>3</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
GorovoySV@mail.ru, revtrud@yandex.ru, ovcharenko@poi.dvo.ru

Исследование сейсмического фона имеет важное значение для выявления сейсмических сигналов от удаленных землетрясений и в задачах геодинамики. При наличии синхронной, с точностью порядка 1 мс записи сейсмических сигналов нескольких станций 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 [1]. Наличие корреляции между сигналами сейсмического фона позволяет улучшить качество обнаружения слабых сейсмических сигналов. В [2] приведены некоторые результаты оценивания взаимно-корреляционных функций 1-го и 3-го порядков мгновенных значений вертикальной компоненты сейсмического фона на побережье бухты Витязь Японского моря в полосе «относительно-высоких» частот 1 – 9 Гц. В настоящей работе описаны результаты оценивания взаимно-корреляционных функций и функций когерентности сигналов вертикальной компоненты колебательной скорости сейсмического фона, зарегистрированного велометрами, установленными на станциях Мыс Шульца, Залив Посьета, Владивосток (станции MSH, PSTR и VLAR сейсмической сети ГС РАН) в полосе частот 0,01 Гц – 1 Гц. Станции Залив Посьета и Владивосток расположены вблизи морских портов и промышленных предприятий, круглосуточно создающих помехи приему. Станция Мыс Шульца расположена на относительно узком одноименном мысе, обращенного одной стороной в открытое море. 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 передискретизированы на общую частоту  $f_s = 20$  Гц и затем синхронизированы по времени с точностью не хуже 1 мс.

На рисунке 1 показаны осциллограммы вертикальных компонент сейсмической скорости в диапазоне частот 0,01 – 1 Гц, зарегистрированных названными станциями в период с 31 декабря 2018 г. по 01 января 2019 г. (нерабочее время на многих предприятиях), время UTC. Осциллограммы имеют характерный для сейсмосигналов вид шумовых дорожек с выбросами. На станции PSTR заметны участки (с 07 до 10 час. и 14 до 15 час.) снижения шумового фона, обусловленного перерывами в работе расположенного поблизости морского порта. Рамками на данных осциллограммах показаны участки длительностью 2,5 часа, выбранные для анализа.

На рисунке 2 показаны усредненные спектральные уровни в полосе 1 Гц выделенных рамками на рисунке 1 фрагментов (значения уровней условные). Уровень шумового фона на станции Мыс Шульц, ввиду близости к берегу открытого моря на 5–20 дБ выше, чем на других станциях.

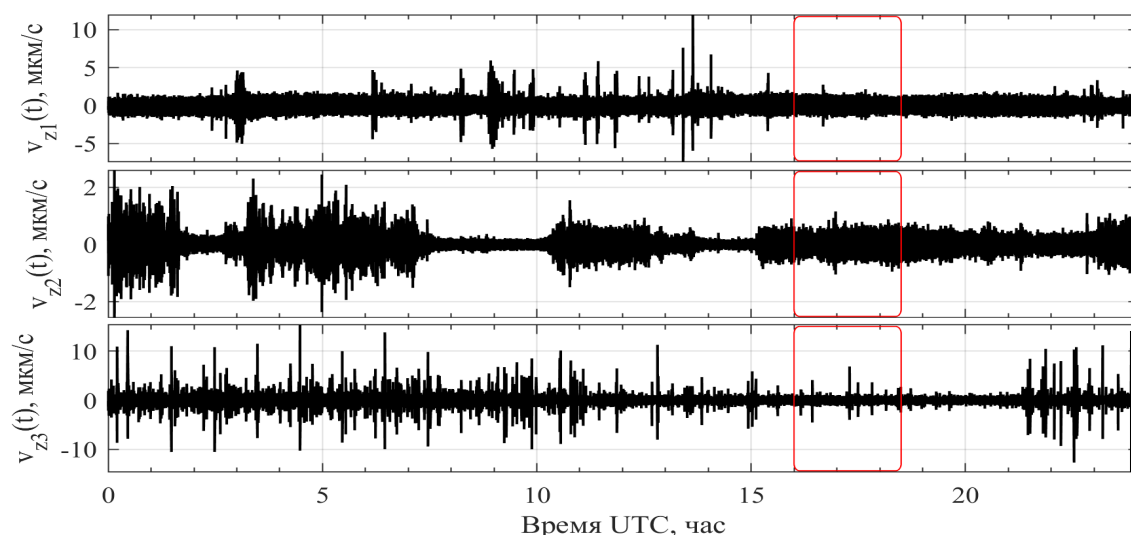


Рис. 1. Осциллограммы вертикальных компонент сейсмических шумов в диапазоне частот до 1 Гц на станциях:  $v_{z1}$  – Мыс Шульца,  $v_{z2}$  – Залив Посьета,  $v_{z3}$  – Владивосток

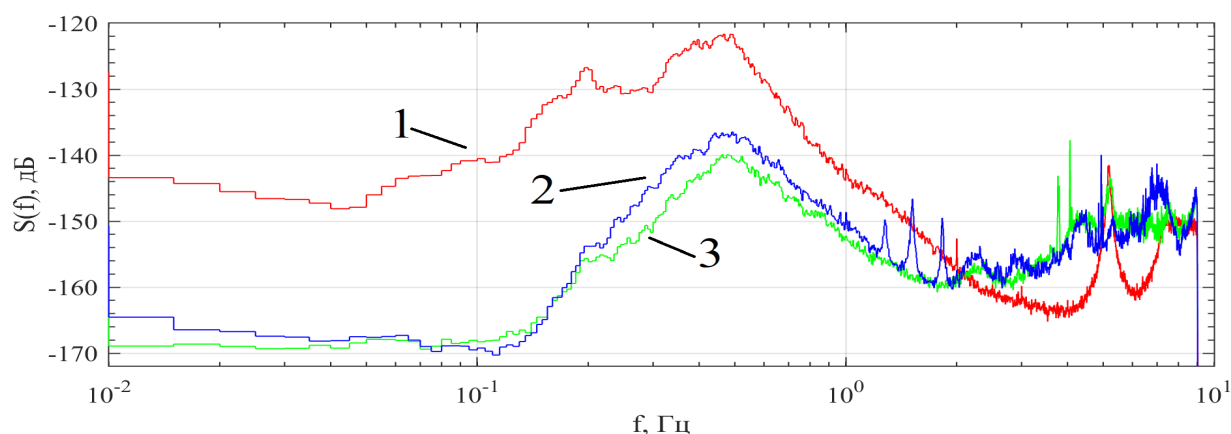


Рис. 2. Спектральные уровни вертикальной компоненты сейсмических шумов в диапазоне частот 0,01 – 1 Гц на станциях: 1 – Мыс Шульца, 2 – Залив Посьета, 3 – Владивосток

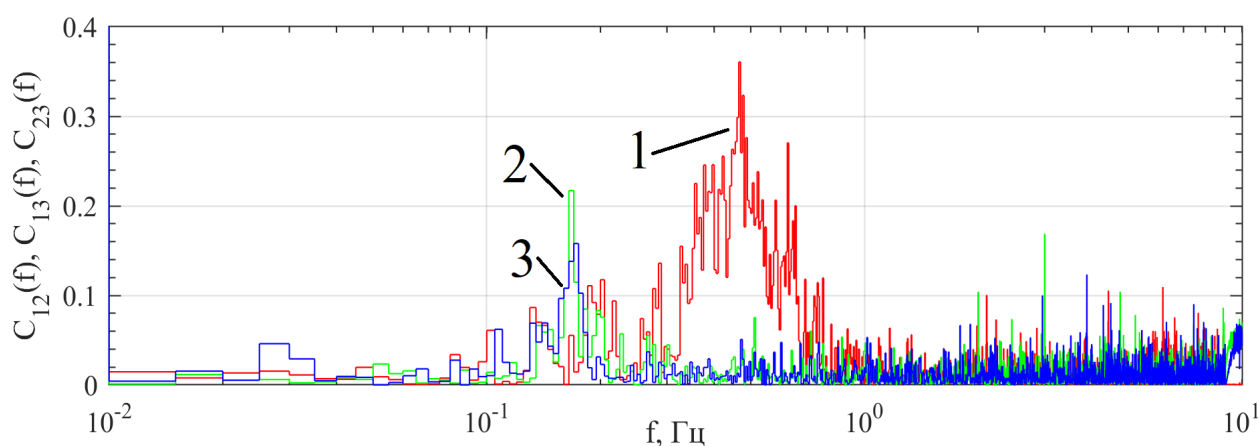


Рис. 3. Функции когерентности вертикальной компоненты сейсмических шумов в диапазоне частот 0,01 – 1 Гц станций: 1 – Мыс Шульца–Залив Посьета, 2 – Мыс Шульца–Владивосток, 3–Залив Посьета–Владивосток

На рисунке 3 показаны функции когерентности [4] сигналов данных станций на выделенных на рисунке 1 интервалах. Обращает на себя внимание всплеск до значения 0,35 функции когерентности сигналов станций Мыс Шульца – Залив Посьета в области частот

0,3–0,8 Гц и всплеск до значения 0,23 функции когерентности сигналов станций Залив Посьета–Владивосток вблизи 0,11 Гц, которые не обусловлены случайной природой данных сигналов.

На рисунке 4 показаны взаимно-корреляционные функции (ВКФ) выделенных на рисунке 1 фрагментов сигналов в полосе 0,1–1 Гц (область сравнительно высокой когерентности). В данной полосе частот максимум ВКФ станций Мыс Шульца–Залив Посьета составляет 0,48 и сдвинут на 42 с, в то время как для остальных станций уровень корреляции не превышает значения 0,035. Этот максимум взаимной корреляции сигналов станций Мыс Шульца и Залив Посьета наблюдался и наблюдается и в другие дни до настоящего времени. Разделив расстояние между станциями мыс Шульца и Залив Посьета (29 км) на задержку ВКФ (42 с), получаем скорость волнового движения 690 м/с, обусловившего данный всплеск корреляции.

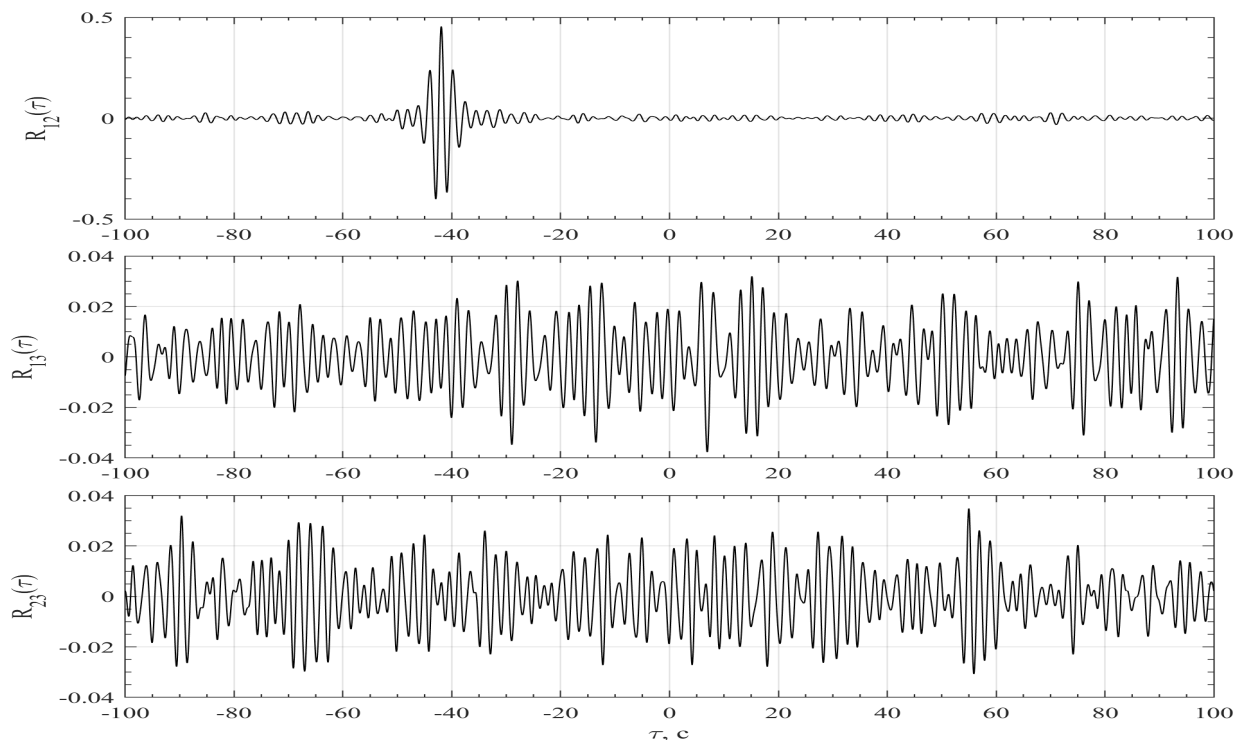


Рис. 4. Оценки начальных участков взаимно-корреляционных функций вертикальной компоненты сейсмических шумов в диапазоне частот 0,1 – 1 Гц станций (сверху вниз): Мыс Шульца–Залив Посьета, Мыс Шульца–Владивосток, Залив Посьета–Владивосток

### Выводы

1. В полосе частот 0,2–0,8 Гц наблюдается сдвинутый на 42 с устойчивый максимум (до 0,5) взаимно-корреляционной функции вертикальной компоненты сейсмических шумов станций Мыс Шульца–Залив Посьета.

2. Максимальное значение взаимно-корреляционной функции вертикальных компонент сейсмического фона для станций Мыс Шульца–Владивосток и Залив Посьета–Владивосток не превышает значения 0,04, что позволяет считать сигналы данных станций некоррелированными.

### 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. Горовой С.В., Наумов С.Б. Сравнительный анализ сейсмических сигналов, одновременно зарегистрированных разными сейсмостанциями в Приморском крае // XI Всероссийский симпозиум «Физика геосфер» Владивосток, 9 – 14 сентября 2019 г. С. 370-374.
3. Новиков А.К. Полиспектральный анализ. СПб.: ЦНИИ им. акад. А.Н. Крылова. 2002. 180 с.



# ФЛУКТУАЦИИ ИНТЕНСИВНОСТИ НИЗКОЧАСТОТНОГО ЗВУКА В МЕЛКОВОДНЫХ МОРЯХ АРКТИКИ СО СЛУЧАЙНО-НЕОДНОРОДНЫМ ИМПЕДАНСОМ ДНА

О.Э. Гулин, И.О. Ярошук

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

В последнее время в связи с интенсификацией исследований в Арктике усилился интерес к изучению особенностей распространения низкочастотного звука в шельфовой зоне арктических морей [1, 2]. С акустической точки зрения на этих акваториях распространение звука происходит в условиях мелководного волновода с однородным распределением скорости звука по глубине и весьма разнообразными свойствами донных осадков. Действительно, в работе [1] указано, что верхний слой донных отложений на арктическом шельфе представляет собой, как правило, неконсолидированные или слабо консолидированные осадки, которые характеризуются присутствием различных структур, от слоистых серий длиной до десятка километров, до узких вертикальных каналов, связанных с выходами природных газов с кратерами на границе вода-дно. В составе материала данных структур наблюдается чередование участков мерзлых, талых и газонасыщенных грунтов [3] со значительной дисперсией значений скорости звука  $c_1$  и плотности  $\rho_1$ . Таким образом, верхняя часть осадочной толщи дна арктического шельфа является средой с существенно неоднородным пространственным распределением основных акустических параметров  $c_1$ ,  $\rho_1$ . Это дает возможность рассматривать импеданс как случайную пространственную функцию, и исследовать статистическую задачу о распространении звука в волноводе мелкого моря с горизонтальными флуктуациями импеданса дна вдоль трассы. Статистический анализ данной задачи позволяет сделать достаточно представительные выводы о средних характеристиках акустического поля при распространении звука на акваториях арктического шельфа. В [1,2] в детерминированной постановке рассмотрено распространение низкочастотного звука для нескольких коротких трасс (длиной 5 км) шельфа Карского моря с неоднородным дном. Статистическая же задача о влиянии флуктуирующего импеданса дна на распространение звукового сигнала в волноводе мелкого моря, по-видимому, сформулирована и рассмотрена впервые.

Монохроматическое звуковое поле круговой частоты  $\omega$  в неоднородном по трассе волноводе мелкого моря описывается линейными уравнениями акустики с подходящими граничными условиями, которые ставятся на основании непрерывности звукового давления и компонент скорости при переходе через границы раздела. Для сред с потерями подразумевается также выполнение условия предельного поглощения. При постоянной плотности  $\rho$  в воде для акустического давления  $p$  уравнения акустики сводятся к уравнению Гельмгольца вида

$$\left( r^{-1} \frac{\partial}{\partial r} \left( r \frac{\partial}{\partial r} \right) + \frac{\partial^2}{\partial z^2} + \frac{\omega^2}{c^2} \right) p(r, z) = - \frac{\delta(r) \delta(z - z_0)}{2\pi r}, \quad (1)$$

где  $(r, z)$  - координаты цилиндрической системы,  $r$  направлена горизонтально, а точечный источник излучения расположен в точке  $(r = 0, z = z_0)$  (аксиально-симметричная постановка задачи),  $c$  - скорость звука в воде. Пусть граничное условие на морской поверхности  $p(r, 0) = 0$ , а условие на дне  $(z = H)$  соответствует непрерывности давления и нормальной к границе  $H$

компоненты скорости. В волновой зоне источника поле  $p(r, z)$  ищем с помощью разложения по локальным модам нерегулярного волновода:

$$p(r, z) = \sum_m G_m(r) \varphi_m(r, z); \quad \frac{\partial^2}{\partial z^2} \varphi_m(r, z) + [k^2 - \kappa_m^2(r)] \varphi_m(r, z) = 0. \quad (2)$$

В (2)  $k = \omega/c$ ,  $\kappa_m(r)$  - собственные значения,  $m = 1, 2, \dots$ ,  $\varphi_m$  - собственные функции задачи Штурма-Лиувилля, которые на поверхности и на дне океана удовлетворяют условиям:

$$\varphi_m(r, 0) = 0, \quad \varphi_m(r, H) + g_m(r) \varphi'_m(r, H) = 0, \quad (\varphi'_m = \partial \varphi_m(r, z) / \partial z). \quad (3)$$

Функция  $g_m(r)$  в (3) характеризует импеданс проницаемого дна и является случайной функцией благодаря флуктуациям скорости звука  $c_1$  и плотности  $\rho_1$  в дне. При этом из (2)-(3) очевидно, что локальные моды волновода также будут случайными функциями  $r$ . В нерегулярном волноводе в приближении рассеяния вперед амплитуды мод  $G_m(r)$  определяются следующим решением [4-6], приведенным в матричной форме:

$$G(r) = \{G_m(r)\} = A(r) \exp \left\{ \int_0^r [ik(\xi) - (\kappa(\xi)V(\xi)\kappa^{-1}(\xi) - V^T(\xi))/2] d\xi \right\} b(0), \quad (4)$$

где  $\kappa(r)$  - диагональная матрица собственных значений  $\{\kappa_m(r)\}$ ,  $\kappa_m r \gg 1$ ,  $A(r) = (i/8\pi r)^{1/2} \kappa^{-1/2}(r) \kappa^{-1/2}(0)$ , а  $b(0) = \{\varphi_m(0, z_0) \kappa_m^{1/2}(0)\}$  - вектор-столбец начальных амплитуд мод,  $\exp\{\dots\}$  -

матричная экспонента. В (4)  $V(r)$  - матрица с элементами  $V_{mn}(r) = \int_0^\infty \frac{\varphi_m(r, z)}{\rho(r, z)} \frac{\partial \varphi_n(r, z)}{\partial r} dz$ , а  $V^T(r)$

- транспонированная матрица  $V$ . Последние описывают межмодовое взаимодействие из-за горизонтальных изменений, вызванных флуктуациями скорости звука и плотности в дне. Вычисляя поле давления  $p(r, z)$  согласно (2)-(4) для каждой случайной реализации  $c_1(z, r)$ ,  $\rho_1$  из ансамбля  $N$  реализаций, нетрудно получить изменение средней интенсивности, или среднюю функцию потерь при распространении звука вдоль трассы в случайно-неоднородном волноводе (угловые скобки означают статистическое усреднение):

$$\langle I \rangle = \langle |p|^2 \rangle = \sum_n \langle |G_n|^2 |\varphi_n|^2 \rangle + \sum_{(n \neq m)} \langle G_n G_m^* (\varphi_n \varphi_m^*) \rangle. \quad (5)$$

Выражение для второго нормированного статистического момента  $S = (\langle I^2 \rangle - \langle I \rangle^2)^{1/2} / \langle I \rangle$  описывает флуктуации интенсивности при распространении звука в волноводе.

Для проведения численного анализа привязываемся к параметрам, которые согласно работам [1,2] характерны для шельфовых зон арктических морей, в частности, Карского моря (при отсутствии на поверхности ледового покрова). Будем рассматривать мелководный волновод с глубиной 30 м с горизонтальными поверхностью и дном, имеющий однородные профили скорости звука  $c = 1460$  м/с и плотности  $\rho = 1$  г/см<sup>3</sup>, в котором происходит распространение тонального звукового сигнала частоты 250 Гц. Дно представляет собой жидкое поглощающее полупространство неконсолидированных осадков с показателем преломления на границе вода-дно  $n = (c/c_1)(1 + i\beta_1)$ ,  $\beta_1 = 0,02$ . Параметры дна,  $c_1(z, r)$ ,  $\rho_1(r)$ , случайно изменяются вдоль трассы распространения сигнала. Следуя данным измерений [1,2], полагаем  $\rho_1(r) = \langle \rho_1 \rangle = 1,85$  г/см<sup>3</sup>. Для скорости звука в дне рассмотрим два гауссовых случайных процесса:  $c_1(r) = \langle c_1 \rangle + \delta c_1(r)$  (рис. 1) с корреляционной функцией:  $B_{c_1}(r_2 - r_1) = \sigma_{c_1}^2 \exp(-|r_2 - r_1|/L_r)$  и  $c_1(z, r) = \langle c_1 \rangle + \delta c_1(z, r)$  с корреляционной функцией:  $B_{c_1}(z_2 - z_1, r_2 - r_1) = \sigma_{c_1}^2 \exp(-|z_2 - z_1|/L_z - |r_2 - r_1|/L_r)$ . Для второго положим, что в вертикальном направлении

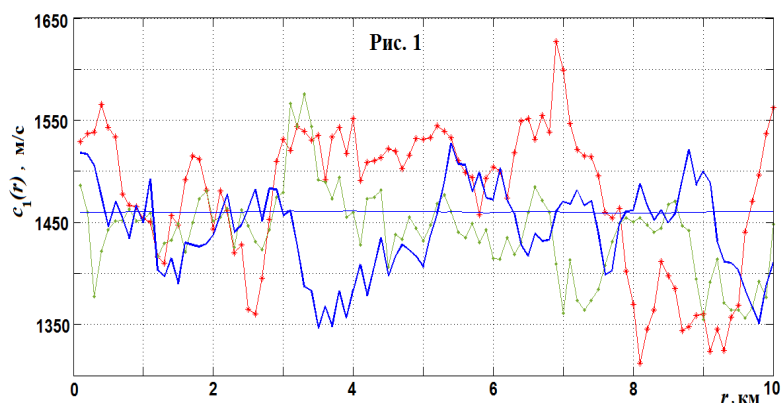


Рис. 1. Три произвольных случайных реализации скорости звука в дне,  $L_r = 1$  км.

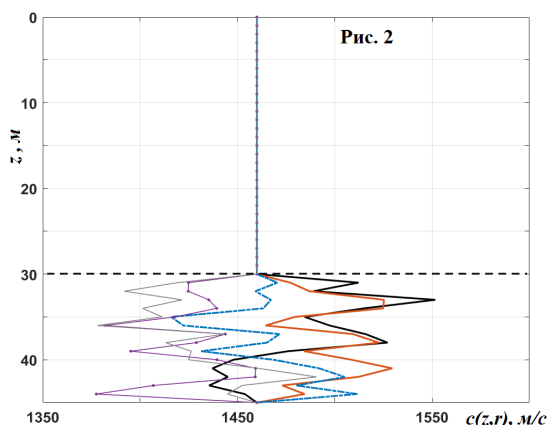


Рис. 2. Пример распределения скорости звука в воде и в жидких донных осадках для пяти случайных реализаций произвольного номера.  $z = 30$  м - граница раздела вода-осадки.

Флуктуации происходят в придонном осадочном слое толщины 12 м (рис. 2), а ниже - полупространство с  $c_1 = c = 1460$  м/с. На основании данных обработки [1,2], а также сведений из работы [7], характерный масштаб изменения неоднородностей  $L_r$  выбран равным 1 км, а интенсивность флуктуаций  $\sigma_{c_1}^2 = \langle (\delta c_1 / \langle c_1 \rangle)^2 \rangle = 1,7 \cdot 10^{-3}$  ( $|\delta c_1| \approx 60$  м/с). Характерный масштаб изменения неоднородностей по глубине для второго случая выбран  $L_z = 10$  м. В процессе численного моделирования был рассмотрен ансамбль реализаций  $N = 10^3$ . Из рис. 3 хорошо видно, что флуктуации импеданса дна, так же, как и флуктуации скорости звука в водном слое [17-19], приводят к существенному замедлению спада интенсивности вдоль трассы, что хорошо заметно уже для небольших расстояний.

Например, уровень средней интенсивности на дистанции 3 км располагается на 10 дБ выше, чем для детерминированного (когда  $\delta c_1 = 0$ ) волновода, а на дистанции 5 км отличие составляет около 20 дБ. На рис. 4 приведен график флуктуаций интенсивности (индекса сцинтилляций) по трассе распространения сигнала. Хорошо видно, что флуктуации интенсивности  $S$  развиваются достаточно быстро. Уже на расстояниях 1,5-2 км от источника  $S$  начинает заметно превышать 1. Возникновение сильных флуктуаций интенсивности в волноводе означает увеличение разброса уровней в отдельных реализациях [11]. Представленные результаты статистического моделирования прогнозируют ожидания относительно уровней интенсивности распространяющегося сигнала в мелководном волноводе с сильно проницаемым (в среднем) дном. Они наглядно демонстрируют быструю стохастизацию сигнала в таком волноводе при одновременном ослаблении затухания его интенсивности. Так же, как и в случае флуктуаций скорости звука в воде, величина описываемых эффектов определяется средней проницаемостью дна волновода и горизонтальным масштабом неоднородностей дна  $L_r$ . Чем более отражающим ("жестким" или

"мягким") является дно при фиксированном  $L_r$ , тем менее выраженными становятся описанные статистические эффекты.

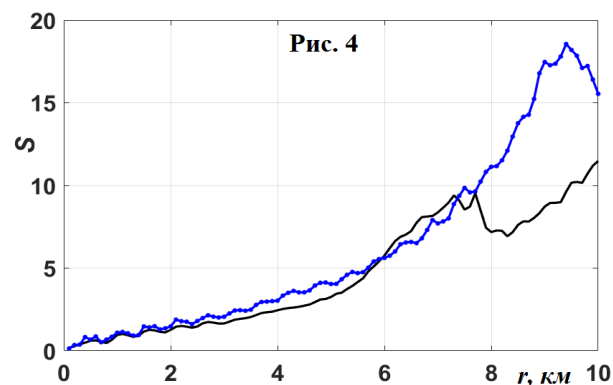
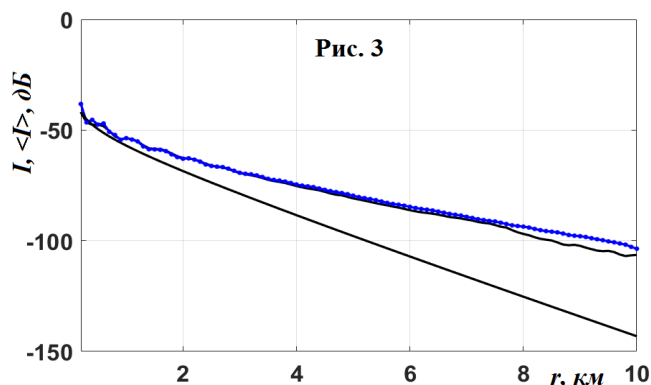


Рис. 3. Сравнение средней интенсивности (потери) в волноводах со случайным полем  $c_1(z,r)$  и  $c_1(r)$ .  $H = 30$  м,  $z = z_0 = 14$  м. Маркерная кривая - волновод со случайным  $c_1(r)$ , нижняя кривая - детерминированное решение ( $\delta c_1 = 0$ ), усредненное по пространственным осцилляциям.

Рис. 4. Развитие флуктуаций интенсивности  $S$ , соответствующих кривым рис. 3.

#### Литература

1. Григорьев В.А., Петников В.Г. и др. // Акуст. журн. 2018. 64. № 3. С. 342-358.
2. Волков М.В., Григорьев В.А. и др. // Тр. XXXII Сессии РАО. 2019. С. 266-272.
3. Яшин Д.С., Ким Б.И. // Геология нефти и газа. 2007. 4. С.25-29.
4. Гулин О.Э. // Акуст. журн. 2008. Т. 54. № 4. С. 575-586.
5. Гулин О.Э. // Акуст. журн. 2010. Т. 56. № 5. С. 642-650.
6. Gulin O.E. // Acoust. Phys. 2010. 56 (5). P. 613-622.
7. Ярошук И.О., Гулин О.Э. Метод статистического моделирования в задачах гидроакустики. Владивосток: Дальнаука. 2002. 352 с.
8. Гулин О.Э., Ярошук И.О. // Акуст. журн. 2017. 63. № 2. С. 158-164.
9. Гулин О.Э., Ярошук И.О. // Акуст. журн. 2018. 64. № 2. С. 186-190.
10. Zhu F., Gulin O.E., Yaroshchuk I.O. // Appl. Sci. 2019. 9 (9). 1841.
11. Gulin O.E., Yaroshchuk I.O. // Proc. of Meet. on Acoust. 2015. 24. 070027.

# ИНТЕГРАЛЬНЫЕ МАГНИТУДНЫЕ ИНВАРИАНТЫ В ГЛОБАЛЬНОЙ ВЕРСИИ И ПО РАСПРЕДЕЛЕНИЮ В ФИЗИКЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Г.И. Долгих<sup>1</sup>, А.В. Мишаков<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup>Школа естественных наук Дальневосточного федерального университета

Напомним, что 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]).

Кроме того, в работе [7] были введены ещё 3 магнитудные величины: 8-я ( $L_c(M)$ ), 9-я ( $m_c(M)$ ) и 10-я ( $F_c(M)$ ). Теперь, привлекая все 10 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  $M$ , применяемых в среднем для всех сейсмоактивных регионов планеты:

$$T = T(M) = T_M = 10^{\alpha_0 M - b_0} \text{ лет}, \quad (1)$$

$$\Delta t = \Delta t(M) = \Delta t_M = 10^{\alpha_1 M - b_1} \text{ лет}, \quad (2)$$

$$r_c = r_c(M) = r_{cM} = 10^{\alpha_2 M - b_2} \text{ км}, \quad (3)$$

$$\Delta W = \Delta W(M) = \Delta W_M = 10^{\alpha_3 M - b_3} \text{ Дж}, \quad (4)$$

$$E_c = E_c(M) = E_{cM} = 10^{\alpha_4 M - b_4} \text{ Дж}, \quad (5)$$

$$V_c = V_c(M) = V_{cM} = 10^{\alpha_5 M - b_5} \text{ км}^3, \quad (6)$$

$$N = N(M) = N_M = 10^{\alpha_6 M - b_6}, \quad (7)$$

$$L_c = L_c(M) = L_{cM} = 10^{\alpha_7 M - b_7} \text{ км}, \quad (8)$$

$$m_c = m_c(M) = m_{cM} = 10^{\alpha_8 M - b_8}, \quad (9)$$

$$F_c = F_c(M) = F_{cM} = 10^{\alpha_9 M - b_9} \text{ Дж/км}, \quad (10)$$

где

$$\left. \begin{array}{llll} \alpha_0 = 0,5, & b_0 = 2,1; & \alpha_0 = 0,26, & b_0 = 3,50; \\ \alpha_1 = 0,5, & b_1 = 2,28; & \alpha_2 = 1,5, & b_2 = -7,18; \\ \alpha_3 = 1,5, & b_3 = -4,8; & \alpha_4 = 1,5, & b_4 = 6,2; \\ \alpha_5 = -1, & b_5 = -5; & \alpha_6 = 0,5, & b_6 = 2,07; \\ \alpha_7 = 1,5, & b_7 = -3,23; & \alpha_8 = 1, & b_8 = -7,56. \end{array} \right\} \quad (11)$$

Здесь соотношения (1) и (2) являются соответственно 1-ой и 2-ой формулами Зубкова [8], 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 [9, 10] для радиуса очага землетрясения (сейсмического очага) в сферическом приближении. Выражение (5) является формулой (энергетическим законом) Гутенберга-Рихтера [11, 12, 10] для сейсмической энергии кóрового (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). 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 [13 – 15, 10]:  $E_c = \varepsilon V_c$ , где  $\varepsilon = \varepsilon_k = 10^3 \text{ эрг/см}^3 = 10^{11} \text{ Дж/км}^3$  является средней (критической) объёмной плотностью сейсмической энергии в очаге землетрясения. Соотношение (7) определяет 7-ую магнитудную величину  $N(M)$ , т.е. закон повторяемости [16 – 18] землетрясений или частотный закон Гутенберга – Рихтера [11, 19, 4]. При этом  $N$  – среднее количество землетрясений с магнитудой, равной или большей  $M$ , в том или ином сейсмоактивном регионе планеты (со средней его площадью  $S$ ) за определённый промежуток времени (обычно за год [14, 18, 20]). В соотношениях (11) приведены [4] типичные значения параметров величины (7):  $a_5 = -1$ ,  $b_5 = -5$ , применимые в среднем для всех сейсмоактивных регионов земного шара.

Восьмая магнитудная величина (8) представляет собой средний поперечник сейсмического очага в кубическом приближении, общепланетарная регрессия которого от магнитуды также хорошо известна [15, 10]. При этом величина  $L_c(M)$  согласована с точностью до неизбежных ошибок округления с величинами (6) и (3) при учете (11) простым соотношением [10]:  $V_{cm} = L_{cm}^3 = (4\pi/3)r_{cm}^3$ . Девятая магнитудная величина (9) представляет собой оценочную массу сейсмического очага в зависимости от магнитуды  $M$  [7]. И, наконец, десятая магнитудная величина (10) представляет собой силу сотрясения  $F_c$  пород в очаге землетрясения в зависимости от магнитуды  $M$  [7].

Очевидно, что любой определённый интеграл от магнитудной величины не зависит от магнитуды, что формально удовлетворяет определению магнитудного инварианта, введённому в работе [1, 2]. Поэтому мы имеем дело с целым ансамблем *интегральных магнитудных инвариантов* в сейсмологии, которые являются, таким образом, третьим типом магнитудных инвариантов (МИ) наряду с двумя первыми, рассмотренными в [1, 2]. Обозначая такой интегральный магнитудный инвариант (ИМИ) символом  $\Psi$ , имеем:

$$\Psi = \int_{M_1}^{M_2} \psi(M) dM, \quad (12)$$

где  $\psi(M)$  – магнитудные величины (1) – (10).

Введём обобщённую (до конкретизации соответствующих коэффициентов) магнитудную величину  $\psi(M)$  в виде:

$$\psi(M) = 10^{\alpha M - \beta}, \quad (13)$$

где  $\alpha$  – это  $a, a_0, a_i$  ( $i = \overline{1, 8}$ ), а  $\beta$  – соответственно  $b, b_0, b_i$  ( $i = \overline{1, 8}$ ) из (11) для соответствующих магнитудных величин (1) – (10). Подставляя (13) в (12) и затем вычисляя интеграл в пределах от  $M_1$  до  $M_2$ , получаем:

$$\Psi = 10^{\alpha M_1 - \beta} [10^{\alpha(M_2 - M_1)} - 1] / (\alpha \ln 10). \quad (14)$$

Возьмем сначала

$$M_1 = M_{\min}, \quad M_2 = M_{\max}, \quad (15)$$

где  $M_{\min}$  и  $M_{\max}$  соответственно минимальная и максимальная магнитуды.

Назовём ИМИ (14) при подстановке в него соотношений (15) интегральным магнитудным инвариантом в глобальной версии или глобальным интегральным магнитудным инвариантом (ГИМИ). Для ГИМИ будут использованы фигурные скобки  $\{\dots\}$  и значок суммирования (интегрирования)  $\Sigma$  по всем магнитудам (по всей глобальной магнитудной шкале), записанный в ковариантной (нижней) позиции при этих скобках.

Подставляя (15) в (14), получаем обобщённый ГИМИ в виде [3]:

$$\{\Psi\}_{\Sigma} = 10^{\alpha M_{\min} - \beta} [10^{\alpha(M_{\max} - M_{\min})} - 1] / (\alpha \ln 10). \quad (16)$$

В работе [6] были обоснованы два расчётных варианта «пробега» магнитуд:

$$\text{от } M_{\min} = -2,5 \text{ до } M_{\max} = 9,5 \text{ (1-ый вариант),} \quad (17a)$$

$$\text{от } M_{\min} = 1,5 \text{ до } M_{\max} = 9,5 \text{ (2-ой вариант).} \quad (17b)$$

Подставляя (17a) и (17b) в (16), соответственно имеем два вида ГИМИ:

$$\{\Psi\}_{\Sigma} = \begin{cases} 10^{-(5\alpha/2+\beta)} (10^{12\alpha} - 1) / (\alpha \ln 10) & \text{(в 1-ом варианте),} \\ 10^{(3\alpha/2-\beta)} (10^{8\alpha} - 1) / (\alpha \ln 10) & \text{(во 2-ом варианте).} \end{cases} \quad (18)$$

Магнитудные функция распределения  $F(M)$  и плотность распределения вероятностей  $f(M)$  были получены в [6], и записываются соответственно следующими формулами:

$$F(M) = \begin{cases} 0 & , \text{ если } M \leq M_{\min} , \\ 1 - 10^{\alpha_{\Sigma}(M - M_{\min})} & , \text{ если } M > M_{\min} , \end{cases} \quad (19)$$

$$f(M) = \begin{cases} 0 & , \text{ если } M \leq M_{\min} , \\ -\alpha_{\Sigma} \ln 10 \cdot 10^{\alpha_{\Sigma}(M - M_{\min})} & , \text{ если } M > M_{\min} . \end{cases} \quad (20)$$

Используя плотность магнитудного распределения вероятностей (20), нетрудно вычислить математические ожидания или средние по этому распределению суммарные по всем магнитудам величины (1) – (10), являющиеся *интегральными магнитудными инвариантами (ИМИ) по распределению (ИМИР)*. Для вышеперечисленных ИМИР будут использованы угловые скобки усреднения  $\langle \dots \rangle$  и значок суммирования (интегрирования)  $\Sigma$  по всем магнитудам, записанный в ковариантной (нижней) позиции при этих скобках.

С учетом обобщенной магнитудной величины (13) и плотности магнитудного распределения (20) имеем по определению обобщённый ИМИР [3]:

$$\begin{aligned} \langle \Psi \rangle_{\Sigma} &\equiv \langle \psi(M) \rangle = \int_{-\infty}^{\infty} \psi(M) f(M) dM = \int_{M_{\min}}^{M_{\max}} \psi(M) f(M) dM = \\ &= -\frac{\alpha_{\Sigma}}{\alpha + \alpha_{\Sigma}} \cdot 10^{\alpha M_{\min} - \beta} [10^{(\alpha + \alpha_{\Sigma})(M_{\max} - M_{\min})} - 1]. \end{aligned} \quad (21)$$

Здесь было использовано [6], что пределы интегрирования от  $-\infty$  до  $\infty$  можно заменить с большой точностью на пределы интегрирования от  $M_{\min}$  до  $M_{\max}$ , поскольку

$$1 = \int_{-\infty}^{\infty} f(M) dM = \int_{M_{\min}}^{M_{\max}} f(M) dM = 1 - 10^{\alpha_{\Sigma}(M_{\max} - M_{\min})}, \quad (21a)$$

и с учетом (17a) и (17b) при  $\alpha_{\Sigma} = -1$  из [11]:

$$10^{\alpha_{\pm}(M_{\max}-M_{\min})} = \left. \begin{array}{l} \left\{ \begin{array}{l} 10^{-12} \text{ (в 1-ом варианте),} \\ 10^{-8} \text{ (во 2-ом варианте),} \end{array} \right\} = 0 \\ \text{с огромной степенью точности, так что можно} \\ \text{писать с физической точки зрения (как в 1-ом,} \\ \text{так и во 2-ом вариантах) именно (=0), а не (\approx 0).} \end{array} \right\} \quad (21\text{в})$$

Подставляя в (21)  $\alpha_{\pm} = -1$  из (11), получаем обобщённый ИМИР в виде [3]:

$$\langle \Psi \rangle_{\pm} = 10^{\alpha M_{\min} - \beta} [10^{(\alpha-1)(M_{\max}-M_{\min})} - 1] / (\alpha - 1). \quad (21')$$

Теперь учитывая в (21')  $M_{\max} = 9,5$ ,  $M_{\min} = -2,5$  (в 1-ом варианте) и  $M_{\min} = 1,5$  (во 2-ом варианте), имеем соответственно 2 вида ИМИР:

$$\langle \Psi \rangle_{\pm} = \left\{ \begin{array}{l} 10^{-(5\alpha/2+\beta)} [10^{12(\alpha-1)} - 1] / (\alpha - 1) \text{ (в 1-ом варианте),} \\ 10^{3\alpha/2-\beta} [10^{8(\alpha-1)} - 1] / (\alpha - 1) \text{ (во 2-ом варианте).} \end{array} \right. \quad (22)$$

При этом здесь надо учитывать особый случай  $\alpha = 1$ . В этом случае конструкция-сомножитель  $[10^{12(\alpha-1)} - 1] / (\alpha - 1)$  или  $[10^{8(\alpha-1)} - 1] / (\alpha - 1)$  даёт неопределённость  $0/0$ , которую надо раскрыть по правилу Лопиталья. Например,

$$\lim_{\alpha \rightarrow 1} \frac{[10^{12(\alpha-1)} - 1]}{(\alpha-1)} = \lim_{\alpha \rightarrow 1} \frac{[10^{12(\alpha-1)} - 1]'}{(\alpha-1)'}_{\alpha} = \lim_{\alpha \rightarrow 1} \frac{[10^{12(\alpha-1)} \ln 10]}{1} = \ln 10. \quad (23)$$

Аналогично имеем:

$$\lim_{\alpha \rightarrow 1} \frac{[10^{8(\alpha-1)} - 1]}{(\alpha-1)} = \ln 10. \quad (23')$$

Вычислим ГИМИ (18) и ИМИР (22) в 2-х вариантах конкретно для каждой магнитудной величины из (1) – (10) с учётом (11). Подставляя в (18) вместо символа  $\Psi$  символы магнитудных величин (1) – (10), а вместо  $\alpha$  и  $\beta$  соответствующие значения  $\alpha, \alpha_0, \alpha_i$  ( $i = \overline{1, 8}$ ) и  $b, b_0, b_i$  ( $i = \overline{1, 8}$ ) из (11), получаем последовательно ГИМИ для 2-х вариантов выбора  $M_{\min}$  (эти значения совпадают для 2-х вариантов, кроме частотной характеристики  $N$ , которую приведём отдельно для 1-го и отдельно для 2-го вариантов «пробега» магнитуд):

$$\left. \begin{array}{l} \{T\}_{\pm} \simeq 388 \text{ лет}, \{\Delta t\}_{\pm} \simeq 1,56 \cdot 10^{-1} \text{ лет} \simeq 57 \text{ сут.}, \{r_c\}_{\pm} \simeq 256 \text{ км}, \\ \{\Delta W\}_{\pm} \simeq 7,79 \cdot 10^{20} \text{ Дж}, \{E_c\}_{\pm} \simeq 3,25 \cdot 10^{18} \text{ Дж}, \{V_c\}_{\pm} \simeq 3,25 \cdot 10^7 \text{ км}^3, \\ \{N\}_{\pm} \simeq 1,373 \cdot 10^7 \approx 1,37 \cdot 10^7 \text{ (в 1-ом варианте),} \\ \{N\}_{\pm} \simeq 1,373 \cdot 10^3 \approx 1,37 \cdot 10^3 \text{ (во 2-ом варианте),} \\ \{L_c\}_{\pm} \simeq 416 \text{ км}, \{m_c\}_{\pm} \simeq 8,74 \cdot 10^{16} \text{ т}, \{F_c\}_{\pm} \simeq 4,99 \cdot 10^{16} \frac{\text{Дж}}{\text{км}} = 4,99 \cdot 10^4 \text{ ГН.} \end{array} \right\} \quad (24)$$

В последнем ГИМИ использовано соответствие:  $10^{12} \frac{\text{Дж}}{\text{км}} = 1 \text{ ГН}$  (гиганьютон,  $\text{ГН} = 10^9 \text{ Н}$ ) [7]. Для второго ГИМИ приведенное значение в (24) относится, строго говоря, к 1-ому варианту выбора  $M_{\min}$ , т.к. для 2-го варианта «пробега» магнитуд это значение чуть-чуть отличается от 1-го варианта:

$$\{\Delta t\}_{\pm} \simeq 1,55 \cdot 10^{-1} \text{ лет} \simeq 56,4 \text{ сут} \simeq 56 \text{ сут.} \quad (24')$$

По сейсмологическому смыслу ГИМИ означают суммарные сейсмические характеристики по всей глобальной магнитудной шкале. Например,  $\{F_c\}_{\pm} \simeq 4,99 \cdot 10^{16} \text{ Дж/км}$



- означает суммарную (интегральную с интегрированием от  $M_{\min}$  до  $M_{\max}$ ) силу сотрясения пород во всех сейсмических очагах в течение выделенного промежутка времени (1 год) в общепланетарном смысле, т.е. в том или ином сейсмоактивном участке (в сейсмоактивном регионе) планеты, выбранном случайно со средней площадью для каждого  $\bar{S}$ . При этом  $\{N\}_Z$  в 1-ом и 2-ом вариантах отличаются на 4 порядка, т.к. частотные характеристики закономерно различаются для маломagnitudeного и высокомаagnitudeного секторов землетрясений. А вот временные, пространственные (объёмные), энергетические, массовые и силовые сейсмические характеристики не различаются по вариантам, т.к. они критически не зависят от маломagnitudeного сектора землетрясения: эти характеристики значимы и эволюционируют, по-видимому, начиная с magnitude  $M = 1,5$ .

Теперь, подставляя в (22) вместо символа  $\Psi$  символы magnitudeных величин (1) – (10), а вместо  $\alpha$  и  $\beta$  соответствующие значения  $a, a_0, a_i$  ( $i = \overline{1,8}$ ) и  $b, b_0, b_i$  ( $i = \overline{1,8}$ ) из (11), получаем последовательно ИМИР для 1-го варианта выбора  $M_{\min}$  (17а):

$$\left. \begin{aligned} \langle T \rangle_Z &\simeq 8,93 \cdot 10^{-4} \text{ лет} \simeq 7,8 \text{ час}, & \langle \Delta t \rangle_Z &\simeq 9,57 \cdot 10^{-5} \text{ лет} \simeq 50,3 \text{ мин}, \\ \langle r_c \rangle_Z &\simeq 5,90 \cdot 10^{-4} \text{ км} = 0,59 \text{ м}, & \langle \Delta W \rangle_Z &\simeq 5,38 \cdot 10^9 \text{ Дж}, \langle E_c \rangle_Z \simeq 2,24 \cdot 10^7 \text{ Дж}, \\ \langle V_c \rangle_Z &\simeq 2,24 \cdot 10^{-4} \text{ км}^3, & \langle N \rangle_Z &\simeq 1,58 \cdot 10^7, \langle L_c \rangle_Z \simeq 9,57 \cdot 10^{-4} \text{ км} \approx 0,96 \text{ м}, \\ \langle m_c \rangle_Z &\simeq 6,04 \cdot 10^5 \text{ т}, & \langle F_c \rangle_Z &\simeq 2,64 \cdot 10^5 \text{ Дж/км} = 2,64 \cdot 10^{-7} \text{ ГН}. \end{aligned} \right\} (25a)$$

В последнем ИМИР использовалось раскрытие неопределённости 0/0 согласно (23). Для 2-го варианта выбора  $M_{\min}$  (17в) аналогично имеем:

$$\left. \begin{aligned} \langle T \rangle_Z &\simeq 8,93 \cdot 10^{-2} \text{ лет} \simeq 32,6 \text{ сут}, & \langle \Delta t \rangle_Z &\simeq 1,05 \cdot 10^{-3} \text{ лет} \simeq 9,2 \text{ час}, \\ \langle r_c \rangle_Z &\simeq 5,90 \cdot 10^{-2} \text{ км} = 59 \text{ м}, & \langle \Delta W \rangle_Z &\simeq 5,38 \cdot 10^{13} \text{ Дж}, \langle E_c \rangle_Z \simeq 2,24 \cdot 10^{11} \text{ Дж}, \\ \langle V_c \rangle_Z &\simeq 2,24 \text{ км}^3, & \langle N \rangle_Z &\simeq 1,58 \cdot 10^3, \langle L_c \rangle_Z \simeq 9,57 \cdot 10^{-2} \text{ км} \approx 96 \text{ м}, \\ \langle m_c \rangle_Z &\simeq 6,04 \cdot 10^9 \text{ т}, & \langle F_c \rangle_Z &\simeq 2,64 \cdot 10^9 \text{ Дж/км} = 2,64 \cdot 10^{-3} \text{ ГН}. \end{aligned} \right\} (25b)$$

Также в последнем ИМИР использовалось раскрытие неопределённости 0/0 согласно (23').

Для результатов (25а) и (25в), как и для результатов (24), в принципе можно найти соответствующие сейсмологические интерпретации, которые возможно будут обсуждены в следующей работе, но нам важнее сейчас выявить соответствия между полученными ГИМИ, ИМИР и МИ из [1] (или более подробно из [2]). И эти соответствия для части полученных ГИМИ, ИМИР и МИ имеются.

Так, например, как для 1-го, так и для 2-го вариантов выбора минимальной возможной magnitude выполняется:

$$\{r_c\}_Z / \{T\}_Z = \langle r_c \rangle_Z / \langle T \rangle_Z = \{v_c\}_Z = \langle v_c \rangle_Z = \bar{\Phi}_2 = v_c \equiv v_{1c} \approx 0,66 \text{ км/год}, \quad (26)$$

где  $\bar{\Phi}_2 = v_c$  – 2-ой magnitudeный инвариант из [1, 2], который интерпретировался в этой работе с точностью до постоянного очевидного силового множителя как скорость (точнее, средняя скорость) передачи энергии (т.е. средняя мощность излучения или средний поток излучения энергии) извне в сейсмоактивную среду (систему). И эта средняя скорость (как выясняется в данной работе) не зависит от варианта выбора минимальной возможной magnitude, т.е. и здесь выполняется принцип подобия (масштабной инвариантности) сейсмических процессов [21, 22, 9].

Аналогично в 2-х вариантах выбора  $M_{\min}$  имеем один и тот же МИ из [1, 2], составленный из двух полученных ГИМИ и ИМИР:

$$\{E_c\}_Z / \{\Delta W\}_Z = \langle E_c \rangle_Z / \langle \Delta W \rangle_Z = \bar{\Phi}_{13} = E_{cM} / \Delta W_M \equiv \eta \approx 4 \cdot 10^{-3} = 0,4\%, \quad (27)$$

который является сейсмическим КПД для наших общепланетарных регрессий [2].

Также в обоих вариантах выбора  $M_{\min}$  для полученных ГИМИ и ИМИР выполняется закон Цубои [10, 13 – 15]:

$$\{E_c\}_Z / \{V_c\}_Z = \langle E_c \rangle_Z / \langle V_c \rangle_Z = \varepsilon, \quad (28)$$

где  $\varepsilon = \varepsilon_k = 10^{11}$  Дж/км<sup>3</sup> – средняя (критическая) объемная плотность сейсмической энергии в очаге землетрясения (или в «облаке» сейсмических микровозмущений объема  $V_c$  в 1-ом варианте выбора минимальной возможной магнитуды).

Аналогично в обоих вариантах выбора  $M_{\min}$  наблюдается для ИМИР приближенное соответствие с характерным инвариантным временем  $T_0$  из [1, 2], т.е.

$$\begin{aligned} \langle T_0 \rangle_Z &= [(\Delta t)_Z^\alpha / \langle T \rangle_Z^{\alpha_0}]^{1/(\alpha - \alpha_0)} \text{ лет} \approx 4,5 \text{ мин (в 1-ом варианте)} \approx \\ &\approx 4,7 \text{ мин (во 2-ом варианте)} \approx \Phi_1^{1/(\alpha - \alpha_0)} \text{ лет} = \\ &= (\Delta t_M^\alpha \cdot T_M^{-\alpha_0})^{1/(\alpha - \alpha_0)} \text{ лет} = T_0 \approx 5,1 \text{ мин} \end{aligned} \quad (29)$$

при  $\alpha = 0,5$  и  $\alpha_0 = 0,26$  из (11), что также свидетельствует в пользу принципа подобия (масштабной инвариантности) сейсмических процессов.

Для ГИМИ наблюдаем новое характерное инвариантное время с пока непонятной сейсмологической интерпретацией:

$$\begin{aligned} \{T_0\}_Z &= [(\Delta t)_Z^\alpha / \{T\}_Z^{\alpha_0}]^{1/(\alpha - \alpha_0)} \text{ лет} \approx 17,2 \text{ мин (в 1-ом варианте)} \approx \\ &\approx 17,0 \text{ мин (во 2-ом варианте)} \end{aligned} \quad (30)$$

при  $\alpha = 0,5$  и  $\alpha_0 = 0,26$  из (11).

И только для МИ  $\Phi_{12}^2 = V_{cM} / r_{cM}^3 = 4\pi/3$  из [1, 2] существенно не выполняется ни в каком варианте выбора  $M_{\min}$  «сферическое» соответствие для соответствующих ИМИР и ГИМИ, т.е.  $\langle V_c \rangle_Z \neq (4/3)\pi \langle r_c \rangle_Z^3$  и  $\{V_c\}_Z \neq (4/3)\pi \{r_c\}_Z^3$ . При этом левая и правая части данного соотношения различаются на порядки для ИМИР (левая часть больше правой), а для ГИМИ наблюдается обратная ситуация: левая часть меньше правой, но эти части сравнимы по порядку величин.

Аналогичная картина для ИМИР и ГИМИ наблюдается и в кубическом приближении:  $\langle V_c \rangle_Z \neq \langle L_c \rangle_Z^3$  и  $\{V_c\}_Z \neq \{L_c\}_Z^3$ . Это может означать, что понятие очага землетрясения, по-видимому, справедливо только для  $M > 5$ , для которых и были получены общепланетарные регрессии для  $r_c$  (см. по этому вопросу [15], а также [10]). Так как соответствие (26), где фигурируют величины  $\langle r_c \rangle_Z$  и  $\{r_c\}_Z$ , а также закон Цубои (28), где фигурируют величины  $\langle V_c \rangle_Z$  и  $\{V_c\}_Z$ , выполняются и для  $M < 5$ , то это означает, вероятнее всего, что в качестве  $r_c$  в маломagnitudeм секторе магнитудного распределения землетрясений следует брать не величину радиуса очага землетрясения, а некоторый характерный линейный размер «облака» («роя») микроземлетрясений – микровозмущений сейсмической среды (или «облака» сейсмического «шума» для  $M < 1$ ). Возможно, что очаг формируется у такого будущего землетрясения, которое произойдет лишь при магнитуде  $M > 5$ , если не  $M > 6$ . Возможно также, что соотношение сферического приближения из-за специфики рассмотренного магнитудного распределения землетрясений сильно «сдвинуто» в маломagnitudeм сектор этого распределения и обе части вышеприведённого неравенства для ИМИР имеют в этом случае разный смысл: левая (большая) часть относится к суммарному объёму «возмущений» (объёму «роя» микроземлетрясений), а правая (меньшая) часть относится к частичной области «возмущений», средний линейный размер которой и фигурирует в виде  $\langle r_c \rangle_Z$ , и из которых состоит суммарная область «возмущений», не разделяющаяся современными аппаратными средствами на отдельные частичные области. Поэтому для восстановления равенства в данном сферическом приближении надо придать обеим частям указанного неравенства одинаковый

смысл, т.е. разделить левую его часть на некоторое среднее число  $\langle N \rangle_{\Sigma}$  средних частичных областей «возмущений» (имеющих некоторый оценочный постоянный объём в среднем), которое ещё и зависит от варианта выбора  $M_{min}$ . Или, что эквивалентно, можно наоборот умножить правую часть либо на  $\langle N \rangle_{\Sigma}$ , либо на  $\{N\}_{\Sigma}$ , либо вообще на  $N_{tot}$  из [6] в обоих вариантах выбора  $M_{min}$ . В этом случае с учетом «поправочного» коэффициента в правой части сферического или кубического приближения в вычислении объема сейсмического очага вполне возможно, что понятие очага землетрясения будет справедливым и для  $M > 1,5$ . Несложный анализ ситуации приводит к более лучшему «поправочному» коэффициенту из 3-х предложенных:  $N_{tot}$  из [6] только во втором варианте «пробега» магнитуд сферического приближения в вычислении объёма сейсмического очага в смысле ИМИР:

$$\langle V_c \rangle_{\Sigma} \approx (4/3)\pi \langle r_c \rangle_{\Sigma}^3 \cdot N_{tot}, \quad (31)$$

где

$$N_{tot} \equiv N(M_{min}) = 3,16 \cdot 10^3 \text{ (во 2-ом варианте)}. \quad (32)$$

В этом случае имеем 20% ошибку в сопоставлении левой и правой частей (31). Эту ошибку можно снизить до 4%, если «средуцировать»  $N_{tot}$  до  $\bar{N}_{tot}$ , где из [6] величина  $N_{tot}$  (общее число землетрясений всех магнитуд за год в общепланетарном смысле, т.е. в том или ином сейсмоактивном участке (сейсмоактивном регионе) планеты, выбранном случайно со средней площадью для каждого  $\bar{S}$ ) даётся формулой [6]:

$$N_{tot} \equiv N(M_{min}) = 10^{\alpha_S M_{min} - b_S}, \quad (33)$$

а коэффициенты  $\alpha_S$  и  $b_S$  берутся из (11). Легко видно, что нужный результат достигается при сдвиге  $M_{min}$  в более высокомагнитную часть всего лишь на 0,1, т.е. при выборе  $M_{min} = 1,6$ , что даёт в (33) при  $\alpha_S = -1$  и  $b_S = -5$  следующую редукцию:

$$\bar{N}_{tot} \equiv N(M_{min}) = 10^{5 - M_{min}} = 10^{5 - 1,6} = 10^{3,4} \approx 2,512 \cdot 10^3, \quad (33')$$

а, значит, даёт и более лучшее соответствие:

$$\langle V_c \rangle_{\Sigma} \approx (4/3)\pi \langle r_c \rangle_{\Sigma}^3 \cdot \bar{N}_{tot}, \quad (34)$$

с уже более малой (4%-ой) ошибкой соответствия.

Проверка на соответствие комбинаций ИМИР и ГИМИ для  $E_c$ ,  $r_c$ ,  $F_c$  и  $N$  друг с другом привела только к одному нетривиальному соотношению в обоих вариантах выбора  $M_{min}$ :

$$\langle F_c \rangle_{\Sigma} \{N\}_{\Sigma} = F_{cN}, \quad (35)$$

где  $F_{cN}$  - 9-ый (в частотной версии) магнитудный инвариант в сопряжении с частотным законом Гутенберга-Рихтера, т.е. частотно-инвариантная сила сотрясения пород в сейсмическом очаге [7]. Значение этой силы, взятое из [7], составило:

$$F_{cN} \approx 3,63 \cdot 10^{12} \text{ Дж/км} = 3,63 \text{ ГН}, \quad (35a)$$

при этом значения  $\langle F_c \rangle_{\Sigma}$  и  $\{N\}_{\Sigma}$  нужно брать с точностью до 3-го знака после запятой:

$$\left. \begin{aligned} \langle F_c \rangle_{\Sigma} &\approx 2,644 \cdot 10^5 \text{ Дж/км} = 2,644 \cdot 10^{-7} \text{ ГН}, \{N\}_{\Sigma} \approx 1,373 \cdot 10^7 \text{ ( в 1 - ом варианте),} \\ \langle F_c \rangle_{\Sigma} &\approx 2,644 \cdot 10^9 \text{ Дж/км} = 2,644 \cdot 10^{-3} \text{ ГН}, \{N\}_{\Sigma} \approx 1,373 \cdot 10^3 \text{ ( во 2 - ом варианте).} \end{aligned} \right\} \quad (35b)$$

Данный сейсмологический «артефакт» требует дальнейшего осмысления.

Что касается новых кинематических характеристик, связанных с ИМИР и ГИМИ, то они появились. Речь идёт о 5-ти новых инвариантных сейсмических скоростях (в обоих вариантах), не считая уже упомянутую скорость  $v_{1c}$  (см. (26)):

$$\langle \bar{v}_{1c} \rangle_{\Sigma} = \frac{\langle L_c \rangle_{\Sigma}}{\langle T \rangle_{\Sigma}} = \frac{\langle L_c \rangle_{\Sigma}}{\langle T \rangle_{\Sigma}} = \{ \bar{v}_{1c} \}_{\Sigma} \approx 1,07 \frac{\text{км}}{\text{год}} \approx 1,22 \cdot 10^{-4} \frac{\text{км}}{\text{ч}} \approx 3,4 \frac{\text{мм}}{\text{с}} \text{ (в обоих вариантах)}, \quad (36)$$

$$\langle v_{2c} \rangle_{\Sigma} = \frac{\langle v_c \rangle_{\Sigma}}{\langle \Delta t \rangle_{\Sigma}} \approx 6,17 \frac{\text{км}}{\text{год}} \approx 7,04 \cdot 10^{-4} \frac{\text{км}}{\text{ч}} \approx 0,2 \frac{\text{мм}}{\text{с}} \text{ (в 1-ом варианте)}, \quad (37)$$

$$\langle v_{2c} \rangle_{\Sigma} = \frac{\langle v_c \rangle_{\Sigma}}{\langle \Delta t \rangle_{\Sigma}} \approx 56,2 \frac{\text{км}}{\text{год}} \approx 6,42 \cdot 10^{-3} \frac{\text{км}}{\text{ч}} \approx 2 \frac{\text{мм}}{\text{с}} \text{ (во 2-ом варианте)}, \quad (37')$$

$$\langle \bar{v}_{2c} \rangle_{\Sigma} = \frac{\langle L_c \rangle_{\Sigma}}{\langle \Delta t \rangle_{\Sigma}} \approx 10 \frac{\text{км}}{\text{год}} \approx 1,14 \cdot 10^{-3} \frac{\text{км}}{\text{ч}} \approx 0,3 \frac{\text{мм}}{\text{с}} \text{ (в 1-ом варианте)}, \quad (38)$$

$$\langle \bar{v}_{2c} \rangle_{\Sigma} = \frac{\langle L_c \rangle_{\Sigma}}{\langle \Delta t \rangle_{\Sigma}} \approx 91 \frac{\text{км}}{\text{год}} \approx 1,04 \cdot 10^{-2} \frac{\text{км}}{\text{ч}} \approx 3 \frac{\text{мм}}{\text{с}} \text{ (во 2-ом варианте)}, \quad (38')$$

$$\{ v_{2c} \}_{\Sigma} = \frac{\langle v_c \rangle_{\Sigma}}{\langle \Delta t \rangle_{\Sigma}} \approx 1,64 \cdot 10^3 \frac{\text{км}}{\text{год}} \approx 0,19 \frac{\text{км}}{\text{ч}} \approx 5,2 \frac{\text{см}}{\text{с}} \text{ (в 1-ом варианте)}, \quad (39)$$

$$\{ v_{2c} \}_{\Sigma} = \frac{\langle v_c \rangle_{\Sigma}}{\langle \Delta t \rangle_{\Sigma}} \approx 1,65 \cdot 10^3 \frac{\text{км}}{\text{год}} \approx 0,19 \frac{\text{км}}{\text{ч}} \approx 5,2 \frac{\text{см}}{\text{с}} \text{ (во 21-ом варианте)}, \quad (39')$$

$$\{ \bar{v}_{2c} \}_{\Sigma} = \frac{\langle L_c \rangle_{\Sigma}}{\langle \Delta t \rangle_{\Sigma}} \approx 2,67 \cdot 10^3 \frac{\text{км}}{\text{год}} \approx 0,30 \frac{\text{км}}{\text{ч}} \approx 8,5 \frac{\text{см}}{\text{с}} \text{ (в 1-ом варианте)}, \quad (40)$$

$$\{ \bar{v}_{2c} \}_{\Sigma} = \frac{\langle L_c \rangle_{\Sigma}}{\langle \Delta t \rangle_{\Sigma}} \approx 2,68 \cdot 10^3 \frac{\text{км}}{\text{год}} \approx 0,31 \frac{\text{км}}{\text{ч}} \approx 8,5 \frac{\text{см}}{\text{с}} \text{ (во 2-ом варианте)}. \quad (40')$$

При этом скорости (39), (39'), (40) и (40'), почти неразличимые между собой, примерно совпадают по порядку величины со второй инвариантной сейсмической скоростью из [7]. Весь этот ансамбль инвариантных сейсмических скоростей нужно добавить ко всему ансамблю инвариантных сейсмических скоростей из [7] для более полного анализа всей проблематики физики сейсмических очагов.

Авторы надеются, что не только МИ из [1, 2], но и вышеописанные ГИМИ и ИМИР сыграют в будущем позитивную роль в физике землетрясений, а также в проблеме возможного прогноза коровых землетрясений.

## Литература

1. Dolgikh G.I., Mishakov A.V. Magnitude Invariants in Seismology // Doklady Earth Sciences. 2014. Vol. 459. Part 1. P. 1387–1390. (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 // 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 // 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 // Материалы

- докладов X Всероссийского симпозиума «Физика геосфер». Владивосток: ТОИ ДВО РАН. 2017. С. 284–298.
6. Долгих Г.И., Мишаков А.В. Функция и плотность распределения землетрясений по магнитудам из закона повторяемости землетрясений // Материалы докладов X Всероссийского симпозиума «Физика геосфер». Владивосток: ТОИ ДВО РАН. 2017. С. 298–311.
  7. Долгих Г.И., Мишаков А.В. Магнитудные инварианты в сопряжении с частотным законом Гутенберга-Рихтера и теоретико-размерностные инварианты в физике землетрясений // Материалы докладов XI Всероссийского симпозиума «Физика геосфер». Владивосток: ТОИ ДВО РАН. 2019. С. 390–417.
  8. Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ АН СССР. 1991. 217 с.
  9. 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 // Материалы докладов VI Всероссийского симпозиума «Физика ГЕОСФЕР». Владивосток: Дальнаука. 2009. С. 162–167.
  10. Долгих Г.И., Мишаков А.В. О согласовании регрессий для энергетической и геометрических характеристик очага корового землетрясения // Материалы докладов V Всероссийского симпозиума «Физика геосфер». Владивосток: Дальнаука. 2007. С. 158 – 164.
  11. Gutenberg B., Richter C.F. Earthquake magnitude, intensity energy and acceleration // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1956. V. 46. № 2. P. 105–145.
  12. Трухин В.И., Показеев К.В., Куницын В.Е. Общая и экологическая геофизика. М.: ФИЗМАТЛИТ. 2005. 571 с.
  13. Tsuboi C. Earthquake energy volume aftershock area and strength of the Earth's crust // J. Phys. Earth. 1956. V. 4. № 2. P. 63–67.
  14. 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.)
  15. 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.
  16. Садовский М.А. Избранные труды: Геофизика и физика взрыва. М.: Наука. 2004. 440с.
  17. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука. 1987. 100с.
  18. 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.
  19. Методы прогноза землетрясений. Их применение в Японии / Под ред. Т. Асады. М.: Недра. 1984. 312 с.
  20. 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.
  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.

# КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ МЕТОД ДЛЯ ОЦЕНКИ ВРЕМЕНИ ЖИЗНИ ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ $\text{Ce}^{3+}$ ПО СПЕКТРАМ КАВИТАЦИОННОГО СВЕЧЕНИЯ

М.В. Казачек, Т.В. Гордейчук

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

С помощью счётчика корреляций одиночных фотонов по спектрам сонолюминесценции водного раствора 0.1 М  $\text{CeCl}_3$  определено время жизни люминесценции  $\text{Ce}^{3+}$  - 33 нс, что соответствует значению, измеренному традиционными методами спектроскопии с временным разрешением. Форма вспышки люминесценции - экспоненциальное затухание - подтверждена численным моделированием корреляционной функции.

Кавитационное свечение - сонолюминесценция (СЛ) - слабое свечение жидкостей в ультразвуковом поле, которое связывают с нелинейным коллапсом микроскопических пузырьков [1]. СЛ происходит из горячих областей внутри пузырьков, что объясняют почти адиабатическим сжатием газопарового содержимого пузырька. Длительность вспышки СЛ, определенная различными методами, составляет менее 1 нс [2]. Спектр излучаемого света представляет непрерывную кривую в диапазоне от ИК области с подъёмом интенсивности в УФ область.

В спектрах СЛ водных растворов солей лантанидов зарегистрированы полосы высвечивания  $d-f$  и  $f-f$  переходов их ионов [3-5]. Показано, что ионы могут возбуждаться неупругими соударениями внутри пузырька, попадая в пузырек с нанокляпями раствора по механизму [6], или в объеме раствора, поглощая СЛ фотоны. В последнем случае говорят о сонофотолюминесценции (СФЛ), то есть классическом варианте люминесценции. Квантовый выход люминесценции  $d-f$  ионов  $\text{Ce}^{3+}$  в воде близок к 100%,  $f-f$  ионов  $\text{Eu}^{3+}$ ,  $\text{Gd}^{3+}$ ,  $\text{Tb}^{3+}$ ,  $\text{Dy}^{3+}$  к ~10%, что приводит к большей относительной эффективности переизлучения в растворе  $d-f$  ионов [3].

Результаты, представленные в данной работе, подтверждают СФЛ природу эмиссии  $\text{Ce}^{3+}$ . С помощью счётчика фотонных корреляций мы оценили время жизни люминесценции  $\text{Ce}^{3+}$ . Оценка близка к значениям, полученным ранее. Кроме этого мы наблюдали задержку между высвечиванием СЛ и СФЛ.

Экспериментальная установка для исследования спектров СЛ, включающая счётчик корреляций, и методика измерений и расчетов подробно представлены в [7-9]. В данной работе мы использовали раствор 0.1 М  $\text{CeCl}_3$  ("ч") в дистиллированной воде. Температуру раствора поддерживали 10 °С, добавочное гидростатическое давление - 0.2 атм. Раствор насыщали аргоном за час до и в процессе эксперимента. Частота ультразвука 20 кГц, мощность 18 Вт (определялась по данным генератора VC-750.). Спектр поглощения снимали на спектрофотометре СФ-26 в 1-сантиметровой кварцевой кювете. Спектры СЛ измеряли на управляемом компьютером монохроматоре МДР-23 со спектральной шириной щелей 2.9 нм. Спектр люминесценции измеряли на том же монохроматоре при облучении раствора лампой ДДС-30 в 1-сантиметровой кварцевой кювете, расположенной перед входной щелью. Фотоприёмниками при измерении оптических и корреляционных спектров служили фотоумножители ФЭУ-100 и ФЭУ-130 (ширина фотонного импульса ~10 нс, длительность переднего фронта <нс). Корреляционные спектры измеряли с помощью осциллографа RIGOL DS1104Z, управляемого компьютером на базе авторского ПО [9]. Время дискретизации 2 нс.

На рис. 1 представлены спектры пропускания, люминесценции и СЛ раствора 0.1 М  $\text{CeCl}_3$ , а также для сравнения спектр СЛ дистиллированной воды. Последний содержит континуум с максимумом около 340 нм и пик гидроксил радикала ОН ~310 нм. Спектр СЛ

$\text{CeCl}_3$  в красной области повторяет спектр СЛ воды, в УФ области имеет превышение, связанное с люминесценцией иона  $\text{Ce}^{3+}$  (около 360 нм). В дальней УФ области спектр обрезан вследствие поглощения большой толщиной раствора (10 см). Таким образом, спектральный состав СЛ свидетельствует о вкладе СФЛ  $\text{Ce}^{3+}$ , как было показано в [3].

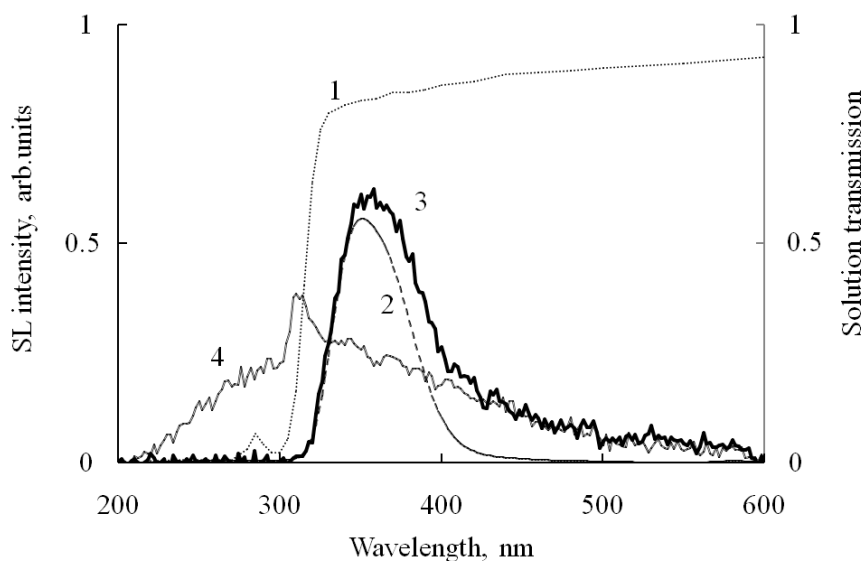


Рис. 1. Оптические спектры водного раствора 0.1 М  $\text{CeCl}_3$ : пропускания (1), люминесценции (2), сонолюминесценции (3); спектр сонолюминесценции воды (4). Спектры СЛ и люминесценции приведены без спектральной коррекции.

Мы определили автокорреляционный спектр (функция) как зависимость числа совпадений (корреляций) между импульсами, обусловленными фотонами, от времени задержки между ними.

На рис. 2 представлены автокорреляционные спектры  $\text{CeCl}_3$  и воды, снятые без дополнительных светофильтров. Один и тот же поток СЛ через светоделитель поступал на оба ФЭУ. Положение корреляционного пика около 30 нс обусловлено линией задержки в канале второго ФЭУ. Распределение фотонных корреляций по времени задержки показало, что в случае воды фотоны приходят преимущественно в интервале шириной около 5 нс. Это соответствует длительности вспышки СЛ  $\sim 2$  нс (методика оценки подробно представлена в [8]). Автокорреляционный спектр для  $\text{CeCl}_3$ , помимо такого же узкого пика, имеет пьедестал, обусловленный фотонами, приходящими в более широком временном интервале.

Для выяснения того, какие именно фотоны образуют различные части корреляционного спектра, мы измерили автокорреляционные спектры  $\text{CeCl}_3$  с использованием фиолетового светофильтра ПС-13 (кривая 2, рис. 3) и жёлтого светофильтра ЖС-18 (кривая 1, рис. 3). Жёлтый светофильтр с полосой среза 500 нм пропускает только излучение континуума СЛ. Фиолетовый фильтр пропускает диапазон 330-430 нм, куда попадает как континуум СЛ, так и люминесценция  $\text{Ce}^{3+}$ . К сожалению, спектрально их разделить нельзя. Тем не менее отличия в корреляционных спектрах очевидны, что показывает рис. 3.

На рис. 3 шкала времён задержек расширена в отрицательную область за счёт присоединения к прямой корреляционной функции  $k_{12}$  обратной  $k_{21}$ , пояснение дано в [9]. Кривая 1 представляет распределение корреляций фотонов в области спектра выше 500 нм, куда вносят вклад только фотоны континуума СЛ. Кривая 2 - в области спектра 330-430 нм, куда вносят вклад фотоны СЛ и СФЛ  $\text{Ce}^{3+}$ . Видно, что кривая 1 рис. 3 повторяет автокорреляционный спектр СЛ воды - кривую 1 на рис. 2. Вклад СФЛ  $\text{Ce}^{3+}$  даёт широкую добавку в кривой 2 на рис. 3. Если вычесть с подходящей долей (0.7) кривую 1 из кривой 2 рис. 3 и нормировать на 1, получим широкий корреляционный пик, который можно отнести только к СФЛ  $\text{Ce}^{3+}$  - кривая 3 на рис. 3. Таким образом, в фотонных корреляциях присутствует длительная компонента, связанная очевидно с высвечиванием СФЛ иона  $\text{Ce}^{3+}$ . Небольшой

сдвиг пика и его асимметрия, вероятно, обусловлены артефактами, такими как, например, "мёртвое время".

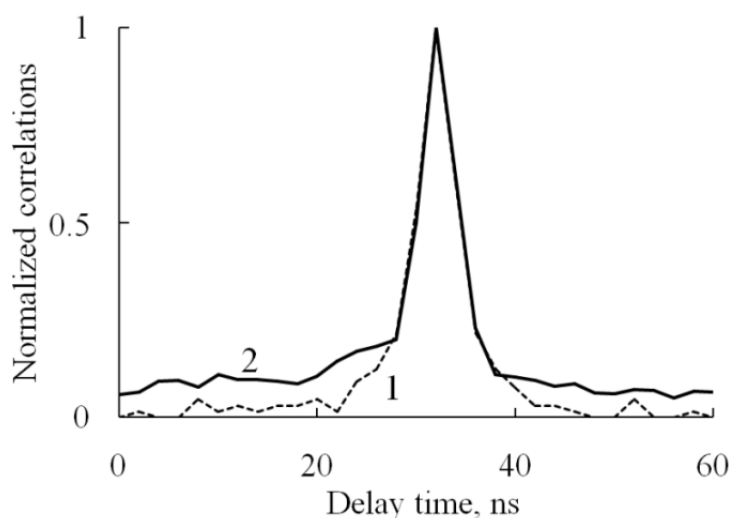


Рис. 2. Автокорреляционные спектры при СЛ воды (1) и водного раствора  $\text{CeCl}_3$  (2), измеренные без светофильтров.

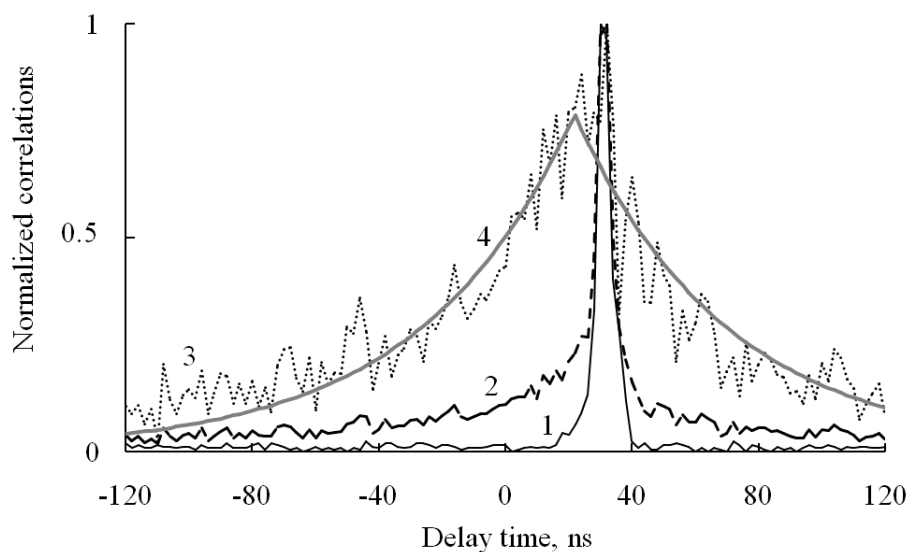


Рис. 3. Автокорреляционные спектры при СЛ водного раствора  $\text{CeCl}_3$ : измеренные с желтым светофильтром (1), с фиолетовым светофильтром (2); разностный спектр (3); аппроксимированный спектр (4).

Форму разностной линии мы аппроксимировали лапласовой кривой:

$f_i(t) = c \cdot \exp(-|t-t_0|/(s \cdot 2 \cdot 0.36067))$ , где  $t$  - время,  $t_0$  - соответствует пику функции,  $c$  - нормировочный коэффициент,  $s$  - ширина на полувысоте. Аппроксимация представлена кривой 4 на рис. 3. Мы полагаем, что такая форма разностной линии связана с формой пакета фотонов, излучаемого вспышкой СФЛ - затухающая экспонента.

Для иллюстрации того, как форма корреляционной функции связана с формой излучаемых пакетов фотонов, мы вычислили модели корреляционных функций для пакетов с различной заданной формой (рис. 4). Модель корреляционной функции представляет собой интеграл от двух сдвинутых относительно друг друга одинаковых пакетов фотонов  $f_1$  и  $f_2$ :  $k_{12}(\tau) = c \cdot \int f_1(t) \cdot f_2(t+\tau) \cdot dt$ , где  $c$  - нормировочный коэффициент,  $t$  - время,  $\tau$  - интервал времени.



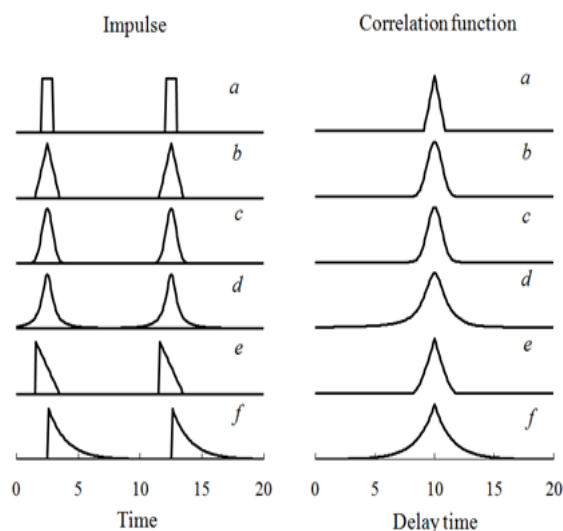


Рис. 4. Модели корреляционных функций для импульсов различной формы.

Как видно из рис. 4, корреляционная функция от прямоугольного пакета, очевидно, имеет форму треугольника (a). Треугольный и гауссов пакеты дают примерно гауссов корреляционный пик (b, c). Пакеты лоренцевой формы и ниспадающего треугольника дают свои формы корреляционного пика (d, e). Пакет экспоненциального затухания, типичного для люминесценции, даёт модельную корреляционную функцию (f), наиболее похожую на наблюдаемую нами. Её ширина  $s$  оказывается в два раза больше ширины пакета, то есть времени жизни  $\tau_0$  люминесценции. Заполняя модельной кривой Лапласа с варьируемыми параметрами (кривая 4, рис. 3) наблюдаемую разностную линию (кривая 3, рис. 3), получаем её ширину на полувысоте  $s=66$  нс. С учётом этого, ширина пакета фотонов составит 33 нс, что хорошо совпадает с типичным временем жизни люминесценции  $d-f$  перехода лантанидов,  $\tau_0=30$  нс для  $\text{Ce}^{3+}$  [10]. Таким образом, мы получили время жизни люминесценции  $\text{Ce}^{3+}$  методом СЛ и корреляционного анализа.

Для уточнения последовательности высвечивания СЛ и СФЛ, когда "короткая" вспышка СЛ должна опережать "длинную" вспышку СФЛ, мы измерили два корреляционных спектра между фотонами, приходящими после различных светофильтров (рис. 5). Кривая 1 на рис. 5 показывает корреляции, когда на один ФЭУ попадают фотоны СЛ и СФЛ после фиолетового фильтра, а на другой ФЭУ - только СЛ фотоны после жёлтого фильтра. Кривая 2 рис. 5 показывает корреляции, полученные при перемене фильтров местами. В этом случае различие положения корреляционного пика, соответствующего "длинной" вспышке СФЛ, даёт удвоенное время её задержки после "короткой" вспышки СЛ.

Действительно, узкие пики около 30 нс обусловлены корреляцией фотонов возбуждения СЛ, которые проходят через оба фильтра, тогда как широкое плечо слева на кривой 1 и справа на кривой 2 (рис. 5) обусловлено фотонами люминесцентного переизлучения  $\text{Ce}^{3+}$ , прошедшими только через фиолетовый фильтр. Преобладание фотонов СЛ не позволяет точно выделить компоненту СФЛ (подобно рис. 3), но её расположение однозначно говорит о должной последовательности вспышек, а среднее время высвечивания СФЛ  $\text{Ce}^{3+}$ , как видно из рис. 5, составляет десятки нс.

Результаты работы подтверждают, что наблюдаемая в спектрах СЛ водного раствора  $\text{CeCl}_3$  полоса  $\text{Ce}^{3+}$  около 360 нм имеет люминесцентную природу, возбуждается вспышками СЛ коллапсирующих пузырьков и высвечивается из объема раствора. Корреляционным методом определено время жизни люминесценции  $\text{Ce}^{3+}$  33 нс, что соответствует значению, определённому традиционными методами спектроскопии с временным разрешением. Кроме этого, мы продемонстрировали возможность определения формы пакета фотонов по форме корреляционной функции.

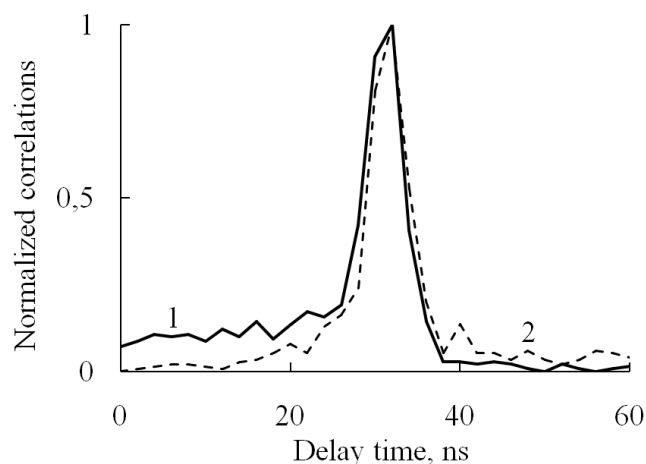


Рис. 5. Взаимно-корреляционные спектры при СЛ водного раствора  $\text{CeCl}_3$ .

Работа выполнена в рамках госзадания, регистрационный номер: АААА-А20-120021990003-3.

#### Литература

1. Brennen C.E. Cavitation and bubble dynamics / Oxford University Press. 1995. 294 P.
2. Hiller R.A., Putterman S.J., Weninger K.R. Time-Resolved Spectra of Sonoluminescence // *Phys. Rev. Lett.* 1998. V. 80. N 5. P. 1090. doi 10.1103/PhysRevLett.80.1090
3. Шарипов Г.Л., Гареев Б.М., Абдрахманов А.М. Однопузырьковая сонолюминесценция водных растворов хлоридов лантанидов и модели сонохимии нелетучих солей металлов // *Письма в ЖЭТФ.* 2010. Т. 91. № 11. С. 634.
4. Шарипов Г.Л., Абдрахманов А.М., Гареев Б.М. Люминесценция ионов  $\text{Tb}^{3+}$  и  $\text{Gd}^{3+}$  при сонолизе в режиме движущегося одиночного пузырька в водных растворах  $\text{TbCl}_3$  и  $\text{GdCl}_3$  // *ЖТФ.* 2013. Т. 83. № 2. С. 107.
5. Шарипов Г.Л., Якшембетова Л.Р., Абдрахманов А.М. Определение времени жизни люминесценции  $\text{Ce}^{3+}$  методом время-коррелированного счета фотонов при сонолюминесценции водного раствора  $\text{CeCl}_3$  // *ЖФХ.* 2012. Т. 86. № 7. С. 1294.
6. Xu H., Eddingsaas N.C., Suslick K.S. Spatial Separation of Cavitating Bubble Populations: The Nanodroplet Injection Model // *J. Am. Chem. Soc.* 2009. V. 131. P. 6060. doi 10.1021/ja900457v
7. Гордейчук Т.В., Казачек М.В. Экспериментальное наблюдение интенсивного роста сонолюминесценции металлов под влиянием давления и температуры // *Опт. и спектр.* 2009. Т.106. № 2. С. 274.
8. Гордейчук Т.В., Казачек М.В. Время-коррелированный счет фотонов для оценки длительности всплеск Na и континуума в спектрах многопузырьковой сонолюминесценции // *Опт. и спектр.* 2020. Т.128. № 10. С. 1492. doi 10.21883/OS.2020.10.50020.169-20
9. Казачек М.В., Гордейчук Т.В. Счетчик корреляций на базе осциллографа и компьютера // *ПТЭ.* 2019. № 1. С. 28. doi 10.1134/S0032816219010117
10. Ronda C.R. Luminescence: From Theory to Applications / Ed by C.R. Ronda. Weinheim: John Wiley & Sons, 2008. 276 p.

# ОСОБЕННОСТИ МОДЕЛЬНОГО ОПИСАНИЯ ЗВУКОВОГО ПОЛЯ В МЕЛКОМ МОРЕ В ИНФРАЗВУКОВОМ ДИАПАЗОНЕ ЧАСТОТ

Б.А. Касаткин, Н.В. Злобина, С.Б. Касаткин

Институт проблем морских технологий  
kasatkas@marine.febras.ru

Модельное описание звуковых полей базируется на решении граничных задач для оператора Гельмгольца, классическим примером которых является граничная задача Пекериса [1]. Однако это решение не было единственным, и только в классе аналитических функций было получено ещё три решения [2]-[4]. Сравнительный анализ решений в классе аналитических функций, интегрального решения в классе функций, представимых интегралом Фурье-Бесселя, и обобщённого решения, построенного в несамосопряжённой модельной постановке (НМП), был выполнен в работе [5], а в работах [5]-[7] был выполнен достаточно подробный анализ обобщённого решения. Принципиальные отличия этих решений заключаются в следующем.

Решение, представленное интегралом Фурье-Бесселя, описывает звуковое поле типа стоячих волн в волноводе, и звуковое поле типа расходящейся сферической волны, модулированной угловым спектром источника, в полупространстве. Из четырёх решений [1]-[4], построенных в классе аналитических функций, только решение Л.М. Бреховских [2] корректно во всей области определения волновод-полупространство. Оно определяет звуковое поле, представленное только расходящимися волнами, как собственными функциями самосопряжённого оператора. Однако в этом модельном решении волновод и полупространство рассматриваются как две энергетически независимые подсистемы, а поток мощности через границу раздела волновод – полупространство тождественно равен нулю. Это обстоятельство противоречит тому факту, что волновод Пекериса является открытой системой с неизбежными потерями энергии на излучение в полупространство при углах падения, меньших критического значения. Остальные решения этого класса корректны только при описании звукового поля в самом волноводе, т.к. все они содержат вытекающие волны (leakage waves) комплексного спектра, амплитуда которых экспоненциально растёт в полупространстве. Кроме того, все решения этого класса сингулярны на оси симметрии. Наконец, обобщённое решение, построенное в рамках НМП, корректно и ограничено во всей области определения. Однако оно разрывно по давлению и нормальной компоненте колебательной скорости на горизонтах трансформации, но непрерывно по импедансу, определённому через отношение интегральных величин, таких как сила и объёмная колебательная скорость. Как следствие разрывности решения, на горизонтах трансформации генерируется нормальная компонента вектора интенсивности, знакопеременная с периодом в половину длины волны. Последнее обстоятельство означает равенство нулю интегрального потока мощности и корректность обобщённого решения. Наиболее востребованным оказалось классическое решение Л.М. Бреховских, построенное в самосопряжённой модельной постановке. Однако именно обобщённое решение, построенное в рамках НМП, наиболее соответствует эксперименту, причём это соответствие растёт с понижением частоты.

Различия в модельном описании становятся существенными на частотах, меньших первой критической частоты модельного волновода Пекериса, когда вытекающие волны и нулевая мода становятся доминирующими в суммарном звуковом поле. Нулевая мода является неоднородной (медленной) волной, локализованной на горизонте источника, скорость которой  $c_0$  меньше скорости звука в воде  $c_1$ . Эта скорость соответствует нулю коэффициента отражения границы раздела вода – жидкое морское дно, который реализуется в области комплексных углов падения [5]. Основные различия поясняются рис.1-3. Характерная

особенность обобщённого решения заключается в наличии нулевой моды и непрерывного перехода вытекающих нормальных волн семейства  $n(3)$  комплексного спектра с волновыми числами  $(\xi, -\xi^*)$ , формирующих стоячую волну в волноводе, в нормальные волны семейств  $n(1)$ ,  $n(2)$ , захваченные волноводом. Этот переход происходит на частотах продольного резонанса, которые являются кратными корнями дисперсионного уравнения. Для реализации продольного резонанса необходимо появление в суммарном решении обратных волн с положительно определённой групповой скоростью. Такой механизм хорошо известен в теории твёрдых волноводов со свободной поверхностью, в которых квази-поперечные волны зарождаются на частотах поперечного резонанса, квази-продольные волны зарождаются на частотах продольного резонанса, а сами граничные задачи для твёрдых волноводов всегда описываются в рамках НМП.

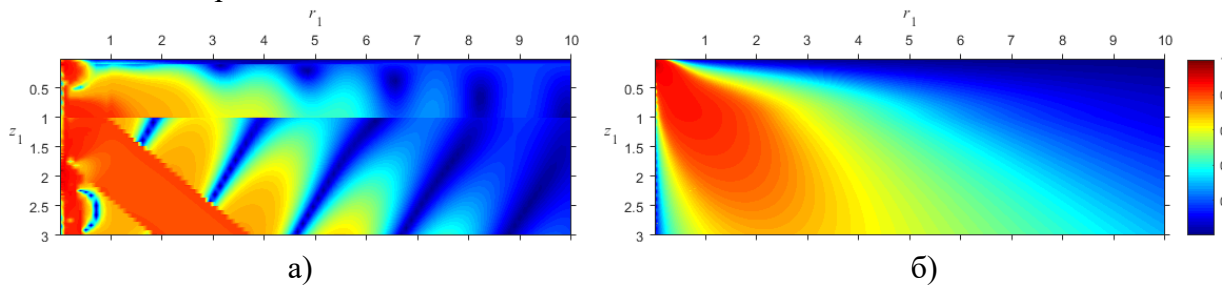


Рис. 1. Обобщенное решение а) и классическое решение б),  $k_1 h = 2$ ;  $z_{01} = 0,1$ ;

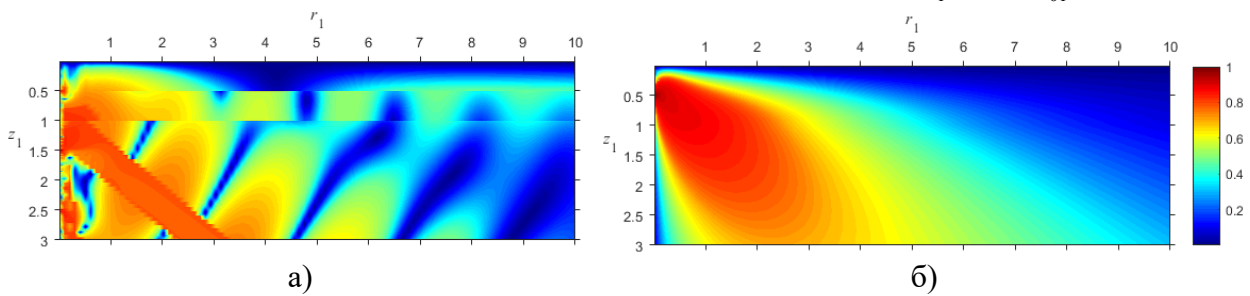


Рис. 2. Обобщенное решение, а) и классическое решение б),  $k_1 h = 2$ ;  $z_{01} = 0,5$ ;

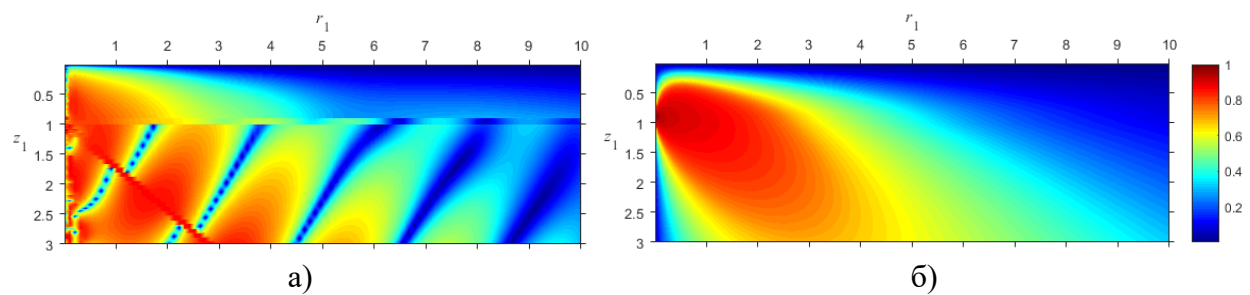


Рис. 3. Обобщенное решение а) и классическое решение б),  $k_1 h = 2$ ;  $z_{01} = 0,9$ ;

Единство механизма формирования волнового движения в жидких и твёрдых волноводах свидетельствует о том, что само явление продольного резонанса является фундаментальным явлением. Модельное описание продольных резонансов в клиновидном волноводе с малым углом раскрыва дано в работе [6], там же описано экспериментальное подтверждение этого интересного явления. Схема формирования первой пары нормальных волн, регулярной и обобщённой, поясняется рис.4. Продольный резонанс реализуется одновременным возбуждением двух обобщённых (гибридных) нормальных волн на частоте резонанса  $\chi_r$ , для одной из которых  $\bar{1}(2)$  фазовая и групповая скорости являются положительно определёнными, а другая волна  $\bar{2}(2)$  является обратной волной с положительно определённой групповой скоростью. С повышением частоты обобщенная волна  $\bar{1}(2)$  остаётся в своём классе, а обратная волна  $\bar{2}(2)$  трансформируется на частоте трансформации  $\chi_{tr}$  в регулярную волну  $2(1)$ . При дальнейшем повышении частоты фазовая и групповая скорости волны  $2(1)$  растут

одновременно, достигая на частоте антирезонанса  $X_{ap}$  своего максимального значения, равного скорости звука в полупространстве ( $c_{\phi}=c_{\Gamma}=c_2$ ), а в асимптотике высоких частот стремятся к скорости  $c_1$ . При дальнейшем повышении частоты и при условии  $x \geq x_0$  обобщённая волна  $1(2)$  становится неоднородной волной, фазовая и групповая скорости которой асимптотически стремятся к скорости  $c_0$ . Другая особенность обобщённого решения заключается в наличии вихревой составляющей вектора интенсивности, а её уровень растёт с понижением частоты. Однако она экспериментально регистрируется во всех векторных каналах комбинированного приёмника, как это показано в работе [7], а не только в вертикальном канале, как это утверждается в работе [8].

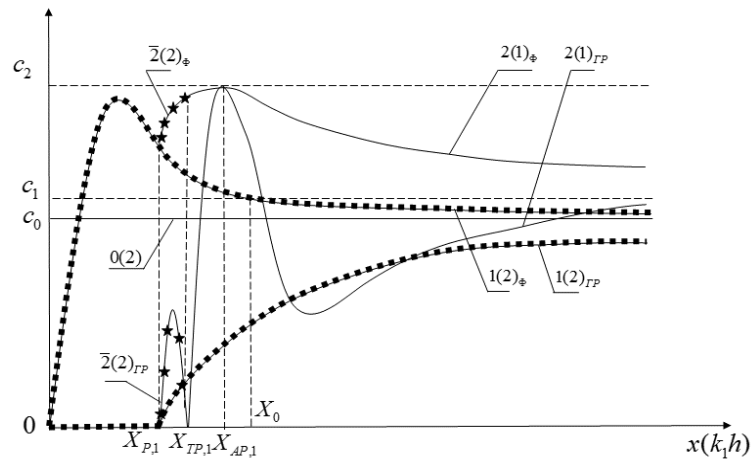


Рис.4 Схема формирования первой пары нормальных волн,  $X_p$ -частота резонанса,  $X_{TP}$ -частота трансформации,  $X_{ap}$ -частота антирезонанса.

#### Литература

1. Pekeris C.L. Theory of propagation of explosive sound in shallow water // Geol. Soc. Am. Mem. 1948. № 27. P. 48-156.
2. Бреховских Л.М. О поле точечного излучателя в слоисто-неоднородной среде // Изв. АН СССР. Серия физич. 1949. Т. 13. № 5. С. 505 – 545.
3. Завадский В.Ю., Крупин В.Д. Применение численных методов для расчёта звуковых полей в волноводах. // Акуст. журн. 1975. Т. 21. №3. С.484-485.
4. Gao Tain-Fu - Shang E.C. Effect of the branch-cut on the transformation between the modes and rays//J. Acoust. Soc. Amer. 1983. V. 73. № 5. P. 1551-1555.
5. Касаткин Б.А., Злобина Н.В. Корректная постановка граничных задач в акустике слоистых сред. Москва. Наука. 2009. 406 с.
6. Касаткин Б.А., Злобина Н.В., Касаткин С.Б. Модельные задачи в акустике слоистых сред. Владивосток: Дальнаука. 2012. 256 с.
7. Касаткин Б.А., Злобина Н.В., Касаткин С.Б., Злобин Д.В., Косарев Г.В. Акустика мелкого моря в скалярно – векторном описании. Теория и эксперимент. Владивосток. 2019. 360с.
8. Щуров В.А., Кулешов В.П., Черкасов А.В. Вихревые свойства вектора акустической интенсивности в мелком море // Акуст. журн. 2011. Т. 57. № 6. С.837-843.

# ОСОБЕННОСТИ СПЕКТРАЛЬНО - КОРРЕЛЯЦИОННОЙ СТРУКТУРЫ ЗВУКОВОГО ПОЛЯ В МЕЛКОМ МОРЕ В ИНФРАЗВУКОВОМ ДИАПАЗОНЕ ЧАСТОТ

Б.А. Касаткин, С.Б. Касаткин, Г.В. Косарев

Институт проблем морских технологий  
kasatkas@marine.febras.ru

При использовании гидроакустических приёмных систем, решающих проблему обнаружения и определения координат и параметров движения цели (КПДЦ) в условиях мелкого моря в инфразвуковом диапазоне частот, наиболее перспективными являются приёмные системы на основе комбинированных приёмников (КП). Потенциальные возможности одиночного (КП) характеризуются его помехоустойчивостью в определении работы [1], которая является важнейшей характеристикой КП. Количественная оценка потенциальной помехоустойчивости КП дана в работе [2] и составляет (20-25дБ). Представляет также определённый интерес исследование потенциальных возможностей приёмных систем, состоящих из набора КП, образующих вертикально ориентированную антенну, работающую в условиях мелкого моря в наиболее информативном инфразвуковом диапазоне частот. Можно полагать, что вертикальная антенна будет обладать повышенной разрешающей способностью при определении угловых координат источника в сравнении с одиночным КП. Спектрально – корреляционная обработка сигналов с использованием вертикальной антенны из КП выполнена в эксперименте, который проводился на акватории Уссурийского залива. В качестве естественного источника шума использовался научно-исследовательское судно «Юрий Молоков» и его дискретные составляющие вально-лопастного звуоряда (ВЛЗР). В качестве модельного сигнала использовался полигармонический сигнал в диапазоне частот 30-60Гц и ЛЧМ – сигнал в полосе частот 30-60Гц, излучаемый буксируемым электродинамическим излучателем. Приёмные модули антенны ПМ-1-ПМ-3 установлены на горизонтах  $z_1=40$  м,  $z_2=37$  м,  $z_3=34$  м. соответственно при глубине моря  $h=43-44$ м. Горизонт буксировки источника  $z_0=10$  м. Обработка сигналов включает в себя спектральный анализ сигналов в каналах КП, вычисление полного набора информативных параметров, характеризующих звуковое поле в скалярно – векторном описании, и построение соответствующих сонограмм. Для оценки потенциальной помехоустойчивости КП в составе вертикальной антенны была выполнена в блоке обработки сигналов (БОС) обработка всей скалярно – векторной информации, представленной набором 16 информативных параметров, как это описано в работе [2], по дискретным составляющим ВЛЗР. В число этих параметров входят квадрат звукового давления, 3 компоненты вещественной составляющей вектора интенсивности, 3 компоненты мнимой составляющей вектора интенсивности, 3 компоненты ротора вектора интенсивности, 3 компоненты (квадратичные) вещественной части вектора градиента давления и 3 компоненты (квадратичные) мнимой части вектора градиента давления. Эти параметры эквивалентны, но не тождественны компонентам 4-х мерного тензора второго ранга (тензора потока мощности), приведённого в работе [1]. Сонограммы звукового поля в диапазоне частот ВЛЗР на выходе канала звукового давления поясняются рис.1 для трёх приёмных модулей вертикальной антенны. Сонограммы звукового поля на выходе блока обработки сигналов БОС поясняются рис. 2. В этом блоке вычисляется максимальное отношение (S/N) из 16 возможных в диапазоне инфразвуковых частот 1-20Гц. Следует отметить, что все дискретные составляющие ВЛЗР в диапазоне 1-20Гц, представленные на сонограммах, меньше первой критической частоты для модельного волновода Пекериса.

Рисунок 3 поясняет коэффициенты автокорреляции  $K_{pp}(\tau)$  и взаимной корреляции  $K_{pv}(\tau)$  в каналах комбинированного приёмника для приёмных модулей ПМ-1, ПМ-2, ПМ-3. Как видно из полученных данных, коэффициенты взаимной корреляции максимальны в

горизонтальных каналах КП (0.53-0.28) и минимальны в вертикальном канале (0.24-0.19). Кроме того, коэффициенты взаимной корреляции убывают по мере удаления КП от границы раздела вода – морское дно.

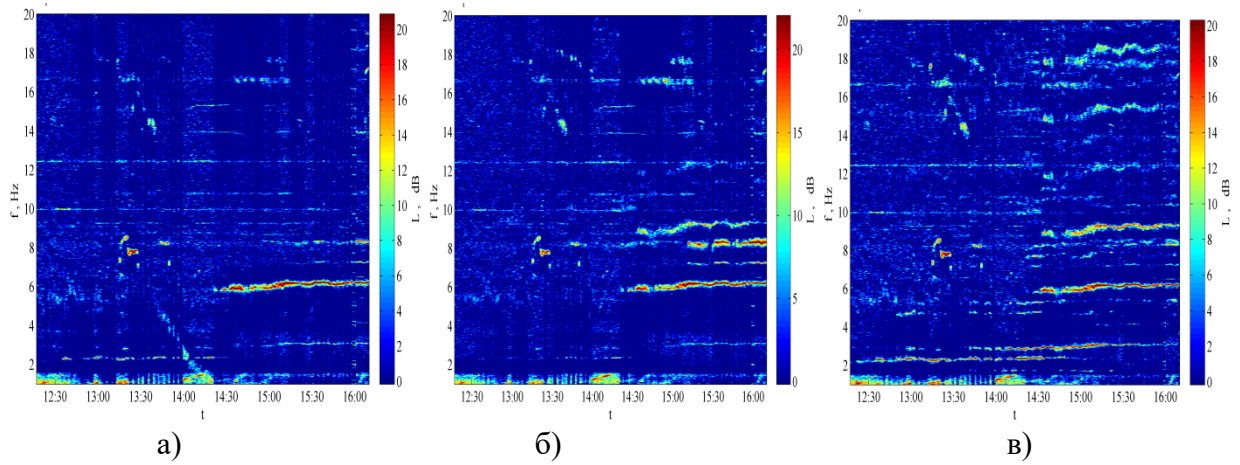


Рис. 1. Сонограммы для отношения (S/N) на выходе канала звукового давления, приёмные модули: а)-ПМ-1,б)- ПМ-2,в)- ПМ-3.

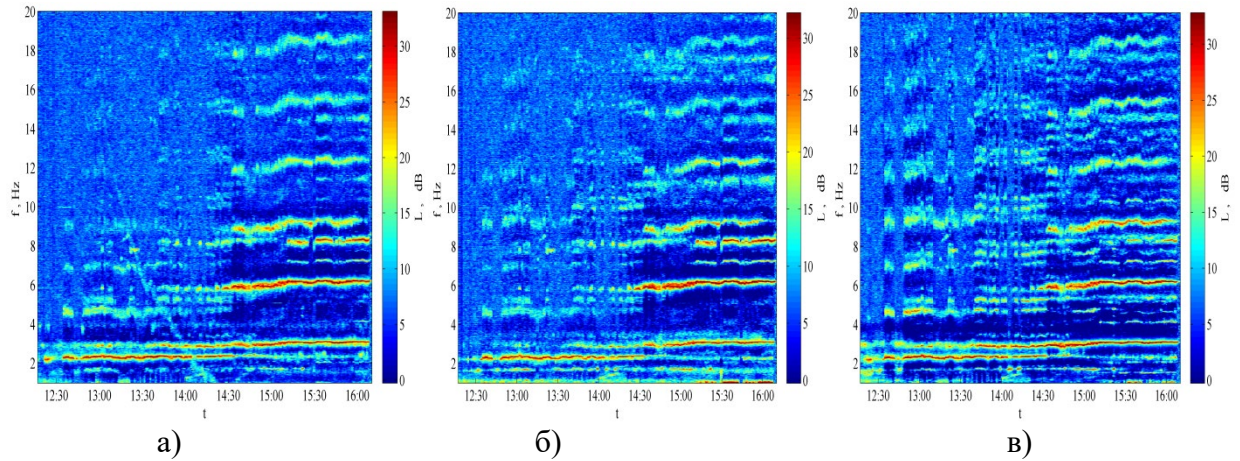


Рис. 2. Сонограммы для отношения (S/N) на выходе БОС, приёмные модули: а)-ПМ-1, б)- ПМ-2, в)- ПМ-3.

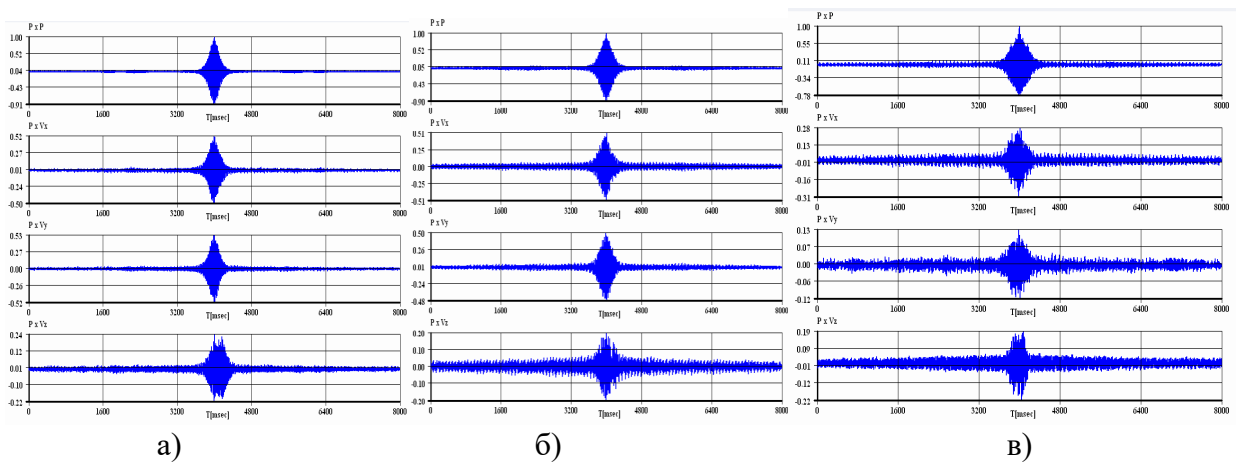


Рис. 3. Коэффициенты автокорреляции  $K_{pp}$  и взаимной корреляции  $K_{pvx}$ ,  $K_{pvy}$ ,  $K_{pvz}$  в каналах КП, приёмные модули: а)- ПМ-1, б)-ПМ-2, в)-ПМ-3.

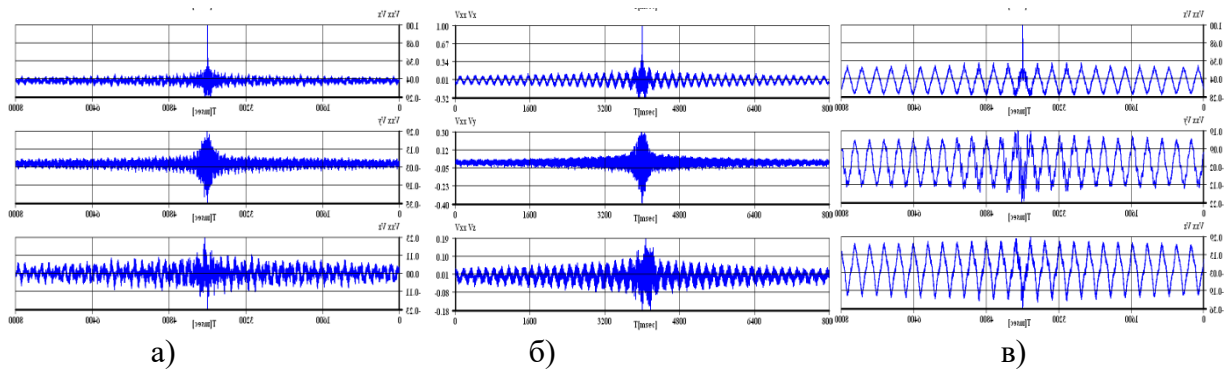


Рис. 4. Коэффициенты автокорреляции  $K_{xx}$  и взаимной корреляции  $K_{xy}$ ,  $K_{xz}$  в векторных каналах КП, приёмные модули: а) ПМ-1, б)-ПМ-2, в)-ПМ-3.

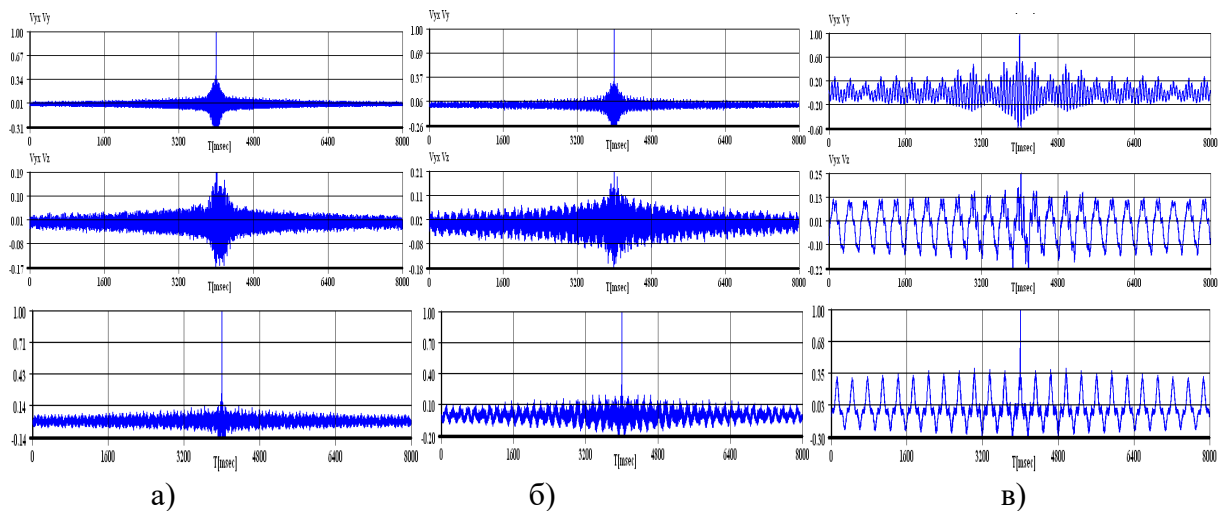


Рис. 5. Коэффициенты автокорреляции  $K_{yy}$ , взаимной корреляции  $K_{yz}$ , и автокорреляции  $K_{zz}$  в векторных каналах КП, приёмные модули: а) ПМ-1, б)-ПМ-2, в)-ПМ-3.

Рисунки 4-5 поясняют коэффициенты автокорреляции  $K_{ik}(\tau)$  и взаимной корреляции  $K_{ik}(\tau)$  ( $i, k = v_x, v_y, v_z$ ) в векторных каналах комбинированного приёмника для приёмных модулей ПМ-1, ПМ-2, ПМ-3. Наиболее характерной особенностью корреляционных характеристик является наличие модуляционной составляющей, которая вызвана дискретными составляющими ВЛЗР, 3Гц для ПМ-3 и 6Гц для ПМ-1 и ПМ-2. Другая особенность - предельно малая ширина максимума автокорреляционной функции в векторных каналах в сравнении с шириной максимума взаимно – корреляционных функций, полученных с участием канала звукового давления. Полный набор автокорреляционных и взаимно корреляционных функций (коэффициентов корреляции) образуют симметричную  $4 \times 4$  матрицу  $K_{ik}(\tau)$ , диагональные элементы которой являются чётными функциями аргумента  $\tau$ , а недиагональные элементы матрицы содержат чётную (косинусную) и нечётную (синусную) составляющие. Таким образом, использование 16 информативных параметров при спектрально – корреляционной обработке сигналов на выходе КП и вертикальной антенны из КП позволяет решать наиболее эффективно и проблему обнаружения малозумных источников с повышенной помехоустойчивостью и дальностью действия, и проблему определения угловых координат цели с повышенным разрешением по углу.

#### Литература

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



2. Касаткин Б.А., Злобина Н.В., Касаткин С.Б., Злобин Д.В., Косарев Г.В. Акустика мелкого моря в скалярно – векторном описании // Теория и эксперимент. Владивосток. 2019. 360с.

# ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТИ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН В СИСТЕМЕ ЗЕМЛЯ-ЛУНА

**В.И. Короченцев**

Дальневосточный федеральный университет  
korochentsev.vi@dvfu.ru

Понятие гравитационных волн достаточно широкое. В многочисленных работах под гравитационными волнами понимают любые возмущения среды под воздействием гравитационных потенциалов масс.

В настоящей работе под гравитационной волной будем понимать возмущение поля от ускоренно движущейся гравитационной массы, которое можно измерить гравиметрическими приборами различной конструкции (гравиметры, вариометры и другие).

В качестве излучателя гравитационной волны будем считать Луну, движущуюся ускоренно, в системе Земля-Луна относительно центра координат, совпадающей с геометрическим центром Земли.

В нашей работе [1] в 2012 году экспериментально измерено изменение показания гравиметра типа CG-5 Autograv, установленного в бухте Витязь на базе Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН, при различных траекториях прохождения Луны относительно базы измерений. Установлена корреляционная связь между показаниями гравиметра и генераций приливной волны в районе измерений. Экспериментально измеренная скорость, определённая как:

$$C_{cp} = \frac{r_{\text{Луна-Земля}}}{\Delta t} \quad (1)$$

$c_{cp}$  – скорость прихода на гравиметр возмущений от Луны,  $\Delta t$  – разность во времени сигнала между визуальным наблюдением Луны и сигналом, приходящим на гравиметр, Луна-Земля – расстояние между Луной и Землёй.

Экспериментально установлено, что  $C_{cp} = 3,6 \cdot 10^3$  м/с с погрешностью измерений, не превышающей 20%.

Рассмотрим теоретический подход к определению скорости гравитационных волн в данном выше определении.

Классическое определение гравитационных волн введено А. Эйнштейном при рассмотрении общей теории относительности [2].

В теории А. Эйнштейна удобно пользоваться переменными  $g^{ik}$  в гармоничной системе, в которой  $\frac{\delta g^{ik}}{\delta x^{ik}} = 0$  (i, k=0,1,2,3).

В слабом поле  $g^{ik} \approx g^{(0)ik}$

$$g^{0ik} = \begin{cases} 0 & \text{при } i \neq k \\ 1 & \text{при } i = k = 1, 2, 3 \\ -1 & \text{при } i = k = 0 \end{cases}$$

В линейном приближении тензор Эйнштейна

$$G^{ik} = R^{ik} - \frac{1}{2} g^{ik} R$$

$$R_{ik} = \frac{1}{2} g^{(0)im} \frac{\delta i}{\delta x^e \delta x^m}$$

в пустоте, преобразующейся в 0.

$$G^{ik} = -\frac{1}{2} W g^{ik} = 0 \quad (2)$$

где  $W$ - Оператор Д'Аламбера.

В дальнейших научных работах, посвящённых анализу теории А. Эйнштейна, утверждается, что скорость гравитационных волн равна скорости поперечных электромагнитных волн в вакууме.

По нашему мнению, между гравитационными и электромагнитными волнами в вакууме существует только математическая аналогия, а физическая связь ближе к упругим волнам. Действительно, между гравитационными и инерционными массами установлено тождественное равенство. Упругие константы в упругих волнах подобны гравитационным параметрам, на которые обращено внимание в работах [3,4].

Гравитационную “упругость” системы Луна-Земля предложено определять через эллиптическую траекторию движения Луны.

Определим “упругость” системы по формуле:

$$\chi_{\text{Земля-Луна}} = \frac{F_{gp}}{Vr/r} \cdot \frac{1}{S_{\text{Луны}}} \quad (3)$$

где  $F_{gp}$  – гравитационная сила притяжения между Землёй и Луной,  $Vr$  – разность между большой и малой осями эллипса,  $r$  – расстояние между Землёй и Луной;  $S$  – поверхность Луны.

В этом случае, скорость гравитационной волны, излучаемой Луной при ускоренном движении в системе Земля-Луна, может быть определена по следующей формуле:

$$c_{gp} = \sqrt{\frac{\chi_{\text{Земля-Луна}}}{\rho_{\text{Луны}}}} \quad (4)$$

где  $\rho$  – плотность вещества Луны.

Подставив значения силы, масс Земли, Луны, а также  $\Delta r = 50400$  км, вычислим теоретическое значения по формуле (4):  $c_{gp} = 3,45 \cdot 10^3$  м/с.

Вычисленное значение гравитационной скорости совпадает с экспериментально измеренным значением с учётом погрешности измерений.

Результаты работы можно распространить на другие системы взаимодействующих гравитационных масс.

#### Литература

1. Korochentsev V. I., Lisunov E.V., Volkova A.A. «Study of Ocean Tidal Waves Depending on Variation of the Earth's Gravitational Field Under the Influence of the Sun and the Moon» ICESCC 2012: International Conference on Earth Science and Climate Change to be held in Paris, France during June 27-28. 2012.
2. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теория поля // 6 изд. М.,1973. С. 460.
3. Pacific Congress on Marine Science and Technology, Honolulu, Hawaii, USA, «Increase in probability of the tsunami formation correct forecast». 2010.
4. Известия ЮФУ технические науки 2011г // «Увеличение вероятности правильного прогноза цунами на примере катастрофы 11 марта (Япония)». Издательство ТТИЮФУ 2011.

## СИНТЕЗ АНТЕНН В МЕЛКОМ МОРЕ С ЛЕДОВЫМ ПОКРОВОМ

Т.Ж. Лобова<sup>1</sup>, В.И. Короченцев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Морской государственный университет имени адмирала Г.И. Невельского

<sup>2</sup>Дальневосточный федеральный университет  
daydream\_2012@mail.ru, korochentsev.vi@dvfu.ru

В настоящее время гидроакустические системы, применяемые для рыболовного промысла, включают в себя аппаратуру контроля за положением орудий лова относительно косяка, их состоянием и рабочими параметрами, аппаратуру исследования поведения биологических объектов в среде обитания, приманки или отпугивания их, контроля за их миграцией, получения информации о физических процессах в организмах и т.д. Принцип работы гидролокатора следующий. Акустические сигналы с генератора поступают на излучающую антенну, где преобразуются из электрической энергии в акустическую и излучаются в водную среду. Достигнув подводных объектов, звуковые волны от них отражаются и далее поступают на приемную антенну, усиливаются в усилителе и поступают на устройство отображения информации.

Предлагается использовать метод синтеза антенной решетки. Решение задачи синтеза гидроакустических антенн подразумевает задачу определения по известным требованиям к диаграмме направленности (ДН) - геометрии антенной решетки и функции возбуждения на её поверхности. В общем случае задачи синтеза антенн относят к некорректным задачам математической физики.

Причины возникновения некорректности в задачах синтеза с точки зрения физического смысла задачи и формальной математики недостаточно освоены в современной литературе по данной тематике, хотя прямая и обратная задачи антенной системы представляют собой лишь два разных подхода к одному и тому же явлению.

Рассматривается постановка следующей задачи анализа и синтеза антенной решетки, расположенной в замкнутом объеме (мелком море), ограниченной дном моря и ледовым покровом. Задача такого типа может быть принята за исходную при оценке водных биологических ресурсов, расположенных в океане с ледовым покровом. Используем физическую модель, графическое представление которой приведено на рис. 1.

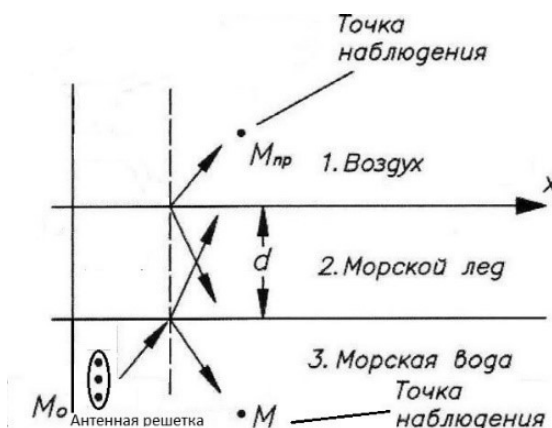


Рис. 1. Графическое представление модели

Антенная решетка, находящаяся в области  $M_0$  с координатами  $r_0$ , расположена в декартовой системе координат, плоскость  $xu$  совпадает с плоскостью падения волны. При

заданной толщине слоя, координатах антенной решетки и приемника, остальных известных параметрах сред с различными параметрами, необходимо определять давление, создаваемое антенной решеткой в точке  $M$  с координатами  $r$ .

Далее необходимо решить задачу синтеза, когда по заданному давлению на некоторой поверхности нужно определить функцию возбуждения элементов антенной решетки, которая с заданной погрешностью создаст поле.

Известны гидроакустические характеристики рыбы (плотность  $\rho_n$  и фазовая скорость  $c_n$ ), воды (плотность  $\rho_n$  и фазовая скорость  $c_n$ ), геометрия антенной решетки (рис. 1) [1].

Вводится алгоритм, основанный на теории функций Грина. Расчеты и построение графиков осуществлялись с использованием системы компьютерной алгебры MathCad.

Используя выражение для «направленной функции Грина» [2], покажем следующее выражение (функция Грина свободного пространства):

$$G(MM_0) := \left[ \int_{U_{\min}}^{U_{\max}} \frac{i}{2 \cdot \pi} \frac{F(U)}{\sqrt{k^2 - U^2}} \cdot \exp \left[ i \cdot \left[ (x-x) \cdot \sqrt{k^2 - U^2} \right] + (y(x) - y_0) \cdot U \right] dU \right] \quad (1)$$

$F(U)$  – функция, характеризующая свойства направленных функций Грина.

Задача анализа антенной системы сведена к суммированию функций Грина:

$$G(MM_0) = G^+(MM_0) + VG^-(MM_0) \quad (2)$$

$V$  – коэффициент отражения от ледового покрова.

Задача синтеза заключается в определении колебательной скорости на элементах антенны по заданной диаграмме направленности, чтобы она создавала направленное поле.

$$v(\theta) = \int_{U_{\min}}^{U_{\max}} \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} -G(M, M_0) \cdot e^{-i(U_1 x + U_2 y + z \sqrt{k^2 - U_1^2 - U_2^2})} dU d\theta \quad (3)$$

$v(\theta)$  - функционал от диаграммы направленности,  $k \gg U$  при малых углах.

Рассмотрим функцию Грина для антенной решетки в свободном пространстве, без учета отражения от границ.

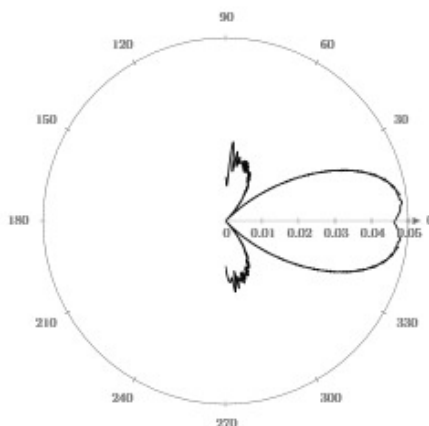


Рис. 2. Зависимость давления от угла от поверхности антенной решетки, состоящей из трех элементов, расположенных на расстоянии полдлины волны друг от друга в свободном пространстве

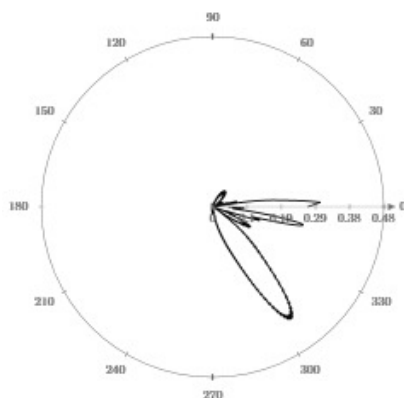


Рис. 3. Зависимость давления от угла от поверхности антенной решетки, состоящей из трех элементов, расположенных на расстояниях 10 м, 10.5 м, 11 м, учитывающая коэффициент отражения от слоя льда

По заданному давлению на поверхности определяем функцию возбуждения трех элементов антенной решетки

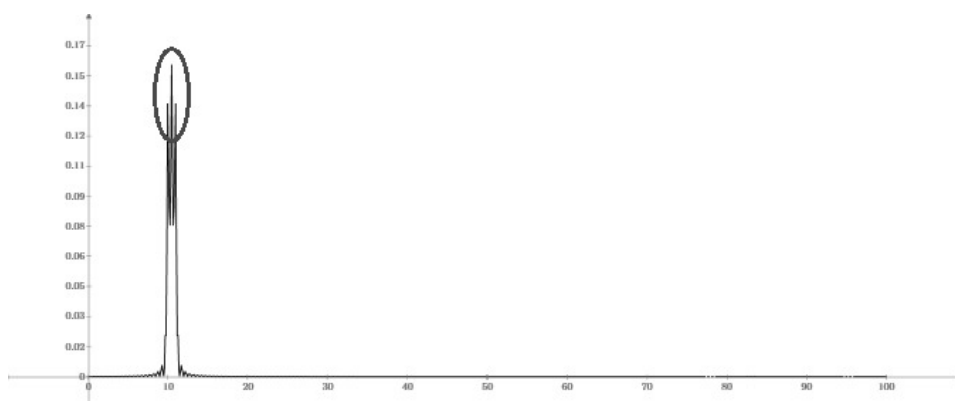


Рис. 4. Распределение возбуждения вдоль антенной решетки, состоящей из трех элементов, расположенных на расстоянии полдлины волны (в свободном пространстве) друг от друга

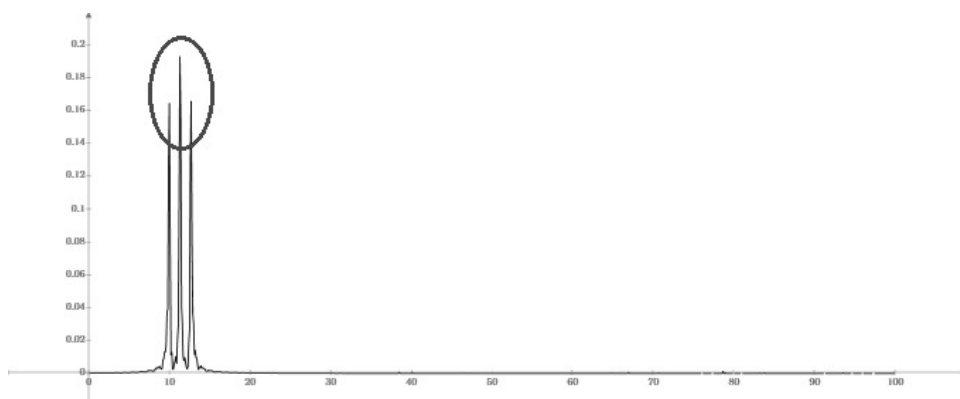


Рис. 5. Распределение возбуждения вдоль антенной решетки, состоящей из трех элементов, расположенных на расстоянии полдлины волны (в водной среде) друг от друга, учитывающая коэффициент отражения от льда

Рисунки 4 и 5 показывают максимумы распределения в местах, где были расположены источники в задаче анализа. Погрешность не превышает 20-30 %.

Разработанные алгоритмы расчетов, в представленной работе, позволяют проводить анализ давления с заданной погрешностью. Анализ давления отражения звукового поля

позволяет классифицировать объект (рыбы, металл и т.д.). Используя данный метод, можно предложить макеты реальных дискретных антенн, формирующих семейство диаграмм направленности специальной формы, оптимальных для использования в мелком море с ледовым покровом.

#### Литература

1. Бреховских Л.М. Волны в слоистых средах. М.: Наука. 1973. 340 с.
2. Короченцев В.И. Волновые задачи теории направленных и фокусирующих антенн. Владивосток: Дальнаука. 1998. 192 с.

# ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИЛИВОВ БЕРИНГОВА МОРЯ

Ю.В. Любичский

Дальневосточный региональный научно-исследовательский  
гидрометеорологический институт  
yuvadlub@gmail.com

Для расчёта приливов Берингова моря разработана двумерная нелинейная нестационарная численная гидродинамическая модель.

Сеточная область модели включает акватории Берингова моря и прилегающей к нему части Тихого океана (рис. 1). Пространственный шаг сетки составляет 7,5 км. Сеточная область модели содержит 597 x 533 узла. Массив глубин исследуемого объекта сформирован по данным General Bathymetric Charts of Oceans (GEBCO) [1]. На твёрдых границах сеточной области принимаются равными нулю нормальные к ним компоненты скорости течения (условие непротекания), на жидких границах используется импедансное условие [2]. В качестве начальных условий для всей области расчёта задается состояние покоя.

С помощью разработанной модели рассчитывается индуцированный прилив Берингова моря, собственный прилив не учитывается. Данное приближение вполне допустимо, поскольку в окраинных морях Мирового океана величина собственного прилива относительно невелика [2, 3].

Для генерации прилива на жидких границах сеточной области модели задаются значения гармонических постоянных уровня моря и осреднённых по глубине течений для восьми основных волн прилива (M2, S2, O1, K1, Q1, N2, P1, K2), полученные по данным глобальной приливной модели TPXO (версия 6.2) [4].

Для оценки качества работы модели, для 101 пункта были сформированы ряды ежечасных значений приливного уровня моря за интервал времени с 15 июня по 31 июля 2019 года. В дальнейшем, по данным для периода с 1 по 31 июля методом наименьших квадратов (МНК) [5] для каждого пункта были рассчитаны гармонические постоянные волн прилива (в соответствии с критерием Релея при длине исходных рядов 744 значения корректно вычисляются гармонические постоянные 39 волн). Полученные оценки сравнивались с амплитудами и фазами волн прилива, опубликованными в литературе или рассчитанными непосредственно по данным наблюдений над уровнем моря.

В качестве комплексного критерия качества численного моделирования прилива в каждом из рассматриваемых пунктов, использовался параметр  $S/\sigma_x$ , часто применяемый в практике морских гидрологических прогнозов [6], где  $\sigma_x$  – среднее квадратичное отклонение фактических приливных колебаний уровня моря,  $S$  – средняя квадратичная ошибка расчётов. Метод расчёта полагается достаточно эффективным, если отношение  $S/\sigma_x \leq 0,674$  [6].

В целом качество расчётов приливов Берингова моря по разработанной численной модели удовлетворительно.

Достаточно высокую точность расчётов численная модель обеспечивает для основной части российского побережья исследуемого объекта, островов, расположенных в пределах Берингова моря, практически на всём побережье полуострова Аляска.

Качество расчётов понижается для района, прилегающего к Берингову проливу, вершины залива Нортон, северного побережья Бристольского залива. Очевидно, что основной причиной этого является недостаточно высокая точность поля глубин, которое для этих районов предоставляет GEBCO. Несомненно, определённую роль играет также очень сложная конфигурация береговой черты в пределах данных объектов, для корректного представления которой необходима детализация расчётной сетки численной модели.

Неудовлетворительное качество расчётов приливов получено для отдельных береговых пунктов, таких как лагуны Кайпильгакуй и Куймыкэй (Россия), Никольский (США). Так как вблизи этих пунктов расположены пункты, для которых точность моделирования приливов



достаточно высокая, можно предположить, что в перечисленных пунктах наблюдения над уровнем моря, по которым вычислялись гармонические постоянные волн прилива, существенно искажались локальными эффектами. Например, место, в котором производились измерения, было частично изолировано от открытого моря.

По результатам расчётов, выполненных по разработанной численной модели, построены приливные карты волн M2 и K1 (рис. 1).

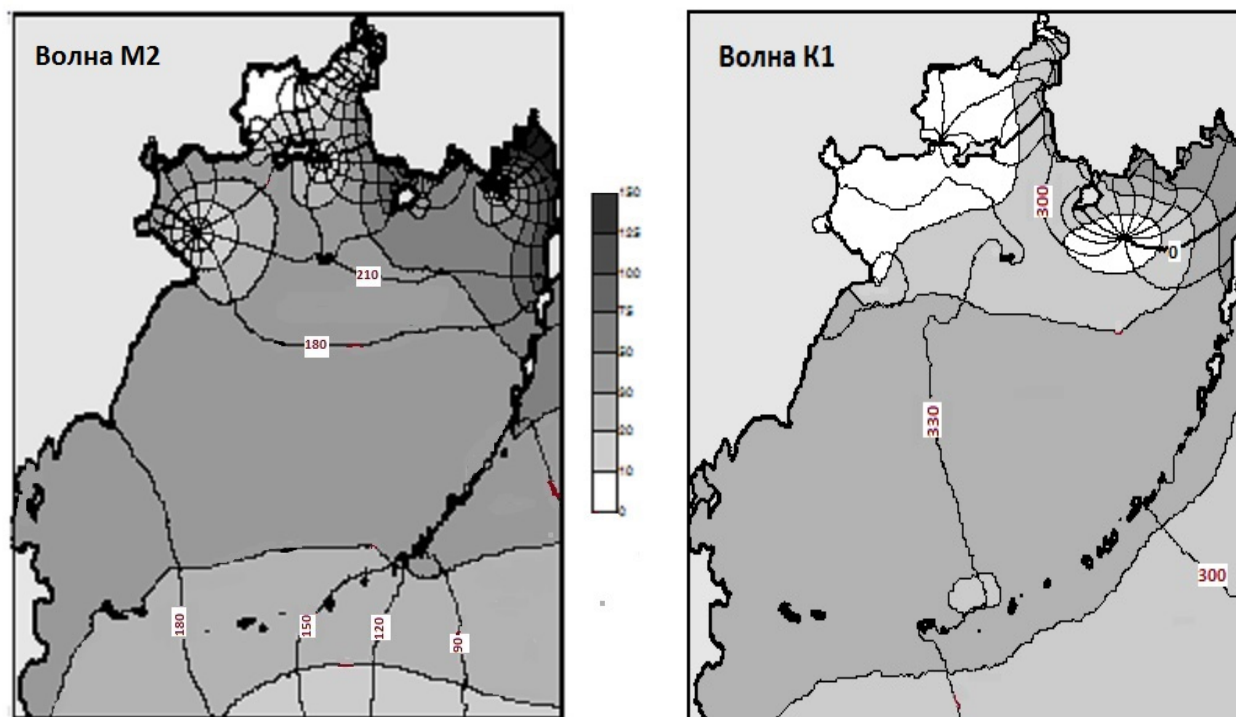


Рис. 1. Приливные карты волн M2 и K1, построенные по результатам численных расчётов. Заливка – амплитуды волн, см; изолинии – фазы волн, град

Эти приливные карты отражают основные особенности приливного режима Берингова моря и в целом согласуются с картами, построенными другими исследователями [7-10]. При этом следует отметить, что опубликованные различными авторами приливные карты Берингова моря во многом противоречат друг другу.

В соответствии с выполненными расчётами в Беринговом море идентифицированы три хорошо выраженные амфидромические системы волны M2 (рис. 1).

Амфидромия на входе в Анадырский залив приводится во всех ранее изданных работах [7, 8, 10]. Полная амфидромия, расположенная у юго-восточного побережья о. Святого Лаврентия, получена только Зюндерманом [8], в других публикациях [7, 9, 10] эта амфидромия имеет вырожденный характер. Амфидромия на входе в Бристольский залив идентична приводимой в работе [7], но по результатам других исследований эта амфидромия является вырожденной [8-10].

В рамках выполненных численных расчётов получена вырожденная амфидромия волны M2 между Беринговым проливом и заливом Нортон (рис. 1). Эта вырожденная амфидромия идентифицирована также Зюндерманом [8], а также Лиу и Линдерсти [10], но на построенных этими авторами картах данная амфидромия расположена у северного берега залива Нортон. В работах [7, 9] приводится полная амфидромия, но на приливной карте, опубликованной в статье [9], она расположена в центральной части залива Нортон, а в атласе [7] – на входе в залив.

На приливной карте волны M2, приводимой в атласе [7], идентифицирована полная амфидромия северо-западнее о. Нунивак. Данная амфидромия отсутствует на карте, построенной по результатам расчётов по разработанной численной модели (рис. 1). На картах, опубликованных в работах [8-10], этой амфидромии также нет. Поэтому можно предположить, что амфидромии волны M2 северо-западнее о. Нунивак не существует и она была определена авторами атласа [7] ошибочно.

На приливной карте волны K1 по результатам численных расчётов идентифицированы две амфидромические системы: юго-восточнее о. Нунивак и между побережьем Чукотки и о. Святого Лаврентия (рис. 1).

Первая из этих систем приводится на картах, приводимых в работах [9, 10], но отсутствует на карте, опубликованной в атласе [7].

Амфидромическая система волны K1 в северной части Берингова моря присутствует и на приливных картах, опубликованных в работах [7, 9, 10], но на них она расположена значительно восточнее, вблизи входа в залив Нортон.

Поэтому можно сделать заключение о недостаточно высоком качестве расчёта характеристик волны K1 с помощью разработанной численной модели в северной части Берингова моря. Этот вывод подтверждается наличием существенных погрешностей расчёта гармонических постоянных волны K1 в береговых пунктах, расположенных в данном районе.

Представляется, что повысить точность моделирования приливов Берингова моря можно с помощью адаптации к исследуемому объекту трёхмерных бароклинных моделей, учитывающих вертикальную структуру приливных течений, детализации расчётных сеток, применения алгоритмов учёта приливных осушек, уточнения поля глубин моря.

#### Литература

1. [Электронный ресурс] General Bathymetric Charts of Oceans (GEBCO) <https://www.gebco.net/>
2. Некрасов А.В. Приливные волны в окраинных морях. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 247 с.
3. Kowalik Z., Polyakov I. Tides in the Sea of Okhotsk // J. Phys. Oceanogr. 1998. Vol. 28. N. 7. P. 1389-1409.
4. Egberg G.D., Erofeeva S.Y. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides // J. Atm. and Ocean Tech. 2002. Vol. 19. P. 183-204.
5. Foreman M.G.G. Manual for tidal heights analysis and prediction // Pacific Marine Science Report 77-10, Institute of Ocean Sciences, Patricia Bay, Victoria, B. C. 2004. 58 P.
6. РД 52.27.759-2011 Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Часть III. Служба морских гидрологических прогнозов. М.: ТРИАДА-ЛТД, 2011. 195 с.
7. Богданов К.Т., Горбачев В.В., Мороз В.В. Атлас приливов Берингова, Охотского и Японского морей. Владивосток: Дальаэрогеодезия, 1991. 29 с.
8. Zündermann J. The semidiurnal principal lunar tide M2 in the Bering Sea // Deut. Hydrogr. Zeit. 1977. Bd. 30, N 3. P. 91-101.
9. Pearson C.A., Mofjeld H.O., Tripp R.B. Tides of the Eastern Bering Sea Shelf // In The Eastern Bering Sea Shelf: Oceanography and Resources. Vol. 1. Seattle. 1981. P. 111-130.
10. Liu S-K., Leendertse J.J. A three-dimensional model of Bering and Chukchi Sea // Coast. Eng. 1982. Vol. 18. P. 598-616.

# ЧИСЛЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ СОБСТВЕННЫХ КОЛЕБАНИЙ В ЗАЛИВАХ ЯПОНСКОГО МОРЯ

С.В. Смирнов

Институт автоматки и процессов управления  
smirnoff@iacp.dvo.ru

Для численного исследования собственных колебаний в акваториях Японского моря применяется модель, основанная на линеаризованной относительно основного состояния покоя системе уравнений мелкой воды в сферической системе координат. Основные положения процедуры построения разностных аналогов уравнений на нерегулярной треугольной сетке изложены в работе [1]. В данной работе применяется реализация спектрально-разностной модели, построенная с учетом пространственной изменчивости параметра Кориолиса. В расчетную область вместе с исследуемой акваторией включено Японское море с закрытыми проливами. Наиболее подробно на сетке описаны внутренние акватории залива Посьета. Основой для построения цифрового рельефа дна прибрежной зоны залива Петра Великого являются морские навигационные карты. Для остальной части вычислительной области применяются данные GEBCO-2020. Применяемый численный метод позволяет непосредственно получить набор периодов и соответствующих форм собственных колебаний.

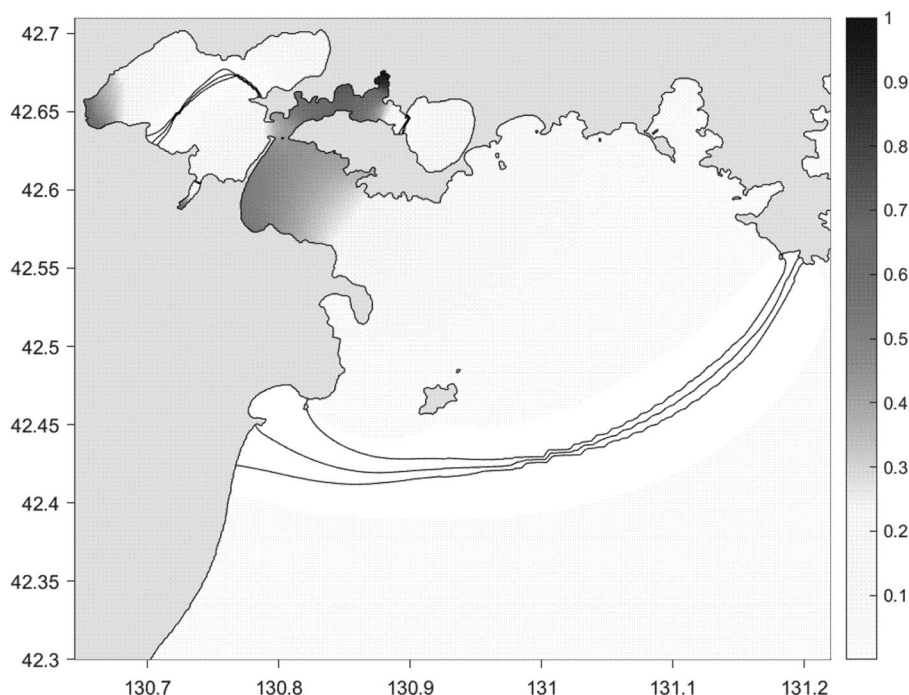


Рис. 1. Пространственное распределение квадрата амплитуды колебания с периодом 78.5 мин

В предшествующих исследованиях колебаний уровня отдельных акваторий Японского моря применялись различные модели и проводились сравнения с результатами натурных измерений. В работе [2] для исследования собственных колебаний решалась задача на собственные значения для численной модели, записанной в прямоугольной системе координат с постоянным параметром Кориолиса. В работе [3] для расчета вынужденных колебаний использовалась спектрально-разностная модель в сферической системе координат, с

описанием периодического во времени ветрового воздействия и вязкого трения о дно. В работе [4] для расчета свободных колебаний использовалась разностная модель в сферической системе координат, с учетом нелинейных слагаемых и вязкого трения о дно. В работе [4] проведены сравнения с результатами, полученными в [2] и [3].

В данной работе получены наборы пространственно-временных параметров для собственных колебаний и проведены сравнения с результатами предыдущих работ. На рис. 1 представлены фазовые кривые и пространственное распределение квадрата нормированной амплитуды собственного колебания с периодом 78.5 мин. Фазовые кривые показаны с шагом  $\pi/3$ . Сравнение с рис. 9а работы [4] показывает близость решений на акватории залива Посьета. Заметное различие в амплитудах наблюдается в б. Экспедиции и б. Новгородская, которые сообщаются с заливом через узкий прилив. Относительное ослабление колебаний в этих бухтах может быть объяснено действием придонного трения в модели работы [4].

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. 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.
3. Смирнов С.В., Ярощук И.О., Леонтьев А.П., Швырев А.Н., Пивоваров А.А., Самченко А.Н. Исследование резонансных колебаний в восточной части залива Посьета // Метеорология и гидрология. 2018. № 2. С. 37-44.
4. Smirnov S.V., Yaroshchuk I.O., Shvyrev A.N. et al. Resonant oscillations in the western part of the Peter the Great Gulf in the Sea of Japan // Natural Hazards. 2021. V. 106. P. 1729–1745.

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ОЦЕНКА КОЛИЧЕСТВА МЕТАНА, ПЕРЕНОСИМОГО ВСПЛЫВАЮЩИМИ ПУЗЫРЬКАМИ ЧЕРЕЗ ВОДНЫЙ СТОЛБ ВЫСОТОЙ 22 МЕТРА

Д.В. Черных, Д.А. Космач, Э.А. Спивак, В.И. Силионов, А.С. Саломатин,  
А.В. Константинов, О.В. Дударев, Н.Е. Шахова, И.П. Семилетов

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева  
denis.chernykh.vl@gmail.com

Известно, что метан является в 35 раз более эффективным парниковым газом по сравнению с двуокисью углерода, а прирост его концентрации в атмосфере Земли составляет в среднем 1% в год. Эта величина во многом связана с непрерывно увеличивающимся потоком метана, выделяемого мелководными газовыми «факелами», зарегистрированными на самом широком и мелководном Восточно–Сибирском шельфе Мирового океана [1]. Установлено, что в случае мелководных арктических морей наиболее эффективным механизмом транспортировки метана является пузырьковый транспорт [2], так как скорости всплытия пузырьков значительно превышают скорости всплытия насыщенных метаном слоев жидкости [3]. В настоящее время существует ряд различных методов оценки пузырькового потока метана в придонные слои водного столба [1, 4, 5], однако ни один из них не учитывает, в полной мере, процессы газообмена между всплывающими пузырьками и столбом жидкости. Введение в известные методы количественной оценки потока метана данной поправки необходимо для перехода от оценки потока метана, доставляемого всплывающими пузырьками в придонные слои водной толщи, к оценке количества метана, доставляемого всплывающими пузырьками в приводные слои атмосферы арктического региона. Поэтому задача экспериментальной оценки количества метана, переносимого всплывающими пузырьками через водный столб в атмосферу, является актуальной.

Для решения задачи оценки газообмена между всплывающими пузырьками и водной средой был разработан лабораторный стенд [6]. Основу стенда (рис. 1) составляют камера высокого давления с соплом, система соединенных с камерой труб, выдерживающих высокое давление, баллон с поверочной газовой смесью или чистым метаном, система впуска газовых проб, позволяющая вводить пробы непрерывно, с заданным потоком газа, или дискретно, система видео регистрации и газовый отборник, позволяющий выполнить пробоотбор с различных горизонтов водного столба.

Перед началом эксперимента в нижней части камеры высокого давления (2) устанавливается сопло с требуемым внутренним диаметром отверстия, от которого зависит размер выходящих пузырьков. Затем через один из патрубков (5) в систему напускается вода, заполняющая камеру высокого давления (2) и поднимающаяся по трубе (4) на заданную высоту. Далее через сопло в камеру непрерывно или дискретно подается газ. На выходе сопла образуются пузырьки, которые отрываются и всплывают к отборнику газовых проб (7), проходя сформированный с помощью трубы водный столб. Анализ газовой составляющей производился с помощью хроматографа (8), соединенного с отборником газовых проб (7). Все происходящие в камере высокого давления процессы записываются с помощью цифровой видеокамеры высокого разрешения GoPRO Hero5 (1). Скорость всплытия пузырьков измерялась с помощью специально сконструированного секундомера (10), позволяющего проводить измерения с точностью до 0.1 с. Профили температуры и солености трубе (4) определялись с помощью гидрологического зонда (9).

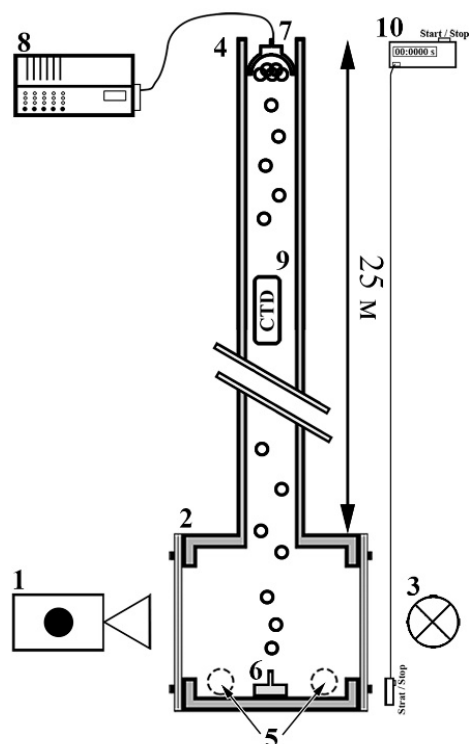


Рис. 1. Схема стенда. 1 – скоростная видеокамера высокого разрешения; 2 – камера высокого давления; 3 – осветительный прибор; 4 – труба высокого давления, заполненная водой; 5 – патрубки, предназначенные для слива жидкости и подачи проб газа; 6 – сопло с изменяемым внутренним диаметром; 7 – отборник газовых проб; 8 – газоанализатор; 9 – гидрологический зонд; 10 – секундомер.

Для генерирования всплывающих пузырьков, в ходе выполненных экспериментов, были использованы три сопла диаметром 1, 2 и 4 мм (рис. 2), позволяющие испускать пузырьки типичных размеров, для регистрируемых в акваториях Восточно-Сибирского шельфа на глубинах от 3 до 100 метров пузырьков [2]. В проведенных экспериментах была использована морская и пресная вода с соленостью равной 0,5, 10,3, 22,5, 29,0 и 37,2 ‰.



Рис. 2. Изображение пузырьков выходящих из сопел различных диаметров:

а - 1 мм; б - 2 мм; в - 4 мм

Для оценки количества метана и других компонент газовых смесей, имитирующих природные газы, переносимых всплывающими пузырьками различных размеров через водный столб в атмосферу, была проведенная серия из 351 эксперимента. Установлено, что

всплывающий пузырек, в зависимости от его диаметра и солености жидкости, доставляет до поверхности от 60.9% (средний диаметр пузырьков 3 мм, соленость 0.5‰) до 85.3% (средний диаметр пузырьков 8 мм, соленость 37.2‰) газообразного метана от изначальных 100%, на оставшуюся часть газовой смеси приходится кислород и азот, полученные в результате диффузионного обмена между всплывающим пузырьком и столбом жидкости в соотношении 1 к 2. Максимальное количество метана, более 85%, доставляется 8 мм всплывающими пузырьками через водный столб с соленостью равной 37.2 ‰, минимальное значение - 60.9 % было получено для пресной воды (соленость 0.5 ‰) и пузырьков диаметром в 3 мм. Зная среднее значение количества метана, доставляемого всплывающими пузырьками через водный столб высотой в 22 метра различной солености, количество метана, отдаваемое всплывающими пузырьками в каждый метр водной среды, составило от 0.7% при значении солености 37.2‰ до 1.8% для солености 0.5‰.

Помимо определения размеров всплывающих пузырьков оптическими методами, с помощью специально сконструированного секундомера была измерена скорость их всплытия. В работе [7] представлен график распределения размеров всплывающих пузырьков, в зависимости от их скорости всплытия. Измеренные в ходе экспериментов значения скоростей всплытия пузырьков для трех различных сопел и пяти значений солености были сопоставлены с данным графиком. Из анализа данных следует, что в водном столбе высотой 22 метра при изменении солености размеры всплывающих пузырьков и их скорость изменяются не значительно.

Основываясь на параметрах всплывающих пузырьков, определенных в ходе выполненных экспериментов, была верифицирована теоретическая модель [7], позволяющая увидеть не только динамику растворения метана, но и оценить количество газов (двуокиси углерода и азота), изъятых всплывающим пузырьком из водной среды. Моделирование было выполнено для 3 диаметров пузырьков (3, 5 и 8 мм) и пяти значений солености (0.5, 10.3, 22.5, 29.0 и 37.2‰) при постоянной температуре равной 22 °С, что соответствует условиям проведенных экспериментов. Количество метана, переносимое пузырьками диаметром 8 мм для соленостей 29 ‰ и 37.2 ‰ по результатам моделирования, хорошо совпали с экспериментальными данными. В остальных случаях разница между результатами моделирования и прямыми измерениями составляла не более 25%. Основываясь на полученных результатах, можно сделать вывод, что в случае больших размеров пузырьков (5 или 8 мм в диаметре) и высоких значениях солености от 29 до 37.2 ‰ модель [7] дает результаты максимально близкие к экспериментальным.

Работа выполнена при поддержке гостемы АААА-А20-120021990003-3 и грантов РФ №18-77-10004 Д.Ч., Э.С., А.К., В.И. и №21-77-30001 Д.К., О.Д., Н.Ш., И.С.

#### Литература

1. Chernykh D., Yusupov V., Salomatin A., Kosmach D., Shakhova N., Gershelis E., Konstantinov A., Grinko A., Chuvilin E., Dudarev O., Koshurnikov A., Semiletov I. Sonar estimation of methane bubble flux from thawing subsea permafrost: A case study from the Laptev Sea shelf // *Geosciences (Switzerland)*. 2020. Т. 10. № 10. С. 1-14.
2. Shakhova N., Semiletov I., Sergienko V., Lobkovsky L., Yusupov V., Salyuk A., Salomatin A., Chernykh D., Kosmach D., Panteleev G., Nicolsky D., Samarkin V., Joye S., Charkin A., Dudarev O., Meluzov A., Gustafsson O. The East Siberian Arctic Shelf: towards further assessment of permafrost-related methane fluxes and role of sea ice // *Philosophical Transactions of the Royal Society a-Mathematical Physical and Engineering Sciences*. 2015. Т. 373. № 2052. С. 13.
3. James R.H., Bousquet P., Bussmann I., Haeckel M., Kipfer R., Leifer I., Niemann H., Ostrovsky I., Piskozub J., Rehder G., Treude T., Vielstadte L., Greinert J. Effects of climate change on methane emissions from seafloor sediments in the Arctic Ocean: A review // *Limnology and Oceanography*. 2016. Т. 61. С. S283-S299.

4. Makarov M., Muyakshin S., Kucher K., Aslamov I., Granin N. A study of the gas seep Istok in the Selenga shoal using active acoustic, passive acoustic and optical methods // *Journal of Great Lakes Research*. 2020. Т. 46.
5. Veloso M., Greinert J., Mienert J., De Batist M. A new methodology for quantifying bubble flow rates in deep water using splitbeam echosounders: Examples from the Arctic offshore NW-Svalbard // *Limnology and Oceanography-Methods*. 2015. Т. 13. № 6. С. 267-287.
6. Черных Д., Космач Д., Константинов А., Шахова Н., Саломатин А., Юсупов В., Силионов В., Семилетов И. Стенд для исследования газообмена между всплывающими пузырьками метана и водной средой // *Приборы и техника эксперимента*. С. 156-157. 2019.10.1134/S0032816219010063
7. McGinnis D.F., Greinert J., Artemov Y., Beaubien S. E., Wuest A. Fate of rising methane bubbles in stratified waters: How much methane reaches the atmosphere? // *Journal of Geophysical Research-Oceans*. 2006. Т. 111. № C9. С. 15.



# МОДЕЛЬ ДИНАМИКИ ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

А.Н. Четырбоцкий

Дальневосточный геологический институт  
Chetyrbotsky@yandex.ru

При построении модели принимались такие допущения: движение коры обуславливает тектонические деформации; поток энергонасыщенности пропорционален ее градиенту, где коэффициент пропорциональности есть некоторая функция энергонасыщенности; при достижении энергонасыщенности определенного уровня происходит лавинообразная разгрузка очага; принимается пропорциональность между приростом энергонасыщенности и числом/плотностью энергоемких объектов; имеют место неконтролируемые потери энергонасыщенности (ее диссипация); пустоты и расслоения заполняются восходящими флюидами, что приводит к росту давления в отдельных зонах очага и повышению пористости среды, что также приводит к росту энергонасыщенности геосреды; поступление энергии сопровождается образованием энергоемких (энергонасыщенных) объектов геосреды (энергоемких пустот и расслоений, трещин, упругих складок и т.д.); прирост энергоемких объектов (носителей энергонасыщенности) пропорциональна энергонасыщенности среды за минусом той части объектов, которые выбывают из системы (например, закрытий трещин); при движении коры происходит поступление на нижний контур очага некоторой порции восходящих флюидов и энергии; принимается отсутствие потоков на верхней границе очага.

Уравнения модели принимают запись

$$\begin{cases} E_t = D_E[k(E)E_x] + aN - bEN - gE \\ N_t = cEN - rN \\ E(0, x) = E_0(x), \quad E(t, x_0) = f_E(t), \quad E_x(t, x_K) = 0' \\ N(0, x) = N_0(x), \quad N(t, x_0) = f_N(t), \quad N_x(t, x_K) = 0 \end{cases}$$

где  $t, x$  текущее время и координата;  $E(t, x)$ ,  $N(t, x)$  энергонасыщенность и плотность энергоемких объектов среды; значения неотрицательных коэффициентов модели оцениваются на основании количественных выборок. Их можно также оценить на основании качественных соображений. В проведенных вычислительных экспериментах рассматривался ряд начальных распределений  $E(0, x)$  и  $N(0, x)$ . В частности, случай  $E(0, i) = 0.1 \cos\left(\frac{4\pi}{N_x} i\right) + 0.2$ .

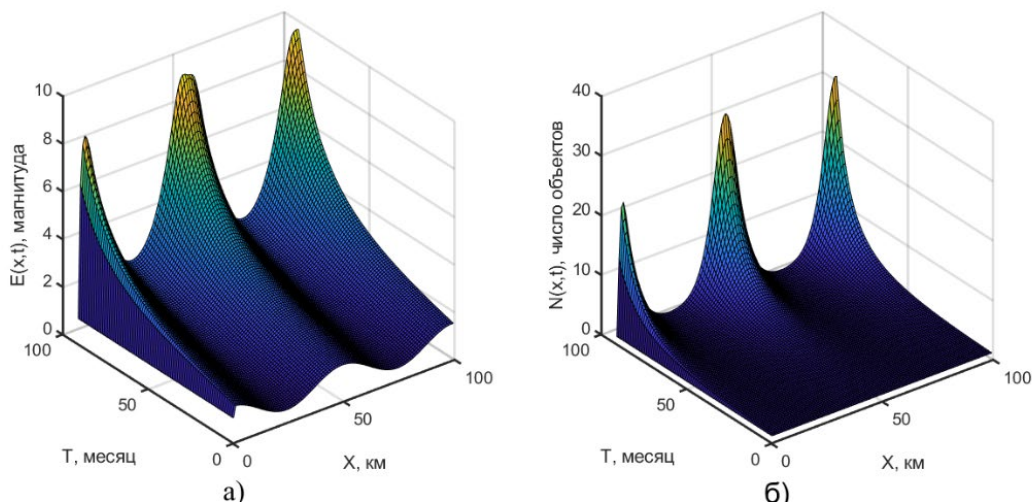


Рис. 1. Распределение энергонасыщенности: а) и плотность энергоемких объектов б).

## Литература

1. Алексеев Д.В., Казунина Г.А. Моделирование кинетики кластеров повреждений в нагруженных материалах // Химическая физика и мезоскопия. 2010. Т. 11. № 3. С. 283-288
2. Добровольский И.П. Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения. М.: Физматлит. 2018. 235 с.

# ПОЛОЖЕНИЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ ТЕОРИИ СМАЗКИ В ЗАДАЧЕ ДИНАМИКИ ЯДРА ЗЕМЛИ

А.Н. Четырбоцкий

Дальневосточный геологический институт  
Chetyrbotsky@yandex.ru

В науках о Земле модельным образом Земли обычно выступают сфероид вращения и набор слоев ее оболочек, где ядро играет важнейшую роль. Для решения ряда задач динамика Земли рассматривается как взаимодействие системы сфера – ядро, на которую налагаются внешнее воздействие планет солнечной системы (обычно луны и солнца). Представляется допустимым рассмотрение промежуточных оболочек (мантия и кора) как подобие некоторого смазочного материала. В соответствии с чем, уместным видится изучение динамики сфера-ядро исходя из позиций гидродинамики смазки. Что в определенной мере отвечает вязкой несжимаемой жидкости между вращающимся и неподвижным дисками. Модельный образ такой конструкции рассматривается в гидродинамической теории смазки, где разработана математическая формализация динамики состояния тонкого слоя несжимаемой вязкой жидкости между вращающимися вложенными один в другой жесткими цилиндрами с параллельными осями вращения. Допускается случай их эксцентрисности. Положения теории состоят в следующем: жидкость целиком заполняет пространство между цилиндрами; ее движение плоскопараллельное и установившееся, где кинематический коэффициент вязкости константа; квадратичные члены инерции полагаются нулевыми. Первоначально, в качестве внешнего цилиндра выступал неподвижный цилиндр подшипника, а внутреннего цилиндра – его подвижная составляющая (цапфа) [2].

Согласно этим положениям Земля исполняет роль вращающегося внешнего цилиндра, ядро – цапфы подшипника (вращающейся части подшипника), а роль смазки – мантия и кора. Уравнения модели следуют так называемым уравнениям Рейнольдса, при записи которых учитывается выявленная современными методами геофизики эксцентрисность положения сфероидов и ядра. Поэтому расчеты динамики системы сфера-ядро для 2D случая выполняются в биполярных координатах [1]. Тогда запись уравнения динамики функции тока  $\psi$  для скорости движения жидкости следует записи биполярного уравнения [3]

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial \xi^2} + \frac{\partial^2}{\partial \eta^2}\right) \left[ H^2 \left( \frac{\partial^2 \psi}{\partial \xi^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial \eta^2} \right) \right] = 0,$$

где  $\{\xi, \eta\}$  биполярные координаты объекта,  $H = \frac{ch(\xi) - \cos(\eta)}{a}$  параметр Ламе перехода от прямоугольной декартовой системы в криволинейную биполярную систему,  $a$  параметр преобразования. Граничные условия определяют различия угловых скоростей вращения внутреннего и внешнего цилиндров.

## Литература

1. Лаврентьев М.А., Шабат Б.В. Методы теории функций комплексного переменного. М.: Изд-во Физмат литература. 1965. 716 с.
2. Лойцянский Л.Г. Механика жидкости и газа. М.: Изд-во Дрофа. 2003. 840 с.
3. Слезкин Н.А. Динамика вязкой несжимаемой жидкости. М.: Изд-во технико-теоретической литературы. 1955. 520 с.

Список всех участников XII Симпозиума «Физика геосфер»

1. Алексанин А.И.
2. Алексанина М.Г.
3. Амосова Е.В.
4. Апарина К.А.
5. Ардюков Д.Г.
6. Базылев П.В.,
7. Бессонова Е.А.
8. Буланов А.В.
9. Буланов В.А.
10. Буренин А.В.
11. Вакульская Н.М.
12. Валитов М.Г.
13. Воронин А.А.
14. Вражкин А.Н.
15. Гаврилов А.А.
16. Гайко Л.А.
17. Герасименко М.Д.
18. Герасимов Г.Н.
19. Голик А.В.
20. Гончаров Р.А.
21. Гончарова А.А.
22. Горбунов А.В.
23. Гордейчук Т.В.
24. Горин И.И.
25. Горовой С.В.
26. Горячев В.А.
27. Гриценко В.А.
28. Громашева О.С.
29. Гулин О.Э.
30. Долгих Г.И.
31. Долгих С.Г.
32. Дорофеева Д.В.
33. Дубина В.А.
34. Дударев О.В.
35. Емельянова Т.А.
36. Еременко А.С.
37. Журавлев П.В.
38. Загумённых А.А.
39. Зайцев А.И.
40. Зацерковный А.В.
41. Зверев С.А.
42. Зверева Н.М.
43. Зимин П.С.
44. Злобина Н.В.
45. Изосов Л.А.
46. Казанский Б.А.,
47. Казачек М.В.
48. Калиш Е.Н.
49. Капач С.С.
50. Карачун Л.Э.
51. Касаткин Б.А.
52. Касаткин С.Б.
53. Кикелин Д.С.
54. Ким В.
55. Клещёва Т.И.
56. Ковзель Д.Г.
57. Коломиец А.Г.
58. Кондрашова Е.С.,
59. Константинов А.В.
60. Коптев А.А.
61. Короченцев В.И.
62. Косарев Г.В.
63. Космач Д.А.
64. Крайников Г.А.
65. Крумгольц И.В.,
66. Кулинич Р.Г.
67. Кустова Е.В.
68. Лазарюк А.Ю.
69. Лемешев В.С.
70. Леонова Т.Д.
71. Лепешко В.В.
72. Ли А.О.
73. Ли Н.С.
74. Лобанов В.Б.
75. Лобова Т.Ж.
76. Луговой В.А.
77. Лукьянова Н.Б.
78. Любицкий Ю.В.
79. Ляшков А.С.
80. Макаров Д.В.
81. Малашенко А.Е.
82. Манилов Ю.Ф.
83. Марьина Е.Н.
84. Мельниченко Ю.И.

85. Мишаков А.В.
86. Можеровский А.В.
87. Наумов С.Б.
88. Никонов В.С.
89. Новотрясов В.В.
90. Носов Д.А.
91. Обжиров А.И.
92. Овчаренко В.В.
93. Оськин Д.А.
94. Пак В.В.
95. Пелиновский Е.Н.
96. Пермяков М.С.
97. Пивоваров А.А.
98. Пищальник В.М.
99. Плетнев С.П.
100. Полин В.Ф.
101. Пономарчук А.В.
102. Поталова Е.Ю.
103. Плотников А.А.
104. Прошкина З.Н.
105. Прушковская И.А.
106. Рассказов М.И.
107. Романюк В.А.
108. Рудых Я.Н.
109. Саломатин А.С.
110. Самченко А.Н.
111. Сапожников А.Д.
112. Семилетов И.П.
113. Сергеев А.Ф.
114. Сидляр А.В.
115. Сизиков И.С.
116. Силионов В.И.
117. Смирнов С.В.
118. Смоленский Е.В.
119. Соседко Е.В.
120. Спивак Э.А.
121. Старжинский С.С.
122. Стусь Ю.Ф.
123. Съедин В.Т.
124. Телегин Ю.А.
125. Теличко А.С.
126. Тимофеев А.В.
127. Тимофеев В.Ю.
128. Ткаченко Е.С.
129. Травин А.В.
130. Трусенкова О.О.
131. Уткин И.В.
132. Фершалов М.Ю.
133. Фищенко В.К.
134. Харченко Т.А.
135. Цой В.
136. Цой Д.И.
137. Чаркин А.Н.
138. Черанев М.Ю.
139. Червинская И.В.
140. Черных Д.В.
141. Четырбоцкий А.Н.
142. Чупин В.А.
143. Шахова Н.Е.
144. Швец В.А.
145. Швецов Г.П.
146. Швырев А.Н.
147. Шестаков Н.В.
148. Шкрамада С.С.
149. Шлык Н.В.
150. Щеглов С.Г.
151. Шпак Ю.В.
152. Щуров В.А.
153. Эм А.А.
154. Яковенко С.В.
155. Ярощук И.О.
156. Jeong Byung-sun
157. Kim Young Woong

Научное электронное издание

**ФИЗИКА ГЕОСФЕР**

Двенадцатый Всероссийский симпозиум  
6-10 сентября 2021 г., Владивосток, Россия

Материалы докладов

Составитель Новикова О.В.

Материалы издаются в авторской редакции

Издательское оформление ИП Миромановой И.В.

ISBN 978-5-6044821-9-3

