

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

УДК 551.463, 551.466.31

№ госрегистрации 01201363047

Инв. №

УТВЕРЖДАЮ

Директор ТОИ ДВО РАН

В. Ильяшев
« ____ » _____ 2015 г.
академик РАН
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ ТИХООКЕАНСКИЙ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ. В.И. ИЛЬИЧЕВА ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

ОТЧЕТ

о научно-исследовательской работе

по теме:

РАЗРАБОТКА И СОЗДАНИЕ НОВЫХ МЕТОДОВ И СРЕДСТВ ИЗУЧЕНИЯ И
ПРОГНОЗИРОВАНИЯ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ЭНДОГЕННЫХ И ЭКЗОГЕННЫХ
ПРОЦЕССОВ





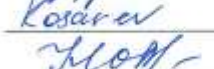







промежуточный

Зам. директора
чл.-корр. РАН

Г.И. Долгих Г.И. Долгих

Владивосток 2015

Список исполнителей

Зам. директора д-р физ.-мат. наук чл.-корр. РАН		Г.И. Долгих	(разд. 1,2,3)
Ст. науч. сотр. канд. физ.-мат. наук		С.Г. Долгих	(разд. 1,3)
Ст. науч. сотр. канд. физ.-мат. наук		В.А. Чупин	(разд. 1,2)
Науч. сотр.		С.С. Будрин	(разд. 1)
Инж.-электроник		А.Г. Закурко	(разд. 1)
Инж.-электроник		О.В. Косарев	(разд. 1)
Инженер		О.В. Новикова	(разд. 1,2,3)
Ст. науч. сотр. канд. физ.-мат. наук		В.В. Овчаренко	(разд. 3)
Вед. Инженер		О.П. Окунцева	(разд. 2)
Науч. сотр. канд. техн. наук		А.А. Плотников	(разд. 3)
Ст. науч. сотр. канд. физ.-мат. наук		В.А. Швец	(разд. 1,2)
Ст. науч. сотр. канд. физ.-мат. наук		С.В. Яковенко	(разд. 1)

Реферат

Отчет 36 с., 1 ч., 20 рис., 1 табл., 18 источников.

ДОННЫЙ ЛАЗЕРНЫЙ ДЕФОРМОГРАФ, ЛАЗЕРНЫЙ НАНОБАРОГРАФ, ЛАЗЕРНЫЙ ИЗМЕРИТЕЛЬ ВАРИАЦИЙ ДАВЛЕНИЯ ГИДРОСФЕРЫ, ЛАЗЕРНЫЙ ДЕФОРМОГРАФ, ВЕТРОВЫЕ ВОЛНЫ, ТРАНСФОРМАЦИЯ ЭНЕРГИИ, ВЕТРОВЫЕ ВОЛНЫ, НЕЛИНЕЙНЫЕ ВОЛНЫ, МАГНИТУДНЫЕ ИНВАРИАНТЫ, ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ, ЦУНАМИ, ПРОГНОЗ

На первом шаге выполнения работ по проекту ставилась задача по разработке и созданию донного лазерного деформографа, предназначенного для изучения деформационных процессов инфразвукового диапазона на глубинах до 50 м с фоновой точностью. Данные исследования необходимы также при изучении вклада энергии морских ветровых волн в уровень микродеформаций земной коры. С этой целью изучены нелинейные свойства ветровых волн в шельфовых зонах. Эти исследования показали, что изменение периодов ветровых волн не подчиняется классическим представлениям и мало связано с существующим линейным дисперсионным уравнением.

Часть работы направлена на обобщение магнитудных инвариантов в сейсмологии, что крайне необходимо при создании рабочей модели цунамигенных и не цунамигенных землетрясений, на основе которой возможно решить задачу прогноза или приблизиться к ней. В экспериментальной части работы показано, что только применение лазерных деформографов, способных регистрировать инфразвуковые возмущения с высокой точностью, позволит по аномальным деформационным возмущениям предсказывать возникновение цунами после конкретных подводных землетрясений.

Содержание

	Стр.
Введение.....	5
1 Разработка глубоководных донных лазерно-интерферометрических систем	7
2 Нелинейные свойства ветровых морских волн.....	12
3 Исследование динамики аномальных деформационных сигналов, вызванных процессами подготовки и развития цунамигенных и не цунамигенных землетрясений	19
3.1 Магнитудные инварианты в сейсмологии.....	19
3.2 Аномальные деформационные сигналы, связанные с землетрясениями.....	27
Заключение	34
Список использованных источников.....	35

Введение

В настоящее время для изучения деформационных процессов на дне используются различные донные станции, созданные на основе различных сейсмографов, которые обладают ограниченной чувствительностью и, самое главное, ограниченным с низу частотным диапазоном, что не позволяет исследовать закономерности возникновения и развития деформационных процессов инфразвукового диапазона, особенно процессов, связанных с возникновением цунамигенных землетрясений. В связи с этим при выполнении работы ставилась задача по разработке и созданию донного лазерного деформографа, позволяющего исследовать деформационные процессы инфразвукового диапазона на дне морей с высокой точностью. Часть исследований, проводимых с применением донного лазерного деформографа, будет связана с изучением закономерностей трансформации энергии ветровых волн в энергию микродеформаций земной коры и её сейсмичность. На начальном этапе выполнения данной задачи необходимо изучить отдельные свойства морских ветровых волн, особенно в шельфовых областях.

Закономерностям возникновения, развития и распространения ветровых волн посвящено огромное количество статей и монографий. За основу первоисточника знаний по некоторым вопросам распространения ветровых морских поверхностных волн можно принять монографию Боудена, хотя некоторые авторы могут отдать предпочтение другим монографиям других авторов. Но надо заметить, что суть основных познаний о динамике поверхностных ветровых волн от этого не изменится, а в данной статье мы остановимся на некоторых отличиях классических представлений динамики поверхностного волнения от полученных экспериментальных данных (остановимся лишь на изменении периода ветрового волнения). Согласно классическим представлениям развитие ветрового волнения происходит по следующему сценарию: 1) в начальной фазе период ветрового волнения растёт, абсолютное значение которого зависит от скорости ветра, времени его действия и величины разгона; 2) при выходе поверхностных волн за пределы действия циклона (тайфуна) их период непродолжительное время растёт за счет быстрого затухания высокочастотных волновых компонент; 3) распространение волн дальше происходит по дисперсионному закону: волны с большими периодами движутся с большими скоростями, а волны с меньшими периодами движутся с меньшими скоростями. Т.е. согласно классическим представлениям можно на основе применения дисперсионного закона легко определить расстояние до места действия циклона, хотя бы приближённо. Посмотрим, так ли это просто? И только ли от дисперсии зависит изменение периода ветрового волнения? В своём начальном повествовании мы считаем, что период ветрового волнения конкретного цуга остаётся постоянным на всём его продвижении от циклона до прибойной зоны, места ее разрушения.

При изучении природы возникновения цунамигенных и не цунамигенных землетрясений в свете прогноза возникновения цунами необходимо широкое применение лазерных деформографов, которые способны исследовать процессы подготовки и развития данных землетрясений с фоновой точностью. С этой целью необходимо привести решение задачи к экспериментальным широкомасштабным исследованиям и интерпретации полученных результатов на рабочей модели, что частично решено в данной работе.

1 Разработка глубоководных донных лазерно-интерферометрических систем

Донный лазерный деформограф предназначен для регистрации деформационных сигналов, распространяющихся по морскому дну, в частотном диапазоне от 0 (условно) до 1000 Гц. Теоретическая точность измерения вариаций расстояния между устоями донного лазерного деформографа равна 0,03 нм. Создание прибора проводилось с применением трехмерного компьютерного моделирования.

При выполнении темы были решены следующие задачи:

- 1) разработана оптическая схема донного лазерного деформографа
- 2) разработана электронная схема донного лазерного деформографа
- 3) разработана механическая часть донного лазерного деформографа
- 4) создан лабораторный макет донного лазерного деформографа

Перед выполнением работ по изготовлению лабораторного макета прибора были выполнены модельные расчёты по разработке форм-фактора корпуса и компоновки узлов установки. Из соображений надежности, веса, стоимости и целесообразности при выборе материала корпуса мы остановились на толстостенных полиэтиленовых трубах марки PE-100 SDR 11.

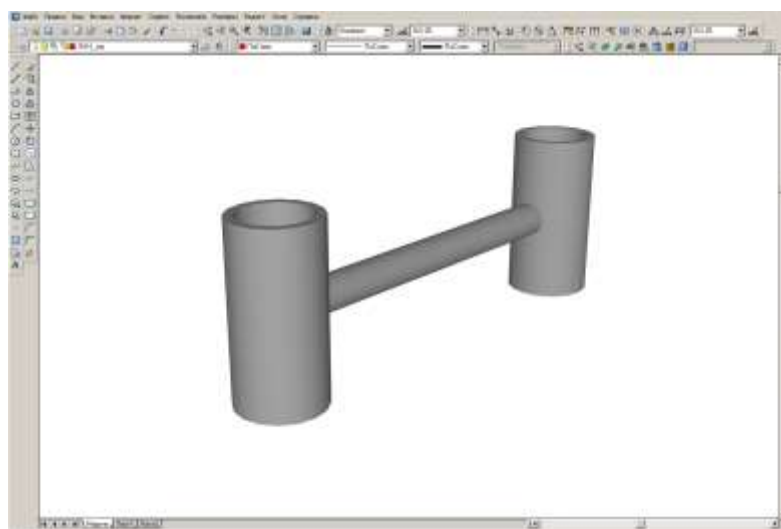


Рисунок 1.1 – Компьютерная модель донного лазерного деформографа

Заготовки, которые имеют толщину стенки 40 мм, свариваются на специальном оборудовании в конструкцию заданного вида. Характеристики корпуса модели установки (см. рисунок 1.1), позволяют эксплуатировать прибор на глубинах до 200 м.

Далее в компьютерную модель корпуса были помещены оптические и электронные компоненты с целью оптимального их размещения (см. рисунок 1.2). По этой компьютерной

модели с учетом некоторых изменений, были разработаны чертежи и изготовлены компоненты оптической и электронной схем.

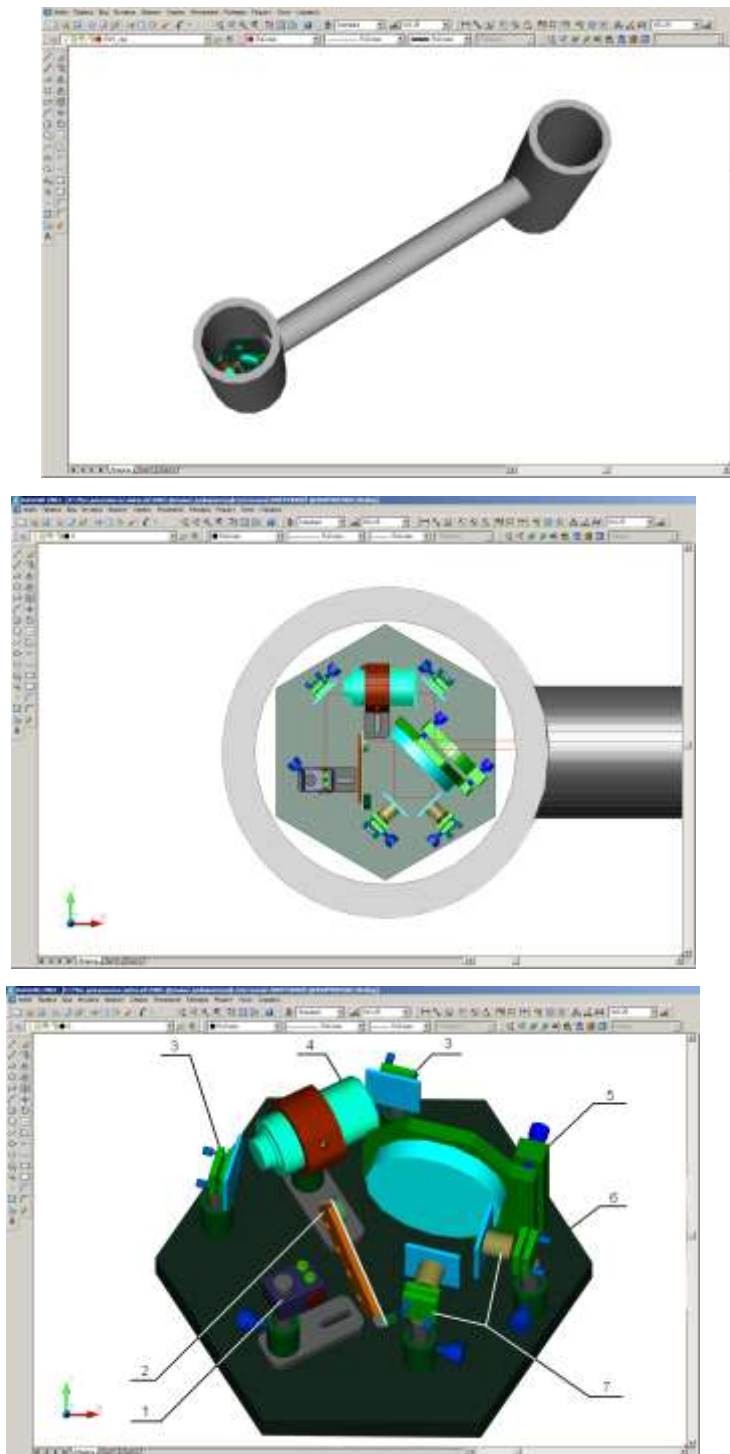


Рисунок 1.2 – Схема размещения оптических элементов донного лазерного деформографа.
1 – лазер, 2 – фотодиод, 3 – вспомогательные зеркала, 4 – коллиматор, 5 – делительная пластина, 6 – оптическая скамья, 7 – пьезокерамики систем «раскачки» и компенсации сигнала

После доработки компьютерной модели донного лазерного деформографа были закуплены и изготовлены оптико-механические и электронные компоненты установки, выполнены работы по изготовлению корпусной части прибора. На рисунке 1.3 приведена фотография внешнего вида корпуса прибора с грунтозацепами, а на рисунках 1.4 и 1.5 фотографии основного оптического узла интерферометра и уголкового отражателя.



Рисунок 1.3 – Корпус прибора с установленными грунтозацепами (в чехлах)



Рисунок 1.4 – Установленная внутри корпуса прибора оптическая скамья с компонентами интерферометра на основе зеленого полупроводникового лазера с системой регистрации



Рисунок 1.5 – Оптическая скамья с установленным на ней угловым отражателем

На рисунке 1.6 приведена фотография основного узла – интерферометра Майкельсона, на основе которого был создан донный лазерный деформограф.

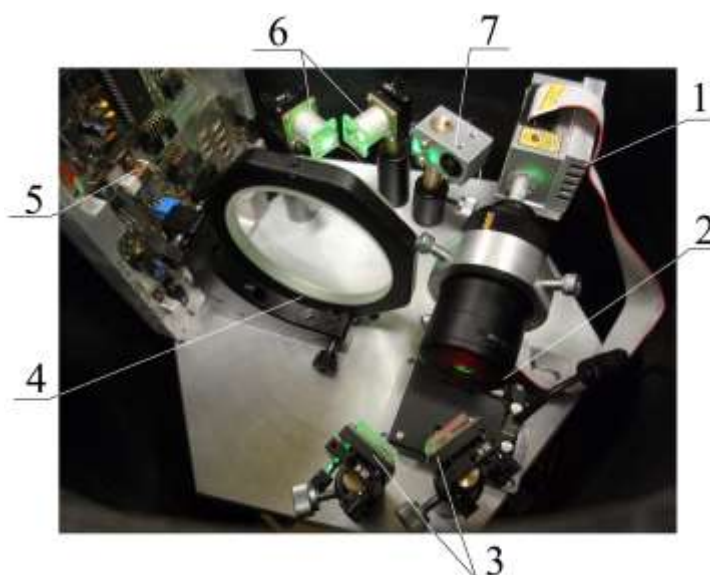


Рисунок 1.6 – Основные компоненты оптико-электронной системы донного лазерного деформографа

Оптическая схема прибора работает следующим образом. Луч стабилизированного полупроводникового зелёного лазера (1), пройдя коллиматор (2) и юстировочные зеркала (3), попадает на полупрозрачную пластину (4), на которой разделяется на два луча. Первый луч, пройдя зеркала раскачки и компенсации (6) и полупрозрачную пластину (4), попадают на фотодиод (7). Второй луч, отразившись от углового отражателя (см. рисунок 1.5) и пройдя полупрозрачную пластину (4), попадает на фотодиод (7). На фотодиоде на основе лучей 1 и 2 настраивается интерференционная картина, изменение яркости которой связано с изменением расстояния между устоями донного лазерного деформографа, с которыми жёстко соединены

оптические скамьи углового отражателя и основного узла интерферометра. Точность измерения изменения расстояния между устоями донного лазерного деформографа определяется точностью измерения доли интерференционной полосы. Применяемые методы интерферометрии позволяют измерять вариации интерференционной картины с точностью до $10^{-4} \times \lambda / 2$, где λ - длина волны зелёного лазера (532 нм). Таким образом, точность измерения вариаций расстояния между устоями донного лазерного деформографа примерно равна 0,03 нм в частотном диапазоне от 0 до 1000 Гц. Длина рабочего плеча деформографа равна около 3 м.

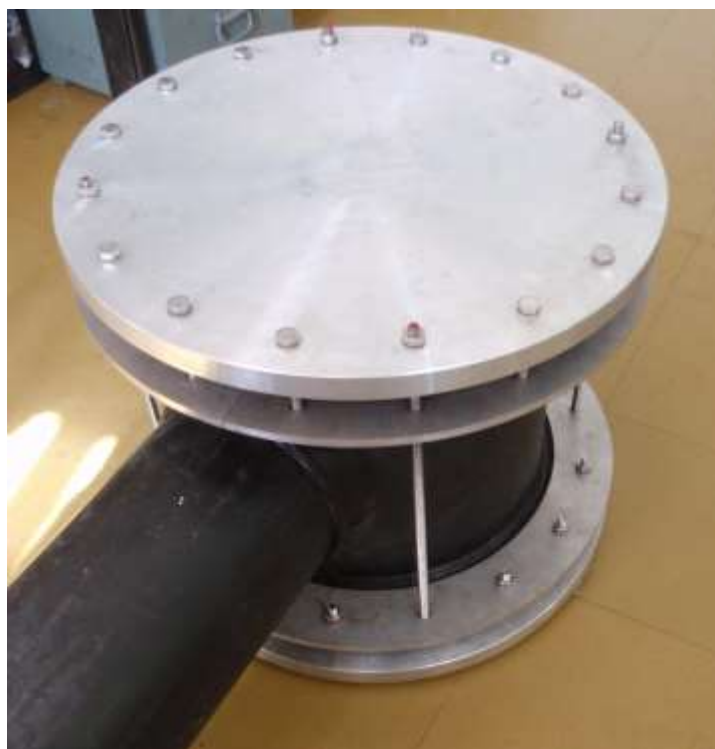


Рисунок 1.7 – Прибор в сборе

2 Нелинейные свойства ветровых морских волн

В 2007 году на глубине 27 м от поверхности моря в течение трёх месяцев работал лазерный измеритель вариаций давления гидросферы, который обладает следующими техническими характеристиками: рабочий диапазон частот от 0 до 1000 Гц, точность измерения вариаций гидросферного давления 57 мкПа, а точность измерения вариаций уровня моря 5,8 нм. Применение данной установки позволяет исследовать уровень фоновых колебаний гидросферного давления и закономерности его изменения, связанные с естественными и искусственными процессами. Но в данной статье мы остановимся только на изучении вариаций периода ветрового волнения. В качестве простого, но характерного, примера изменения периода ветрового волнения на рисунке 1.8 приведена динамическая спектрограмма диапазона ветровых морских волн, полученная после обработки одного из участков данных лазерного измерителя вариаций давления гидросферы.

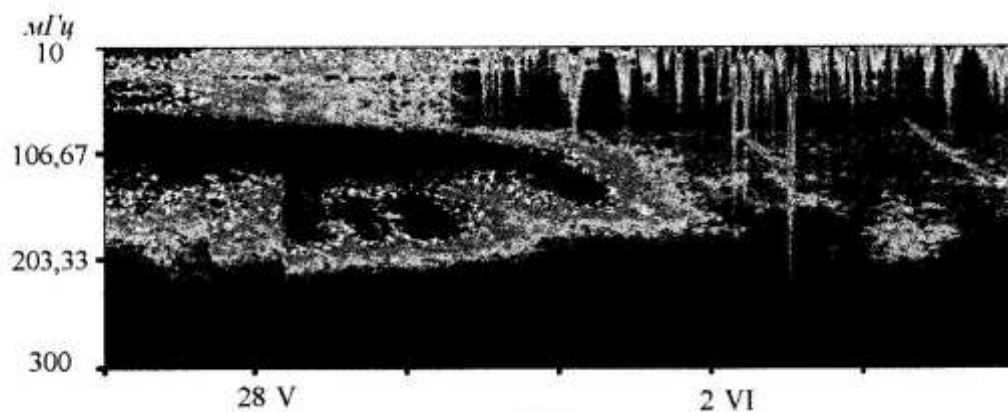


Рисунок 1.8 – Динамическая спектрограмма участка записи лазерного измерения вариаций давления гидросферы

Из рисунка следует, что в начальной части записи наблюдается мощное волнение, период которого и его интенсивность со временем падают. На рисунке 1.9 приведено изменение периода ветрового волнения, построенное по максимальным периодам участков динамической спектрограммы с полиномиальным усреднением шестой степени.

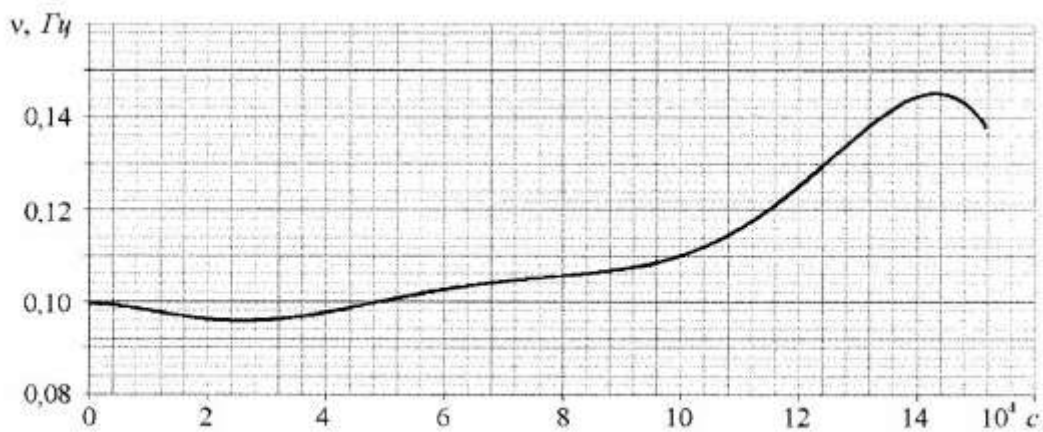


Рисунок 1.9 – Изменения частоты ν ветрового волнения

В начальной части рисунка период ветрового волнения немного растёт со временем, что можно связать с развитием ветрового волнения в зоне действия циклона или же с увеличением его периода при выходе из данной зоны. Далее период волнения уменьшается (частота растёт). Для каждого значения периода ветрового волнения можно рассчитать скорость распространения волн по формуле:

$$c = \frac{gT}{2\pi}, \quad (1.1)$$

где: c - скорость распространения волны, g – ускорение свободного падения, T – период.

Зная временной интервал изменения периода ветрового волнения и значения периодов в начальный и конечный моменты данного интервала, можно вычислить расстояние от источника волнения (циклона) до точки регистрации этих волн используя выражения (1.1) и $L = ct$ (L - расстояние, t - время распространения ветровых волн от источника до приёмника, движущихся со скоростью c). Рассчитаем расстояние до циклона для двух групп волн с периодами 10,4 с – 6,9 с при временном промежутке между ними в 32,5 ч; и волн с периодами 9,4 с – 6,9 с при временном промежутке между ними 16,4 ч. В первом случае расчетное расстояние от зоны циклона до точки проведения измерений составляет 3791 км, во втором случае 2402 км. Можно заметить, что Японское море имеет существенно меньшие линейные размеры и волны от циклона, расположенного на таком расстоянии, не могут доходить до точки проведения измерений, т.к. волны, приходящие из Тихого океана, практически не достигают побережья Приморского края (место расположения приборов). Кроме того, согласно данной формуле график изменения периода ветрового волнения должен быть линейным, что не наблюдается на рисунке 1.9. Т.е. только дисперсией данное изменение периодов ветрового волнения объяснить невозможно. В качестве возможных дополнительных причин изменений периодов ветровых волн могут быть следующие: изменение периода ветрового волнения, регистрируемого на значительном удалении от

движущегося циклона, связано не только с дисперсией, но и: 1) с эффектом Доплера; 2) с вариациями скорости ветра в зоне шторма. Во втором случае при временном усилении ветра, образующиеся волны с большими периодами, обладающие большей скоростью распространения, могут догнать и перегнать, ранее образованные волны с меньшим периодом, вследствие чего, в точке их регистрации, можно будет наблюдать изменение периодов ветрового волнения, которое невозможно объяснить только выражением (1.1).

Далее проанализируем данные лазерного измерителя вариаций давления гидросферы за период измерений с 15 июля по 20 сентября 2010 года. В указанный период при анализе динамических спектрограмм было выделено 22 участка явного изменения периода ветрового волнения. В таблице 1.1 приведены значения периодов ветрового волнения в начальной и конечной фазах уменьшения периодов ветрового волнения на выделенных участках, а также вычисленное расстояние до предполагаемого источника ветровых волн на основе использования выражений (1) и $L = ct$.

Таблица 1.1 – Результаты обработки данных 2010 г.

Участок	$\Delta t, c$	T_1-T_2, c	$L, км$	Участок	$\Delta t, c$	T_1-T_2, c	$L, км$
1	70285	6,68—4,32	670	12	32800	4,82—4,19	820
2	21636	4,21—4,10	1372	13	85800	9,60—6,40	1285
3	70227	7,31—5,57	1282	14	25582	6,51—5,71	927
4	277619	5,96—4,57	4242	15	159600	8,79—6,64	3379
5	38000	5,49—4,87	1278	16	120000	5,93—4,85	2492
6	38227	6,21—5,49	1412	17	52000	6,90—4,75	618
7	198780	8,50—5,51	2429	18	19200	4,82—4,40	756
8	131100	6,51—4,49	1480	19	74250	5,73—4,53	1253
9	53200	6,42—5,60	1819	20	140800	8,26—5,13	1487
10	79419	5,04—3,80	957	21	70300	14,92—9,52	1442
11	196900	7,76—4,94	2088	22	140000	7,60—6,37	8596

Примечание. Δt — длительность участка; T_1-T_2 — изменение периода ветрового волнения; L — расстояние от регистратора до предполагаемого первоисточника.

В результате проведённых расчётов мы получили, что источник всех волн для участков 2-9, 11, 13, 15, 16, 19-22 оказался за пределами Японского моря, чего не может быть, так как Японское море является практически закрытым для внешнего волнения. Далее рассмотрим возможные другие причины изменения периодов ветрового волнения.

Оценим изменение периода ветрового волнения, связанное с эффектом Доплера. Классический эффект Доплера можно описать формулой:

$$\nu = \frac{V_0}{1 - \frac{V}{c} \cos \theta}, \quad (1.2)$$

где: ν - наблюдаемая частота колебания волны на приёмнике, ν_0 - частота на источнике, V - скорость движения источника, c – скорость распространения волны, θ - угол между направлением распространения источника и направлением на приёмник. Средняя скорость передвижения тайфунов меньше скорости передвижения циклонов и может составлять величину порядка 25 км/ч, причём она изменяется от 10 км/ч в приэкваториальных широтах до 50 км/ч в умеренных широтах. Рассчитаем изменение периодов ветровых волн при движении циклона в сторону точки приема и от неё. Возьмём среднюю скорость движения циклона равную 25 км/ч. При периоде ветрового волнения равном 10 с данные изменения могут находиться в пределах от 14,5 до 5,5 с. О подобных изменениях периодов ветровых волн, связанных с эффектом Доплера, было указано ранее. К сожалению, мы не располагаем данными о перемещениях циклонов (тайфунов), которые привели к возбуждению ветровых волн, регистрируемых лазерным измерителем вариаций давления гидросферы, некоторая информация о которых приведена в таблице. Данные под номерами 2, 12 и 18 можно не рассматривать, так как они могут быть связаны с региональным ветровым волнением, возникающим на ограниченной акватории, а все остальные данные связаны, по-видимому, с ветровым волнением, возникающим в открытой части Японского моря.

Данными по вариациям скорости ветра внутри циклонов мы, к сожалению, также не располагаем. Но хорошо известно, что такие вариации в течение одних двух суток происходят довольно часто. Если источник ветра практически не движется, а величина скорости ветра начинает возрастать, то возникающие ветровые волны с большими периодами догоняют и перегоняют ветровые волны с меньшими периодами, которые вышли ранее из района их генерации. При этом в точке регистрации мы увидим нелинейное изменение периодов ветровых волн, которое невозможно объяснить дисперсией.

Далее рассмотрим данный эффект на примере региональных ветровых волн, которые возбуждаются в бухте Витязь Японского моря дующим с берега ветром, величина и направление скорости которого меняется со временем. В бухте существуют два вида ветровых волн: волны, пришедшие извне, и волны, которые генерируются ветром в самой бухте. Волны, пришедшие извне, обусловленные ветровым волнением открытой части Японского моря, имеют периоды от 5 до 11 с (с небольшими вариациями). Как показывают наши измерения, периоды ветровых волн, которые генерируются внутри бухты, находятся в диапазоне от 2 до 4 с (с небольшими вариациями). С целью исследования динамики ветровых волн и изучения природы их образования были обработаны массивы данных, полученные в августе 2011 года и в январе 2012 года. В качестве приёмных систем использовались лазерный измеритель вариаций давления гидросферы и мобильный лазерный измеритель вариаций давления гидросферы, входящие в состав лазерно-интерференционного аппаратно-программного комплекса, и которые были установлены на длительное время (2011-2012 гг.) на различных глубинах в бухте Витязь залива Петра Великого

Японского моря. Мобильный лазерный измеритель вариаций давления гидросферы отличается от лазерного измерителя вариаций давления гидросферы более компактной схемой сборки, что делает его меньшим по геометрическим размерам и весу. Лазерный измеритель вариаций давления гидросферы был установлен на глубине 11,8 м, а мобильный лазерный измеритель вариаций давления гидросферы – на глубине 4,5 м. Расстояние между установками составляло 96 м. В январе 2012 года работал лишь лазерный измеритель вариаций давления гидросферы, и поэтому его данные были использованы только для разделения ветровых волн на волны, которые возникли в бухте Витязь и вне неё. Информация с указанных лазерно-интерференционных систем по кабельным линиям поступала на береговой пост наблюдения и заносилась в ранее организованный банк данных с частотой дискретизации 500 Гц. В дальнейшем полученные экспериментальные данные обрабатывались с помощью специально созданного пакета прикладных программ «Deformograf», предусматривающего использование разнообразных методов спектрального и статистического оценивания. Обработка проводилась в четыре этапа: 1) на первом этапе данные обработаны низкочастотным фильтром Хэмминга с частотой среза 1 Гц; 2) на втором этапе выполнено прореживание с усреднением, коэффициент прореживания при начальной частоте дискретизации 500 Гц брался равным 500, т.е. частота дискретизации ряда становилась равной 1 Гц; 3) на третьем этапе исследовалась динамическая спектрограмма, полученная при обработке всего массива данных; 4) на четвёртом этапе выборочно выполнялась спектральная обработка выделенных участков данных на основе применения метода максимального правдоподобия или быстрого преобразования Фурье.

На рисунке 1.10 приведена динамическая спектрограмма, полученная при обработке участка записи лазерного измерителя вариаций давления гидросферы зимнего периода наблюдений, на которой выделяются две области ветрового волнения. Ветровые волны с периодами около 10,5 с пришли из открытой части Японского моря, а ветровые волны с периодами от 2,8 до 4,2 с возникли в самой бухте Витязь. Данные утверждения следуют из анализа спектрограммы, приведённой на рисунке 1.10. В начальной и конечной частях рисунка 1.10 присутствует возмущение в указанном диапазоне частот, а в остальной части его нет. Присутствие данного возмущения и его отсутствие чётко коррелирует с отсутствием и присутствием ледяного покрова, который «пригонялся» или «выгонялся» из бухты ветром при смене его направления. При наличии льда, даже колотого, в бухте Витязь при ветре не наблюдались ветровые волны с периодами, лежащими в диапазоне от 2 до 4 с, что также указывает на то, что они генерируются в бухте Витязь.

В конце участка, приведенного на рисунке 1.10, происходит уменьшение периода ветрового волнения с 4,37 до 3,25 с. Это изменение происходит на участке длительностью 9600 с. Если учесть изменение периода ветрового волнения, вызванное только дисперсией, то место

возникновения ветровых волн должно находиться на расстоянии около 95 км от точки регистрации. Учитывая, что расстояние от места регистрации до берега значительно меньше 95 км, то место возникновения ветровых волн должно находиться на суше, чего не может быть. Наблюдаемое уменьшение периода ветрового волнения в данном случае невозможно объяснить дисперсией, оно происходит, в основном, из-за вариаций скорости ветра. Также никакого отношения к данному изменению не имеет эффект Доплера, так как место генерации ветровых волн не движется относительно приёмника.

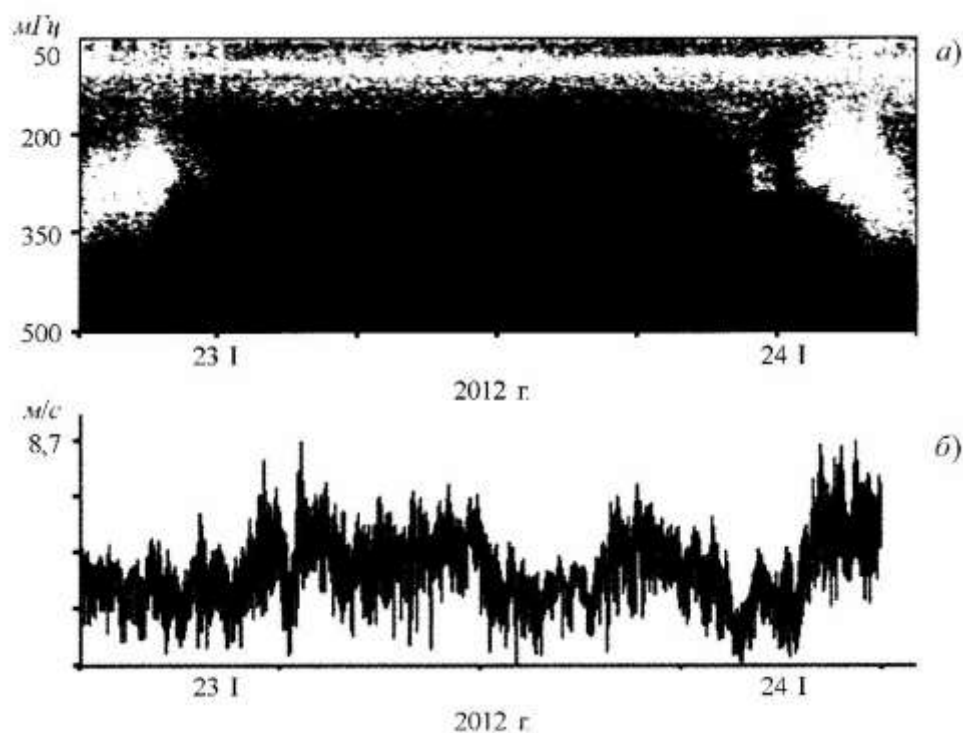


Рисунок 1.10 – Динамическая спектрограмма лазерного измерителя вариаций давления гидросферы (а) и график изменения скорости ветра на м. Шульца (б)

Далее проанализируем данные диапазона ветрового волнения, полученные на двух пространственно разнесённых лазерно-интерференционных установках. Особое внимание уделим динамике ветровых волн открытой части Японского моря, заходящих в бухту Витязь. Проанализированный период охватывает временной интервал с 1 по 21 августа 2011 года. В данный временной интервал регистрировались ветровые волны с периодами от 5 до 8 с, которые вызваны ветром, действующим над Японским морем, и связаны с его параметрами (скорость, направление, время действия). По вышеприведённой методике обрабатывались синхронные участки данных лазерного измерителя вариаций давления гидросферы и мобильного лазерного измерителя вариаций давления гидросферы, расположенных в бухте Витязь. Учитывая, что расстояние между двумя установками ветровая волна преодолевает за время не более 10 с, то можно утверждать, что на протяжении длины одной выборки длительностью 8192 с данные двух

указанных установок синхронны. Были обработаны все массивы данных в указанный период измерений (1-21 августа). Анализировались только синхронные данные, т.е. данные полученные в одно и то же время на лазерном измерителе вариаций давления гидросферы и мобильном лазерном измерителе вариаций давления гидросферы. Учитывая то, что расстояние между установками было около 96 м и то, что мобильный лазерный измеритель вариаций давления гидросферы находился ближе к берегу, т.е. дальше от места генерации ветровых волн, то выделенный период ветрового волнения из его записей должен быть практически идентичен периоду ветровых волн, выделенных из синхронных данных лазерного измерителя вариаций давления гидросферы, или, вследствие дисперсии, больше. Было обработано около 80 синхронных участков данных. При анализе всех указанных данных вытекает нижеследующее: периоды и энергия ветровых волн уменьшаются при их движении от места расположения лазерного измерителя вариаций давления гидросферы до места расположения мобильного лазерного измерителя вариаций давления гидросферы, т.е. при движении от точки моря с глубиной 11,8 м до точки моря с глубиной 4,5 м. На этих глубинах, и на глубинах от 11,8 до 4,5 м морская волна взаимодействует с дном, отдавая часть своей энергии верхнему слою земной коры. Данный процесс наблюдается не только при значительных амплитудах ветровых волн, но и при малых амплитудах ветровых волн (хотя в любом из этих случаев ветровые волны с каким-то приближением можно считать нелинейными). Процент изменения периодов ветрового волнения варьируется, так как в разные промежутки времени кроме ветрового волнения в анализируемом диапазоне частот присутствуют другие возмущения атмосферного и гидросферного происхождения, что влияет на точность определения основного периода ветрового волнения. Тем не менее, при распространении ветровых волн по исследуемому участку средний процент изменения периодов ветрового волнения в диапазоне 5-6 с составляет около 6%, а средний процент изменения периодов ветрового волнения в диапазоне 6-7 с составляет около 7%. Понятно, что данное изменение периодов ветрового волнения связано не только с длиной ветровой волны, но и с её амплитудой. Таким образом, установлено, что по мере распространения по шельфу монотонно убывающей глубины ветровая волна при взаимодействии с дном теряет часть своей энергии (передает дну), что приводит к трансформации её спектра и энергия в нём перераспределяется в более высокочастотную область. Величины данных изменений зависят не только от длин ветровых волн и степени уменьшения глубины, но и от их амплитуд.

3 Исследование динамики аномальных деформационных сигналов, вызванных процессами подготовки и развития цунамигенных и не цунамигенных землетрясений

3.1 Магнитудные инварианты в сейсмологии

В сейсмологии хорошо известны [1–5] общепланетарные регрессионные формулы с магнитудой M , применимые в среднем для всех сейсмоактивных регионов планеты:

$$T = T(M) = T_M = 10^{aM-b} \text{ лет}, \quad (3.1)$$

$$\Delta t = \Delta t(M) = \Delta t_M = 10^{a_0 M - b_0} \text{ лет}, \quad (3.2)$$

$$r_c = r_c(M) = r_{cM} = 10^{a_1 M - b_1} \text{ км}, \quad (3.3)$$

$$\Delta W = \Delta W(M) = \Delta W_M = 10^{a_2 M - b_2} \text{ Дж}, \quad (3.4)$$

$$E_c = E_c(M) = E_{cM} = 10^{a_3 M - b_3} \text{ Дж}, \quad (3.5)$$

$$V_c = V_c(M) = V_{cM} = 10^{a_4 M - b_4} \text{ км}^3, \quad (3.6)$$

где

$$\left. \begin{aligned} a &= 0.5, \quad b = 2.1; & a_0 &= 0.26, \quad b_0 = 3.50; \\ a_1 &= 0.5, \quad b_1 = 2.28; & a_2 &= 1.5, \quad b_2 = -7.18; \\ a_3 &= 1.5, \quad b_3 = -4.8; & a_4 &= 1.5, \quad b_4 = 6.2. \end{aligned} \right\} \quad (3.7)$$

При этом соотношения (3.1) и (3.2) являются соответственно 1-ой и 2-ой формулами Зубкова [1], определяющие время T (по долгосрочным предвестникам) возможного повторения землетрясения (время цикла землетрясения, время подготовки землетрясения, время накопления потенциальной энергии ΔW_M (см. формулу (3.4)) будущего землетрясения, длительность фазы консолидации землетрясения) и период Δt проявления краткосрочных предвестников землетрясения (среднюю длительность α – стадии землетрясения, т.е. промежуток времени от момента появления первых краткосрочных предвестников землетрясения до главного толчка). Соотношение (3.3) является формулой Шебалина-Садовского [2,3] для радиуса очага землетрясения (сейсмического очага) в сферическом приближении. Выражение (3.5) является формулой Гутенберга-Рихтера [3–5] 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). Последнее соотношение (3.6) определяет объем включения (сейсмического очага) в его максимальной фазе развития и является простым следствием формулы (3.3): $V_c = (4/3)\pi r_c^3$ (сферическое приближение). Это соотношение согласовано с формулой Цубои [3, 6–8]:

$$E_c = \varepsilon V_c, \quad (3.8)$$

где

$$\varepsilon = \varepsilon_k = 10^3 \text{ эрг} / \text{см}^3 = 10^{11} \text{ Дж} / \text{км}^3 \quad (3.9)$$

является средней (критической) объемной плотностью сейсмической энергии в очаге землетрясения.

Все 6 величин ((3.1) – (3.6)) зависят от магнитуды M землетрясения и поэтому являются магнитудными величинами. Любой комплекс магнитудных величин, независящий от магнитуды, назовем *магнитудным инвариантом*. Нетрудно увидеть, что существуют два способа получения магнитудных инвариантов. Первый способ заключается в прямом исключении магнитуды из системы двух любых соотношений (уравнений) для магнитудных величин ((3.1) – (3.6)): проще всего через предварительное логарифмирование обеих частей каждого соотношения, затем дальнейшего исключения магнитуды, а потом уже завершающего потенцирования. При этом в «игре» находятся как коэффициенты при M (т.е. коэффициенты типа a), так и свободные члены (т.е. коэффициенты типа b). В частном случае этого способа, когда коэффициенты при M совпадают для обеих магнитудных величин, проще всего магнитудный инвариант, помеченный в этом случае «тильдой», получать прямым делением одной (любой из двух) магнитудной величины на другую. В этом случае в «игре» фигурируют только коэффициенты типа b .

При втором (несколько экзотическом) способе получения магнитудных инвариантов можно работать с отдельными магнитудными величинами при сдвиге магнитуды M на любое допустимое целое число вниз или любое допустимое целое число вверх по магнитудной шкале, а затем составления отношений полученных величин друг к другу или к прежней величине с магнитудой M . Проще всего сдвигать M на одну единицу вниз или на одну единицу вверх по магнитудной шкале: $M \rightarrow M - 1$ или $M \rightarrow M + 1$. Аналогичную сдвигу по M можно производить с несколькими магнитудными величинами в комплексе (например, с двумя величинами: либо их произведениями, либо их отношениями), а затем эти полученные комплексы при $M - 1$ и $M + 1$ относить друг к другу или к данному комплексу с магнитудой M : так будет исключена магнитуда M из этих комбинаций комплексов магнитудных величин, а, следовательно, и получены новые магнитудные инварианты. При этом в «игре» находятся только коэффициенты при M . Разумеется этот способ не работает в случае отношения комплексов, сформированных в свою очередь из отношения двух магнитудных величин, когда коэффициенты при M в этих величинах совпадают. В этом случае следуют воспользоваться частной версией 1-го способа получения магнитудных инвариантов.

Второй способ получения магнитудных инвариантов, по-видимому, может понадобиться при решении различных разностных уравнений на магнитуды в случае необходимости решения

сейсмологических задач на варьирование магнитудных величин по магнитудам (магнитудные задачи «оптимизации»).

Продемонстрируем первый и второй способы получения магнитудных инвариантов на рабочих примерах.

Пусть нам дана следующая пара магнитудных величин:

$$\begin{cases} X = X(M) = X_M = 10^{c_1 M - d_1} \\ Y = Y(M) = Y_M = 10^{c_2 M - d_2} \end{cases}, \quad (3.10)$$

где константы c_1, d_1, c_2, d_2 известны. Тогда на основании уже изложенной выше «рецептуры» первого способа получения магнитудных инвариантов сразу имеем:

$$\Phi = Y_M^{c_1} / X_M^{c_2} = 10^{\Delta_{21}}, \quad (3.11)$$

где

$$\Delta_{21} = \begin{vmatrix} c_2 & d_2 \\ c_1 & d_1 \end{vmatrix} = c_2 d_1 - c_1 d_2. \quad (2.12)$$

Полученный магнитудный инвариант Φ можно затем возводить в любую рациональную степень с целью упрощения степеней фигурируемых размерностей для придания определенного физического смысла возведенному в данную степень магнитудному инварианту.

В частной версии этого способа получения магнитудных инвариантов, когда $c_1 = c_2$, сразу получаем:

$$\tilde{\Phi} = X_M / Y_M = 10^{d_2 - d_1} \quad (3.13a)$$

или

$$\tilde{\Phi} = Y_M / X_M = 10^{d_1 - d_2}. \quad (3.13b)$$

На основании также изложенной выше «рецептуры» второго способа получения магнитудных инвариантов имеем, например, для магнитудной величины X_M :

$$\Phi_0 = X_{M-1} / X_M = X_M / X_{M+1} = 10^{-c_1} \quad (3.14)$$

или

$$\Phi_0^{-2} = X_{M+1} / X_{M-1} = 10^{2c_1}. \quad (3.15)$$

Кстати, из (3.14) можно получить: $X_M^2 = X_{M-1} X_{M+1}$, т.е. среднюю геометрическую магнитудных величин с симметричной сдвижкой на одну единицу вниз и вверх по магнитудной шкале:

$$X_M = \sqrt{X_{M-1} X_{M+1}}, \quad (3.14)$$

что является «отражением» средней арифметической соответствующих магнитудных величин в логарифмическом масштабе. Аналогичные инварианты можно получить и для величины Y_M .

В этом способе получения магнитудных инвариантов можно работать и с комплексами магнитудных величин (например, с двумя величинами X_M и Y_M) либо в виде $X_M Y_M = (XY)_M$, либо в виде: $X_M / Y_M = (X/Y)_M$, что приводит к магнитудным инвариантам:

$$\Phi_0 = (XY)_{M-1} / (XY)_M = (XY)_M / (XY)_{M+1} = 10^{-(c_1+c_2)} \quad (3.16)$$

или

$$\Phi_0^{-2} = (XY)_{M+1} / (XY)_{M-1} = 10^{2(c_1+c_2)} \quad (3.17)$$

и

$$\Phi_0 = (X/Y)_{M-1} / (X/Y)_M = (X/Y)_M / (X/Y)_{M+1} = 10^{-(c_1-c_2)} = 10^{c_2-c_1} \quad (3.18)$$

или

$$\Phi_0^{-2} = (X/Y)_{M+1} / (X/Y)_{M-1} = 10^{2(c_1-c_2)}. \quad (3.19)$$

Если же коэффициенты при M совпадают (т.е. $c_1 = c_2$), то формулы типа (3.18) и (3.19) неприменимы, и надо переходить к инвариантам типа $\tilde{\Phi}$ (см. (3.13а) или (3.13в)).

На основании формул (3.1) - (3.6) нетрудно увидеть, что при первом способе получения магнитудных инвариантов имеется $C_6^2 = 6! / (2!4!) = 15$ таких инвариантов, которые получаются из сопоставления следующих пар магнитудных величин:

$$\left. \begin{array}{l} 1) (T_M, \Delta t_M); 2) (T_M, r_{cM}); 3) (T_M, \Delta W_M); 4) (T_M, E_{cM}); 5) (T_M, V_{cM}); \\ 6) (\Delta t_M, r_{cM}); 7) (\Delta t_M, \Delta W_M); 8) (\Delta t_M, E_{cM}); 9) (\Delta t_M, V_{cM}); \\ 10) (r_{cM}, \Delta W_M); 11) (r_{cM}, E_{cM}); 12) (r_{cM}, V_{cM}); \\ 13) (\Delta W_M, E_{cM}); 14) (\Delta W_M, V_{cM}); \\ 15) (E_{cM}, V_{cM}); \end{array} \right\} \quad (3.20)$$

т.е. находим 15 соответствующих магнитудных инвариантов: $\Phi_1, \Phi_2, \dots, \Phi_{15}$, многие из которых надо пометить сверху «тильдой», т.к. в соответствующих парах магнитудных величин совпадают коэффициенты при M .

Из этих 15-ти магнитудных инвариантов некоторые инварианты достаточно тривиальны и являются просто связью между соответствующими магнитудными величинами. Например, такими инвариантами являются 12-ый, 13-ый и 15-ый, которые с учетом (2.7) равны:

$$\Phi_{12} = \sqrt{V_{cM} / r_{cM}^3} = 10^{\Delta_{41}} = 10^{a_4 b_1 - a_1 b_4} \square 10^{0.32} \approx \sqrt{4\pi/3},$$

т.е.

$$\Phi_{12}^2 = V_{cM} / r_{cM}^3 = 4\pi / 3, \quad (3.21)$$

$$\tilde{\Phi}_{13} = E_{cM} / \Delta W_M \equiv \eta = 10^{b_2 - b_3} \square 10^{-2.38} \approx 4 \times 10^{-3} \rightarrow 0.4\%, \quad (3.22)$$

$$\tilde{\Phi}_{15} = E_{cM} / V_{cM} \equiv \varepsilon_k = 10^{b_4 - b_3} \text{ Дж} / \text{км}^3 = 10^{11} \text{ Дж} / \text{км}^3 = 10^3 \text{ эрг} / \text{см}^3, \quad (3.23)$$

где η является сейсмическим КПД, а ε_k - средней критической объемной плотностью энергии в сейсмическом очаге, фигурирующей в формуле Цубои (3.8) – (3.9).

Выпишем с учетом (3.7) значения самых интересных нетривиальных магнитудных инвариантов, которыми являются 1-ый и 2-ой инварианты:

$$\Phi_1 = \Delta t_M^a / T_M^{a_0} = 10^{\Delta_0}, \quad (3.24)$$

где

$$\Delta_0 = \begin{vmatrix} a_0 & b_0 \\ a & b \end{vmatrix} = a_0 b - a b_0 = -1.204, \quad (3.25)$$

т.е.

$$\Phi_1 = \Delta t_M^{0.5} / T_M^{0.26} = \sqrt{\Delta t_M} / T_M^{0.26} = 10^{-1.204} \text{ лет}^{0.24} = 6.25 \times 10^{-2} \text{ лет}^{0.24}, \quad (3.24')$$

а также

$$\tilde{\Phi}_2 = r_{cM} / T_M = v_c = 10^{b - b_1} \text{ км} / \text{год} = 10^{-0.18} \text{ км} / \text{год} \approx 0.66 \text{ км} / \text{год}. \quad (3.26)$$

Нетрудно увидеть, чтобы получить первый магнитудный инвариант в годах, нужно возвести обе части (3.24) или (3.24') в степень $1/(a - a_0) = 1/0.24$. Таким образом, имеем некое характерное инвариантное время:

$$T_0 \equiv \Phi_1^{1/(a - a_0)} \text{ лет} = (\Delta t_M^a \times T_M^{-a_0})^{1/(a - a_0)} \text{ лет} = 10^{\Delta_0/(a - a_0)} \text{ лет}, \quad (3.27)$$

т.е.

$$T_0 = 10^{-1.204/0.24} \text{ лет} = 10^{-5.02} \text{ лет} = 9.55 \times 10^{-6} \text{ лет} = 5.06 \text{ мин} \square 5.1 \text{ мин}. \quad (3.27')$$

По-видимому, сейсмологические процессы, происходящие в сейсмическом очаге, должны быть параметризованы этим своеобразным сейсмологическим «квантом» времени, что должно быть предметом дальнейших исследований в физике очага землетрясения. Отметим, что это характерное инвариантное время T_0 очень близко по своему значению с периодами крутильной ${}_0T_2$ и сфероидальной ${}_0S_{19}$ мод собственных колебаний Земли, соответственно равными [5, с.43]: 360,3 и 360,2 с., т.е. с периодами, равными примерно 6 мин. При этом мода ${}_0T_2$ является [5, с.41] основным крутильным (простейшим) колебанием Земли, которому соответствует только одна поверхность, секущая поверхность Земли по экватору, относительно которой Северное и Южное полушария Земли «закручиваются» в противоположных направлениях.

Правда, здесь возникает вопрос: «Какой смысл имеет малое инвариантное время $T_0 = 5,1$ мин, если оно получено из общепланетарных регрессий с единицей времени «годы»? Не является

ли T_0 ошибкой «измерения» этих регрессий?». Ответ на этот вопрос может быть следующим: во-первых, это инвариантное время приведено для демонстрации «рецептуры» второго способа получения магнитудных инвариантов, и в случае наличия у исследователя «точных» регрессий (для каждого конкретного сейсмоактивного региона планеты) эти получаемые инвариантные («региональные») времена должны более адекватно отражать временную специфику каждого сейсмоактивного региона планеты. Во-вторых, при получении T_0 «главную скрипку» играли коэффициенты при M , т.е. коэффициенты типа a : финальное возведение в степень $1(a - a_0) = 1/0,24 = 4,17$ это хорошо подчеркивает. А эти коэффициенты имеют смысл тангенса угла наклона данных линейных регрессий в осях: $(M, \lg T_M)$ и $(M, \lg \Delta t_M)$. И эти угловые коэффициенты хорошо определены [1, с. 77-85]. Главную ошибку в данные общепланетарные регрессии вносят коэффициенты типа b , ответственные за специфику конкретного сейсмоактивного региона планеты [1, с. 77-85]. И для конкретных «региональных» регрессий мы получаем более точные результаты и более адекватные физическому смыслу инвариантные времена T_0 (для каждого конкретного сейсмоактивного региона планеты).

Что касается 2-го инварианта $\tilde{\Phi}_2$ (см.(3.26)), который можно интерпретировать как некоторую инвариантную скорость v_c протекания сейсмологических процессов в сейсмическом очаге, то значение этой скорости слишком велико для движения вещества в очаге землетрясения. Сравните с соответствующими оценками в [9], согласно которым скорости течения вещества в сейсмоактивной среде не должны превышать 10 см/год (см., например, [9, с.48-52]). По-видимому, эта инвариантная скорость v_c является скоростью распространения некоторой волны изменения физико-химических параметров сейсмоактивной среды (например, очага землетрясения) без заметного при этом движения вещества.

И скорее всего, этот инвариант $\tilde{\Phi}_2 = v_c$ является скоростью передачи энергии dE/dt извне в сейсмоактивную среду (систему). Ведь из-за тектонических движений составляющих литосферу горных пород она непрерывно подвергается силовым воздействиям. Эти движения обусловлены как энергией, поступающей из недр в результате гравитационной дифференциации земного вещества, так и космическими факторами: изменением силы тяготения Луны и Солнца при движении Земли по орбите, атмосферными движениями, вызванными Солнцем, и т.п. Под их влиянием открытая сложная система (горная порода) вступает в энергомассообмен с окружающей средой. Слагающие ее блоки, испытывая упругие напряжения, воспринимают дополнительную энергию извне и передают ее от блока к блоку. При этом энергонасыщенность отдельных блоков системы может превзойти так называемую энергетическую прочность [10], что приведет их в состояние неустойчивости. Блоки будут либо расчленяться, либо наоборот, объединяться с соседними в единое целое.

Потеря устойчивости сопровождается излучением упругой энергии в виде сейсмических волн, ощущаемых на поверхности Земли как землетрясения. Доля этой энергии в балансе всего процесса потери устойчивости блока невелика – до 5% [10]. Разрушение малых (метры и доли метра) блоков ведет к излучению коротких волн – акустическому шуму, который обнаруживают приборы, установленные в буровых скважинах на глубинах, исключающих внешние звуковые помехи. Известные микросейсмы с характерными периодами 1-6 с [10] обязаны своим происхождением излучению энергии более крупными блоками (от сотен метров до нескольких километров).

Описанный процесс разрушения протекает непрерывно во всем объеме литосферы (во всяком случае, в объеме сейсмоактивной литосферы), и также непрерывно меняется сама литосфера, приспособляясь к внешним воздействиям. Процесс этот – самоорганизующийся [10]. Важнейшим его свойством является неизменность горной породы – она остается сложной блочно-иерархической системой, способной к энергомассообмену с окружающим миром и, следовательно, способной вновь и вновь участвовать в сейсмическом процессе.

Возможно, что подвод энергии от космических факторов сначала происходит в мантию (или даже во внешнее – жидкое ядро Земли), а затем эта энергия диссипируется из мантии в литосферу (или сначала из жидкого ядра Земли в мантию, а затем в литосферу), подпитывая сейсмоактивную среду энергией.

Это количество энергии E , воспринятое сейсмоактивной системой за время T_M , можно оценить следующим образом. Если скорость передачи энергии dE/dt извне в сейсмоактивную среду постоянна и равна второму магнитудному инварианту $\tilde{\Phi}_2 = v_c$, то ее поток через поверхность $S = 4\pi r_{cM}^2$ сейсмоактивной системы (сейсмического очага) в сферическом приближении равен: $v_c \times S = v_c \times 4\pi r_{cM}^2$, а количество энергии E воспринятое сейсмоактивной системой за время T_M , т.е. за время продолжительности подготовки землетрясения (время сейсмического цикла), будет пропорционально $v_c \times 4\pi r_{cM}^2 \times T_M$ с коэффициентом пропорциональности, равным ε_k - критической объемной плотности энергии согласно воззрениям Цубои (см. (3.8) и (3.9)). Тогда в момент перестройки сейсмоактивной системы (очага землетрясения) энергия E , запасенная в ней, будет равна

$$E = \varepsilon_k \times v_c \times 4\pi r_{cM}^2 \times T_M, \quad (3.28)$$

что при подстановке в (3.28) соотношений (3.9), (3.26), (3.3), (3.1) с учетом (3.7) приводит, принимая во внимание еще и (3.5), (3.7), к значению

$$E = 10^{1.5M+5.26} \text{ Джс} = 10^{0.46} \times 10^{1.5M+4.8} \text{ Джс} \approx 3E_{cM}. \quad (3.29)$$

Это значение по порядку величины соответствует сейсмической энергии кóрового землетрясения, что является в среднем с учетом выражений (3.28), (3.26), (3.21) и (3.8), (3.9) причинно-следственной трактовкой закона Цубои. И, следовательно, значение инвариантной скорости $\tilde{\Phi}_2 = v_c$ физически приемлемо.

Возможно, что поток энергии в сейсмический очаг надо оценивать только в одном направлении: снизу (из глубин Земли) вверх (в сейсмический очаг). И тогда в качестве оценки S надо брать не всю поверхность сейсмического очага в сферическом приближении, а только площадь его максимальной проекции на плоскость, перпендикулярную этому направлению потока энергии, т.е. $S = \pi r_{cM}^2$, что приводит в (3.28) и (3.29) к оценке E в 4 раза меньше, полученной в (3.29), т.е. к

$$E \square 0.75 E_{cM} \approx E_{cM}, \quad (3.30)$$

что еще больше повышает ценность второго магнитудного инварианта $\tilde{\Phi}_2 = v_c$. Она будет еще выше, если исследователь будет иметь дело с более точными региональными регрессиями $r_c = r_c(M)$ и $T = T(M)$ (см. текст после формулы (3.27'), относящийся к инвариантному времени T_0).

Среди магнитудных инвариантов, полученных вторым способом, возьмем только следующий (интересный с сейсмологической точки зрения) инвариант:

$$\Phi_0 = (\Delta t / T)_{M-1} / (\Delta t / T)_M = (\Delta t / T)_M / (\Delta t / T)_{M+1} = 10^{a-a_0} = 10^{0.24} \approx 1.74, \quad (3.31)$$

что очень близко по значению к отношению [11, с.126 и с.127; 12, с.63]:

$$v_p / v_s \approx 1.68. \quad (3.32)$$

Здесь v_p и v_s - соответственно фазовые скорости продольных и поперечных объемных упругих волн (волн Пуассона) [5, 11, 12]:

$$v_p = \sqrt{(K + 4G/3) / \rho}, \quad v_s = \sqrt{G / \rho}, \quad (3.33)$$

где K – модуль объемного (всестороннего) сжатия упругой твердой среды (модуль объемной упругости), G – модуль сдвига среды, ρ – плотность среды (вещества). Возможно, что это является не случайным совпадением, что также должно быть предметом дальнейших исследований в физике очага землетрясения.

Все вышеописанные магнитудные инварианты (как мы надеемся) сыграют в будущем позитивную роль в физике землетрясений, а также в проблеме возможного прогноза кóровых землетрясений.

3.2 Аномальные деформационные сигналы, связанные с землетрясениями

В настоящее время разработка технологии краткосрочного прогноза опасных гидродинамических процессов Земли (волн цунами), их идентификации и пеленгации на стадии зарождения и развития имеет колоссальное значение. Определение степени цунамигенности землетрясения зависит от нескольких параметров, это глубина эпицентра, координаты и его мощности. Считается, что если землетрясение произошло на дне океана с магнитудой более 6 и на глубине менее 100 км, оно может вызвать цунами. Но применяемые методы регистрации землетрясений не могут со сто процентной вероятностью сказать цунамигенное это землетрясение или нет. С помощью 52,5 метрового горизонтального лазерного деформографа неравноплечего типа, установленного на МЭС ТОИ ДВО РАН «м. Шульца» на юге Приморского края были зарегистрированы несколько цунамигенных землетрясений. На записях всех таких землетрясений была обнаружена деформационная аномалия характерная только для цунамигенных землетрясений. Так на рисунке 3.1 представлена запись лазерного деформографа за 26 декабря 2004 года.

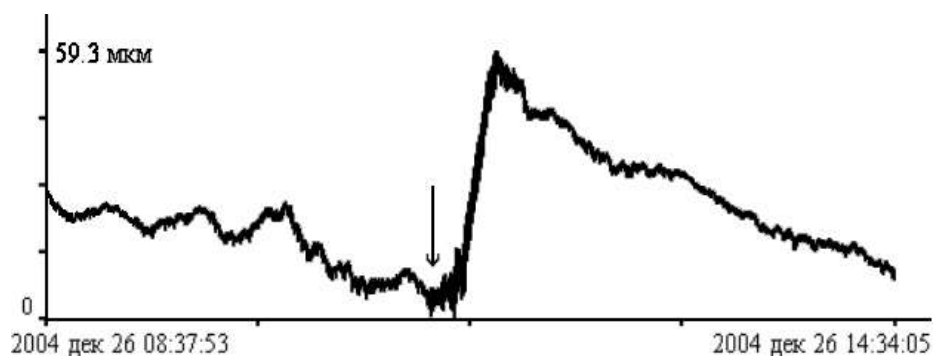


Рисунок 3.1 – Запись лазерного деформографа за 26 декабря 2004 года

В этот день произошло цунамигенное землетрясение в Тихом океане в точке с координатами 3.30°N , 95.87°E [13]. На записи видно, что землетрясение (его начало отмечено стрелкой) вызвало деформационную ступеньку большой амплитуды – около 60 мкм на базе 52,5 метрового лазерного деформографа. Такая деформационная аномалия не наблюдается на записях нецунамигенных землетрясений, так на рисунке 3.2 представлено сахалинское землетрясение (его начало отмечено стрелкой), где нет этой ступеньки. Более того если отфильтровать полосовым фильтром запись цунамигенного землетрясения с границами 1-0.01 Гц, то различия между цунамигенным и нецунамигенным землетрясением не видны (рисунок 3.3). То есть сейсмографы, даже широкополосные, практически не пригодны для изучения отличительных черт цунамигенного землетрясения.

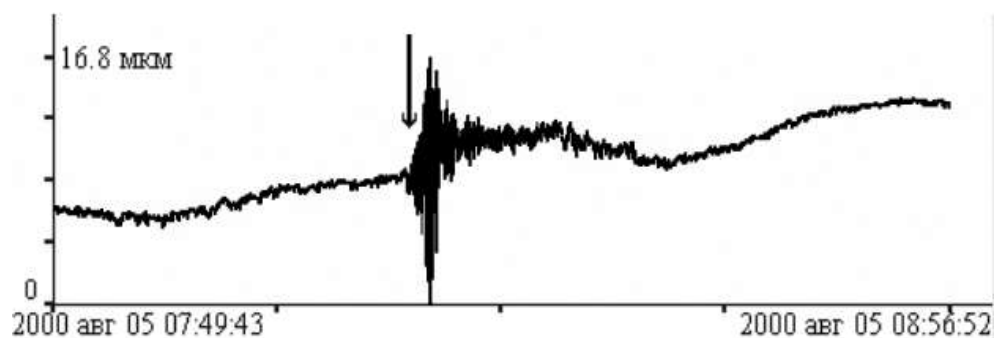


Рисунок 3.2 – Запись лазерного деформографа за 5 августа 2000 года

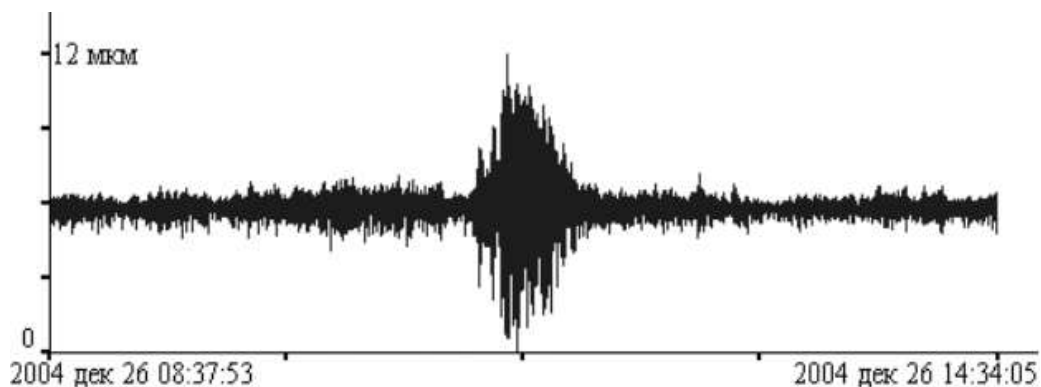


Рисунок 3.3 – Отфильтрованная запись лазерного деформографа за 26 декабря 2004 года

Землетрясение, зарегистрированное 26 декабря 2004 года произошло в 00:58:53 было зарегистрировано через 19 мин 54 с на лазерном деформографе, а спустя еще 15 мин можно было со сто процентной долей вероятности говорить о зарождении волны убийцы. Которая спустя 1 ч 25 мин дошла до берега, то есть было достаточно времени, чтобы предупредить население и принять меры на пострадавшем от цунами районе [14].

На рисунке 3.4 представлена запись цунамигенного землетрясения, сделанная с помощью неравноплечего горизонтального лазерного деформографа, произошедшего 5 сентября 2004 года в 14:57:19 по Гринвичу в точке с координатами 33.36°N, 137.06°E. Данное землетрясение было зарегистрировано на лазерном деформографе в 15:04:20, расстояние от деформографа до эпицентра 1175 км. Деформационная аномалия началась через 2 мин 37 с после прихода первых волн, вызванных землетрясением [15].

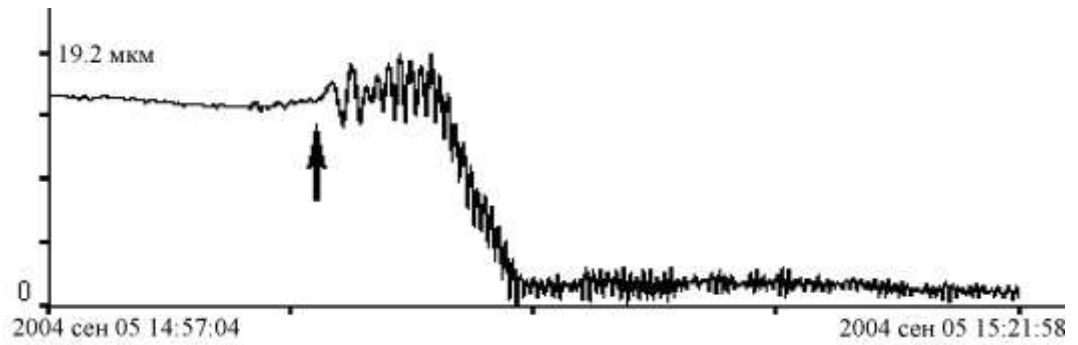


Рисунок 3.4 – Запись лазерного деформографа за 5 сентября 2004 года

На рисунке 3.5 представлена запись 52,5 метрового лазерного деформографа за 16 июля 2007 года. В этот день произошло цунамигенное землетрясение на дне Японского моря в 01:13:26 по Гринвичу в точке с координатами 37.52°N, 138.47°E. Небольшая деформационная аномалия бала зарегистрирована на лазерном деформографе в 835 км от эпицентра в 01:16:48, то есть спустя 3 мин 19 с после начала землетрясения. Глубина гипоцентра землетрясения 100 м.

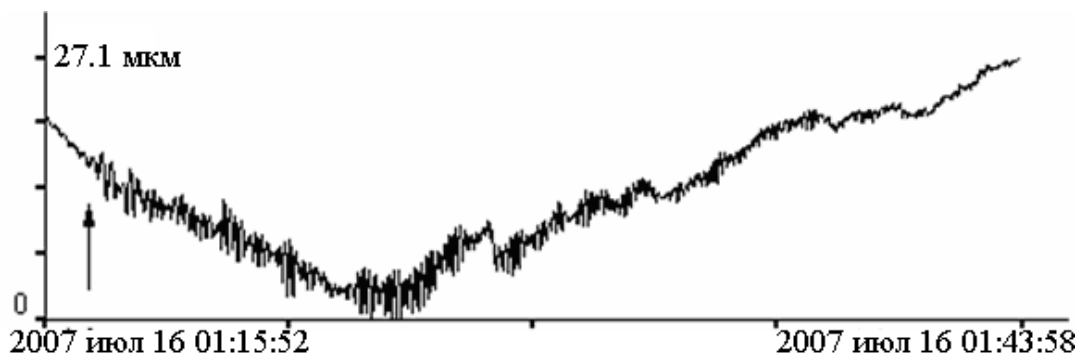
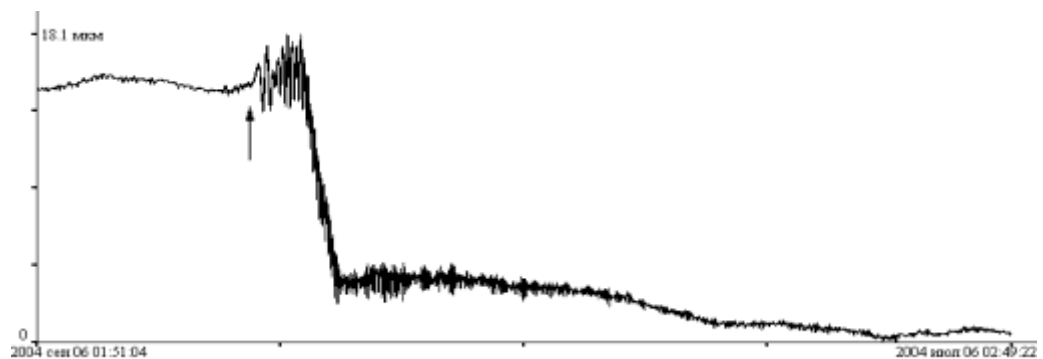


Рисунок 3.5 – Запись лазерного деформографа за 16 июля 2007 года



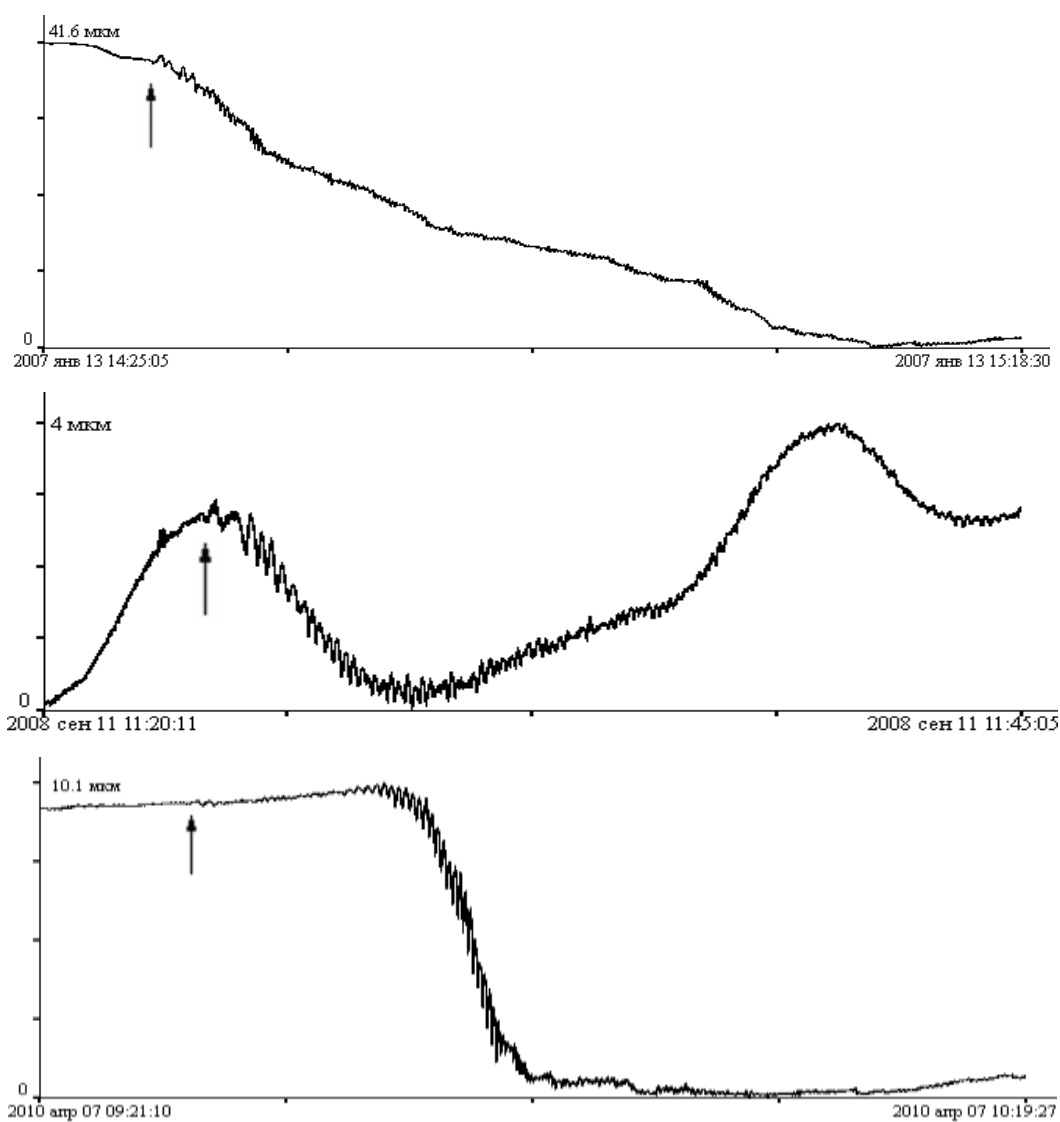


Рисунок 3.6 – Записи цунамигенных землетрясений лазерного деформографа

На рисунке 3.6 приведен еще ряд записей цунамигенных землетрясений, полученных при обработке данных неравноплечего горизонтального лазерного деформографа с ориентацией север-юг. На верхнем графике представлено землетрясение, произошедшее 6 сентября 2004 года 01:57:18 (время Владивостокское) в точке с координатами 33,2°N 137°E на глубине 33 км с магнитудой 7,4 у Южного побережья Хонсю, Япония. На следующем участке записи лазерного деформографа зарегистрировано цунамигенное землетрясение, произошедшее 13 января 2007 года в 14:23:20 в точке с координатами 46,3°N 154,5°E на глубине 10 км с магнитудой 8,2. Это землетрясение произошло вблизи центральных Курил [16]. На третьем графике приведено еще одно цунамигенное землетрясение, произошедшее вблизи о. Хоккайдо, Япония, оно произошло 11 сентября 2008 года в 11:20:52 в точке с координатами 41,9°N 143,6°E с магнитудой 6,9. На нижнем графике представлено землетрясение, которое было у берегов северной Суматры, Индонезия 7 апреля 2010 года в 09:15:02 в точке с координатами 2,4°N 97,1°E на глубине 31 км с магнитудой 7,9.

В результате можно сказать, что со сто процентной вероятностью о степени цунамигенности землетрясения можно говорить только при регистрации аномальных сигналов, возникающих перед или во время землетрясения, на записях лазерных деформографов. Именно на неравноплечем горизонтальном лазерном деформографе, установленном на МЭС ТОИ ДВО РАН «м. Шульца», была впервые зарегистрирована деформационная аномалия, характерная для цунамигенных землетрясений.

11 марта 2011 года восточнее Японии произошло мощное цунамигенное землетрясение, геодинамические процессы в очаге которого, привели к образованию разрушительной цунами. Вследствие действия землетрясения и последующего изменения уровня воды части Тихого океана произошло изменение уровня воды в Японском море. По разным литературным данным уровень воды в Японском море изменялся до 40 см. Надо заметить, что амплитуда морского прилива в Японском море достигает примерно такой же величины. Резкое изменение уровня воды в Японском море привело к значительному увеличению амплитуд собственных колебаний Японского моря, его бухт и заливов. В контексте данной части главы мы обратили внимание на возникновение на записи лазерного деформографа мощных колебаний с периодами свыше 16 мин. Возбуждению этих колебаний предшествовало резкое изменение уровня микродеформаций земной коры, которое зарегистрировал прибор. На рисунке 3.7 приведена запись лазерного деформографа, содержащая начало возбуждения указанных колебаний.

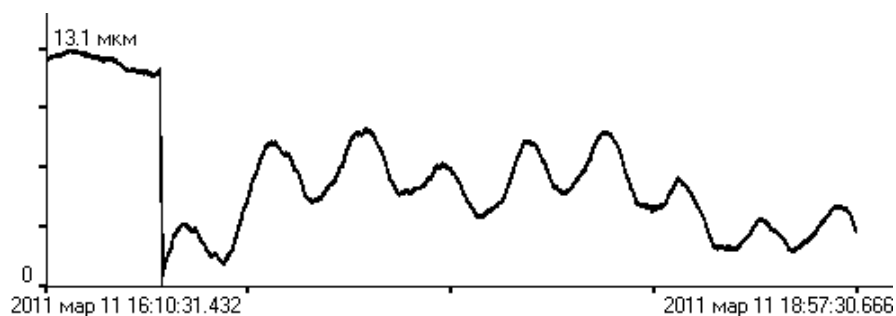


Рисунок 3.7 – Участок записи лазерного деформографа. Время гринвичское

Участок записи лазерного деформографа, содержащий указанное возмущение, был подвергнут спектральной обработке после низкочастотной фильтрации и децимации. На рисунке 3.8 приведён полученный спектр, на котором выделяются два пика на периодах 68 мин 16 с и 16 мин 33 с. Последний соответствует периоду собственных колебаний бухты Витязь залива Петра Великого Японского моря. Период его меньше указанного выше (17 мин 28 с), что, по-видимому, связано с величиной возбуждающей силы.

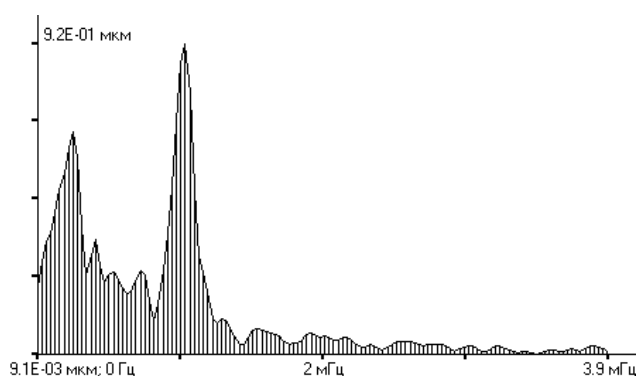


Рисунок 3.8 – Спектр участка записи лазерного деформографа

Кроме аномальных сигналов, связанных с катастрофическими процессами, которые регистрируют лазерные деформографы, существуют аномальные сигналы, тоже связанные с катастрофическими процессами, которые регистрируют лазерные измерители вариаций давления гидросферы (лазерные гидрофоны), которые были установлены в различных точках шельфа Японского моря. Так на рисунке 3.9 приведена запись лазерного гидрофона, на которой выделен аномальный сигнал скачкообразного вида, который вызван резким изменением уровня моря в точке регистрации.

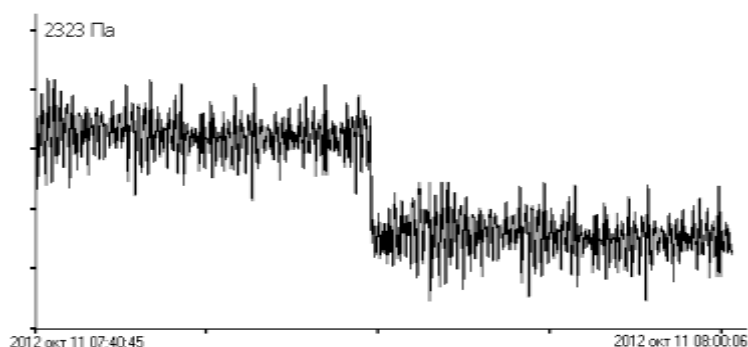


Рисунок 3.9 – Запись лазерного гидрофона, содержащая аномальный сигнал скачкообразного вида

В последнее время в литературе большое внимание уделено так называемым волнам убийцам. На записях лазерных измерителей вариаций давления гидросферы (лазерных гидрофонов) такие аномально большие возмущения на фоне ветровых волн присутствуют довольно часто. Так на рисунке 3.10 приведена запись лазерного гидрофона, на которой на фоне морских ветровых волн выделен аномальный сигнал большой амплитуды, который можно приписать к так называемым волнам убийцам. Природа возникновения данных возмущений до сих пор не ясна.

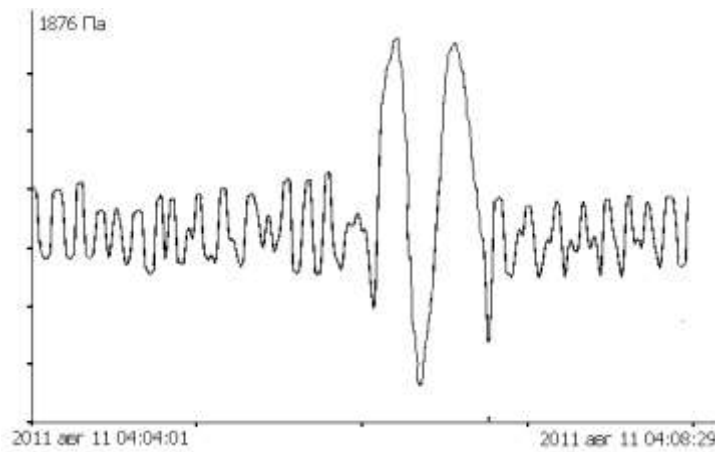


Рисунок 3.10 – Запись лазерного гидрофона, содержащая аномальный сигнал

В заключении можно отметить, что уникальность лазерных деформографов, лазерных измерителей вариаций давления гидросферы и лазерных гидрофонов, связанная с их высокой чувствительностью в инфразвуковом диапазоне позволяет применять данные установки для регистрации аномальных деформационных сигналов, связанных с процессами подготовки и развития цунамигенных землетрясений.

Заключение

Разработан лазерный деформограф донного типа, обладающий следующими техническими характеристиками: точность измерения вариаций расстояния между устоями донного лазерного деформографа примерно равна 0,03 нм в частотном диапазоне от 0 до 1000 Гц, длина рабочего плеча равна 3 м.

При обработке экспериментальных данных по вариациям гидросферного давления, полученных с помощью лазерного измерителя вариаций давления гидросферы, показано, что изменение периодов ветровых волн при выходе их из зоны действия циклонов может быть связано не только с дисперсией, но и с эффектом Доплера и вариациями скорости и направления ветра в зоне действия циклонов.

В результате проведённого цикла экспериментальных исследований с применением лазерно-интерференционных приёмных систем установлено, что при движении ветровых волн по шельфу убывающей глубины происходит их трансформация с уменьшением периода и энергии.

Описаны способы получения магнитудных инвариантов, т.е. комплекса магнитудных величин, которые не зависят от магнитуд. Обсуждается связь отдельных магнитудных инвариантов с физикой подготовки и развития землетрясений, крутильными и сфероидальными колебаниями Земли, другими известными параметрами.

Список использованных источников

1. Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ АН СССР. 1991. 217 с.
2. Долгих Г.И., Мишаков А.В. // ДАН. 2011. Т. 437. №5. С. 691-694.
3. Долгих Г.И., Мишаков А.В. // ДАН. 2012. Т. 447. №5. С. 565-569.
4. Gutenberg B., Richter C.F. // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1956. V.46. № 2. P. 105 – 145.
5. Трухин В.И., Показеев К.В., Куницын В.Е. Общая и экологическая геофизика. М.: ФИЗМАТЛИТ. 2005. 571с.
6. Tsiboi C. // J. Phys.Earth. 1956. V.4. №2. P. 63-67.
7. 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.).
8. Садовский М.А., Писаренко В.Ф., Штейнберг В.В. // ДАН СССР. 1983. Т.271. №3. С.598-602.
9. Магницкий В.А. Модели Земли. М.: Знание. 1978. 64 с.
10. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.:Наука.1987. 100 с.
11. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука. 1978. 192 с.
12. Долгих Г.И., Мишаков А.В. Модельные оценки времен распространения фазовых скоростей волн Пуассона, Рэлея и Лява для дна шельфа возле м. Шульца в задаче деформографических исследований шельфовых волн (часть I). В кн.: Материалы докладов III Всероссийского симпозиума «Сейсмоакустика переходных зон». Владивосток: Изд-во ДВГУ. 2003. С. 61-65.
13. 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 цунамиренного землетрясения 2004 года // Вестник ДВО РАН. 2006. С.115-119.
14. 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 // ДАН. 2007. том 412, №1, с.104-106.
15. Dolgikh G.I., Dolgikh S.G., Ovcharenko V.V. Deformation method of definition of tsunamigenic and not tsunamigenic earthquakes // Материалы докладов 8-ого международного симпозиума ISOPE PACOMS-2008 P 218-222.
16. Долгих Г.И., Будрин С.С., Долгих С.Г., Ковалев С.Н., Овчаренко В.В., Плотников А.А., Чупин В.А., Швец В.А., Яковенко С.В. Технология пеленгации и идентификации опасных гидродинамических процессов Земли на стадии их зарождения и развития // Подводные исследования и робототехника. 2007, №1(3), с. 46-53.

17. Будрин С.С., Долгих Г.И., Долгих С.Г., Ярощук Е.И. Исследование изменчивости периодов ветровых волн // Метеорология и гидрология. 2014. № 1. С. 72-79.
18. Долгих Г.И., Мишаков А.В. Магнитудные инварианты в сейсмологии // Доклады Академии наук. 2014. Т. 459, № 1. С. 96-99.