





ФИЗИКА ЦУНАМИ

НОСОВ МИХАИЛ АЛЕКСАНДРОВИЧ

ФИЗФАК МГУ

КОНСПЕКТ ПОДГОТОВЛЕН СТУДЕНТАМИ, НЕ ПРОХОДИЛ ПРОФ. РЕДАКТУРУ И МОЖЕТ СОДЕРЖАТЬ ОШИБКИ. СЛЕДИТЕ ЗА ОБНОВЛЕНИЯМИ НА VK.COM/TEACHINMSU.

ЕСЛИ ВЫ ОБНАРУЖИЛИ ОШИБКИ ИЛИ ОПЕЧАТКИ ТО СООБЩИТЕ ОБ ЭТОМ, НАПИСАВ СООБЩЕСТВУ VK.COM/TEACHINMSU.

БЛАГОДАРИМ ЗА ПОДГОТОВКУ КОНСПЕКТА СТУДЕНТКУ ФИЗИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МГУ

ТАРКАЕВУ ЕЛИЗАВЕТУ ВЛАДИМИРОВНУ

Содержание

1.	Лекция 1				
	1.1.	Цунами в искусстве	5		
	1.2.	История изучения цунами	6		
	1.3.	Цунами с точки зрения разных наук	7		
	1.4.	Демонстрации	Ć		
		Поражающие факторы цунами			
	1.6.	Определение цунами	11		
2.	Лекция 2				
	2.1.	Генерация цунами землетрясениями	14		
		Генерация цунами оползнями и обвалами			
		Генерация цунами вулканическими извержениями			
		Метеоцунами	18		
		Космогенные цунами	19		
	2.6.	Генерация цунами подводными взрывами	20		
	_				
3.		ция 3	22		
		Характеристики волны цунами			
	3.2.	Способы регистрации волн цунами	24		
4.	Лекция 4				
	4.1.	Способы регистрации цунами	27		
	4.2.	Количественные характеристики силы цунами	27		
	4.3.	Как измерить силу землетрясения?	31		
5.	Лекция 5				
	5.1.	Шкалы магнитуд	35		
		Механизм очага землетрясения			
6.	Лекция 6				
	6.1.	Энергия цунами как функция глубины очага землетрясения	42		
	6.2.	Косейсмические деформации при реальных землетрясениях	44		
	6.3.	Связь смещения векторного поля дна и его поверхности	48		
	6.4.	Амплитуда деформации дна, энергия цунами и вытесненный объем			
		как функции моментной магнитуды	51		
7.	Лекция 7				
	7.1.	Определение и классификация волн	53		
	7.2.	Математическое описание волновых движений водного слоя	53		
	7.3.	Приближения для решения уравнений	55		
		Геофизические приближения	56		
8.	Лек	ция 8	58		
		Уравнения линейной теории длинных волн	58		
	8.2.		60		
		The Property of the Property o	50		







ФИЗИКА ЦУНАМИНОСОВ МИХАИЛ АЛЕКСАНДРОВИЧ

	8.3.	Закон Грина	62
		Взаимодействие волны со ступенькой	64
	8.5.	Базовые закономерности генерации волн цунами при сейсмических движениях дна	64
9.	Лек	ция 9	67
		Бегущая подвижка	67
	9.3.	ами)	68
	9.4.	мерной постановки задачи	69 70
10	. Ле	кция 10	72
	10.1.	Трехмерная задача о генерации цунами деформациями дна (линейная потенциальная теория)	72
	10.2.	Математическая постановка двумерной задачи о линейных гравитационных волнах	74
11	. Ле	кция 11	78
		Движение частиц жидкости в монохроматической волне	78
	11.3.	сжимаемости воды в задаче цунами	80 80
12	. Ле	кция 12	85
	12.1.	Численные методы динамики цунами	85
		Методы решения уравнений	87
	12.3.	Прогноз цунами: успехи и проблемы	88
	12.4	Правила безопасности	90







Лекция 1

1.1. Цунами в искусстве

Кацусика Хокусай - автор одного из самых известных азиатских произведений искусства - гравюры "Большая волна в Канагаве" (1832 г.) (Рис. 1).

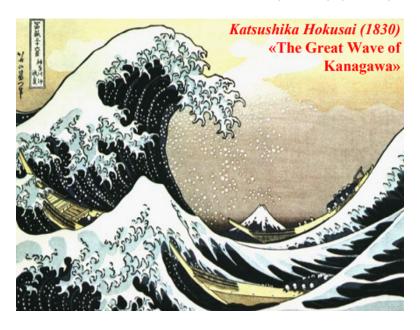


Рис. 1. "Большая волна в Канагаве" Кацусика Хокусай 1832 г.

Эта гравюра - наиболее известная из нескольких десятков полотен серии "Виды Фудзиямы". Цунамисты используют ее как своеобразный символ, хотя изображена на гравюре штормовая волна, не имеющая отношения к явлению цунами. Данный образ используется очень широко, в том числе и в современном искусстве как символ цунами.

Есть и стихотворные эпиграфы, в том числе, знаменитые строки А.С.Пушкина:

"В мире есть такое диво Море вздуется бурливо, Закипит, поднимет вой, Хлынет на берег пустой..".

Есть основания полагать, что Пушкин был знаком с явлением цунами, так как в полном собрании сочинений можно найти его заметки при чтении "Описания земли Камчатки" С.Крашенинникова, - научный труд, созданный человеком, впервые описавшим цунами в России.

С этим описанием мы познакомимся на одной из следующих лекций. Обратите внимание, что в строках А.С.Пушкина описывается и звуковой эффект - один из естественных предупреждающих сигналов цунами.







Если вы со стороны моря слышите непонятный рокот и гул, то, с некоторой вероятностью, это может быть волна цунами. А что будет, если море хлынет не на пустой берег?

1.2. История изучения цунами

Интенсивное заселение и хозяйственное освоение прибрежных территорий - главный фактор увеличения риска цунами. В последние столетия риск непрерывно растет, и особенно быстро он растет именно в последние десятки лет. Это связано с тем, что люди все чаще селятся на самом берегу моря, там же, в 30-50 метрах от береговой линии строятся отели.

Этот тезис можно усилить, переписав его следующим образом: "Интенсивное заселение и хозяйственное освоение прибрежных территорий - единственный фактор увеличения риска цунами". Из чего складывается этот риск? Это уязвимость побережья, которая возрастает с увеличением количества людей на нем, а также частота и сила волн цунами. Последние два фактора меняются только при смене геологических эпох, то есть медленно и очень редко. Из-за увеличения риска актуальность исследований по проблеме цунами растет.

Способ это проследить - посмотреть на научные публикации.(Рис. 2) Поиск по ключевому слову "tsunami"по всем источникам дает следующий результат:

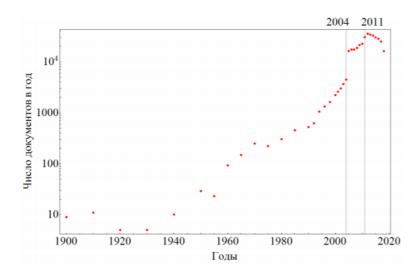


Рис. 2. Число документов по ключевому слову tsunami

Речь идет о публикациях в реферируемых журналах, то есть о серьезных статьях, прошедших лицензирование. Мы видим, что до 1960 года публиковалась одна статья в год и меньше. Цунами рассматривалось как эпизодическое, встречающееся нечасто явление. К 1980 году количество статей в год достигает нескольких десятков. Здесь начинается эпоха, которую можно назвать "Золотой век цунамистики". Любой исследователь мог ознакомиться со всеми публикуемыми статьями по теме. К началу нашего века количество статей превышает 100 в год. На графике 2004 год







показан вертикальной отсечкой - это год цунами в Индийском океане. После этого события наблюдается увеличение количества статей в несколько раз. Число работ уже превышает 1000 в год. После небольшого спада снова происходит значительный скачок после события в Японии в 2011 году.

1.3. Цунами с точки зрения разных наук

Кто же занимается проблемой цунами?

Физики цунамисты строят фундаментальные физико-математические модели, исследуют возникновение, распространение цунами и многое другое.

Геофизики работают с физическими методами в науках о земле.

Геологи непосредственно связаны с проблемой цунами.

В первую очередь волны цунами образуются от сильных землетрясений, которые происходят в зонах, где океаническая кора погружается под материковую. Также существуют палеоцунами, благодаря которым можно выявить древние слои, выброшенные при цунами на берег. Например, морской песок или отмершие организмы, по которым можно идентифицировать древние события.

Географы Первое описание цунами в российской науке сделано именно географом.

Океанологи Волна цунами - волна, которая распространяется в океане или в море.

Сейсмологи Основная причина возникновения цунами - землетрясения. Именно сейсмологи занимаются физикой твердой земли, вычисляют очаги землетрясений, изучают сейсмические волны и делают прогнозы.

Вулканологи Мощные вулканические извержения, сопровождающиеся взрывом вулканических построек и образованием кальдер - один из источников цунами. Извержения подводных вулканов, оползневые явления, связанные с цунами, в том числе события прошлого года в Индонезии, когда небольшой вулкан спровоцировал гибень нескольких сотен людей.

Геоморфологи Сильные цунами способны менять линию побережья, устройство берега. За счет мощных потоков воды происходит размытие некоторых участков. Геоморфологи вместе с геологами работают над изучением палеоцунами.

Климатологи Любая крупная катастрофа, например, извержение вулкана Санторин, сопровождалось не только возникновением волн цунами, но и временным изменением климата за счет того, что большие массы пепла были выброшены в атмосферу, и, как следствие, уменьшился приток солнечной радиации, температура упала, что привело к длительным неурожайным годам.

Глобальное потепление, которое сопровождается таянием ледников. Прибрежные ледники откалываются и большие массы падают в воду, что создает очень мощные локальные оползневые цунами.







- **Почвоведы** Мощная волна цунами проникает вглубь суши, иногда на несколько километров. Во время собятия в Японии 2011 года этот показатель достиг семи километров. При этом почва становится непригодной для земледелия.
- Гидроакустики изучают гидроакустические волны, которые распространяются в толще воды. В середине прошлого века с гидроакустикой связывали очень большие надежды на прогноз волн цунами. Было обнаружено, что землетрясения создают Т-фазу гидроакустические волны, бегущие по водной толще и регистрирующиеся береговыми станциями в третью очередь после быстрых сейсмических волн. Несмотря на то, что акустические волны распространяются медленнее сейсмических, они все равно распространяются быстрее волны цунами. Но вести прогнозирование таким образом не удалось, причину рассмотрим в одной из следующих лекций.
- Морские биологи Если почитать описания волн цунами в каталогах и базах данных, то можно встретить сообщения о том, что после волн цунами на берегу встречались морские чудовища и ранее неизвестные глубоководные рыбы. Либо сообщения о том, что перед волной цунами на берегу кишили какие-нибудь рыбки. Почему так происходит? Оказывается, что морские обитатели специфическим образом себя ведут, ощущая приближение землетрясения. Они поднимаются на поверхность или подходят к берегу, а затем волна выкидывает их на берег. Также морские биологи изучают палеоцунами.
- **Инженеры** Здания, строящиеся на берегу необходимо конструктировать таким образом, чтобы они могли выдержать удар волны. Мосты также нужно конструировать так, чтобы они не разрушились. Существуют убежища здания, устойчивые к потоку воды для экстренной эвакуации населения. Также инженеры разрабатывают измирительную технику, позволяющую прогнозировать волны цунами.
- **Математики и программисты** Для прогноза цунами необходимо развивать математические модели. На данный момент в мире существуют десятки таких моделей.
- Палеонтологи, археологи и историки работают над изучением событий, происходивших в древности. Историки по письменным источникам могут натыкаться на факты описания событий и, что самое главное, на их характеристики. Палеонтологи по сохранившимся следам могут судить о событиях прошлого.
- **Социологи** Важное направление исследований изучение реакции социума на явление. В Японии моделируют движение людского потока при эвакуации, где нужно учитывать поведение людей.
- **Психологи** Если человек видел или испытывал на себе последствия катастрофы, то он, несомненно, нуждается в психологической помощи.
- **Юристы** Портовые сооружения, отели на берегах, трубопроводы все эти строения застрахованы. Чтобы юрист мог принять правильное рещение о сумме страхования, он должен уметь оценивать уровень опасности.







1.4. Демонстрации

Высота водного потока достигала 50 метров в городе в Северной Индонезии. На фотографии последствия цунами. От города не осталось почти ничего, кроме наиболее прочных зданий. (Рис.3)



Рис. 3. Последствия цунами в Северной Индонезии

Вид города до и после цунами. Снимок местности со спутника. Обратите внимание как сильно изменился рельеф берега. (Рис.4)

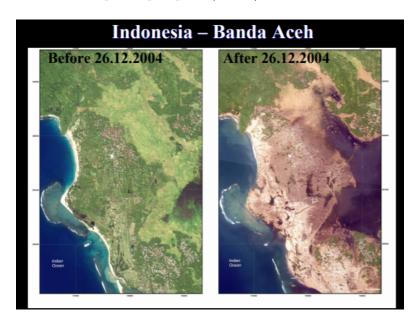


Рис. 4. Вид до спутника "до"и "после"цунами

Судно 60 метров длинной, выброшенное на берег во время землетрясения в Японии в 2011 году.(Рис.5)

Больше материалов к лекции можно найти на сайте "http://ocean.phys.msu.ru"









Рис. 5. Судно, выброшенное на берег в Японии

1.5. Поражающие факторы цунами

Необходимость изучения волн цунами в первую очередь обусловлена многочисленными человеческими жертвами и колоссальным материальным ущербом.

Природные катастрофы в XX веке унесли 4 миллиона человеческих жизней:

- 1.Землетрясения
- 2. Наводнения
- 3. Тайфуны
- 4.Вулканические извержения
- 5.Цунами

После цунами в Индийском океане в 2004 году (228 000 погибших) и Цунами в Японии в 2011 году (20 000 погибших) в этом списке по числу жертв цунами поднялись на первое место. При этом в Японии очень высокая степень готовности к подобным катастрофам, а в Индии практически полное отсутствие подобной готовности. Наблюдаем десятикрастное отличие в числе жертв.

"Поражающие факторы" цунами

Основные:

- 1.Внезапное затопление части суши
- 2.Волновое воздействие на сооружения
- 3. Эрозия

Вторичные:

- 1.Пожары(короткие замыкания)
- 2.Загрязнение окружающей среды
- 3. Эпидемии (в результате разрушения береговой инфраструктуры)

Известно примерно 2500 событий цунами в истории. Особенно густо источники представлены на периферии Тихого океана (так называемое "огненное кольцо").









Рис. 6. Источники цунами на карте Земли

Это связано с тем, что там наиболее сейсмоактивная и вулканоактивная зона. Обратите внимание, что опасными являются Карибское море, Средиземное море, Черное море, Каспийское море, Индийский и Тихий океаны. Наиболее безопасный в этом плане Северно-Ледовитый океан.

1.6. Определение цунами

Цунами - серия низкочастотных гравитационных поверхностных волн,вызванных мощным воздействием на водный слой.

Разберем это определение поподробнее.

Цунами - серия волн. Практически никогда цунами не подходит в виде одиночной волны.

Волны низкочастотные. Посмотрим на спектр гравитационных поверхностных волн в океане. Спектр широкий - от 10^{-6} до 1 Герца. Если говорить о периодах, то от сотни часов, до долей секунды. Частота от 10^{-4} до 10^{-2} Гц соответствует волнам цунами. (Рис. 7)

В гравитационных поверхностных волнах (цунами) частицы движутся по очень вытянутым эллипсам. Вертикальное перемещение увеличивается с приближением к поверхности воды. Горизонтальное же почти не зависит от глубины. В ветровых и штормовых волнах частицы движутся по окружностям, причем радиусы этих окружностей экспоненциально убывают вглубь жидкости примерно так, что на глубине равной длине волны движения почти нет.

Скорость движения волны в океане определяется следующей формулой:

$$c = \sqrt{gH}$$
,

11







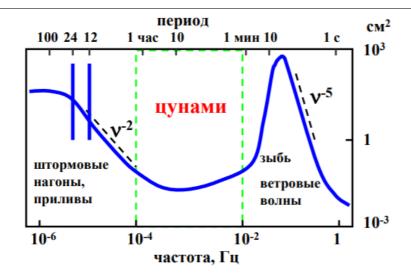


Рис. 7. Спектр гравитационных поверхностных волн в океане

где g-ускорение свободного падения, H - глубина океана. C такой скоростью перемещается гребень (фаза) волны.

При глубине в 4 километра фазовая скорость составляет 200 м/c. Определить скорость частиц можно по следующей формуле:

$$U_g = A\sqrt{\frac{g}{H}},$$

где А-амплитуда. По данной формуле при глубине в 4 километра скорость $U_g = 0.05 \text{ m/c}.$

Также у цунами классифицируют по проявлению разрушающего эффекта:

1.Локальные(<100км)

2.Региональные(<1000км)

3. Телецунами или трансокеанские цунами(>1000км)

Особенность цунами №1 - способность волн сохранять разрушительный потенциал при распространении на трансокеанские расстояния (более 10 тыс.км). Примеры

- 1. Чилийское цунами 1960 г. пересекло Тихий океан (17 тыс.км) и проявилось с амплитудой 4-6 м в Японии и на дальневосточном побережье СССР.
- 2. Алеутское цунами 1946 г., преодолев 16 тыс.км разрушило экспедиционную хижину на острове Винтер (вблизи Земли Грэхема в Антарктиде).

Особенность цунами №2 - увеличение амплитуды смещения поверхности воды и скорости горизонтальных течений при уменьшении глубины. То есть волны цунами опасны только вблизи берега или на мелководье.







Это явление объясняется тем, что при уменьшении глубины скорость пропорциональна корню из глубины и по закону сохранения энергии амплитуда волны возрастает. Закон роста амплитуды будет получен на одной из следующих лекций.

Что за мощное воздействие на водный слой из определения цунами?

1.Подводные землетрясения 2.Оползни и обвалы 3.Вулканические извержения 4.Метеорологические причины 5.Падение метеоритов







Лекция 2

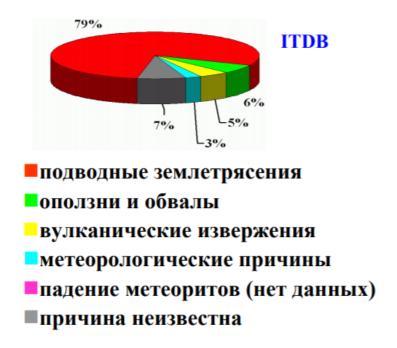


Рис. 8. Причины возникновения цунами

Как мы видим, основная причина возникновения цунами - подводные землетрясения. Данное процентное соотношение достаточно нестабильно, так как постоянно происходят новые цунами или из различных источников получают информацию о причинах возникновения произошедших ранее событий. Если взять другую базу данных, то цифры несколько поменяются, но землетрясения все так же будут перевешивать среди всех остальных причин. Ссылки на базы данных можно найти на сайте кафедры. По одной из классификаций причины могут группироваться по две или три, поэтому, из-за разности в классификации, сравнивать эти две базы данных достаточно сложно.

2.1. Генерация цунами землетрясениями

Как было сказано ранее, как правило, землетрясения происходят в зонах субдукции, где океаническая кора погружается под материковую, либо океаническая кора погружается под океаническую. Обычно в этих зонах расположены глубоководные желоба. В течение многих десятилетий или даже столетий происходит деформация плит, а затем резкое движение. При этом область, которая ближе к суше, как правило, опускается, а область ближе к желобу поднимается. Скорость движения плит до землятресения составляет несколько сантиметров в год, что достаточно медленно, и, таким образом, может накопиться десять метров этого сдвига. "Разрежение" же происходит за десятки секунд. При этом происходит деформация дна, и эта деформация вытесняет значительный объем воды, который распространяется в виде гравитационных волн в океане, что и представляет собой волны цунами.







Пример 1: Землетрясение на Центральных Курилах в 2006 году. Линейный размер источника - 400 километров. Красными изолиниями на (Рис.9) показано поднятие, его амплитуда - 2.38 м. Синими - опускание с амплитудой 0.97 м. При этом дно сдвинулось и по горизонтали на 3.16 м. При этом движении была вытеснена вода объемом около 10 кубических километров.

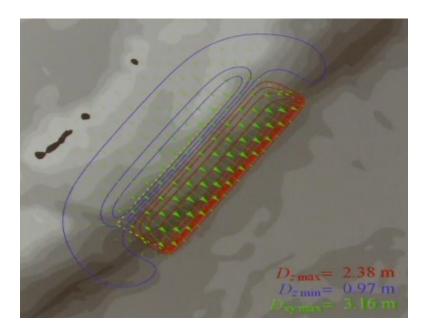


Рис. 9. Землетрясение на Центральных Курилах в 2006 году

Пример 2: цунами Тохоку в Японии в 2011 году. Дно поднялось почти на 9 метров, опускание почти 2 метра. Движение по горизонтали составило более 17 метров. Вытесненный объем воды составил 100 кубических километров.

2.2. Генерация цунами оползнями и обвалами

В этом процессе нарушается стабильность осадков на склоне, они смещаются вниз. Такой подводный обвал приводит к возбуждению гравитационных волн. Откуда же берутся эти осадки?

Осадки выносятся реками в больших количествах. В устьях рек на материковых склонах, где движение становится плавнее, осадки медленно опускаются на дно. Затем либо в силу причин не связанных с землетрясениями, либо из-за небольшого землетрясения эта осадочная масса может потерять стабильность, приобрести свойства практически вязкой жидкости и начать "стекать" по склону. Скорости, с которыми движутся такие осадочные слои достигают десятков километров в секунду. Известны случаи, когда такие потоки рвали трансокеанские кабели.

Очень часто землетрясения, особенно сильные, провоцируют оползни. Бывали случаи, когда невозможно было объяснить силу цунами, исходя только из силы землетрясения. То есть подводные оползни могут обеспечивать дополнительный вклад







в сейсмотектонические цунами. К оползневым цунами относится и абсолютный рекордсмен по высоте заплеска - цунами в бухте Литуйя в 1958 году. Снежно-ледовая масса объемом около 0.3 кубических километра сорвалась со склона и высота заплеска составила 524 метра. На холме между заливом Литуйя и бухтой Гильберта деревья уничтожены вплоть до высоты 524 метра. Похожее уже происходило в этой бухте, когда экспедиция Лаперуза пострадала от оползневого цунами в бухте Литуйя в 1786 г. Также можно отметить, что из-за глобального потепления частота именно оползневых цунами возрастает.

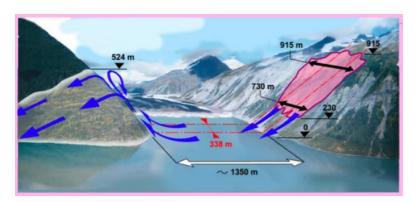


Рис. 10. Цунами в бухте Литуйя

В России также происходило "ледяное" цунами в Бурейском водохранилище в 2018 году.

Оползневые цунами возможны и в реках. Приведем отрывок из книги "В далекие края" К.М.Станюковича:

"...Верстах в двухстах от устья Иртыша мы видели шкуну, лежавшую беспомощно на боку в песках. Она проходила в версте от правого берега как раз в момент обвала. От падения такой массы земли с вековыми деревьями вода отпрянула от берега, образовав на реке волнение, и настолько сильное, что опрокинуло плоскодонную шкуну,... отбросив ее к левому берегу...Из экипажа и пассажиров шкуны несколько человек погибли в реке, несколько были изувечены... "

Есть и сочиненные описания подобных явлений. Например, в "Мастере и Маргарите" М.Булгакова :

"...земля покрылась трещинами до самой реки. Огромный пласт берега, вместе с пристанью и рестораном, высадило в реку. Вода в ней вскипела, взметнулась, и на противоположный берег, зеленый и низменный, выплеснуло целый речной трамвай с совершенно невредимыми пассажирами..."

На изображении ниже представлена схема генерации цунами подводными оползнями.







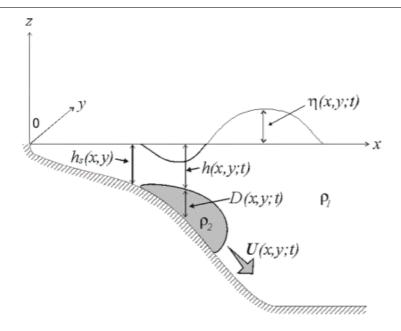


Рис. 11. Схема геренации цунами подводными оползнями

2.3. Генерация цунами вулканическими извержениями

Вулканические извержения часто сопровождаются обвалами, то есть один из механизмов генерации цунами при вулканических извержениях это оползни или обвалы. Но это не всегда так. Самый известный случай из вулканогенных цунами это извержение Кракатау в 1883 году. Это было очень мощное извержение с несколькими последовательными взрывами. Говорят, что звук, сопровождающий это извережние самый громкий звук, который слышал человек. Метеостанции зафиксировали, что звуковая волна несколько раз обогнула земной шар. Объем извергнутого материала при этом - 30 кубичесеских километров. Земля была покрыта слоем пепла высотой до 10 метров. Максимальная высота цунами - 42 метра. Вглубь суши волны проникали более чем на 5 километров. Каков же механизм этого явления?

Было три вулканических конуса. Они последовательно взрывались от самого маленького до самого большого. Образовалась огромная кальдера, которая заполнилась водой. Ее диаметр составлял примерно 6 километров. Так как такой огромный объем воды проник в эту кальдеру, образовалась волна цунами. В Средиземном море тоже происходили такие события. Например на острове Санторин(Тира) примерно в 1600 году до нашей эры. Высота волн цунами достигала 30 метров. Взрывная кальдера была также порядка 5-6 километров. С этим цунами связывают гибель цивилизации на острове Крит. И в современную эпоху такие события не единичные. У Японии возникла новая территория - остров Нишиношима. Если провести анализ грунта, то можно обнаружить, что он возник достаточно недавно. Этот остров поднялся из-под воды, вытеснение значительных объемов которой также спровоцировало цунами.







Еще одна выдержка из известной книгы "Бегущая по волнам" Александра Грина:

"..."Адмирал Фосс" был в пути полтора месяца, когда на рассвете вахта заметила огромную волну, шедшую при спокойном море и умеренном ветре с юго-востока. Шла она с быстротой бельевого катка... Волна прошла, ушла и больше другой такой волны не было. Когда солнце стало садиться, увидели остров, который ни на каких картах не значился; по пути "Фосса" не мог быть на этой широте остров. Рассмотрев его в подзорные трубы, капитан увидел, что на нем не заметно ни одного дерева..."

Это описание чисто художественное, никакого отношения к реальным событиям, вероятно, не имеет

2.4. Метеоцунами

Метеоцунами - результат воздействия на водный слой подвижных неоднородностей атмосферного давления или напряжения трения ветра. Если локально на поверхность воды действует повышенное давление, то эта поверхность продавится. В области пониженного давления, например, циклонах, вода поднимется. Что за напряжение трения?

Ветер увлекает за собой воду, так как и воздух и вода обладают вязкостью, такое напряжение называется касательным. Это легко увидеть на примере малых объемов воды, например, лужи. Если ветер дунет, то вода из лужи двинется в соответствующем направлении. Если же эти неоднородности давления или области со шквальным ветром перемещаются, то случается очень интересный резонансный механизм.

Метеоцунами принципиально отличаются от ветровых волн за счет механизма формирования и большого периода. Это единственный вид цунами, формирование которого обязано резонансным эффектам.

Один из этих резонансных механизмов связан с тем, что скорость перемещения атмосферных возмущений оказвается близкой к скорости длинных волн. Второй резонанс вам хорошо знаком еще из школы. Солдаты идут по мосту, частота собственных колебаний моста совпадает с частотой шага солдат, и мост рушится. У нас же речь идет о частоте собственных колебаний бухты, а любой бухте модно приписать целый набор собственных частот. Если частота волн совпадает с одной из собственных частот, то происходит резкое усиление волн в этой бухте. Сочетание этих двух видов резонанса может привести к стократному усилению волн и они становятся опасными. Если же смотреть на спектр гравитационных поверхностных волн в окаеане, то метеоцунами располагаются в низкочастотной области с периодом сутки и более.

Совпадение этих резонансов, то есть метеоцунами, характерно для определенных областей, то есть связано с определенным местом. Например, такие явления часто происходят в бухте Сьютаделла в Средиземном море и метеоцунами имеет там свое название - Риссага. Эта бухта узкая и длинная, как видно на (Рис.12), поэтому у







нее хорошо выражены собственные частоты.

Как же возникают метеоцунами?



Рис. 12. Бухта Сьютаделла

- **Фаза 1**. Если над океаном распространяются некие атмосферные волны, то они бегут медленнее, чем волны в океане. Взаимодействие между атмосферой и морем становится неэффективным и резонанса нет.
- Фаза 2. Резонанс может возникнуть если волна выходит на мелкое место с глубиной около 80 метров. Тогда перемещение возмущения в океане и в атмосфере становится близким или совпадает, и в этом случе происходит резонансная передача энергии от атмосферы к океану.
- Фаза 3. Волны подходят к бухте и если их частоты соответствуют собственным частотам бухты, то реализуется резонанс и амплитуда колебаний становится значительной.

Под самым сильным тропическим циклоном происходит поднятие воды на метр максимум, как правило, на 10-20 сантиметров. А штормовые нагоны значительно сильнее.

2.5. Космогенные цунами

Космогенные цунами связаны с тем, что Земля иногда сталкивается с космическими телами.

На поверхности планеты имеется около тысячи "звездных ран" (Рис.13). Их размеры от десятка километров до сотен метров. Основная причина, по которой такие следы тяжело обнаружить это то, что дно океана - молодая структура. Если Земле приблизительно 4,5 миллиарда лет, то возраст дна океана около 200 миллионов лет.







То есть дно это такая структура, которая постоянно движется. Если там были следы, то они затерлись. Поверхность материков же древняя. Но так как поверхность океанов составляет около 70 процентов от поверхности Земли, то большая часть космических тел, вероятно, падает именно в океан. А раз они падают в океан, то могут создавать волны цунами.

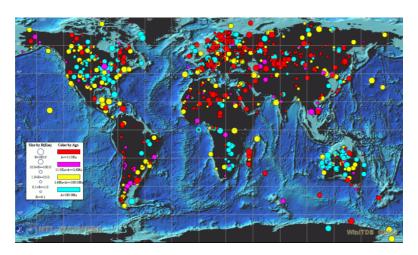


Рис. 13. Звездны раны на поверхности Земли

50 тысяч лет назад упал метеорит в Северной Аризоне. Кратер имеет диаметр 1200 метров. Структура сравнительно свежая. И таких разного размера на поверхности суши около тысячи.

Если двухсотметровое по своему диаметру тело падает в океан, то сначала в воде образовывется своеобразный кратер. Возумщение, созданное таким телом будет распространяться в виде волны цунами. Данные численного моделирования показывают, что двухсотметровое тело не пробьет толщу океана.

Пятисотметровое тело почти доходит до дна, но следов не оставит.

Если тело имеет диаметр один километр, то дна океана оно и затрагивается осадочный слой. Вероятно, его будет достаточно тяжело обнаружить. Если диаметр тела два километра, то затрагивается уже кора. Оценка амплитуды цунами при таком столкновении 10-15 километров. Для тела диаметром 5 километров водный слой уже не составляет какой-то значимой преграды.

Существует связь частоты падения астероидов и их размера (Рис.15). Первая точка относится к маленьким объектам диаметром около метра. Таких объектов в гол бывает 10-20 штук. Такие астероиды полностью сгорают в атмофере и их фиксируют по вспышкам. Объекты до 100 метров разваливаются в атмосфере и с точки зрения цунами не дают весомого вклада. Объекты около 200 метров долетят до поверхности Земли. Вторая точка относится объектам с диаметром километр. По данной оценке, такие тела прилетают на Землю раз в 100,000 лет.

2.6. Генерация цунами подводными взрывами

Можно ли подводным взрывом создать такую же мощную волну, как от землетрясения? На самом деле, взрывная генерация не очень эффективна.

20







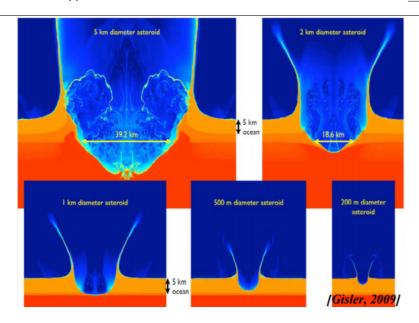


Рис. 14. Компьютерное моделирование падение метеоритов разного диаметра в океан

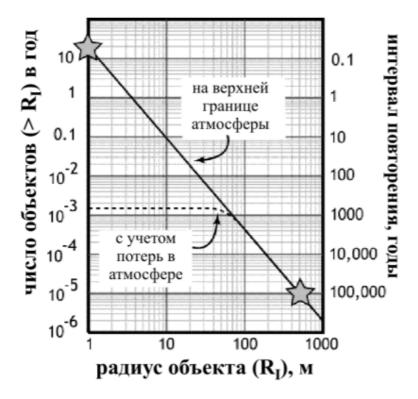


Рис. 15. Зависимость частоты падения астероида от его размера

Это связано с тем, что при обычных цунами вытесняются большие объемы воды. Если происходит взрыв, то такого вытесненного объема не будет. Для того, что-бы возникла мощная волна, нужно, например, расположить заряды цепочкой или сделать подрыв сразу некоторой площади.







3. Лекция 3

3.1. Характеристики волны цунами

Сила волны цунами достаточно велика и для физики достаточно важным вопросом является способ измерения такой силы, а также вопросы предсказания того, что будет происходить на побережье.

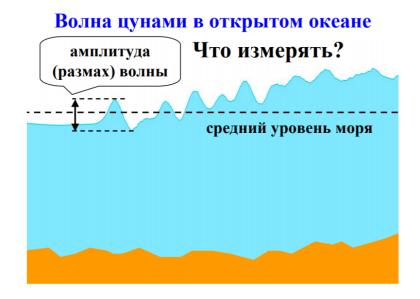


Рис. 16. Схематическое изображение волны в открытом океане

Если мы посмотрим, как волна выглядит в открытом океане (Puc.16), то увидим, что волна состоит из лидирующей волны и довольно длинного хвоста, который за ней путешествует. Можно заметить, что волна существует не одна, а идет на фоне плавных длинных колебаний. Эти плавные длинные колебания и есть приливные волны. В открытом океане они есть практически всегда и практически везде. Часто амплитуда этих колебаний бывает не просто сопоставима с самими волнами цунами, а может их превосходить.

Соответственно возникает задача выделения волны цунами на фоне приливных колебаний. Что же можно измерять? Если мы говорим про волны в открытом океане, то нас будет интересовать амплитуда волны или её размах. В силу того, что волны цунами существуют на фоне приливных колебаний, задача становится не совсем тривиальной. Если бы приливных колебаний не было, то относительно чего мы бы измеряли эту амплитуду? Максимальная высота, до которой дойдет волна цунами (Рис.17). И эта вот величина, то есть вертикальное поднятие в самой конечной дальней точке, именуется высота заплеска.

Высота заплеска однозначно связана с другой характеристикой, которая именуется горизонтальный заплеск. Мы измеряем высоту заплеска от уровня моря среднего или невозмущенного, а горизонтальный заплеск от точки уреза воды. Почему мы считаем, что горизонтальный заплеск и высота заплеска однозначно связаны? Потому что рельеф характеризуется некоторой заданной функцией и если мы знаем горизонтальный заплеск, то всегда определим по рельефу, каков был вертикальный.







Схема наката цунами на берег

Что измерять?

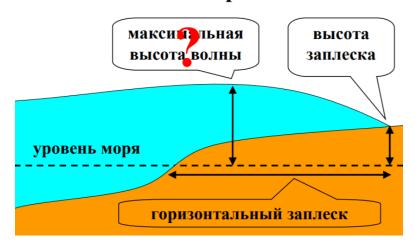


Рис. 17. Наглядное изображение характеристик волны цунами

И наоборот, зная вертикальный, всегда можем рассчитать горизонтальный заплеск. Ещё одна интересная характеристика - максимальная толщина потока или максимальная высота волны на побережье. Эта характеристика довольно специфическая и может быть больше или меньше высоты заплеска.

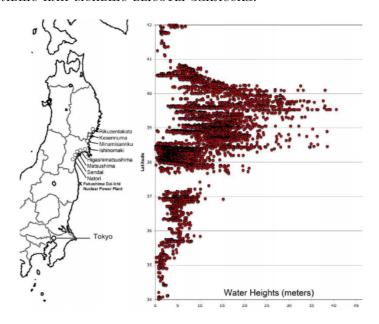


Рис. 18. Измеренные высоты заплеску цунами 2011 года в Японии

Также стоит заметить, что у всех, кто численно воспроизводит заплески высот цунами на побережье, наблюдается очень большая изменчивость этой величины. Посмотрим на реальные измерения. На (Рис.18) представлены высоты заплеска соответсвующие цунами 11 марта 2011 года в Японии. Каждая точка из нескольких







тысяч — измерение, которое сделано кем- то из участников экспедиции. Особенность картины в том, что существуют максимальные высоты, прямо около 45 метров на побережье есть высота 5 метров. Изменение обосновано особенностями рельефа, которые способствуют либо усилению волны, либо ослаблению.

3.2. Способы регистрации волн цунами

Наблюдения очевидцев Если мы говорим про далекие по времени события, то кроме описаний очевидцев источников информации не было. Поэтому узнать о высоте заплеска мы можем главным образом из описания и наблюдения оцевидцев. Информация от оцевидцев таже заносится в специальные каталоги событий.



Рис. 19. Мареограф

Фото и видео съемка В том числе регистрация с летательных аппаратов является важным способом регистрации.

Береговые станции уровня моря (мареографы) Мареограф представляет из себя колодец, связанный с морем или океаном, на поверхности которого плавает поплавок (Рис.19), соединенный с пером, которое и отмечает колебания уровня моря. В России из приборов такого типа наиболее известен кронштадтский футшток. Современные станции работают по другому принципу и оснащены телеметрией.

Глубоководные измерители давления (глубоководные мареографы) Вдалеке от побережья на дне устанавливается датчик давления, а так как давление на дне прямо пропорционально высоте водяного столба, то можно заранее увидеть волну цунами и предсказать когда она подойдет к берегу. Современные







системы проводят измерения с точностью большей, чем 1 мм водянного столба. Самая известная из всех глубоководых систем — система DART (Рис.20). Глубоководные системы могут зарегистрировать волну раньше, чем береговая станция, даже если очаг располагается ближе к берегу, что позволяет выиграть более получаса времени на эвакуацию. Также глубоководные датчики обладают рядом преимуществ, такими как скорость обнаружения, регистрация почти неискаженной волны, низким уровнем фонового шума, прочность к воздействию больших волн. А также АЧХ донных датчиков давления является абсолютно плоской в диапазоне волн цунами. Также продвижением в регистрации цунами и землетрясений является система DONET, сеть которых позволяет регистировать высокочастотные сигналы.

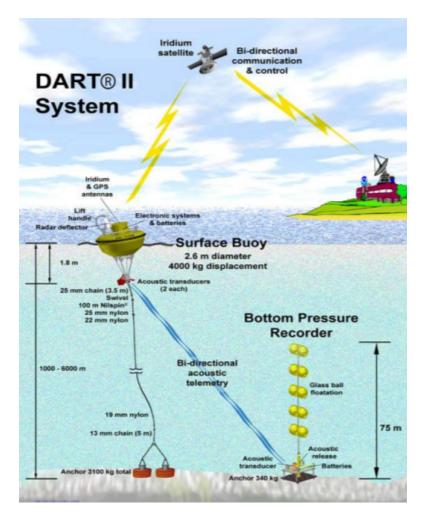


Рис. 20. Глубоководная система DART

Измерители смещений Можно не только измерять скорость течений, но и восстанавливать профиль волны. Но легко перепутать волны цунами с другими волнами. Разница в том, что в волне цунами движется весь водный слой.

Дрифтеры Дрифтеры следуют за течениями и точно регистрируют координаты.







Если мы засеем весь океан такими дрифтерами, то сможем выделять течения, соответствующие волнам цунами.

- Спутниковый альтиметр Пролетая по орбите, спутник измеряет сигнал отраженной от поверхности воды, таким образом измеряя положение поверхности воды с точностью лучше сантиметра. Но таких спутников не так много и попасть на волну цунами может быть достаточно сложно.
- **DPS буи** Положение буя фиксируется спутниками, таким образом можно исследовать положение океана.
- Регистрация по возмущениям в ионосфере Давление в ионосфере быстро падаем с высотой, и когда значительная часть океана приподнимается во время цунами, сигнал от этого события передается в ионосферу через акустические волны. Если будем считать, что поток акустических волн не меняется, то скорость распространения волн будет сильно возрастать с повышением высоты, вызывая регистрируемые возмущения в ионосфере, которые опережают волны на воде. Но прямое использование такого способа для прогноза пока не до конца изучено.
- **Береговые радары** По отраженному радиосигналу на радаре можно видеть положение волны цунами и оценить расстояние до волны.
- **Изучение отложений цунами** Путем анализа депозитов, которые волны оставили на побережье, можно получить информацию о цунами.







Лекция 4

4.1. Способы регистрации цунами

Излучение отложений цунами (депозитов). Речь идет о палеособытиях, когда путем анализа депозитов, которые волны оставили на побережье, можно вынести информацию о цунами. Волна, двигающаяся на побережье, сильно турбулизована. Тогда поток не только размывает дно, но и имеет возможность переносить в себе породы, мелкий песок. Когда вода достигла берега, уровень турбулентности падает и поток теряет способность переносить с собой осадки, которые в итоге остаются на побережье. Поэтому, после цунами на берегу остаются отложения, по которым можно восстанавливать параметры как недавних, так и древних цунами. Но происходит это не при любых условиях. Например, на побережье горы такие осадочные слои могут быть смыты. Как же изучаются такие осадки? Обычно делается географический профиль, четко определяется на каких высотах точки этого профиля. Затем закладываются шурфы (ямы) глубиной до нескольких метров. По составу слоев можно определить их происхождение и возраст. Также существуют другие способы, такие как углеродный метод или исследование по изотопам.

Но песок часто лежит пятнами, поэтому работа по полной идентификации депозитов цунами - сложная деятельность и одного профиля недостаточно. Также изучению мешает изменение уровня океана, что требует дополнительного изучения информации про приливы и историческое изменение уровня воды.

Этот способ является достаточно универсальным для получения информации о палеоцунами, которую практически невозможно получить из других источников.

Основные способы регистрации волн цунами:

Наблюдения очевидцев

Фото и видео съемка, в том числе и с летательных аппаратов

Береговые станции уровня моря

Глубоководные измерители давления

Отложения цунами (депозиты)

4.2. Количественные характеристики силы цунами

Волны цунами могут иметь абсолютно разную амплитуду, поэтому хотелось бы иметь некий универсальный параметр, единицу, по которой можно ранжировать "силу цунами". Обычно измеряют два основных параметра - высоту заплеска, дальность заплеска (горизонтальный заплеск). (Рис.21) Эти две величины связаны между собой, и если вы знаете форму рельефа, то можно оценить горизонтальный заплеск по вертикальному. Высота заплеска вдоль побережья характеризуется большой неоднородностью. Что же делать в такой ситуации? Существует два подхода к измерению - шкала интенсивности (описательная) и шкала магнитуд (физическая). Но в терминологии есть путаница.







Схема наката цунами на берег

Что измерять?

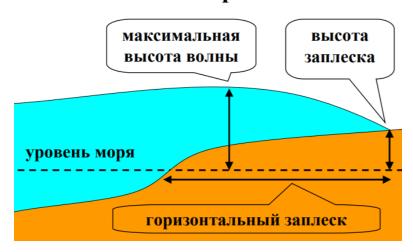


Рис. 21. Схема наката цунами на берег

Одна из характеристик, являющаяся амплитудой цунами, традиционно называется интенсивностью. Для измерения интенсивности цунами раньше использовалась 6-бальная шкала Зиберга-Амбразейса. Современный вариант - 12-балльная шкала Пападопулоса-Имамуры. Эта шкала содержит 12 описаний воздействия цунами по следующим трем пунктам:

- (а) Воздействие на людей
- (б) Воздействие на природные и искусственные объекты, суда
- (в) Ущерб, причиняемый зданиям

Приведем несколько описаний из этой шкалы.

1. Неощущаемое(Not felt)

- (а) Не ощущается даже при наиболее благоприятных обстоятельствах;
- (б) Нет воздействия;
- (в) Нет ущерба.
 - 6. Слабо разрушительное(Slightly damaging)
- (а) Многие люди напуганы и убегают на возвышенности;
- (б) Большинство малых судов вынесено вглубь суши на большие расстояния, претерпело сильные столкновения друг с другом или перевернуто;







(в) Разрушены и подтоплены некоторые деревянные строения. Большинство кирпичных зданий выстояло.

- 10. Сильно деструктивное(Very destructive)
- (а) Всеобщая паника. Большинство людей унесено волной;
- (б) Большинство больших судов вынесены вглубь суши на большие расстояния, многие разрушены или претерпели соударения со зданиями. Небольшие камни(галька, булыжники) с морского дна перенесены на сушу. Машины перевернуты и сдвинуты со своих мест. Разливание нефти, пожары. Обширное проседание грунта.

(в) Разрушения 4-й степени во многих кирпичных домах, некоторые железобетонные здания пострадали от разрушений 3-й степени. Разрушены искуственные дамбы(набережные) и повреждены портовые

11. Опустошительные(Devastating)

- (б) Разрушены жизненно важные коммуникации. Обширные пожары. Обратные потоки воды смывают машины и другие объекты в море. Большие камни с морского дна принесены на сушу;
- (в) Разрушения во многих кирпичных зданиях. Пострадали некоторые железобетонные здания.
 - 12. Полностью опустошительные(Completely devastating)
- (в) Практически все кирпичные здания стерты с лица земли. Большинство железобетонных зданий пострадало от разрушений.



волноломы.





Поговорим о шкалах магнитуд. Их существует достаточно много. Первая шкала - шкала Имамуры-Ииды:

$$m = log_2 H_{max}$$

Где H_{max} - максимальная высота волны. Магнитудой цунами называется логарифм от максимальной высоты по основанию два. Этот подход плох тем, что максимальная амплитуда - не самая показательная вещь. Высокий заплеск может быть из-за благоприятного для этого места. В качестве усовершенствования такого подхода была предложена шкала интенсивности Соловьева-Имамуры.

$$I = 0.5 + loq_2 < H >$$

Где < H > - средняя высота заплеска. Величина I называется интенсивностью по шкале Соловьева-Имамуры, хотя на самом деле это тоже магнитуда. Наиболее физичная шкала - шкала Мурти-Лумиса:

$$ML = 2(log_2E - 19)$$

Где Е - энергия цунами, приводится в эргах. Как определить энергию цунами? Окружить источник серией станций, померить волны, прошедшие через некий контур и исходя из этого оценить энергию. Но это также небыстрая и сложная работа. Характеристика силы цунами через энергию наиболее надежная.

Выявления соотношения шкал - актуальная тема. Шкала интенсивности субъективная и интересна "потребителям". Шкала магнитуд объективная и интересна "исследователям". По шкале Соловьева-Имамуры интенсивность становится больше нуля при высоте волны больше метра. Что логично, так как волну в полметра или в четверть метра можно не заметить. По этой шкале интенсивность цунами 11 марта 2011 года в японии 4.3 балла.

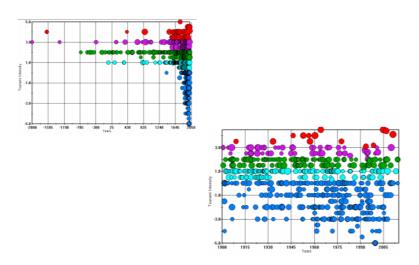


Рис. 22. Интенсивность цунами как функция времени

В различных базах данных можно найти информацию о различных характеристиках цунами. Возникает вопрос. Как сила землетрясения связана с силой цунами?







4.3. Как измерить силу землетрясения?

Подход точно такой же, как при оценке силы цунами. Существует шкала интенсивности MSK-64.MSK по первым буквам фамилий Медведев-Спонейер-Карник. 12-балльная, описательная и субъективная шкала, используется для сейсмического районирования. Организована по трем признакам:

- (а) Воздействие на людей и их окружение
- (б) Воздействие на сооружения
- (в) Природные явления

Существует также шкала Рихтера - физическая, объективная шкала. Опишем несколько уровней шкалы MSK-64:

- 1 балл. Неощутимое землетрясение.
- (a) Интенсивность колебаний ниже предела чувствительности людей; сотрясение почвы обнаруживается и регистрируется только сейсмографами;
- (б) Нет;
- (в) Нет.

5 баллов. Пробуждение.

- (a) Землетрясение ощущается всеми людьми внутри помещения, под открытым небом многими. Спящие просыпаются. Висячие предметы качаются. Ощущаемые колебания схожи с колебаниями, создаваемыми падением тяжелых предметов внутри здания;
- (б) Возможны тонкие трещины в штукатурке и откалывание небольших кусков штукатурки в отедельных зданиях;
- (в) В некоторых случаях меняется дебит источников.
 - 9 баллов. Всеобщие повреждения зданий.
- (a) Всеобщая паника. Большие повреждения мебели.Животные мечутся и кричат;
- (б) Во многих зданиях большие и глубокие трещины в стенах,







падение дымовых труб. В отдельных - сквозные трещины и проломы в стенах, обрушение частей зданий, стен. Памятники и колонны опрокидываются. В отдельных случаях - искривление железнодорожных рельсов и повреждение дорог;

(в) На равнинах наводнения. Трещины в грунтах достигают ширины 10 см. Скалы обваливаются; Оползни и осыпания грунта. На поверхности воды большие волны.

Пример сейсмограммы (120 км, M=3) P Original trace S max = 34500 counts Ground displacement max = 1280 nm 2 6 10 14 Seconds 18 Годограф Т В ДТ Р L

Рис. 23. Пример сейсмограммы и годографа

Инструментальная эпоха в сейсмологии началась в 1879-1890 гг. с появлением первых эффективных сейсмографов. Для измерений важна сеть таких приборов. Сейсмограф представляет из себя грузик на пружинке с демпфером и пишущим элементом. В безграничной однородной и изотропной среде могут существовать объемные продольные и поперечные волны. В продольных волнах частицы движутся в направлении распространения волны, в поперечных в перпендикулярном направлении. Также существуют поверхностные волны. Их можно разделить на волны Лява и волны Релея. Волна Релея похожа на движение морской волны, а в волне Лява поверхность движется перпендикулярно направления распространения волны. Продолные волны, как правило, быстрее поперечных. Объемные волны также недиспергирующие. Их скорость зависит только от свойств среды. С поверхностными волнами ситуация сложнее. Они диспергирующие и не существует общей формулы для скорости таких волн. Скорость поперечных и продольных волн выражается через коэффициенты, связанные с двумя типами деформаций - сдвига и всестороннего сжатия. Они описываются законом Гука. Также используются







годографы - зависимости времени вступления упругой (сейсмической) волны от абсолютной или относительной координаты пункта приёма, где расположен сейсмограф.

При помощи системы годографов можно оценить. Если есть одна станция, то при помощи одного годографа или системы годографов можно определить расстояние до источника. С двумя станциями останется только две возможные точки источника. С помощью трех станций можно точно определить точку землетрясения. На практике пользуются большим числом станций. Точка источника называется гипоцентр (фокус). Проекция гипоцентра на эпицентр земли называется эпицентр. Глубина гипоцентра для большинства землетрясений менее 70 километров. Максимальная глубина - 734 километра.

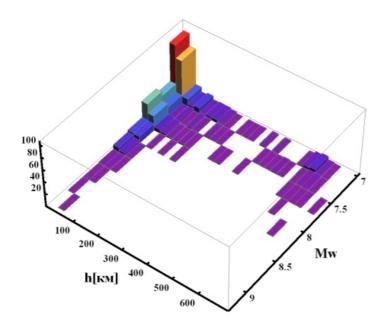


Рис. 24. Распределение реальных землетрясений по глубине и амплитуде





5. Лекция 5

Наиболее часто землетрясения происходят в зонах субдукции. Последние несколько лет развивается направление сейсмической томографии. Сейсмологи давно установили скоростную структуру земли - зависимость скорости сейсмических волн от глубины. Если считать, что планета сферически симметричная, то достаточно зависимости от радиуса. Но в каждом регионе есть отклонения от этой модели, которые можно выявлять анализируя данные из этих регионов. В процессе "наезжания" океанической коры на материковую есть некая периодичность, по которой, казалось бы, можно предсказывать цунами. Реальная картина несколько иная, так как время между двумя последовательными землетрясениями и величина сбрасываемого напряжения варьируется от события к событию (Рис.25).

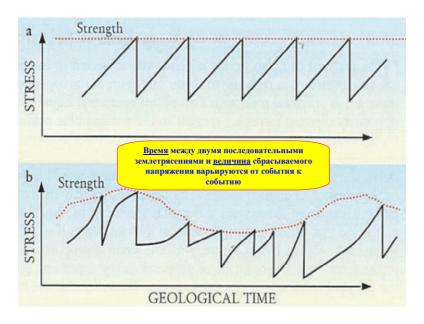


Рис. 25. Зависимость накапливаемого напряжения от времени. Реальное соотношение снизу.

Вернемся к предыдущей лекции и расширим понятия оттуда. На самом деле гипоцентр это точка, в которой произошел разрыв. Затем этот разрыв распространяется и становится площадкой разрыва, размеры которой могут быть достаточно значительными. При этом не обязательно точка разрыва находится в центре площадки разрыва. Во время землетрясения происходит сдвиг этой площадки, характеризующийся вектором дислокации или вектором подвижки. Еще одной характеристикой является площадь площадки. Сила землетрясения описывается сейсмическим моментом:

$$M_0 = \mu S |\vec{D}|$$

Где μ - модуль поперечного сдвига. \vec{D} - вектор дислокации или вектор подвижки. Более точное описание подразумевает представление площадки с учетом распределения подвижки по площади. Иногда разрывы выходят на поверхность. Если знать







величину сдвига площадки, глубину и длину разлома, то можно определить сейсмический момент. Анализ подвижек вдоль древних разломов позволяет оценивать "силу землетрясений" произошедших в доинструментальную эпоху.

5.1. Шкалы магнитуд

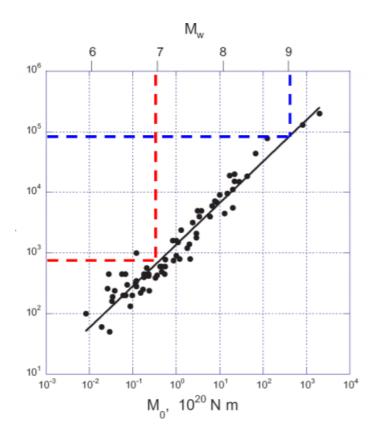


Рис. 26. Площадь площадки разрыва как функция магнитуды

Поговорим про шкалы магнитуд. Существует несколько вариантов, мы рассмотрим 4 из них. Само понятие магнитуды введено Чарльзом Рихтером в 1935 г. Первоначальная шкала Рихтера для близких землетрясений (<600 км):

$$M_L = lq A_{max}$$

Где A_{max} - максимальная амплитуда колебаний в микрометрах по записи стандартного короткопериодного сейсмографа на эпицентральном расстоянии 100 км. Для удаленных землетрясений (>2000 км) введена телесейсмическая магнитудная шкала для поверхностных волн с периодом 18-22 с:

$$M_s = lg(\frac{A}{T}) + 1.66lgD + 3.3$$

Где D - эпицентральное расстояние в градусах. Для глубоких толчков, которые не порождают поверхностных волн, Бено Гутенберг предложил унифицированную







магнитуду для эпицентральных расстояний 600-2000 км, определяемую по амплитуде объемных (обычно продольных) волн.

$$m_b = lg(\frac{A}{T}) + Q(D, h)$$

Где Q(D,h) - поправка, зависящая от эпицентрального расстояния и глубины фокуса. Для этих шкал существует проблема насыщения. Для мощных событий шкалы магнитуд оказывались нечувствительными. В качестве решения была предложена магнитуда, определяемая по сейсмическому моменту.

$$M_w = \frac{lgM_0}{1.5} - 6.07$$

Рассмотрим площадь площадки разрыва как функцию магнитуды(Рис.26).

Магнитуде 7 соответствует площадь в тысячу квадратных метров. Магнитуде 9 соответствует площадь 100000 квадратных метров, что является фактически предельным значением для известных событий.

Еще один интересный параметр - время вспарывания разрыва, то есть как долго формируется разрыв. Это очень важная характеристика, так как чем дольше вспарывается разрыв, тем более низкочастотные волны сейсмически возникают.

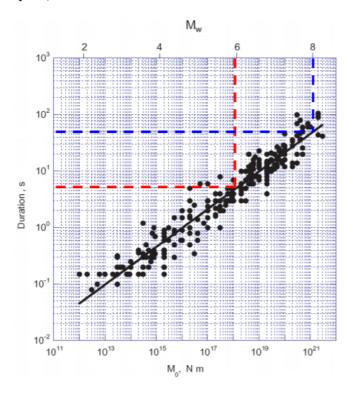


Рис. 27. Зависимость времени вспарывания разрыва от магнитуды

Магнитуде 6 соответствует время вспарывания разрыва 5 секунд. Магнитуде 8 соответствует время вспарывания разрыва 50 секунд.

С магнитудой удобно связать еще одну характеристику - энергию землетрясения.

$$lgE = 4.8 + 1.5M_w$$





Где Е - энергия землетрясения (энергия сейсмических волн) в джоулях. По энергии землетрясении магнитуды 7 соответствует примерно взрыв 1 мегатонны ТНТ. Энергия землетрясения магнитуды 9 соответствует сейсмической энергии всех событий на земле за год. Энергия землетрясения магнитуды 8-9 также соответствует энергии "Царь-бомбы". К сейсмическим волнам переходит 1-10% энергии землетрясения. Остальная энергия переходит в тепло или в другие виды деформаций.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ	МАГНИТУДА	СРЕДНЕЕ ЧИСЛО СОБЫТИЙ В ГОД
Мега-событие	≥ 9.0	0.04 ?
Катастрофическое	8.0 – 8.9	1
Разрушительное	7.0 – 7.9	17
Сильное	6.0 - 6.9	134
Умеренное	5.0 - 5.9	1319
Слабое	4.0 – 4.9	около 13 тыс.
Незначительное	3.0 - 3.9	около 130 тыс.
Очень слабое	2.0 - 2.9	около 1300 тыс.

Рис. 28. Частота землетрясений

Важные замечания - Магнитуда НЕ измеряется в баллах. Шкалы интенсивности по Рихтеру не существует. Цель введения всех этих характеристик была в прогнозе силы цунами по известному землетрясению. Если взглянуть на связь между интенсивностью цунами и магнитудой землетрясения (Рис.29), то видно, что выделить какую-либо четкую зависимость не представляется возможным. Рассмотрим конкретные случаи. По графику мы видим, что если произошло землетрясение с магнитудой 8, то интенсивность цунами от такого землетрясения может быть от -2 до 4.

Но мы можем разделить все события на события с магнитудой меньше 7 и больше 7. Так как для событий с магнитудой меньше 7 никогда не бывало цунами с интенсивностью больше 2. Для всех землетрясений с магнитудой больше 9 цунами были катастрофические. С чем связан такой разброс между магнитудой землетрясения и интенсивностью цунами?

Механизм землетрясения;

Глубина землетрясения;

Распределение подвижки;

Продолжительность вспарывания разрыва;

Особенности топографии берега и дна;

Воможный вклад в цунами несейсмических источников и фазы прилива;

Глубина океана в источнике;

Ошибки в определении магнитуды и интенсивности;

Несовершенство шкал магнитуды и интенсивности;







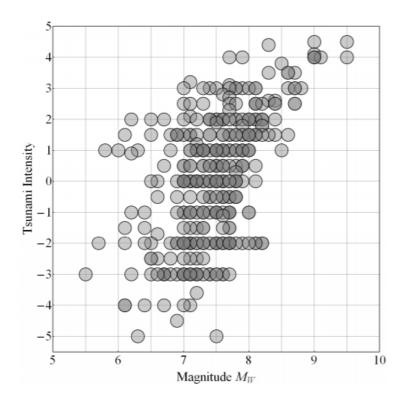


Рис. 29. Связь между интенсивностью цунами и магнитудой

5.2. Механизм очага землетрясения

Будем полагать, что площадка разрыва является прямоугольной. Важное ограничение - длинная грань площадки разрыва идет параллельно земле. Эта несвобода компенсируется тем, что вектор подвижки может быть направлен в любую сторну. Таким образом, мы не отходим от общности, но убираем зависимость от одного угла. Когда мы говорим про механизм очага землетрясения нас интересует ориентация и глубина площадки разрыва и направление и длина вектора подвижки. Площадка разрыва ориентирована под неким углом к горизонтали (угол падения) $-\delta$. Также площадка характеризуется углом, который отсчитывается от положительного направления на север. - угол простирания (strike). Вектор подвижки не обязаельно лежит в плоскости разрыва, но в упрощенной модели будем считать, что вектор подвижки лежит в плоскости разрыва и хараеткризуется углом θ . Существуют аналитические формулы - формулы Окада, которые позволяют по такой модели подвижки расчитать как деформируется поверхность дна. Входными данными для этих формул являются упругие модули, размер площадки, модуль подвижки, глубина залегания площадки и все вышеперечисленные углы. Эта задача достаточно громоздкая, чтобы ее упросить существуют некоторые хитрости. Длину разрыва, ширину разрыва, длину вектора подвижки можно выразить через моментную магнитуду. Для этого вводят дополнительные связи.

Самая простейшая из подобных моделей - модель Канамори и Андерсона 1975г.







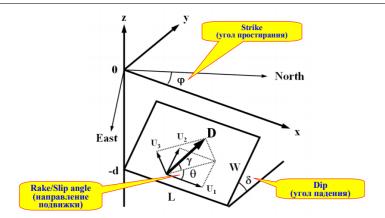


Рис. 30. Модель очага землетрясения

$$W = 0.5L$$

То есть ширина площадки разрыва равна половине длины.

$$D = 5 * 10^{-5} L$$

Связь между вектором подвижки и длиной площадки. Все эти цифры берутся из анализа известных событий. Добавим к этим связям определение сейсмического момента и формулу для связи момента магнитуды и сейсмического момента:

$$M_0 = \mu DLW$$
,

$$M_w = \frac{2}{3}log_{10}M_0 - 6.07.$$

После некоторых преобразований получаются следующие эмпирические связи для параметров очага землетрясения:

$$loq_{10}L = 0.5M_w - 1.9,$$

$$loq_{10}W = 0.5M_w - 2.2,$$

$$log_{10}D = 0.5M_w - 3.2$$

Где L и W берется в километрах, а D в метрах. Также существуют и современные эмпирические связи для параметров очага землетрясения. Таким образом,с упрощениями и эмпирическими связями, для выявления общих зависимостей нам требуется всего 4 параметра. Также существует два варианта ориентации площадки разрыва, определить которую по наблюдения сразу же не представляется возможным.

Попробуем ввести параметры дна, по которым можно судить о цунамигенности землетрясения.

1.Амплитуда деформации

39







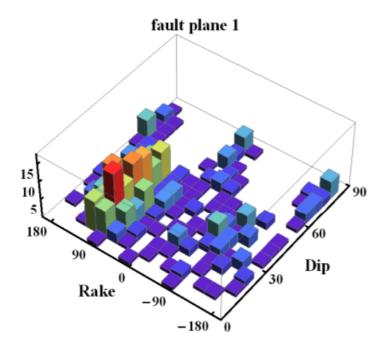


Рис. 31. Распределение реальных событий по углам

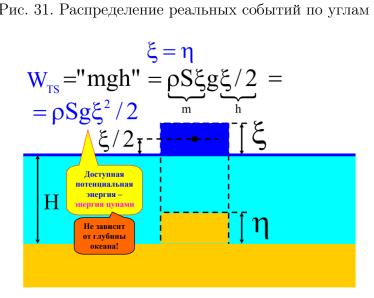


Рис. 32. Расчет потенциальной энергии

$$A = \eta_{max} - \eta_{min}$$

2.Вытесненный объем

$$V = |\iint \eta ds|$$

3.Потенциальная энергия начального возвышения(энергия цунами)







$$E = \frac{\rho g}{2} \iint \eta^2 ds$$

Они, конечно же, не полностью описывают источник.

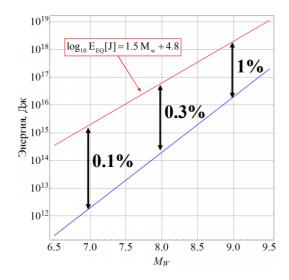


Рис. 33. Энергия землетрясения и цунами как функция моментной магнитуды

Потенциальная энергия не зависит от глубины океана (Puc.32). Работа землетрясения по смещению водного слоя - увеличение потенциальной энергии водного слоя зависит от глубины океана. В энергию цунами уходит малая часть энергии землетрясения по поднятию водного слоя.

Если мы знаем формулу для объема и максимальной амплитуды, то можем оценить горизонтальный размер(средний радиус) очага цунами.

$$R_{ts} = \sqrt{\frac{V}{\Delta \eta}}$$

$$log_{10}R_{ts} = 0.5M_w - 2.29.$$

Сравним энергии землетрясения и цунами в зависимости от моментной магнитуды (Рис.33). По графику мы видим, что максимальная энергия цунами составляет процент и менее от энергии землетрясения.







6. Лекция 6

6.1. Энергия цунами как функция глубины очага землетрясения

На графике (Рис.34) представлена зависимость энергии цунами от глубины очага землетрясения. Моделирование производилось методом Монте-Карло.

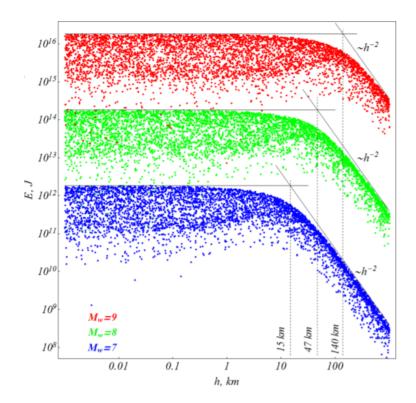


Рис. 34. Зависимость энергии цунами от глубины очага землетрясения

Видно, что энергия цунами от параметров источника зависит следующим образом - чем больше моментная магнитуда, тем больше энергия цунами. При изменении глубины сначала наблюдается плато, длина которого зависит от магнитуды. При движении источника вглубь после плато наблюдается падение энергии, обратно пропорциональное глубине источника в квадрате. Из общей картины данного эксперимента можем сделать вывод, что энергия цунами сильно зависит от моментной магнитуды и резко падает при увеличении глубины источника, но только после достижения определенного значения глубины.

Сравним с распределением числа реальных цунами-событий по глубине и магнитуде M_w землетрясения. (Рис.35) Высота столбика говорит о количестве зарегистрированных событий с заданными параметрами. Видим, что не известно ни одного события с очагом глубже 200 километров, что примерно соответствует картине, полученной при моделировании. Основная часть событий происходила при глубине менее 100 километров. При маленьких магинитудах также видим малое число событий.







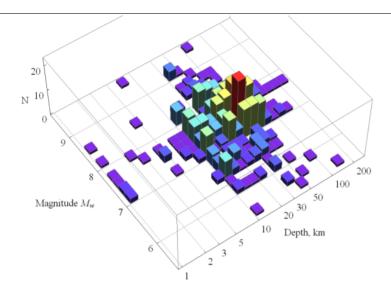


Рис. 35. Распределение реальных событий по глубине и магнитуде M_w

В области маленьких глубин также зарегистрировано небольшое число событий, что связано с тем, что источник мощного землетрясения должен быть достаточно протяженным, поэтому ассоциировать землетрясение с магнитудой 8 с глубиной в несколько километров не всегда корректно. Для того, чтобы получить большую выборку, посмотрим аналогичное распределение числа цунами-событий по глубине и магнитуде M_s землетрясения. (Рис.36) Эта характеристика была зарегистрирована у большего числа событий.

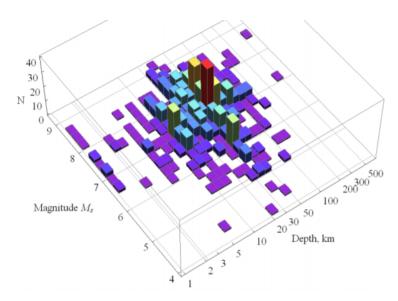


Рис. 36. Распределение реальных событий по глубине и магнитуде M_s

Как мы видим, наибольшее число зарегистрированных событий с одинаковой глубиной и магнитудой достигает 40. Опишем картину в целом. Появилось несколько точек в области глубины 300-500 километров. Скорее всего, имели место некоторые







вторичные эффекты. В остальном картина аналогична предыдущей. Большинство событий имело глубину менее 100 километров, уменьшение в сторону маленьких амплитуд. Важно, что такое распределение примерно соответствует теоретическим рассчетам.

6.2. Косейсмические деформации при реальных землетрясениях

Центральные Курилы 15.11.2006 (СМТ: Rake=92, Strike=215, Dip=15, Depth=13.5 км)

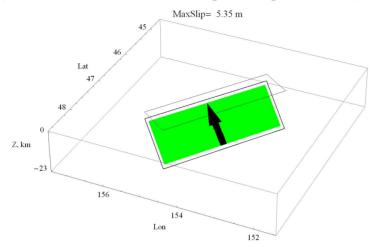


Рис. 37. Площадка землетрясения на Центральных Курилах

Поговорим о том, как определяют косейсмические деформации и как с помощью этих деформаций можно рассчитать волны цунами. Мы уже говорили о том, как с помощью теоретический модели по размерам площадки разрыва, ее ориентации в пространстве и ориентации подвижки можно рассчитать деформацию дна. Данная площадка (Рис.37) была построена по данным о землетрясении на Центральных Курилах.

Зная характеристики мы можем расчитать косейсмическую деформацию дна. Пользуясь формулами Окада. Каждой точке дна можно сопоставить вектор деформации, имеющий как вертикальную, так и горизонтальную компоненту. Таким образом, мы получили векторное поле (Рис.38). На данном рисунке красные изолинии - понятие, синие- опускание. Зелеными векторами показано горизонтальное движение.

Попробуем сопоставить деформацию дна этому векторному полю. Теплая областьподнятие, холодная - опускание. На рисунке появились некоторые тонкие детали.
Откуда они взялись? Это вклад горизонтальных движений крутых пологих склонов. Если у нас есть пологое дно, то как бы мы его ни двигали в горизонтальном
направлении, никакого вклада в деформацию дна это не дает. Но если у нас есть
склон, который смещается в горизонтальном направлении, при этом вытесняет воду, вследствие этого и происходит деформация дна.







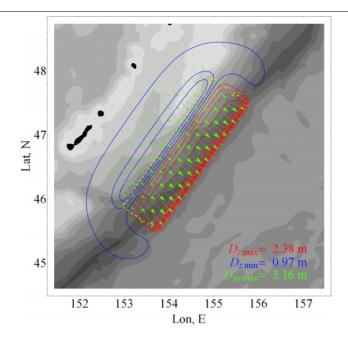


Рис. 38. Векторное поле деформации дна

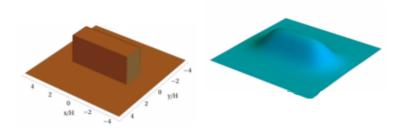


Рис. 39. Деформация дна и деформация поверхности

Наличие таких склонов и привело к "шероховатости" нашей поверхности. Как же такие деформации дна будут проявляться на поверхности? Рассмотрим следующую модельную задачу. У нас есть дно, из которого выпирает прямоугольный параллелепипед. Если мы представим, что такой параллелепипед внезапно возник на дне, то вытесненная вода будет выглядеть следующим образом (Рис.39).

То есть тип возмущения со дна на поверхность передается не прямо. Если мы пересчитаем возмущение от землетрясения на Центральных Курилах, то получим следующую картину (Рис.40). Области поднятия и опускания сохранились, но стали гораздо плавнее. Такое возмущение можно использовать как начальное условие при расчете волн цунами. Такой подход один из самых простейших. Мы аппроксимируем очаг землетрясения прямоугольной площадкой разрыва, знаем амплитуду смещений, ориентацию, размеры, из чего по аналитическим формулам получаем смещение поверхности дна. Далее, сглаживая возмущение, получаем начальное условие для расчета волн цунами. Но эта модель достаточно грубая и результаты получаются не самые близкие к реальности.







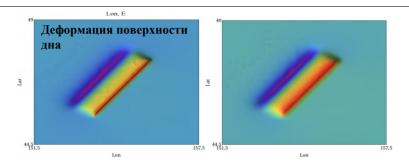


Рис. 40. Возмущение от землетрясения на Центральных Курилах

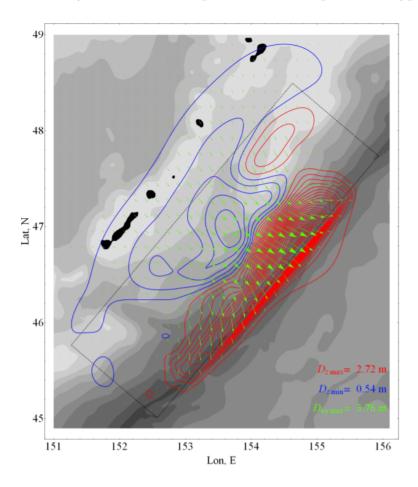


Рис. 41. Расчет деформации дна по модели Finite Fault

Более точные подходы используют информацию о распределении подвижки вдоль площадки разрыва. Площадка разрыва разбивается на прямоугольные подплощадки и для каждой из них задаются свои характеристики - вектор подвижки, глубина и размеры. В ряде случаев подплощадки выбирают одинаковыми по размеру. Вклад каждой площадки в деформацию поверхности дна считается по формулам Окада. Предполагаем, что воздействие от каждой площадки не зависит от других и, пользуясь принципом суперпозиции, получаем смещение, соответствующее такому сложному распределению подвижки вдоль площадки разрыва. С точки зрения





вычислений, это не самая простая и быстрая задача, но вполне выполнимая.

Восстановление таких площадок анализируется через решение обратной задачи. Цель - получить максимально близкие к реально измеренным синтетические сейсмограммы. Решается такая задача с помощью данных от десятков разных станций. По поверхностным волнам совпадение теоретических и измеренных значений выше, чем для объемных, так как проверхностные волны относятся к низкочастотным процессам и тонкие детали структуры источника не так сильно влияют на сейсмограмму.

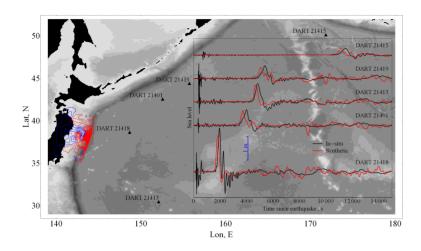


Рис. 42. Сравнение теоретических и экспериментальных данных

На (Puc.41) представлен результат расчета деформации дна методикой разбиения площадки и дальнейшнего применения принципа суперпозиции. Как можно заметить, картина приняла совсем иную форму, более похожую на природное событие.

Для мощных и протяженных источников, например, Суматры в 2004 году, предлагают рассматривать площадку, состоящую из нескольких сегментов. Движение по горизонтали в данном случае составило более 33 метров. Смещение же для японского источника в 2011 году составило 32 метра. Также, используя метод сглаживания, упоминавшийся ранее, можно получить картинку начального возвышения водной поверхности в очаге цунами. Сравнив волны цунами, получение из распределения начального возвышения и измеренные на ближайших станциях данные от землетрясения в Японии в 2011 году можно получить хорошее совпадение. На (Рис.42) красные линии - результат расчета, черные - результат измерения. Также можно заметить некоторые систематические ошибки. Например, реальная волна почти всегда запаздывает, по сравнению с рассчитанной. Это связано с тем, что в модели не учитывалась дисперсия реальных волн. Отклонения, связанные с амплитудой также достаточно малы и достигают на пиках 15-20 процентов. Также обратим внимание на тот факт, что смещение дна может быть направлено как в сторону побережья, так и от него. То есть дно может как подниматься, так и опускаться.







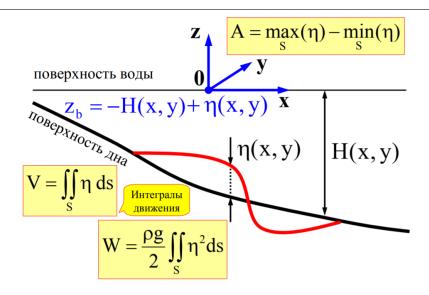


Рис. 43. Рассматриваемая модель

6.3. Связь смещения векторного поля дна и его поверхности

Как связать между собой смещение векторного поля дна и смещение поверхности? Рассмотрим простейшую модель - невозмущенная горизонтальная поверхность воды и поверхность дна. Удобно связать прямоугольную систему координат с поверхностью воды (Рис.43).

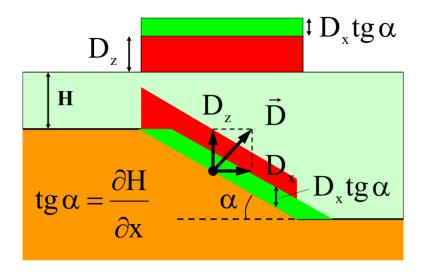


Рис. 44. Связь \vec{D} и η

Глубина дна - функция от двух горизонтальных координат. Так как начало системы отсчета располагается на поверхности, то дно можно описать как, например, $z_b = -H(x,y)$. Теперь, допустим, что произошла косейсмическая деформация, которая изменила поверхность дна на функцию $\eta(x,y)$. Если мы знаем η , то мы можем посчитать размах деформации как разницу между максимумом и минимумом







функции η на всей площади очага. Также мы можем посчитать вытесненный объем жидкости. Предполагая, что на поверхности будет возмущение, в первом приближении почти аналогичное деформации дна, можем посчитать потенциальную энергию волну цунами, а точнее потенциальную энергию начального возмущения, которая потом перейдет в энергию волны цунами. Напомним, что и вытесненный объем, и потенциальная энергия являются интегралами движения - сохраняющимися величинами. Потерями на изменение энергии в большинстве случаем мы можем пренебречь и считать нашу систему консервативной.

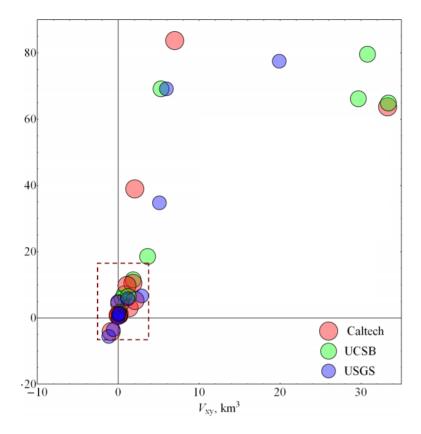


Рис. 45. График объема воды, вытесненного вертикальной деформациией как функция объема, вытесненного горизонтальной деформацией

Из формул Окада мы имеем векторное поле. То есть поверхность деформации находится через расчет векторов смещения от поверхности дна, на концах этих векторов и будет лежать интересующая нас поверхность, описываемая функцией $\eta(x,y)$. Причем изначально деформация в формулах Окада расчитывается для плоского дна а потом переносится на искривленное. Это возможно потому что изменение рельефа океана незначительные по сравнению с глубиной источника в большинстве случаев и мы можем считать дно ровным в первом приближении.

Как же нам связать векторное поле \vec{D} с функцией η ? Через частные производные по глубине.

$$\eta(x,y) \approx \frac{\partial H}{\partial x} D_x + \frac{\partial H}{\partial y} D_y + D_z$$
49





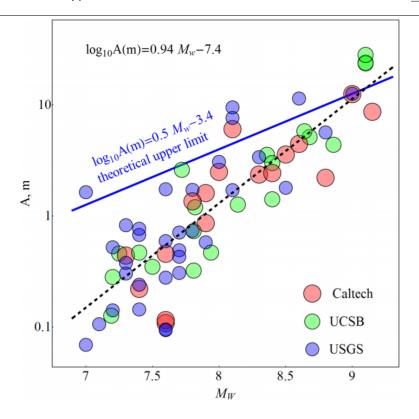


Рис. 46. Амплитуда деформации дна как функция моментной магнитуды

В этой формуле четко разделяется вклад горизонтальных и вертикальной компонент. Понять, почему формула выглядит именно так, можно из (Рис.44). Эта формула применима к случаям, когда можно считать, что глубина дна меняется достаточно плавно. Данные о глубинах можно брать их открытых глобальных баз данных.

Подытожим общий метод расчета "источника цунами". Сначала применяется Finite Fault Model, очаг разбивается на участки, далее для каждого участка применяются формулы Окада, используя принцип суперпозиции суммируем вклад от каждого участка и получаем векторное поле остаточной деформации дна, которое пересчитываем в скалярное остаточное смещение поверхности дна, исходя из которого получаем начальное возвышение водной поверхности в очаге цунами.

На (Рис.45) представлен график объема воды, вытесненного вертикальной деформацией как функция объема, вытесненного горизонтальной деформацией. Можем заметить, что если объем, вытесненный вертикальной деформацией положителен, то и объем, вытесненный горизонтальной деформации положителен. Аналогично с отрицательными объемами. Это дает основания полагать, что очаги цунами устроены не хаотично и ориентированы неким особым образом. Поэтому пренебрегать горизонтальной компонентой не вполне корректно. Но стоит заметить, что есть небольшое число исключений из вышеприведенного правила.





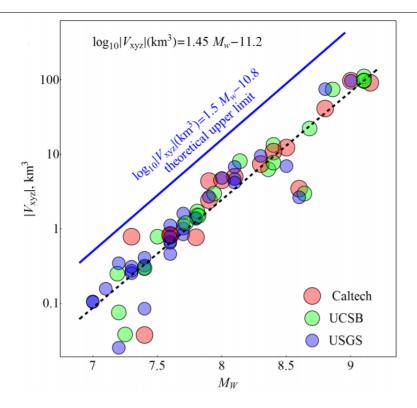


Рис. 47. Вытесненный объем как функция моментной магнитуды

6.4. Амплитуда деформации дна, энергия цунами и вытесненный объем как функции моментной магнитуды

На прошлой лекции исходя из простейших соображений мы получили зависимость амплитуды деформации дна как функции моментной магнитуды. Посмотрим, насколько сильно отличается полученный ранее результат от результата, полученного более современными методами, которые мы обсудили на этой лекции(Рис.46).

Видим, что в модели Finite Fault амплитуда деформации получается выше, чем у прямоугольного примитивного источника. Почему такое может происходить? Это происходит потому что у прямоугольного возмущения подвижка равномерным слоем "размазана" по всей поверхности источника и мы получаем фиксированный сейсмический момент. Если мы сконцентрируем подвижку в какой-то области, то и деформация дна в такой области будет выше.

Также мы получали теоретический предел зависимости вытесненного объема как функции моментной магнитуды. Сравним наш расчет с новыми данными (Puc.47). Видим, что, как и предсказывалось, все точки лежат выше полученного нами теоретического предела.

Как зависит энергия от моментной магнитуды, если мы будем считать ее не от прямоугольного источника, а по модели Finite Fault? Из (Рис.48) мы видим, что полученный нами теоретический верхний предел достаточно хорошо ограничивает реальные события, причем реальные точки лежат гораздо ниже, то есть в волны цунами переходит меньше энергии, чем мы считали до этого.







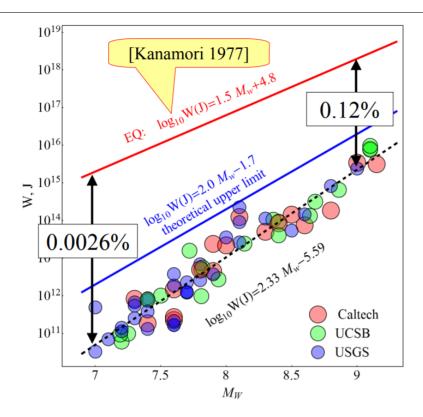


Рис. 48. Энергия цунами как функция моментной магнитуды

При этом водный слой как бы "придавливает" землетрясение по энергетическим оценкам.





7. Лекция 7

7.1. Определение и классификация волн

Волны - изменения некоторой совокупности физических величин (полей), способные перемещаться, удаляясь от места их возникновения, или колебаться внутри ограниченных областей пространства.

Введем несколько базовых понятий, которые нам необходимо знать. Точка максимального поднятия волны - гребень. Точка максимального опускания - подошва. Амплитуда волны - удаление гребня или подошвы от невозмущенного уровня. Иногда полезно использовать двойную амплитуду - расстояние от гребня до подошвы. Длина волны - расстояние между двумя гребнями. За период Т волна проходит свою длину волны, если движется с фазовой скоростью с.

$$\lambda = cT$$

. Вспомним еще одно определение волны. Волны - колебания, распространяющиеся в пространстве. Колебания около положения равновесия возникают если система,

находящаяся в потенциальной яме подвергается некоторому малому воздействию. Сила, которая возвращает объект в положение равновесия - возвращающая сила.

Как очевидные примеры - шарик в лунке или грузик на пружинке.

Классифицировать волны в океане можно по разным признакам. Например, по типу возвращающей силы.

Сила тяжести при деформации поверхности вызывает гравитационные поверхностные и внутренние волны.

Сила поверхностного натяжения стремится вернуть поверхность в свое спокойное состояние и вызывает каппилярные волны.

Сила упругости вызывает гидроакустические или акустические волны.

Сила Кориолиса является причиной возникновения гироскопических или инерционных волн в неинерциальных системах отсчета.

Какое же отношение каждый из этих типов волн имеет к цунами? Как мы уже знаем, в основном волны цунами это гравитационные волны. По капиллярным волнам можно идентефицировать волну цунами. Акустические эффекты сопровождают генерацию волн цунами, а сжимаемость воды влияет на распространение волн цунами. Иногда и сила Кориолиса влияет на распространение волн.

7.2. Математическое описание волновых движений водного слоя

Сперва введем систему отсчета. Традиционно, 0 расположен на невозмущенной поверхности. Ось х направим на восток, ось у на север, а ось z вертикально вверх.







Выделим дифференциально малый параллелепипед и опишем его движение. Компоненты скорости обозначим следующим образом - $\vec{v}=(u,v,w)$. Также нам понадобится скалярное поле давлений - p=p(x,y,z,t), векторное поле скоростей $\vec{v}=(x,y,z,t)$. Еще одно необходимое нам скалярное поле - плотность $\rho=\rho(x,y,z,t)$. Итого имееем 5 неизвестных - три компоненты скорости, плотность и давление. Составлять уравнение мы будем на основе второго закона Ньютона.

$$m\vec{a} = \vec{F}$$

Добавим к этому закон сохранения массы и уравнение состояния. Все это вместе составляет систему уравнений Навье-Стокса (Рис.49). Первое уравнение - динамическое уравнение Навье-Стокса. В него входит ускорение частиц, которое обеспечивается силой градиента давления, силой тяжести, силой вязкого трения и силой Кориолиса. Второе уравнение - уравнение неразрывности. Последнее - уравнение состояния. Будем считать, что плотность зависит только от давления.

$$\begin{cases} \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v}, \vec{\nabla}) \vec{v} = -\frac{\vec{\nabla}p}{\rho} + \vec{g} + 2[\vec{v} \times \vec{\omega}] + \\ \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v}, \vec{\nabla}) \vec{v} = -\frac{\vec{\nabla}p}{\rho} + \vec{g} + 2[\vec{v} \times \vec{\omega}] + \\ \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v}, \vec{\nabla}) \vec{v} = -\frac{\vec{\nabla}p}{\rho} + \vec{g} + 2[\vec{v} \times \vec{\omega}] + \\ \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v}, \vec{\nabla}) \vec{v} = -\frac{\vec{\nabla}p}{\rho} + \vec{g} + 2[\vec{v} \times \vec{\omega}] + \\ \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v}, \vec{\nabla}) \vec{v} = -\frac{\vec{\nabla}p}{\rho} + \vec{g} + 2[\vec{v} \times \vec{\omega}] + \\ \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v}, \vec{\nabla}) \vec{v} = -\frac{\vec{\nabla}p}{\rho} + \vec{g} + 2[\vec{v} \times \vec{\omega}] + \\ \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v}, \vec{\nabla}) \vec{v} = -\frac{\vec{\nabla}p}{\rho} + \vec{g} + 2[\vec{v} \times \vec{\omega}] + \\ \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v}, \vec{\nabla}) \vec{v} = -\frac{\vec{\nabla}p}{\rho} + \vec{g} + 2[\vec{v} \times \vec{\omega}] + \\ \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v}, \vec{\nabla}) \vec{v} = -\frac{\vec{\nabla}p}{\rho} + \vec{g} + 2[\vec{v} \times \vec{\omega}] + \\ \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v}, \vec{v}) \vec{v} = -\frac{\vec{\nabla}p}{\rho} + \vec{g} + 2[\vec{v} \times \vec{\omega}] + \\ \frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v}, \vec{v}) \vec{v} = -\frac{\vec{v}}{\rho} + \vec{v} +$$

Рис. 49. Система уравнений Навье-Стокса

Также нам необходимы граничные условия на поверхностях, ограничивающих область решения задачи. Поверхности могут быть подвижными и неизвестными. На дне ставится условие прилипания. Скорость воды около дна либо равня нулю, если дно покоится, либо равна скорости дна.

$$\vec{v} = 0, \ \vec{v} = \vec{v_0}.$$

Для идеальной жидкости ставится более простое условие непротекания.

$$v_n = 0$$
.

На свободной поверхности задают напряжение или поток импульса.

$$\eta \frac{\partial U}{\partial z} = \tau.$$

54

Либо можно задать давление на поверхности.







$$p = p_0$$
.

Также нам необходимы начальные условия. Узнать начальное состояние точно нельзя, поэтому считают, что изначально океан покоится. Нам нужно задать векторное поле скоростей и скалярное поле давленй в начальный момент времени. Обычно при моделировании цунами полагают:

$$\vec{v_0} = 0, \, \frac{\partial p_0}{\partial z} = -g\rho_0.$$

Но при реальных расчетах используются модифицированные версии начальных условий:

$$\vec{v_0} = 0, \, \xi_0 = \xi_0(x, y).$$

Где ξ_0 - некоторое начальное возвышение свободной поверхности, которое служит источником волн. Но не всегда такое начальное возвышение можно задать.

7.3. Приближения для решения уравнений

Первое приближение- приближение несжимаемой жидкости. В нем мы полагаем плотность постоянной величиной. Применимо ли такое приближение для цунами - тонкий вопрос. Иногда пренебрегать эффектами, связанными со сжимаемостью жидкости нельзя. Из этого приближения мы можем оценить как соотносятся некоторые величины.

$$w_{vert} \approx \frac{H}{L} u_{goriz}$$

Откуда следует, что для волн цунами $w_{vert} \ll u_{qoriz}$.

Следующее приближение - приближение идеальной несжимаемой жидностью. Если жидкость идеальная, то все члены с вязкостью убираются. Также порядок уравнения понижается со второго до первого. Граничное условие с прилипания меняется на непротекание. Приближение применимо, если мы можем пренебречь силой вязкого трения.

Третье приближение - идеальная несжимаемая жидкость в линейном приближении. Если уравнение линейное и мы знаем две пары решений, то решение системы будет представляться как линейная комбинация из известных решений. На больших глубинах это приближение хорошо применимо, так как оценивается параметром отношения амплитуды цунами к глубине океана. Поэтому, как правило, линейное приближение отлично работает на практике, но накат волны с его помощью описать будет нельзя.

Четвертое приближение - идеально несжимаемая жидкость без учета вращения Земли. Это приближение хорошо работает для короткопериодных волн. Поэтому однозначно пренебречь силой Кориолиса нельзя. Сложность заключается в том, что сила Кориолиса действует перпендикулярно движению и только поворачивает течение.







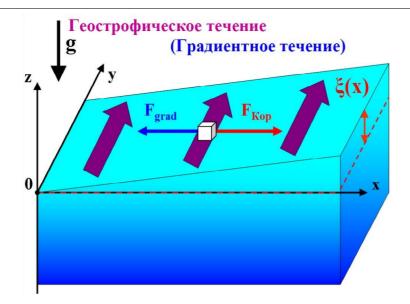


Рис. 50. Демонстрация условия баланса

7.4. Геофизические приближения

Выделяют два типа - гидростатическое и геострофическое. Крупномасштабные течения атмосферы и океана обычно происходят в условиях гидростатического (по вертикали) и геострофического (по горизонтали) баланса. По вертикали сила градиента давления примерно равна силе тяжести и все течения являются отклонением от этого правила. По горизонтали сила градиента давления уравновешивается силой Кориолиса.

$$z: -\frac{\nabla p}{\rho} + \vec{g} = 0,$$

$$(x, y): -\frac{\nabla p}{\rho} + 2[\vec{v}\vec{\omega}] = 0.$$

1. Гидростатическое приближение:

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g$$

Но мы можем пренебреть вертикальной скоростью и тогда получим следующее выражение:

$$\frac{dp}{dz} = -\rho_0 g \implies p(z) = p_0 - \rho g z$$

2. Геострофическое приближение:

Применимо когда течение стационарное и медленное.

$$-\frac{\nabla p}{\rho} + 2[\vec{v}\vec{\omega}] = 0.$$







Это условие баланса означает, что течение должно происходить по линиям равного уровня (Рис.50).

Подведем итог и выберем наиболее простое приближение для описания цунами:

Идеальная жидкость Несжимаемая жидкость Линейное приближение Пренебрегаем вращением Земли







8. Лекция 8

8.1. Уравнения линейной теории длинных волн

В прошлый раз мы выбрали модель, в которой можно наиболее удобно и точно описывать волны цунами. Будем считать также, что глубина океана постоянна. Для составления общих базисных теорий это приближение подходит, хотя для реальных событий оно было бы некорректным.

После всех приближений у нас остается следующая система уравнений для описания линейных гравитационных волн:

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} = -\frac{\nabla p}{\rho} + \vec{g},$$
$$div(\vec{v}) = 0.$$

Важно напомнить, что вектор скорости содержит три компоненты $\vec{v}=(u,v,w)$. Также мы поставили граничные условия - $p_0=p_{atm}$. То есть давление на поверхности равно атмосферному и является константой. Условие на дне - условие непротекания $w_{-H}=0$.

Еще одно ключевое приближение - линейная теория длинных волн или теория мелкой воды ($\lambda << H$). Из уравнения неразрывности мы вывели соотношение между горизонтальной и вертикальной скоростью.

$$w_{vert} \approx \frac{H}{\lambda} u_{goriz}$$

То есть вертикальная скорость оказывается значительно меньше горизонтальной и в уравнениях мы можем ей пренебречь. Из этих соображений получаем гидростатическое приближение. Проинтегрируем его от точки в толще воды - z, до точки на возмущенной поверхности ξ . Тогда мы получим просто разницу давлений.

$$p(\xi) - p(z) = -\rho g\xi + \rho gz$$

Но, исходя из наших граничных условий, давление в точке ξ равно атмосферному давлению. Тогда получаем выражение для давления в точке z.

$$p(x, y, z, t) = p_{atm} + \rho g \xi(x, y, t) - \rho g z$$

Подставим полученное давление в известное нам динамическое уравнение:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}.$$

Таким образом мы исключили из системы давление и получили следующее соотношение:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial \xi}{\partial x}.$$

Аналогично поступаем с уравнением по переменной у:







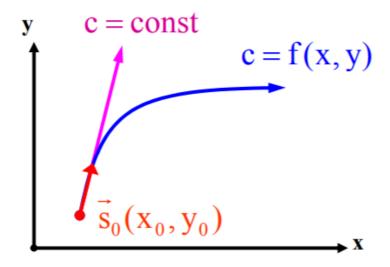


Рис. 51. Криволинейная траектория луча в неоднородной среде

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -g \frac{\partial \xi}{\partial y}.$$

Обратим внимание, что горизонтальные скорости не зависят от вертикальной координаты. Далее проинтегрируем уравнение неразрывности по всему водному слою, пренебрегая слагаемыми с малой величиной ξ . В итоге получаем следующее уравнение:

$$H(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}) + \frac{\partial \xi}{\partial t} = 0.$$

Три уравнения, которые мы получили и называются уравнениями линейной теории длинных волн. Перепишем их в векторной форме.

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} = -g\nabla \xi,$$

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + div(\vec{v}H) = 0.$$

Далее продифференцируем первое уравнение по x, второе по y, третье по времени. Подстановкой полностью исключаем горизонтальные скорости и получаем волновое уравнение:

$$\frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} = gH(\frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \xi}{\partial y^2}).$$

Классическое решение одномерного волнового уравнения имеет вид:

$$\xi(x,t) = f(x \pm ct).$$







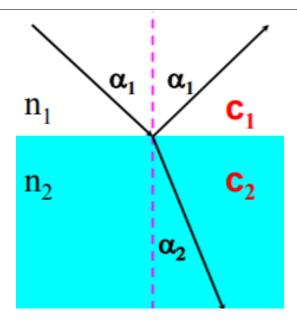


Рис. 52. Отражение и преломление луча

Где знак минус соответствует волне, бегущей в положительной направлении оси x, плюс соответствует волне, бегущей в отрицательном направлении оси x. f - некоторая дважды дифференцируемая функция.

В случае неровного дна двумерное волновое уравнение будет иметь вид:

$$\frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} = div[gH(x)grad\xi].$$

То есть скорость распространения волн зависит от глубины - $c = \sqrt{gH(x,y)}$.

8.2. Влияние рельефа дна на распространение длинных волн в океане

Рассмотрим приближение геометрической оптики. Допустим у нас есть излучатель, который испускает волновой луч в направлении $\vec{S_0}$ (Рис.51). В случае постоянной скорости рапространения луча, его траектория будет прямой линией. Если скорость переменная, то лучи будет двигаться по криволинейной тракетории, определяемой распределением скоростей. Для описания движения луча может быть достаточно школьных знаний.

Вспомним закон Снеллиуса. Луч падает из среды с одним показателем преломления в среду с другим показателем преломления. Тогда угол преломеления соотносится с углом падения следующим образом (Puc.52):

$$\frac{\sin \alpha_1}{\sin \alpha_2} = \frac{n_2}{n_1} = \frac{c_1}{c_2}.$$

Показатель преломления же показывает во сколько раз скорость света в среде меньше скорости света в вакууме.

Из закона Снеллиуса несложно увидеть, что величина, равная отношению синуса







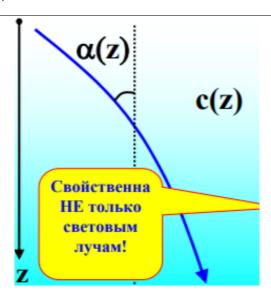


Рис. 53. Рефракция

угла падения к скорости в среде является постоянной величиной. Явление плавного изменения направления лучей в среде с медленно меняющимся показателем преломления называется рефракцией (Рис.53).

Вспомним теперь явление полного внутреннего отражения. Начиная с некоторого критического угла при падении луча на среду с большим показателем преломления исчезает преломленный луч и остается только отраженный. Такое же явление существует и в средах с плавно меняющимся показателем преломления - отражение лучей от высокоскоросных областей (Рис.54).



Рис. 54. Отражение луча от высокоскоростной области

Рассмотрим ход лучей над подводной возвышенностью. Так как около возвышенностей меняется глубина дна, то и скорость лучей будет меняться, соответственно фрон будет искривляться. Если гора имеет высоту 3 километра, то лучи практически сходятся в фокусе и возвышенность на дне океана в некотором смысле является аналогом собирающей линзы (Рис.55). Опускание же дна, наоборот, похоже







на рассеивающую линзу. Теперь, допустим, что у нас есть подводный хребет, тогда распространение лучей от точечного источника будет выглядеть как световод (Puc.56).

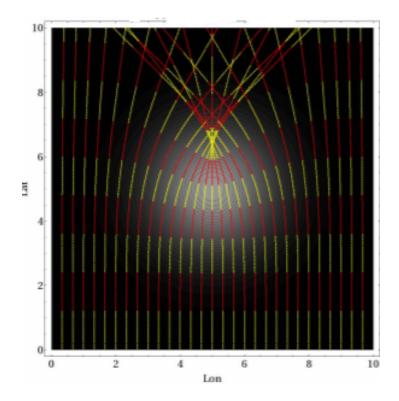


Рис. 55. Ход лучей над возвышенностью

На (Рис.57) изображено реальное распределение лучей при землетрясении в 2011 году.

8.3. Закон Грина

Какие еще есть эффекты, связанные с изменением рельефа? Рассмтрим падающую синусоидальную волну с амплитудой ξ и скоростью $c=\sqrt{gH}.$

Глубина при этом плавно меняется, а вместе с ней и скорость (Рис.58). Мы уже знаем, что энергия волны пропорциональна квадрату амплитуды, а поток энергии пропорционален энергии волны, умноженной на скорость ее распространения. Если изменение рельефа настолько плавное, что волны не отражаются, то получаем соотношение между амплитудой волны и глубиной.

$$\xi H^{1/4} = const$$

То есть чем глубже океан, тем меньше амплитуда и наоборот. Ближе к берегу амплитуда будет возрастать. Соотношение, указанное выше, называется законом Грина. Также за основу можем взять кинетическую энергию волны, пропорциональную квадрату амплитуды скорости, умноженной на глубину океана.







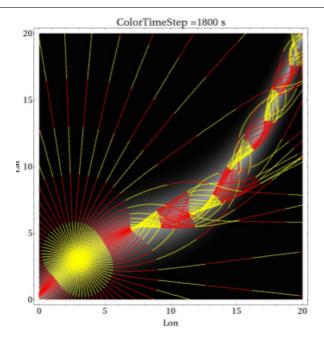


Рис. 56. Распространение лучей вблизи подводного хребта

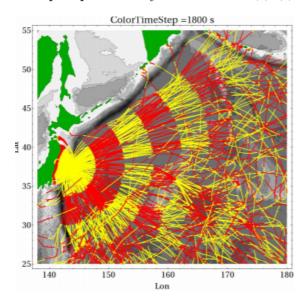


Рис. 57. Реальное распределение лучей при землетрясении в 2011 году

Поток энергии аналогично пропорционален энергии, умноженной на скорость. Тогда постоянным оказывается следующее соотношение:

$$UH^{3/4} = const.$$

То есть при приближении к берегу амплитуда скорости течения возрастает гораздо быстрее амплитуды волны.







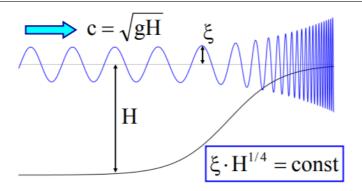


Рис. 58. Изменение скорости волны при изменении глубины

8.4. Взаимодействие волны со ступенькой

При взаимодействии волны со ступенькой появляется отраженная и прошедшая волна (Рис.59). Примем, что в точке ступеньки амплитуда смещения слева и справа одинаковая и потоки слева и справа также одинаковые. Исходя из этих условий получим коэффициент отражения и коэффициент прохождения. Графики представлены на (Рис.60).

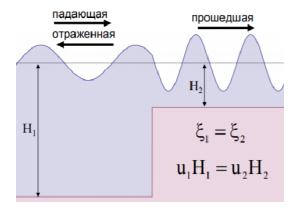


Рис. 59. Взаимодействие волны со ступенькой

8.5. Базовые закономерности генерации волн цунами при сейсмических движениях дна

Мы продолжаем работать в рамках теории длинных волн. Отличие в постаноке задачи в том, что появляется закон изменения дна от невозмущенного состояния $\eta(x,y,t)$. Как такие движения дна будут вызывать движение волны? Примем опять глубину океана за постоянную величину, а возмущение дна будет мало по сравнению с глубиной океана. Будем считать, что возмущение воды ξ порядка возмущения дна η . На динамических уравнениях это никак не отразится, но отразится на уравнении неразрывности.







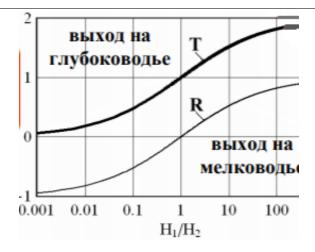


Рис. 60. Графики коэффициента преломления и коэффициента отражения

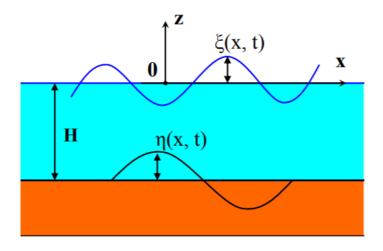


Рис. 61. Постановка одномерной задачи

$$H(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}) + \frac{\partial \xi}{\partial t} = \frac{\partial \eta}{\partial t}.$$

Если мы повторим процедуру с дифференцированием из начала лекции, то опять получим волновое уравнение, но на этот раз неоднородное.

$$\frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} - gH(\frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \xi}{\partial y^2}) = \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2}.$$

Проще всего рассмотреть аналогичную одномерную задачу с одной горизонтальной координатой. У нас есть некоторая деформация дна, мы хотим найти волновое смещение (Puc.61). В случае постоянной скорости эта задача имеет аналитическое решение через формулу Даламбера.

Также обратим внимание на то, что деформации без остаточного смещения вызывают совсем маленькие волны цунами. При коротких подвижках амплитуда волны







ФИЗИКА ЦУНАМИНОСОВ МИХАИЛ АЛЕКСАНДРОВИЧ

всегда порядка половины амплитуды подвижки. При более продолжительных подвижках происходит падение амплитуды волн.







9. Лекция 9

9.1. Бегущая подвижка

На прошлой лекции мы выделили два основных типа подвижки дна - с остаточным смещением и без остаточного смещения. Теперь рассмотрим бегущую подвижку. Пусть деформация дна задается следующим образом - $\eta(x,t) = f(x-vt)$, то есть представляет собой бегущую в положительном направлении оси волну. Тогда волновое уравнение, которое мы должны решить, имеет вид:

$$\frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} - c^2 \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2}.$$

Решение будем искать в виде $\xi = A_0 f(x-vt)$. То есть мы сделали предположение, что возмущение волны будет эквивалентно по форме. После подстановки в волновое уравнение получим возможность выразить A_0 и получим решение задачи.

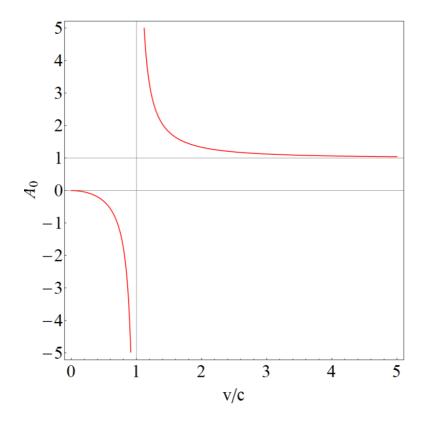


Рис. 62. График зависимости амплитуды возмущения на воде от отношения скоростей

$$\xi = \frac{v^2}{v^2 - c^2} f(x - vt)$$

Обратим внимание, что амплитуда и знак возмущения на поверхности воды определяются соотношением скоростей v и с. Резонанс происходит в случае, когда скорости распространения очень близки друг к другу и возникает увеличение амплитуды,







но в наших условиях резонансный случай для движения дна почти никогда не реализуется. На (Рис.62) представлен график зависимости амплитуды возмущения на воде от отношения скоростей.

9.2. Генерация волн неоднородностями атмофсерного давления (метеоцуами)

До этого мы полагали, что атмосферное давление - постоянная величина, теперь же атмосферное давление будет функцией от координат и времени.

$$p(x, y, z, t) = p_{atm}(x, y, t) + \rho g\xi(x, y, t) - \rho gz$$

Тогда при подстановке полного давления в динамическую часть добавится еще одно слагаемое.

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial \xi}{\partial x} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p_{atm}}{\partial x}$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial \xi}{\partial y} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p_{atm}}{\partial y}$$

Уравнение неразрывности остается прежним. Повторяя процедуру дифференцирования по соответствующим переменным каждого уравнения и подставляя результат в уравнение неразрывности получаем неоднородное волновое уравнение:

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} - gH(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}) = \frac{H}{\rho}(\frac{\partial^2 p_{atm}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p_{atm}}{\partial y^2}).$$

Правая часть уравнения - источник волн - вариации атмосферного давления. Рассмотрим одномерную задачу где изменение атмосферного давление имеет вид $p_{atm}(x,t) = f(x-vt)$. Волновое уравнение имеет вид:

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} - gH \frac{\partial^2}{\partial x^2} = \frac{H}{\rho} \frac{\partial^2 p_{atm}}{\partial x^2}.$$

Как и прежде, предположим, что возмущение поверхности имеет вид - $\xi = A_0 f(x-vt)$. Тогда после подстановки в волновое уравнение получаем коэффициент A_0 и решение нашей задачи.

$$\xi = \frac{\frac{H}{\rho}}{v^2 - c^2} f(x - vt)$$

Вновь амплитуда и знак возмущения на поверхности воды определяются соотношением скоростей v и с. График, сравнивающий бегущее возмущение дна и атмосферы представлен на (Рис.63). Красными линиями обозначен график для дна, синими - для атмосферы. Заметим, что для бегущего возмущения атмосферы резонансный случай возможен - так называемые метеоцунами.







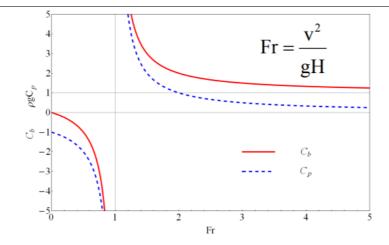


Рис. 63. Сравнение бегущего возмущения дна и атмосферы

9.3. Генерация цунами движениями дна: базовые закономерности для двумерной постановки задачи

Как мы уже получили, двумерное неоднородное волновое уравнение для деформации дна имеет следующий вид:

$$\frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} - c^2 \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2}.$$

Справа стоит функция источника. Аналитическое решение задается известными интегральными формулами. Но можно пойти другим путем. Так как при быстром возникновении возмущения изменение формы деформации при передаче его на поверхность невелико, положим, что оно передается без изменений. Соответственно функция источника будет равна нулю, но для получения аналитического решения применим следующие граничные условия:

$$t = 0 : \xi = \xi_0(x, y), \frac{\partial \xi}{\partial t} = 0.$$

Аналитическое решение такой задачи также существует в виде интегральной формулы.

Рассмотрим как пример симметричный Гауссов колокол. Волна имеет две фазы - положительную и отрицательную (Рис.64). Амплитуда волны убывает обратно пропорционально корню из расстояния от точки возмущения - следствие из закона сохранения энергии. В реальности источники обычно бывают вытянуты вдоль берега, поэтому именно на берег приходится основной удар. Максимальное возмущение определяется не только формой источника, но и рельефом дна. Из-за отрицательной фазы волны цунами часто предшествует отлив - один из естественных признаков цунами. Зона субдукции устроена так, что зона около побережья претерпевает опускание, но так происходит не во всех случаях. Больше демонстраций смоделированных для несимметричных и биполярных источников можно найти на сайте ocean.phys.msu.ru







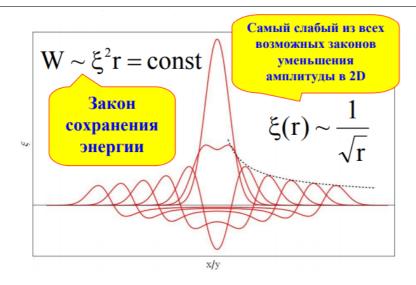


Рис. 64. Профиль волны от возмущения в форме гауссова колокола

9.4. Линейная потенциальная теория волн

До этого мы все время говорили о теории длинных волн, линейная потенциальная теория волн позволяет описывать явления с большей точностью. Эту теорию еще называют потенциальной теорией волн бесконечно малой амплитуды. Отличие в том, что в линейной потеницальной теории нет ограничения на соотношение длины волны и глубины океана. Основные физические предположения этой теории:

Идеальная жидкость Несжимаемая жидкость Линейное приближение(волны малой амплитуды) Пренебрегаем вращением Земли

Физическая постановка задачи заключается в том, что у нас есть возмущение дна постоянной глубины - $\eta(x,y,t)$, мы считаем, что оно передается на поверхность в виде возмущения $\xi(x,y,t)$ которое нам и нужно найти. Как и везде ранее, амплитуду возмущения дна мы считаем малым по сравнению с глубиной океана. Из системы уравнений Навье-Стокса получаем систему уравнений для описания линейных гравитационных волн.

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} = -\frac{\nabla p}{\rho} + \vec{g},$$
$$div(\vec{v}) = 0.$$

В качестве граничных условий фиксируем давление на поверхности и ставим условие непротекания.

$$p_{z=0} = p_{atm}, w_{z=-H} = \frac{\partial \eta}{\partial t}$$

70









Предположим, что вектор скорости течения может быть выражен как градиент некоторой функции F - потенциала скорости течения.

$$\vec{v} = \nabla F$$

$$\begin{cases} \frac{\partial^2 F}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 F}{\partial z^2} = 0 \\ \begin{cases} \frac{\partial^2 F}{\partial t^2} = -g \frac{\partial F}{\partial z}, & z = 0 \end{cases} \end{cases}$$
 Граничное условие на свободной поверхности воды
$$z = -H$$
 Скорость движения дна – источник воли
$$\xi = -\frac{1}{g} \frac{\partial F}{\partial t} \bigg|_{z=0}, \quad u = \frac{\partial F}{\partial x}, \quad w = \frac{\partial F}{\partial z}$$

Рис. 65. Полная математическая постановка задачи

Тогда компоненты скорости можно выразить следующим образом:

$$u = \frac{\partial F}{\partial x}, v = \frac{\partial F}{\partial y}, w = \frac{\partial F}{\partial z}.$$

Тогда через уравнение неразрывности мы получим двумерное уравнение Лапласа на потенциал скорости течения и новые граничные условия. Тогда полная математическая постановка задачи будет иметь вид, представленный на (Рис.65). Эта задача имеет общее аналитическое решение для произвольной формы деформации дна.







10. Лекция 10

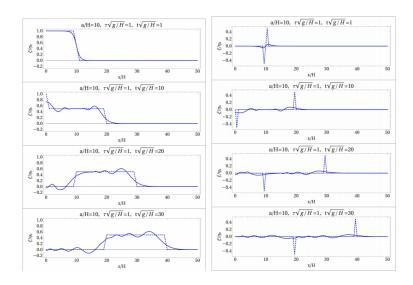


Рис. 66. Сравнение теории длинных волн и линейной потенциальной теории

Сопоставим линейную теорию длинных волн и линейную потенциальную теорию. Чем больше время деформации дна, тем более близкие результаты дает теория длинных волн и линейная потенциальная теория. Также обе теории дают близкий результат при больших размерах источника. В случае подвижки без остаточного смещения теория длинных волн дает значительно большую амплитуду волны, чем потенциальная теория. Наглядное сравнение результатов теорий представлено на (Рис.66). Сплошные линии - потенциальная теория, пунктирные линии - теория длинных волн. Большая ошибка в описании мембранных подвижек обоснована тем, что испульсы в таких событиях коротковолновые, которые плохо описываются теорией длинных волн. Когда же эти теории дают близкий результат? Когда область поднятия дна обширная, когда продолжительность подвижки значительная. Также на (Рис.67) представлена энергия волн, возбуждаемых поршневой (красным цветом) и мембранной (синим цветом) подвижками, как функция продолжительности подвижки. На (Рис.68) изображено поле скорости течения вблизи источника. Как можно заметить, после окончания поднятия дна градиент давления заставляет воду двигаться и начинает формироваться волна.

10.1. Трехмерная задача о генерации цунами деформациями дна (линейная потенциальная теория)

Потенциальная задача позволяет решать и трехмерную задачую. Как и до этого, предполагаем глубину дна постоянной, деформацию дна много меньше размера океана, хотим найти деформацию водной поверхности. Обозначения оставим прежними. Переход от двумерной задаче к трехмерной задаче позволяет рассматривать более реалистичные задачи, исследовать направленность излучения волн, исследовать закономерности трансформации волн при удалении от источника.







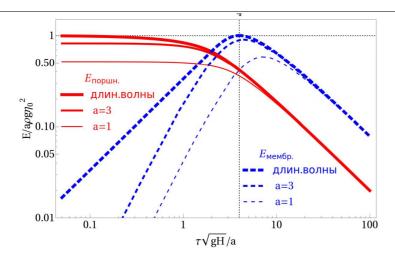


Рис. 67. Энергия волн, возбуждаемых поршневой и мембранной подвижками как функция продолжительности подвижки

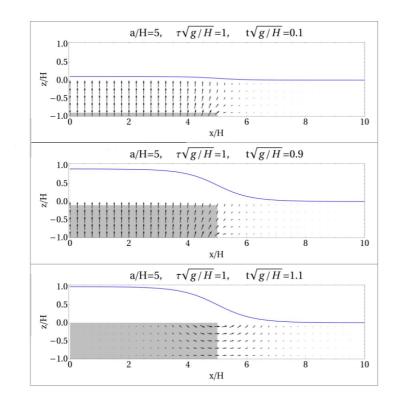


Рис. 68. Поле скорости течения вблизи источника

Постановка задачи опять же состоит из трехмерного уравнения Лапласа с граничным условием на свободной поверхностью воды и граничным условием на дне. Вертикальная скорость течения приравнивается к скорости движения дна. Результат воздействия вытянутого источника изображен на (Рис.69). Сначала видим гладкое возмущение на поверхности, потом ассиметричная волна начинает распротраняться вдоль осей.







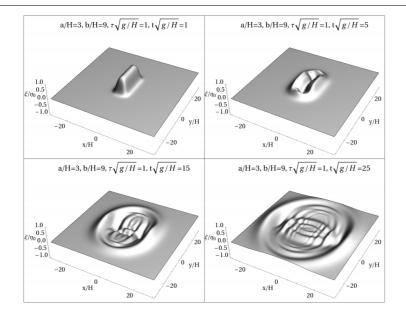


Рис. 69. Результат воздействия вытянутого источника

Некоторые выводы:

- 1.Возмущение состоит из лидирующей волны и диспергирующего хвоста
- 2. Лидирующая волна бежит со скоростью длинных волн
- 3.Амплитуда волн убывает по закону 1/r, то есть быстрее, чем в теории длинных волн
- 4.Волны с большими амплитудами бегут в направлении короткой оси источника

Также заметим, что линейная теория описывает волны без дисперсии, а линейная потенциальная теория волн описывает диспергирующие волны. Если скорость зависит от длины волны, то волна называется диспергирующей. Реальные волны цунами, естественно, являются диспергирующими.

Еще один интересный эффект - дисперсионная фокусировка (усиление). Представим, что у нас есть пакет и сначала бегут короткие волны, а затем длинные. Если среда с нормальной дисперсией, то пакет схлопнется в возмущение (Рис.70).

10.2. Математическая постановка двумерной задачи о линейных гравитационных волнах

Постановка задачи включает в себя уравнение Лапласа и граничные условия на поверхности и на дне.

$$\frac{\partial^2 F}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 F}{\partial z^2} = 0,$$

$$z = 0: \frac{\partial^2 F}{\partial t^2} + g \frac{\partial^2 F}{\partial z^2} = 0$$

74







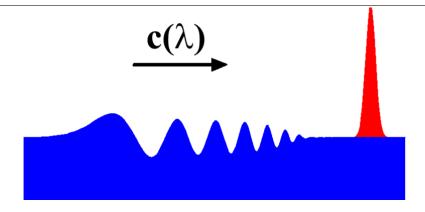


Рис. 70. Эффект дисперсионной фокусировки

$$z = -H : \frac{\partial F}{\partial z} = 0.$$

Тогда, исходя из общего вида решения уравнения Лапласа, удовлетворяющего граничным условиям, получаем дисперсионное соотношение для гравитационных волн.

$$\omega^2 = qkth(kH)$$

Где ω - циклическая частота, k - волновое число. Учитывая известную со школы формулу $c=\frac{\lambda}{T}$ получем выражение для фазовой скорости волны:

$$c_{ph} = \frac{\omega}{k}.$$

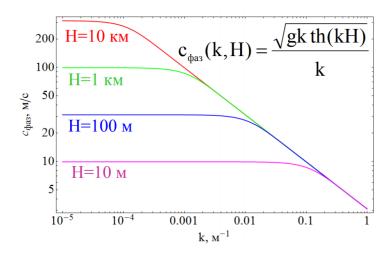


Рис. 71. Фазовая скорость как функция волнового числа и глубины

Подставляя туда циклическую частоту из дисперсионного соотношения мы можем узнать фазовую скорость - то есть скорость поверхности одинаковой фазы.







$$\omega^2 = \frac{\sqrt{gkth(kH)}}{k}$$

Рассмотрим разные зависимости. На (Рис.71) представлена фазовая скорость как функция волнового числа и глубины. Мы видим, что в начале для почти любой глубины наблюдается плато и волны являются почти недиспергирующими, а затем при больших волновых числах или при маленьких длинах волн сливаются в одну линию. То есть волны перестают чувствовать глубину. Также остановимся на графике фазовой скорости как функции периода и глубины (Рис.72). Волнам цунами соответствует период 100-10000 секунд, и можем видеть, что волны цунами на больших глубинах - слабо диспергирующие.

Выше мы уже ввели понятие фазовой скорости, поговорим теперь о групповой. Как правило, распространяющиеся волны цунами представляют собой что-то вроде волнового пакета, у которого есть огибающая. Фазовая скорость - скорость, с которой движется высокочастотная набивка, групповая скорость - скорость, с которой движется огибающая. Волновая энергия перемещается с групповой скоростью.

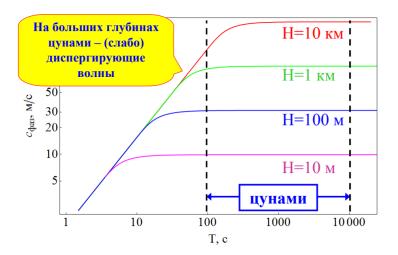


Рис. 72. Фазовая скорость как функция периода и глубины

Сложим две волны имеющие вид $\cos \omega_1 t - k_1 x + \cos \omega_2 t - k_2 x$.

$$\cos \omega_1 t - k_1 x + \cos \omega_2 t - k_2 x = 2 \cos k \left[\frac{\omega}{k} t - x \right] \cos \frac{\delta k}{2} \left[\frac{\delta \omega}{\delta k} t - x \right]$$

Первый косинус содержит фазовую скорость, второй групповую. Тогда в пределе групповая скорость:

$$c_{gr} = \frac{d\omega}{dk}, c_{ph} = \frac{\omega}{k}.$$

Отсюда несложно видеть, что если волны недиспергирующие, то фазовая и групповая скорость совпадают.

Исходя из дисперсионного соотношения для гравитационных волн мы можем получить фазовую и групповую скорости. Рассмотрим предельные случаи. В слу-







чае глубокой воды (kH>>1) дисперсионное соотношение можно представить как $\omega^2=qk$. Тогда в явном виде получаем:

$$c_{ph} = \sqrt{\frac{g}{k}}, c_{gr} = \frac{1}{2}\sqrt{\frac{g}{k}}.$$

То есть на глубокой воде групповая скорость с два раза меньше, чем фазовая. Типичный случай нормальной дисперсии.

Другой предельный случай - мелкая вода (kH << 1). Тогда дисперсионное соотношение получаем из разложения гиперболического тангенса в ряд - $\omega^2 = gHk^2$. Фазовая и групповая скорость, соответственно:

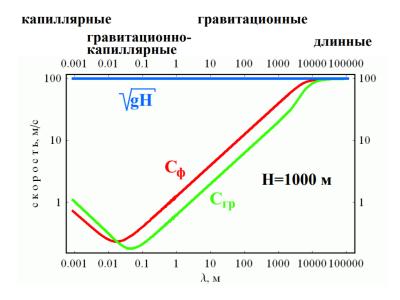


Рис. 73. Зависимость фазовой и групповой скорости от длины волны на глубине 1000 метров

$$c_{ph} = c_{qr} = \sqrt{gH}$$
.

Как и ожидалось, волны на мелкой воде не подвержены дисперсии и фазовая скорость равна групповой. На (Рис.73) изображена зависимость фазовой и групповой скорости от длины волны на глубине океана 1000 метров.







11. Лекция 11

Что будет, если взять модель теории длинных волн, достаточно точно описать источник и сравнить записи синтетические, сделанные с помощью расчетов и сравнить их с реальными. На (Рис.74) изображено такое сравнение. Как мы можем видеть, совпадение для станций, находящихся около источника, достаточно хорошее. Но высокочастотные пульсации все равно плохо описываются данной моделью. Чем дальше мы уходим от источника, тем больше различие и в амплитудах, и во времени вступления волны. Дело в том, что на больших расстояниях волны проявляют свои диспергирующие свойства. Как мы еще можем видеть, на некоторых записях вступающая волна имеет отрицательную фазу. Такое происходит,как ни странно, из-за упругости дна океана и дисперсионная кривая имеет максимум. Если рассматривать еще более точные модели, то нужно учитывать и сжимаемость океана и его стратификацию. Поэтому с учетом упругости дна и дисперсии гравитационных волн распространяющаяся волна имеет вид, представленный на (Рис.75).

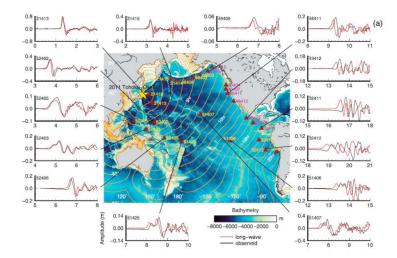


Рис. 74. Сравнение синтетических и реальных данных

11.1. Движение частиц жидкости в монохроматической волне

Рассмотрим распространение волны с частотой ω и волновым числом k, для такой задачи мы уже получили дисперсионное соотношение через гиперболический тангенс и решение в общем виде исходя из известного вида решений уравнения Лапласа. Как нам получить скорость движения частиц?

$$u = \frac{\partial F}{\partial x}, w = \frac{\partial F}{\partial z}$$

Для того, чтобы получить поле смещений частиц нам необходимо проинтегрировать поле скоростей.







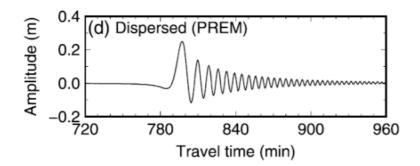


Рис. 75. Вид волны с учетом упругости дна и дисперсии гравитационных волн

$$X = \int_{t_0}^t u dt, Z = \int_{t_0}^t w dt$$

Тогда смещение частиц будет задаваться величинами X и Z. На (Рис.76) представлена траектория частиц в линейной потенциальной волне. Также из рассматриваемой модели мы можем получить связь давления на дне и смещения свободной поверхности (Рис.77)

$$\frac{p'}{\rho g \xi} = \frac{1}{ch(kH)}$$

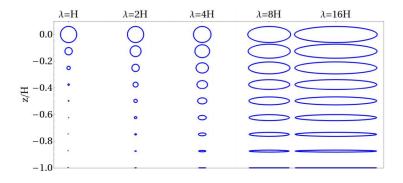


Рис. 76. Траектория частиц в линейной потенциальной яме

Мы видим, что если длина волны больше чем 10 глубин, то колебания давления на дне примерно соответствуют переведенным в соответствующие величины колебаниям на поверхности. Если волна проникает неглубоко, то эффект в колебании давлений от нее экспоненциально спадает при проникновении вглубь. Также при регистрации волн цунами необходимо следить за частотой волн, потому что высокочастотные волны не доходят до той глубины, на которой расположена станция, и данные необходимо правильно корректировать.







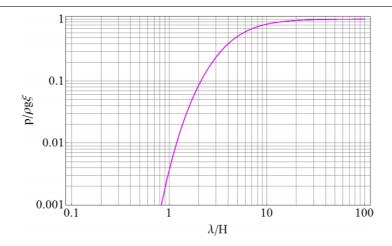


Рис. 77. Связь давления на дне и смещения свободной поверхности

Гидроакустические эффекты при подводных землетрясениях и учет сжимаемости воды в задаче цунами

Как нам известно, есть две фазы волн, следующие друг за другом - P- primae и S - secondae. При совпадении некоторых условий иногда можно зафиксировать в высокочастотном диапазоне вступает волна Т со значительной задержкой. Т-фаза это волна, которая сначала распространяется как гидроакустическая волна в воде, а затем в районе берегового слоя начинает двигаться по земной коре. Высокая частота возникает из-за того, что в большинстве районов мирового океана существует минимум скорости звука на глубине около тысячи километров (Рис.78).

То есть область с пониженной скоростью звука может захватывать звуковые волны. Эта область именуется подводным звуковым каналом. В таком канале волны могут распространяться на очень большие расстояние, так как потери в волноводе очень малы. Можно ли предсказывать по волнам Т-фазы? Ученые пришли к выводу, что использовать сигнал от волн Т-фазы не рационально, так как регистрировать медленные землетрясения достаточно в виду малой амплитуды с их помощью сложно, но волны цунами будут такие же, как если бы событие было быстрое.

11.3. Учет сжимаемости воды в задаче цунами

До этого мы говорили о несжимаемой жидкости и возникал парадокс, который заключался в том, что после того, как деформация дна перестанет происходить, частицы над возникшей подвижкой оказываются неподвижными, то есть исчезает их кинетическая энергия. Для оценки применимости теории несжимаемой жидкости посчитаем эту пропавшую кинетическую энергию и сравним ее с энергией цунами.

$$W_{kin} = \rho H S \frac{\eta^2}{2\tau^2}, W_{ts} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

Все обозначения такие же, как и были, и изображены на (Рис.79).









Рис. 78. Скорость звука в зависимости от глубины

Получаем, что энергии соотносятся как величина $\frac{H}{g\tau^2}$. Если оценим глубину в 4 километра, то получим, что отношение равно четырем и теряемая кинетическая энергия значительная по сравнению с энергией цунами. Оценим теперь энергию акустических волн и сравним ее с энергией цунами.

$$\frac{W_A}{W_{ts}} = \frac{2c}{g\tau} \approx 30$$

То есть получается, что значительная часть энергии переходит к акустическим волнам.

Из системы уравнений Навье-Стокса получаем систему для описания линейных упругих волн в идеальной жидкости.

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} = -\frac{\nabla p}{\rho} + \vec{g},$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + div(\rho \vec{v}) = 0.$$

Считаем, что у нас есть некоторые варации скорости, соответствующие акустическим волнам. Также у нас есть некоторое стандартное давление и вариации давления, связанные с акустическими волнами малы. То же самое с плотностью.

$$\vec{v} = \vec{v_0} + \vec{v'}, \vec{v_0} = 0,$$

$$p = p_0 + p', p' << p,$$
81





Парадокс теории несжимаемой жидкости

$$W_k = \rho HS \frac{v^2}{2} = \rho HS \frac{\eta^2}{2\tau^2} \\ W_{TS} = \frac{\rho g \xi^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \xi^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \xi^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \xi^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \xi^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \xi^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \xi^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \xi^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \xi^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \xi^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \xi^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \xi^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \xi^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \xi^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

$$\psi_{TS} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2} = \frac{\rho g \eta^2 S}{2}$$

Рис. 79. Постановка задачи о сжимаемой воде

$$\rho = \rho_0 + \rho', \rho' << \rho_0.$$

Тогда получаем, что все движения в жидкости связаны только с силой градиента давления.

$$\frac{\partial \vec{v'}}{\partial t} = -\frac{\nabla p'}{\rho_0}$$

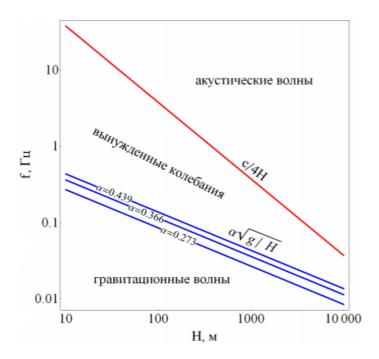


Рис. 80. Характер отклика водного слоя на колебания дна в зависимости от частоты колебаний океана







Преобразовывая уравнение неразрывности получаем:

$$\frac{\partial \rho'}{\partial t} + \rho_0 div \vec{v'} = 0.$$

После некоторой череды преобразований приходим к волновому уравнению

$$\frac{\partial^2 F}{\partial t^2} - c^2 \Delta F = 0.$$

Где на месте скорости распространения стоит скорость звука. Из этого уравнения мы можем получить поле течения и поле давления. В математической постановке задачи граничные и начальные условия не меняются, но волновое уравнение меняет свой вид на приведенный выше.

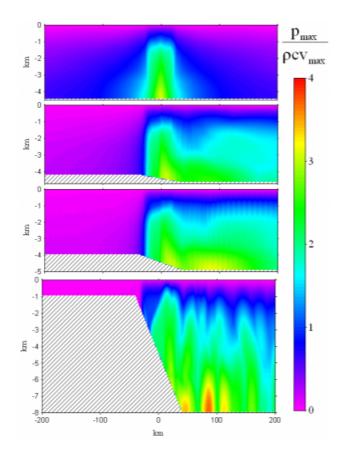


Рис. 81. Распределение максимального динамического давления

Для сжимаемой жидкости наблюдается дискретный спектр:

$$f_k = \frac{c(1+2k)}{4H}, k = 0, 1, 2, \dots$$

Как видим, существует нижняя граница частоты для сжимаемой жидкости и факт существования колебаний на граничной частоте наблюдали при реальном событии.







Рассмотрим характер отклика водного слоя на колебания дна в зависимости от частоты колебаний глубины океана. На (Рис.80) отмечены критические частоты для гравитационных волн (синим цветом). Например, если на частоте 0.1 Гц про-исходят колебания, то на глубине 100 метров создаются гравитационные волны, но на глубине 1000 метров гравитационных волн уже не будет. Красным отмечена граница для акустических волн. Как мы можем видеть, колебания с частотой 0.1 Гц также не создадут акустических волн на глубине 1000 метров. При этом водный слой просто движется вместе с дном, происходят вынужденные колебания. То есть гравитационные и акустические волны принадлежат разным диапазонам и между ними существует промежуток по частоте. Следовательно цунами можно описывать не учитывая эффект сжимаемости, но если мы хотим исследовать движение воды в районе источника, то необходимо учитывать сжимаемость.

Рассмотрим распределение максимального динамического давления (Рис.81). На свободной поверхности воды амплитуда давления нулевая, на дне - наибольшая. Это происходит из-за дискретности спектра длин волн. Именно из-за такого распределения давления волна цунами нередко выкидывает глубоководных рыб на берег.





12. Лекция 12

В частотном диапазоне вынужденных колебаний существует соотношение между давлением и вертикальной компонентой ускорения.

$$p = \rho H a_z$$

С помошью систем DONET и спектров измеренного давления и величины справа от знака равенства это соотношение было экспериментально подтверждено (Рис.82). Но есть и несолько исключений, связанных с тем, что станции расположены на склоне, либо с тем, что калибровка станции было произведена неверно.

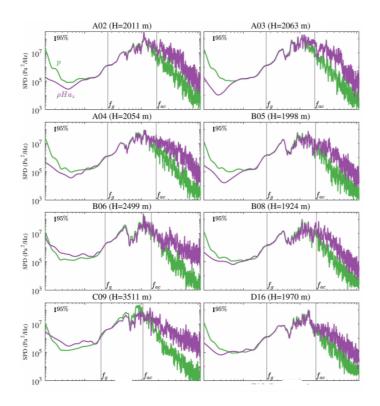


Рис. 82. Соотношение между давлением и вертикальной компонентой ускорения

12.1. Численные методы динамики цунами

Первые численные модели были созданы японскими исследователями в конце 60-х годов прошлого века. На данный момент существует достаточно много как российских, так и иностранных моделей разной степени популярности.

Модели бывают верикально-интегрированные или двумерные, где имеется ввиду двумерие по горизонтальный координатам, например, х и у или долгота и широта. По вертикальной координате уравнения проинтегрированы, то есть используются уравнения теории длинных волн. Также бывают трехмерные или вертикально-разрешающие часленные модели. Они позволяют воспроизводить вертикальную







структуру потока. Двумерные модели широко применяются для практических целей, так как объем вычислений относительно небольшой. Трехмерные модели на данный момент в основном используются для исследований цунами.

Двумерные численные методы обычно используют теорию длинных волн, то есть не учитывают дисперсию. К таким моделям относятся TUNAMI, MOST, MGC и другие. Другой тип двумерных моделей учитывает слабую дисперсию с помощью приближения Буссинеска. К таким моделям относятся FUNWAVE, COULWAVE, JAGURS.

Посмотрим откуда берутся уравнения Буссинеска. Мы уже говорили о дисперсионном соотношении:

$$\omega^2 = gktanh(kH).$$

Если использовать определенный масштаб времени и масштаб глубины, то можно привести это соотношение к безразмерному виду.

$$\omega * = \omega \sqrt{\frac{H}{g}}, k* = kH => \omega *^2 = k * tanh(k*).$$

Далее знак звездочки опустим. Из последнего соотношения, раскладывая по малому в приближении длинных волн параметру k, с учетом второго члена в разложении получаем приближение Буссинеска. Если бы мы учитывали только первое слагаемое, то получили бы приближение длинных волн.

$$\omega \approx k - \frac{k^3}{6} + \dots$$

С таким безразмерным соотнношением в приближении длинных волн получаем удобные выражения для фазовой и групповой скорости.

$$\omega = k, c_{qr} = c_{ph} = 1.$$

С учетом второго слагаемого в разложении в приближении Буссинеска получаем следующие выражения для фазовой и групповой скоростей:

$$\omega = k - \frac{k^3}{6}, c_{gr} = 1 - \frac{k^2}{2}, c_{ph} = 1 - \frac{k^2}{6}.$$

То есть в теории Буссинеска волны слабо диспергирующие. Но возмущения должны быть определенной длины волны, иначе скорости могут стать отрицательными, что создаст физическую неустойчивость. Для полноты картины приведем уравнения нелинейной теории длинных волн, на которых основаны численные модели (Рис.83). Для решения также необходимы начальные условия. Задается начальное возвышение ξ_0 , а скорость потока считается нулевой. В некоторых более сложных моделях задается поле скоростей течения. В качестве граничного условия на какойнибудь изобате, например на глубине 10 метров, ставится уже знакомое нам условие непротекания - $(\vec{v}, \vec{n}) = 0$, $\frac{\partial \xi}{\partial \vec{n}} = 0$.







Уравнения нелинейной теории длинных волн

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = \underbrace{\frac{\partial \xi}{\partial y} \frac{C_{_{B}} u \sqrt{u^{2} + v^{2}}}{\text{угловая скорость вращения Земли}}}_{\text{угловая скорость вращения Земли}} + fv$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -g \frac{\partial \xi}{\partial y} - \underbrace{\frac{C_{_{B}} v}{C_{_{B}} v}}_{\text{Гороговая скорость вращения Земли}}_{\text{Берги образов о$$

Рис. 83. Уравнения нелинейной теории длинных волн

12.2. Методы решения уравнений

Как правило, используется метод конечных разностей и его применение сопряжено со структурированными регулярными или вложенными сетками для большей точности. Второй метод - метод конечных элементов. Он позволяет легко работать с неструктурированными, например, треугольными или шестигранными сетками. Самым популярным направлением являются адаптивные сетки. Но так как адаптация сетки занимает время, то такой алгоритм не очень хорошо подходит для оперативного моделирования цунами. Удобно взять шаг сетки с таким ограничением:

$$\delta < T_{min} \sqrt{gH}/2 \approx 500m.$$

Шаг сетки удобно менять от 500 метров на маленьких глубинах до 10 километров на больших глубинах.

Также для определения вычислительной трудоемкости задачи необходимо определить шаг по времени. Вычислительная трудоемкость это число операций, которое необходимо сделать, чтобы рассчитать распространение волны.

$$N = N_x N_y N_t, N_t \approx \frac{t_m ax}{\delta t}$$

Шаг по времени определяется из условий Куранта, постулирующих что для решения задачи необходимо определить шаг по времени меньший, чем шаг по пространству деленный на скорость распространения волны, иначе схема потеряет устройчивость. Тогда вычислительная трудоемкость задачи $N \approx (\frac{L}{\delta})^3$. То есть трудоемкость очень сильно возрастает при сокращении шага по сетке. Трудоемкость можно снизить введя переменный шаг.

$$\delta(H) = T_{min} \sqrt{gH}/2$$

87







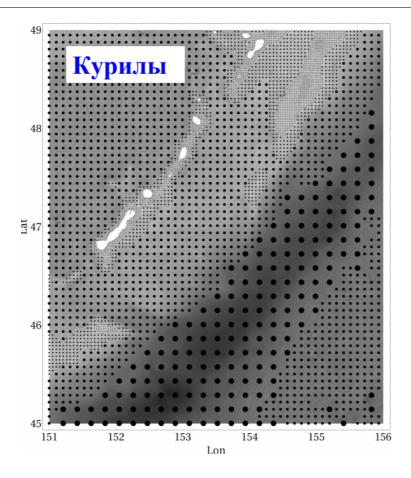


Рис. 84. Пример адаптивной сетки для Курил

Это позволяет уменьшить число узлов сетки при сохранении необходимого пространственного разрешения и применять больший шаг по времени при сохранении устройчивости.

$$\delta t < \frac{\delta(H)}{\sqrt{qH}} = \frac{T_{min}}{2} >> \frac{T_{min}}{2} \sqrt{\frac{H_{min}}{H_{max}}}.$$

На (Рис.84) представлен пример такой сетки для Курильских островов. Всего присутствует 6 уровней сетки с шагом от 500 метров до 16 километров. В этом случае выигрыш в трудоемкости более чем в 3000 раз. Описание же наката можно сделать только в рамках нелинейных моделей и в меняющейся области.

12.3. Прогноз цунами: успехи и проблемы

Инамура-но-хи - день распространения информации о проблеме цунами. Первый прогноз цунами в дальней зоне, основанный на интерпретации сейсмических данных был осуществлен Томасом Джаггером. Исходя из знаний о скоростях распространения сейсмических волн и волн цунами, он смог делать прогнозы о цунами на Гавайях. Если в коре происходит землетрясение, сейсмические волны быстро







распространяются в земле, за ними проходят гидроакустические волны, и только потом на порядок медленнее распространяются сами волны цунами. Поэтому такие события заведомо прогнозируемые.

Прогнозы делятся на долгосрочные и краткосрочные. Долгосрочный - вероятностная оценка риска цунами. Краткосрочный - расчет времени добегания и оценка высот заплеска. Но лучевая теория дает оценку времени прихода первой волны, но первая волна не всегда является самой сильной. И для долгосрочного, и для кроткосрочного прогноза возможен детальный расчет распространения цунами в открытом океане.

Успехи долгосрочного прогноза:

Известны потенциально опасные участки побережья

Известна вероятность появления волн заданной амплитуды

Возможен детальный расчет волн затопления

Успехи краткосрочного прогноза:

Возможен оперативный расчет времени появления

Выработан магнитудный критерий

Оценка амплитуды волн по измерениям в океане

Развитие густых сетей глубоководных станций

Предвычисление цунами от набора потенциальных источников

Проблемы долгосрочного прогноза:

Плохая статистическая обеспеченность оценок

Отсутствие детальных топографических данных

Человеческий фактор

Проблемы краткосрочного прогноза:

Неточность оперативного определения процессов в источнике

Ненадежность магнитудного критерия

Сложность оперативной оценки вклада оползней

Недостаточное число измерителей в открытом океане

Проблема локальных цунами







12.4. Правила безопасности

Необходимо приготовить план действий. Индивидуальные медицинские стредства и одежду, заранее идентифицировать безопасные зоны. Когда землетрясение произошло необходимо сесть на пол или пригнуться, укрыть голову или спрятаться под прочной конструкцией. При сильном землетрясении необходимо постараться выйти на высокое безопасное место. Необходимо убежать как можно выше от берега, если прятаться в здании, то не ниже третьего этажа на железобетонных зданиях. Если вы находитесь в море, то нужно выйти на большие глубины, свыше 100 метров (Рис.85).



Рис. 85. Плакат с правилами безопасности







