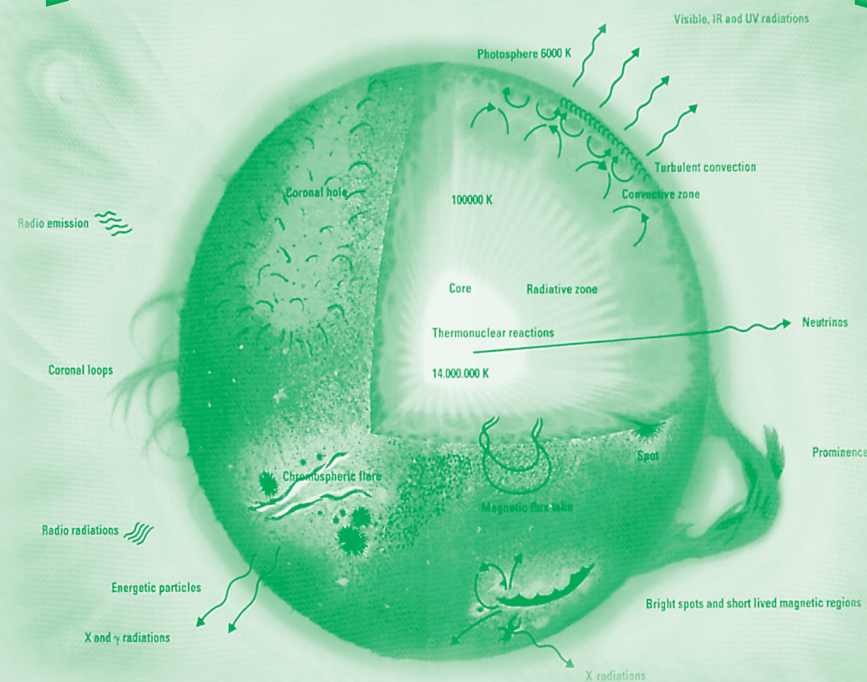




ФИЗИКА ЗЕМЛИ



СЕЙСМОЛОГИЯ

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

САРАТОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени Н.Г. ЧЕРНЫШЕВСКОГО

Геологический факультет

С.В. Соломин

УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ

ФИЗИКА ЗЕМЛИ

ЧАСТЬ II
СЕЙСМОЛОГИЯ

САРАТОВ, 2008

УДК 550.831.К-64.-1.

ISBN 978-5-9758-0647-5

С.В. Соломин. Физика земли. Часть 2 (Сейсмология). Учебное пособие для студентов, обучающихся по специальности 011200 – геофизика. — Саратов: Из-во «Научная книга», 2008 г. – 42 с.

В части II учебного пособия изложены сведения о сейсмической активности Земли по данным изучения упругих сейсмических волн. Приведены данные о природе землетрясений и их прогнозе. Рассмотрены геологические и прикладные задачи геофизики с точки зрения сейсмологии.

Рецензент:

С.И. Михеев, профессор, доктор г.-м. н.

– Саратовский государственный университет.

ISBN 978-5-9758-0647-5

© С.В. Соломин, 2008 г.

© ООО «Метро-Принт», 2008 г.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ЗЕМЛИ И СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН.

1. Волны в природе, сейсмические волны.

Сейсмическая активность Земли проявляется в возникновении землетрясений. Землетрясение - это колебание грунта под воздействием сейсмических волн.

Волны в природе представляют собой изменения состояния среды (возмущения), распространяющиеся в этой среде и несущие с собой энергию. Например, удар по концу стального стержня вызывает на этом конце местное сжатие, которое распространяется затем вдоль стержня со скоростью около 5 км/сек; это – упругая волна. Упругие волны существуют в твёрдых телах, жидкостях и газах. Звуковые волны и сейсмические волны в земной коре являются частными случаями упругих волн. К электромагнитным волнам относятся радиоволны, свет, рентгеновские лучи и др. Основное свойство всех волн, независимо от их природы, состоит в том, что в виде волн осуществляется перенос энергии без переноса вещества (последний может иметь место лишь как побочное явление). Например, после прохождения по поверхности жидкости волны, возникшей от брошенного в воду камня, частицы жидкости останутся приблизительно в том же положении, что и до прохождения волны.

Волны могут различаться по тому, как возмущения ориентированы относительно направления их распространения. Так, например, звуковая волна распространяется в газе в том же направлении, в каком происходит смещение частиц газа (рис. 1, а), в волне, распространяющейся вдоль струны, смещение точек струны происходит в направлении, перпендикулярном струне (рис. 1, б). Волны первого типа называются продольными (Р), а второго – поперечными (S).

В жидкостях и газах упругие силы возникают только при сжатии и не возникают при сдвиге, поэтому упругие деформации в жидкостях и газах могут распространяться только в виде продольных волн («волны сжатия»). В твёрдых же телах, в которых упругие силы возникают также при сдвиге, упругие деформации могут распространяться не только в виде продольных волн («волн сжатия»), но и в виде поперечных волн («волн сдвига»). В твёрдых телах ограниченного размера (например, в стержнях, пластинках и т.п.) картина распространения волн более сложна, здесь возникают ещё и другие типы волн, являющиеся комбинацией первых двух основных типов.

Особую важность в теории волн имеет представление о гармонической волне, т. е. бесконечной и синусоидальной волне, в которой все изменения состояния среды происходят по закону синуса или косинуса. Основными характеристиками гармонической волны являются длина волны λ – расстояние между двумя максимумами или минимумами возмущения (например, между соседними гребнями или впадинами на поверхности воды) и период волны T – время, за которое частица среды совершает одно полное колебание. Таким образом, бесконечная волна обладает строгой периодичностью в пространстве и периодичностью во времени. Между длиной волны λ и периодом T имеется простое соотношение. Чтобы получить его, фиксируют внимание на частице, которая в данный момент времени находится на гребне волны. После ухода от неё гребня она окажется во впадине, но через некоторое время, равное λ/c , где c – скорость распространения волны, к ней подойдёт новый гребень, который в начальный момент времени был на расстоянии λ от неё,

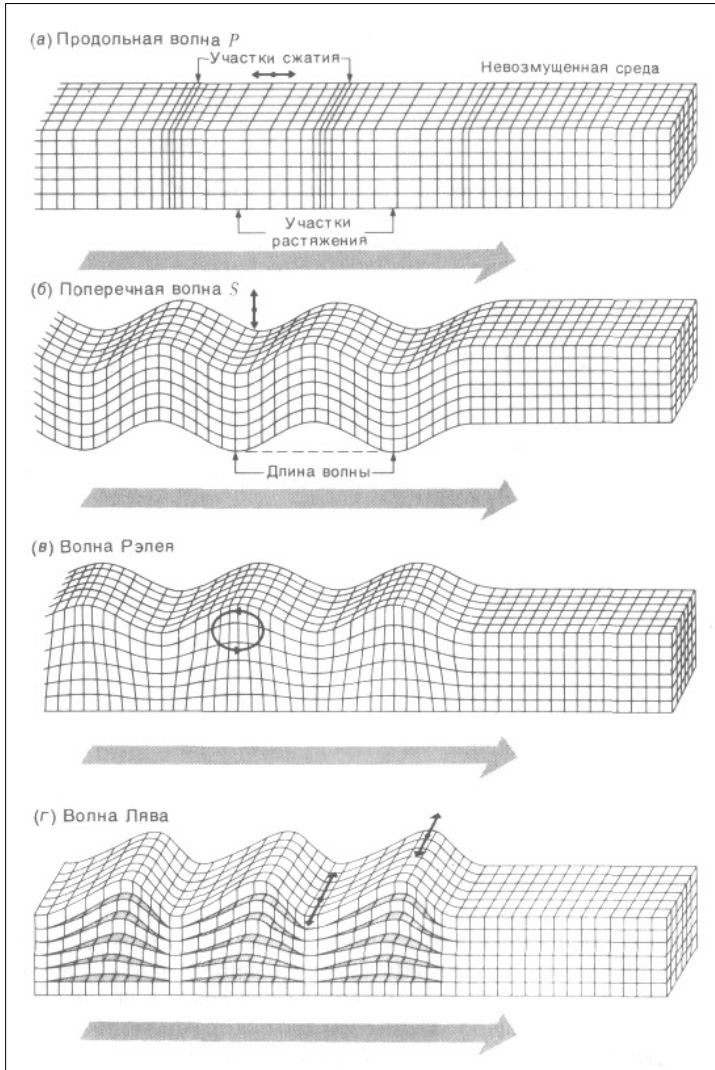


Рис.1 Четыре типа сейсмических волн:

- а - продольная волна. Частицы колеблются вдоль направления распространения волн;*
- б - поперечная волна. Частицы движутся в перпендикулярном направлении;*
- в - волна Релея. Колебания частиц имеют более сложный характер, но у поверхности каждая частица описывает эллипс с обратным движением в его верхней части;*
- г - волна Лява. Движение частиц поперечное и горизонтальное. Как в волнах Релея, так и в волнах Лява движение частиц затухает с увеличением глубины от поверхности.*

и частица окажется снова на гребне, как вначале. Этот процесс будет регулярно повторяться через промежутки времени, равные λ/c . Время λ/c совпадает с периодом колебания частицы T , т. е. $\lambda/c = T$. Это соотношение справедливо для гармонической волны любой природы.

Вместо периода T часто пользуются частотой ν , равной числу периодов в единицу времени: $\nu = 1/T$. Между ν и λ имеет место соотношение: $\lambda\nu = c$. В теории волн пользуются также понятием волнового вектора, по абсолютной величине равного $k = 2\pi/\lambda = 2\pi\nu/c$, т. е. равного числу волны на отрезке 2π и ориентированного в направлении распространения волны.

При приходе в данную точку среды двух волн их действие складывается. Особо важное значение имеет наложение так называемых когерентных волн (т. е. волн, разность фаз которых постоянна, не меняется со временем). В случае когерентности волн имеет место явление, называемое интерференцией: в точках, куда обе волны приходят в фазе, они усиливают друг друга; в точках же, куда они попадают в противофазе, — ослабляют друг друга.

В процессе распространения волны её форма претерпевает изменения. Характер изменений существенно зависит от первоначальной формы волны. Лишь бесконечная синусоидальная (гармоническая) волна (за исключением волны очень большой интенсивности) сохраняет свою форму неизменной при распространении, если при этом она не испытывает заметного поглощения. Но волну любой формы можно представить как сумму бесконечных синусоидальных волн разных частот (как говорят, разложить в спектр). Например, одиночный импульс можно представить, как бесконечную сумму наложенных друг на друга синусоидальных волн. Если среда, в которой распространяются волны, линейна, т. е. её свойства не меняются под действием возмущений, создаваемых волнами, то все эффекты, вызываемые негармонической волной, могут быть определены как сумма эффектов, создаваемых в отдельности каждой из её гармонических составляющих (так называемый принцип суперпозиции).

В реальных средах нередко скорости распространения синусоидальных волн зависят от частоты волны (так называемая дисперсия волн). Поэтому негармоническая волна (т. е. совокупность гармонических волн различных частот) в процессе распространения меняет свою форму вследствие того, что при распространении этих гармонических волн соотношение между их фазами меняется. Искажение формы волны может происходить также при дифракции (огибании тела волной) и рассеянии (потери волной энергии при прохождении через неоднородную, в частности, тонкослоистую, среду) негармонических волн, так как оба эти процесса зависят от длины волны и поэтому для гармонической волны разной длины дифракция и рассеяние будут происходить по-разному. При наличии дисперсии изменение формы негармонической волны может происходить также в результате преломления волны. Однако иногда может искажаться и форма гармонической волны. Это происходит в тех случаях, когда амплитуда распространяющейся волны достаточно велика, так что уже нельзя пренебрегать изменениями свойств среды под воздействием волны, т. е. когда сказываются нелинейные свойства среды. Искажения формы синусоидальной волны могут выразиться в том, что «горбы» волны (области больших возмущений) распространяются со скоростью, превышающей скорость распространения остальных участков волны, в результате чего синусоидальная форма волны превращается в пилообразную. В нелинейной среде существенно изменяются и другие законы распространения волн — в частности, законы отражения и преломления.

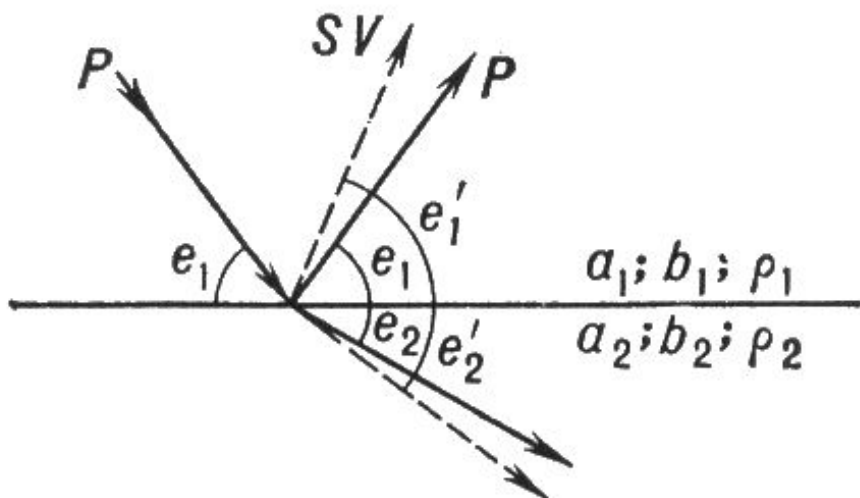


Рис.2 Образование обменных волн.

P- продольная падающая волна; *P1*- продольная отраженная волна;
SV1/- отраженная обменная (поперечная) волна; *P2*- преломленная
 продольная волна; *SV2*/- преломленная обменная (поперечная) волна;
e1- угол падения; *e2*- угол преломления.

При падении плоской волны на плоское же отражающее препятствие возникает отражённая плоская волна. Если при распространении волн в среде и при отражении их от препятствия не происходит потерь энергии, то амплитуды падающей и отражённой волн равны между собой. Отражённая волна интерферирует с падающей волной, в результате чего в тех точках, куда падающая и отражённая волны приходят в противофазе, результирующая амплитуда падает до 0, т. е. точки всё время остаются в покое, образуя неподвижные узлы колебаний, а в тех местах, где фазы волн совпадают, волны усиливают друг друга, образуя пучности колебаний. В результате получается так называемая стоячая волна. В стоячей волне поток энергии отсутствует: энергия в ней (при условии, что потерь нет) перемещается только в пределах, ограниченных смежными узлом и пучностью.

От очагов землетрясений, взрывов и других источников в Земле распространяются сейсмические волны. Вблизи очагов сильных землетрясений сейсмические волны обладают разрушительной силой при доминирующем периоде в десятки доли секунды. На значительных расстояниях от эпицентров сейсмические волны являются упругими волнами.

Особенность распространения сейсмических волн состоит в том, что при косом падении на поверхность раздела сред с различными параметрами (скоростями и плотностями) волны одного типа, например продольной, возникают, кроме отражённой и преломленной продольных волн, волны отраженные и преломленные поперечные (рис.2). Вблизи поверхностей раздела в Земле возникают поверхностные сейсмические волны. При распространении неоднородной волны **SH** вдоль гори-

зонтального слоя возникает волна Лява (рис.1, г). В случае падения на граничную плоскость волны P в слое могут возникать отражённые волны P_1 и SV_1' (рис.2). При этом, если $a_2 > v_2 > a_1 > v_1$, где a_1 и v_1 – скорости волн в слое, а a_2 и v_2 – в нижележащей среде, то как отражённая P_1 , так и отражённая SV_1' при малом e_1 обладают свойством полного внутреннего отражения. В результате в слое формируются волны Рэлея (рис.1, в). Они, как и волны Лява, обладают дисперсией скоростей. Если волны Рэлея возникают в полупространстве без слоистости, они не диспергируют.

Волны P и S распространяются из источника по объёму Земли. Они называются объёмными. Их амплитуда для однородной и изотропной среды убывает обратно пропорционально расстоянию. Поверхностные волны, распространяясь вдоль поверхности, обладают амплитудой, убывающей обратно пропорционально корню квадратному из расстояния. По этой причине в колебаниях от удалённых землетрясений по амплитуде доминируют поверхностные волны.

Линия, нормальная к фронту сейсмической волны, распространяющейся от очага землетрясения, называется сейсмическим лучом. Направление луча изменяется с изменением скорости сейсмических волн на пути их распространения. В однородной и изотропной упругой среде с постоянной скоростью распространения сейсмических волн луч прямолинеен. В первом приближении для Земли считается, что скорость является функцией глубины. При возрастании скорости с глубиной лучи становятся криволинейными, обращенными выпуклостью вниз и симметричными относительно своей вершины.

2. Причины и сила землетрясений.

Все землетрясения можно разделить на естественные и искусственные. К естественным относятся тектонические, вулканические и обвальные; к искусственным (называемым еще техногенными) относятся землетрясения, возникающие при взрывах. Причина тектонического землетрясения заключается в возникновении разрыва в горных породах. Разрыв горных пород образуется вследствие релаксации напряжений, накопленных в земных недрах. О наличии глубинных динамических процессов, генетически связанных с накоплением энергии в литосфере, свидетельствуют не только проявления сейсмичности. Тектонические силы проявляют себя в относительно медленных, но, при этом, очень масштабных процессах горообразования на протяжении всей истории развития Земли. О современных деформациях земной коры говорят результаты триангуляционных съемок и повторных нивелирований. Триангуляция дает возможность судить о горизонтальных перемещениях, а нивелирование - о вертикальных. Величина этих подвижек может составлять до нескольких сантиметров в год. Но, учитывая размеры перемещающихся блоков и их массу, можно представить себе, какая колоссальная энергия на это затрачивается.

В период подготовки землетрясения происходит медленное движение блоков горных пород. Изгиб толщи горных пород на участке сопряжения блоков, перемещающихся друг относительно друга, не может происходить бесконечно долго. В определенный момент и происходит разрыв сплошности со вспарыванием разлома. Эта теория, названная теорией упругой отдачи, была предложена американским ученым Ридом после землетрясения 1906 г. в Сан-Франциско. При этом землетрясении произошло впечатляющее поперечное смещение по разлому Сан-Андреас на протяжении порядка 400 км. Этот разлом планетарного масштаба разделяет Тихоокеанскую и Северо-Американскую плиты. Таким образом, землетрясение -

это не внезапное нарушение нормального состояния горных пород, а наоборот, возвращение к норме после длительного периода напряжения.

Упругая энергия высвобождается частично в виде тепла и, частично, в виде упругих волн, вызывающих землетрясение. При этом вдоль разрыва могут возникнуть сдвиги или сбросовые уступы иногда со значительными смещениями. Например, при катастрофическом землетрясении в Японии (Канто) в 1923 г. глубина залива Сагами к югу от Токио местами изменилась на 250 м. Т.к. разломы имеют значительную протяженность, то смещение происходит не одновременно вдоль всей длины. Оно начинается в достаточно локальной области, называемой фокусом (или гипоцентром) землетрясения. Где именно будет находиться гипоцентр – зависит от множества факторов. Здесь важную роль играет влагонасыщенность породы. Нарастание напряжений приводит к возникновению микротрещиноватости, заполняемой грунтовой водой. При этом, не смотря на сжимающее действие напряжений, объем влажных пород не уменьшается, а увеличивается. Это явление носит название дилатансии. Дилатансия приводит к ослаблению горных пород, особенно в зоне разлома. Затем процесс подвижек распространяется в плоскости разлома по всем направлениям. Процесс продолжается до достижения точек, где величины напряжений недостаточны для дальнейшего вспарывания разлома. Так в общих чертах выглядит механизм возникновения тектонического землетрясения.

Землетрясения, случавшиеся на протяжении истории человечества, оставляли глубокий след в памяти людей. Пожалуй, это самые грозные и масштабные по своим разрушительным последствиям явления природы. Об этом говорит хотя бы то, что многие века хранится память о сильных землетрясениях. Например, в результате землетрясения в Греции (в Коринфе) в 856 г. погибло 45 тыс. человек, 11 октября 1737 г. в Индии (в Калькутте) - 300 тыс. В результате уже упоминавшегося землетрясения 1923 г. в Канто погибло 143 тыс. человек, а землетрясение 27 июля 1976 г. в Китае (Таншань) унесло жизни 650 тыс. человек.

С развитием письменности люди стали собирать описания сильных землетрясений. Старейшее из таких собраний – китайское, описывающее все умеренные и сильные землетрясения с 780 г. до н.э.

Таблица 1.

Шкала сейсмической интенсивности MSK-64

Интенсивность, баллы	Общая характеристика	Признак
1	Незаметное	Не ощущается.
2	Очень слабое	Замечается отдельными людьми в состоянии полного покоя.
3	Слабое	Замечается немногими людьми.
4	Умеренное	Замечается многими, возможно дребезжание стекол.
5	Довольно сильное	Просыпаются многие спящие, качание висячих предметов.
6	Сильное	Легкие повреждения в зданиях, тонкие трещины в штукатурке.
7	Очень сильное	Трещины в штукатурке и откалывание отдельных кусков, тонкие трещины в стенах.
8	Разрушительное	Большие трещины в стенах, падение карнизов, дымовых труб.
9	Опустошительное	В некоторых зданиях обвалы: обрушение стен, перекрытий, кровли.
10	Уничтожающее	Обвалы во многих зданиях. Трещины в грунтах до метра шириной.
11	Катастрофа	Многочисленные трещины на поверхности Земли, большие обвалы в горах.
12	Сильная катастрофа	Изменение рельефа в больших размерах.

Началом современной сейсмологии считается появление в 1862 г. книги «Великое неаполитанское землетрясение 1857 года: основные принципы сейсмологических наблюдений», написанной Робертом Маллетом. В ней представлено разделение территории на 4 категории по степени разрушений. Это первая шкала землетрясений. Позже были предприняты разработки более совершенных шкал интенсивности сотрясений. Одна из таких шкал, разработанная в конце 19 века - шкала Росси-Фореля с 10 степенями сотрясений. В большинстве современных шкал их 12. По-видимому, это максимальное число градаций, которые можно надежно различить между собой. В англоязычных странах наиболее распространена шкала Меркалли (ММ). В России принята шкала MSK-64 (табл.1). В основе как этой шкалы, так и других шкал интенсивности - бытовые последствия землетрясений. Вследствие этого возникают сложности для принятия единой международной шкалы. Например, в Австралии одну из степеней сотрясения сравнивают с тем, как «лошадь трется о столб веранды», а в Европе существует описание «начинают звонить церковные колокола»; также понятие «крепко стоящее строение» различно, например, для Японии и стран Европы. Следует подчеркнуть, что шкалы интенсивности не имеют отношения к инструментальным наблюдениям. При этом, казалось бы, слишком умозрительном подходе, такая оценка интенсивности несомненно имеет право на существование, т.к. в большинстве случаев оценить распределение интенсивности сотрясений на большой территории лишь по данным регистрирующей аппаратуры не представляется возможным ввиду разреженности сети точек наблюдений. Поэтому проводится опрос населения. Выясняется дата и время толчка, длительность и направление колебаний, какие звуки были слышны, какие предметы передвигались и какие повреждения обнаружены. После сбора информации на карту наносятся данные об интенсивности и проводятся линии, соединяющие территории с одинаковой интенсивностью, называемые изосейстами. По этой карте можно определить положение эпицентра землетрясений (с той или иной степенью погрешности) даже если непосредственно в эпицентре наблюдений не было.

Наряду с этим, по показаниям приборов параметры землетрясения можно определить более точно. Сопоставление интенсивности колебаний по шкале MSK-64 с количественными параметрами представлено в таблице 2.

Таблица 2.

Количественные параметры интенсивности колебаний

Интенсивность, балл	Интервалы максимальных ускорений грунта, см/с ² , при периоде 0,1 с и более	Интервалы максимальных скоростей колебаний грунта, см/с	Интервалы максимальных смещений центра тяжести маятника сейсмометра, мм
6	30-60	3,0-6	1,5-3
7	61-120	6,1-12	3,1-6
8	121-240	12,1-24	6,1-12
9	241-480	24,1-48	12,1-24

3. Роль геофизики в прогнозе землетрясений.

Приборы для записи землетрясений основаны на принципе инерции. Первый регистратор землетрясений был изобретен около 132 г. н.э. в Китае и представлял собой сейсмоскоп, позволяющий лишь зафиксировать наличие толчка и его направление. Первые надежные сейсмографы были построены в конце 19 века. Хотя к настоящему времени такие инструменты стали более сложными, основной принцип их устройства остался прежним. Схематически сейсмограф представляет собой массивное тело, свободно подвешенное на неподвижной рамке, укрепленной на грунте. Первоначально использовались приборы с инертной массой от нескольких килограммов до 20 тонн. Позже были изобретены электромагнитные сейсмографы. Первый был создан в 1906 г. князем Борисом Голицыным. При сотрясениях рамы во время сейсмических толчков инерция массы заставляет ее отставать от рамы и это относительное смещение записывается. В первых приборах - на бумагу, позже на фотобумагу и магнитную ленту, сейчас на твердотельную память. Получаемая запись называется сейсмограммой. Для получения записи сильных колебаний используются специальные сейсмографы, называемые акселерографами; получаемые на них записи, соответственно - акселерограммами.

В целом же успешное развитие сейсмологии обуславливается не только развитием аппаратной базы сейсмических регистраторов. Как и во всей геофизике, в сейсмологии в последнее время все большее значение приобретает применение комплексного подхода к решению задач. Здесь развитие идет по следующим направлениям:

1. Построение алгоритмов и программ для идентификации сейсмических явлений (надо отметить, что выделение записи землетрясения из общей массы сейсмических событий - взрывов и техногенных помех - задача подчас достаточно сложная, и, учитывая большие объемы получаемых сейсмологических материалов, целесообразно максимально формализовать подход к идентификации сейсмических событий).
2. Разработка систем невзрывного возбуждения и приема упругих волн для просвечивания отдельных массивов земной коры не только в наземном, но и в скважинном вариантах.
3. Применение лазерной техники и систем GPS при инструментальном измерении величины деформаций.
4. Исследование изменений несейсмических полей - теплового, электромагнитного, гравитационного.
5. Развитие геохимических и гидрогазохимических методов применительно к изучению изменений концентраций подземных газов, гидро-геодеформационного поля (или, говоря по другому - колебания уровня подземных вод). Эти методы позволяют, также, как и изучение геофизических полей, выходить на прогноз времени возникновения землетрясений и помогают при картировании разломных зон.
6. Развитие геологических методов изучения сейсмичности, например, тектонофизических представлений, палеоструктурного и других видов анализа. Это дает возможность провести реконструкции палеосейсмодислокаций, уточнить координаты исторических землетрясений и прогнозировать места возникновения новых.

4. Прогноз землетрясений, параметры землетрясения.

С годами своего развития, сейсмология стала использовать широкий спектр разнообразных геолого-геофизических методов для прогнозирования землетрясений. В свою очередь, задачи, решаемые сейсмологией перестали ограничиваться лишь изучением собственно землетрясений. Теперь данные о землетрясениях используются также для изучения глубинного строения и прогноза месторождений полезных ископаемых. Хотя, конечно же, прогноз землетрясений - остается главной задачей сейсмологии.

Мы уже отмечалось выше, землетрясения бывают естественной и искусственной природы. Кроме того, землетрясения классифицируются по эпицентральному расстоянию и подразделяются на удаленные (при расстоянии до точки наблюдения более 1000 км), близкие (расстояние от 100 до 1000 км) и местные (до 100 км).

Землетрясения с глубиной очага $h < 70$ км принято считать неглубокофокусными, или неглубокими; при глубине очага $70 < h < 300$ км землетрясения считаются промежуточными, а при $h > 300$ км - глубокофокусными, или глубокими.

Местные и близкие неглубокие землетрясения характеризуются небольшой длительностью эффективной фазы колебаний грунта и их высокочастотным составом. При местных и близких землетрясениях наблюдаются, как правило, волны, распространяющиеся в земной коре.

Для местного землетрясения характерно наличие трех основных типов волн - прямых продольных **P**, поперечных **S** и поверхностных **L** и **R** (рис.3). Р-волны имеют обычно четкое начало колебаний с довольно высокой частотой. S-волны существенно превышают по интенсивности Р-волны и являются более низкочастотными. Для близких землетрясений волны **P** и **S** также отчетливо выражены на высокочастотных записях. Практически выделение фаз состоит в отыскании первого вступления Р-волн и начала группы на записях, которая соответствует волнам S.

Удаленные землетрясения отличаются от местных и близких более сложной волновой картиной (рис.4). Кроме перечисленных видов волн на записи присутствуют различные производные колебания от Р- и S-волн, в частности - обменные волны. Записи удаленных землетрясений характеризуются достаточно продолжительной длительностью и низкочастотным составом колебаний грунта.

В прошедшие века сделано много попыток предсказать землетрясение; большинство попыток были безуспешными. Наибольшей известностью пользуется предсказание времени и места землетрясения. Однако, существует и другой вид прогноза - это прогноз интенсивности сейсмических сотрясений в отдельном районе - сейсмическое районирование. Этот фактор имеет большое значение при выборе участков для строительства объектов жилого назначения и, в первую очередь, объектов повышенной ответственности, таких, как плотины, ядерные реакторы, выбор места захоронения токсических отходов и т.п. В этом параграфе рассматривается прогноз времени и места возникновения землетрясения.

Существует три вида прогноза времени землетрясения: долгосрочный, среднесрочный и краткосрочный. Долгосрочный прогноз охватывает промежуток времени в годы и даже десятки лет. Среднесрочный - месяцы. Краткосрочный прогноз делается на период от нескольких дней до нескольких минут. В таблице 3 приводится список предвестников землетрясений. Разумеется, надежность прогноза обуславливается использованием максимального количества предвестников. К сожалению, на практике мы редко имеем достаточный набор перечисленных признаков. И это связано не только с отсутствием аппаратуры для оценки изменения того или

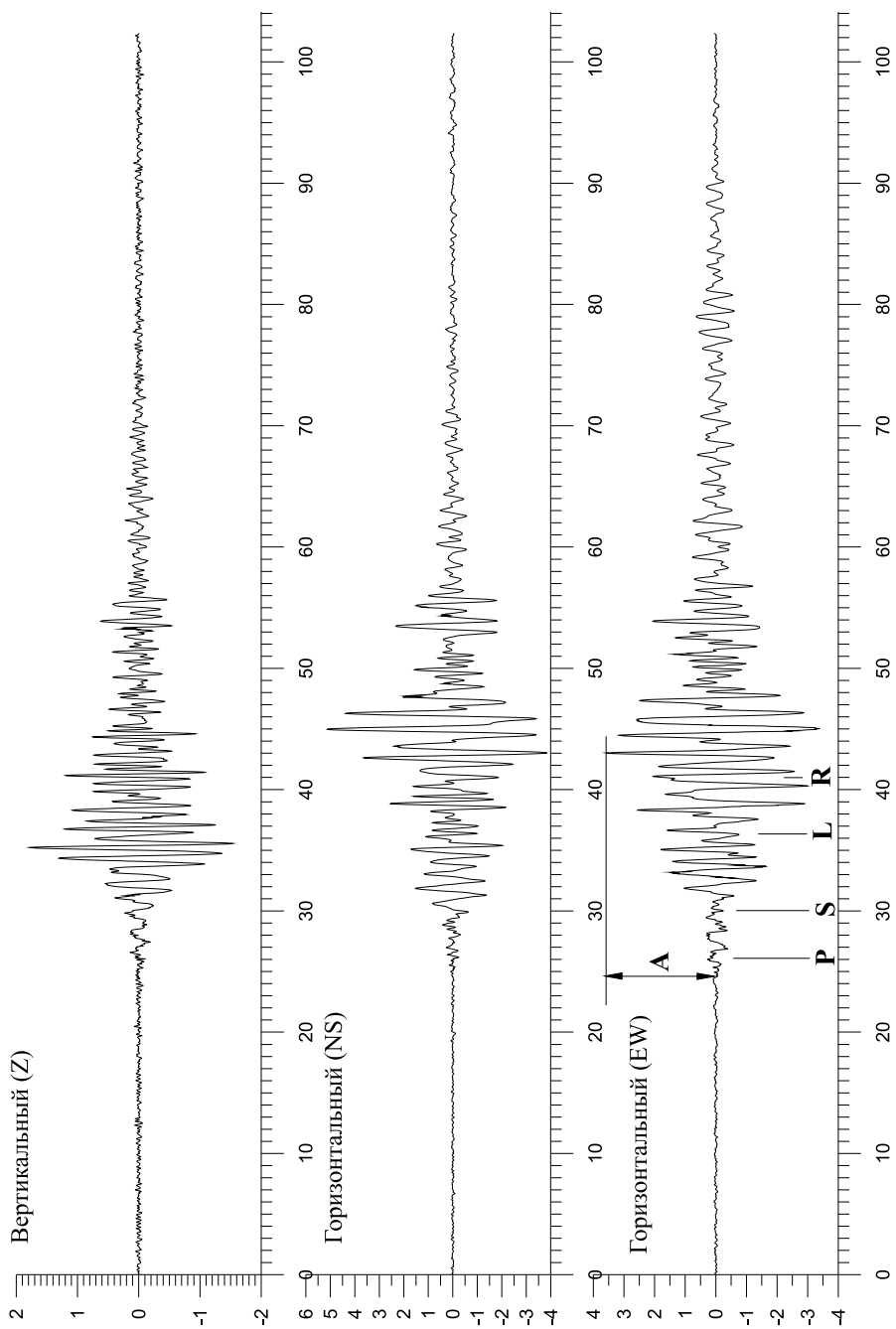


Рис.3 Сейсмограмма местного землетрясения

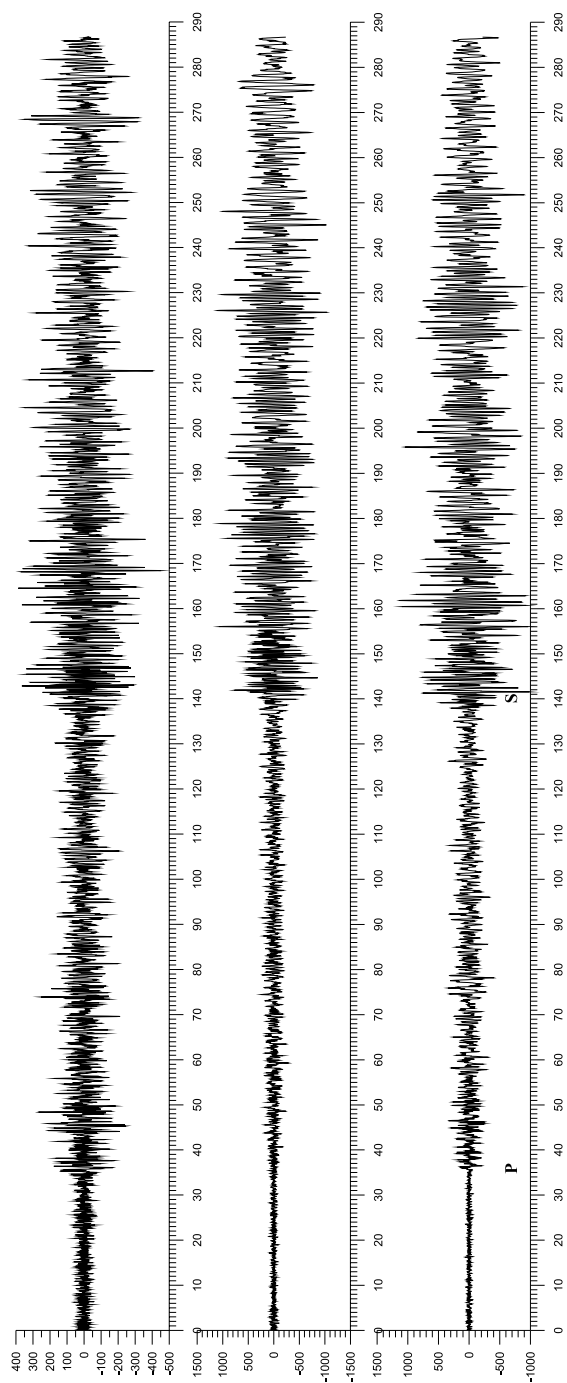


Рис.4 Сейсмограмма далекого землетрясения.

иного параметра, но и с необходимостью накопления достаточных статистических данных для определения характера изменения этих параметров, отличных для разных физико-геологических условий.

Таблица 3.

Предвестники землетрясений

Группа	Вид поля	Название предвестника	Регистрируемые параметры	Способ регистрации
Геофизические	Геодинамическое	Низкочастотные Геодинамические	Наклоны земной поверхности, уровень моря, величины деформаций, скорость деформаций	Лазерная геодезическая съемка (нивелирование) сухопутная, морская, космическая
	Поле упругих волн	Сейсмологические Сейсмические Акустические	Миграция очагов землетрясений, невязки вступления Р- и S-волн, скорости, амплитуды, частоты Р, S и поверхностных волн и их отношения. Уровень и спектр шумов.	Прием упругих волн от землетрясений. Глубинное сейсмическое зондирование. Сейсморазведка МОВ, КМПВ. Сейсмическое просвечивание. Акустический каротаж.
	Электромагнитное	Электрические Электромагнитные Магнитные	Естественный потенциал Земли. Величина ПС. Электрическое сопротивление, напряженность электротеллурического поля. Напряженность магнитного поля.	Электрометрия на поверхности Земли и в скважинах. Магнитометрия.
	Тепловое	Термодинамические	Тепловой поток. Температуропроводность.	Термометрия в условиях скважин на суше и на море. Инфракрасная сухопутная, морская и космическая съемка.
	Гравитационное	Гравитационные	Локальные значения силы тяжести, плотность горных пород.	Измерение траекторий ИСЗ. Гравиметрия, плотностной каротаж.
Гидродинамические	Поле течения пластовых флюидов	Гидродинамические	Дебит нефтяных, газовых и водных скважин. Величина пластового давления. Уровень пластовой воды в колодцах, скважинах.	Измерение дебитов, уровней и пластовых давлений.
Геохимические	Поле концентраций отдельных элементов и газов	Геохимические Изотопные Гидрогазо-геохимические	Концентрация радона, кислорода, фтора, аргона, гелия, углекислого газа и их соотношений. Изотопный состав урана, углерода и других элементов. Минералогический состав пластовой воды, содержания хлора, хлоридов, щелочных металлов.	Хроматография, измерения в ионизационной камере, масс-спектрометрия, радиометрия.
Биологические			Поведение людей. Поведение домашних и диких животных. Цвет и интенсивность растительности.	Анкетирование населения. Режимные наблюдения за поведением животных. Режимная фотометрия цвета растительности.

Как видно из таблицы 3, все типы предвестников подразделяются на геофизические, гидродинамические, геохимические и биологические. Геофизические и, в первую очередь, физико-механические предвестники наиболее тесно связаны с подготовкой землетрясений. Основными из этих предвестников являются изменения наклонов и деформаций земной поверхности, а также физико-механических

свойств пород в области, прилегающей к очагу. Деформации поверхности связаны с деформационным расширением объема горных пород при нарастании напряжений. Здесь следует отметить, что прогностическая значимость этого признака имеет наиболее низкое значение для землетрясений с магнитудой более 5 при относительно неглубоком очаге. Предвестник начинает проявляться за несколько лет до землетрясения.

Одними из наиболее распространенных сейсмических предвестников являются изменение скоростей P и S - волн и их отношение (V_p/V_s). По данным наблюдений в Китае, Японии, Таджикистане за несколько лет до сильного землетрясения происходит уменьшение значений соотношения V_p/V_s в ряде случаев на величину до 18%. Наряду с вариациями скоростей P и S - волн в период подготовки землетрясения меняются и другие характеристики сейсмической записи. В частности, за 2-5 месяцев до землетрясения уменьшается отношение длительности колебаний на вертикальной составляющей записи к горизонтальной. За несколько суток до землетрясения величина этого отношения резко возрастает.

Сейсмологические предвестники основаны на изучении пространственно-временного и энергетического распределения мелких очагов землетрясений. Выявлено, что относительно сильному землетрясению предшествует период сейсмического затишья. При этом продолжительность периода затишья возрастает с увеличением магнитуды следующего за затишьем землетрясения. Эта зависимость имеет вид $\lg T = 0,77 M - 1,65$.

Вариации теплового поля свидетельствуют о наличии геодинамической активности. Следовательно, изменение теплового потока является одним из прогностических признаков.

Под воздействием растягивающих и сжимающих напряжений происходит изменение плотности горных пород. Это является физической предпосылкой использования гравитационных предвестников. Перед землетрясением наблюдается понижение значений силы тяжести.

Основой для использования электромагнитных предвестников служит возникновение диффузионных потоков в зоны микротрещиноватости, образующиеся вследствие релаксации напряжений. В процессе диффузии могут возникать электрические поля с величинами более 100 В/бар и до 200 А. При этом направление магнитного поля определяется направлением диффузии жидкости, что может позволить точнее локализовать очаг землетрясения. Также изменяется кажущееся сопротивление пород, что обусловлено миграцией минерализованных пластовых вод в зону подготовки землетрясения. Аномальные изменения электротелурического поля могут происходить за 1 - 2 недели до землетрясения.

Гидродинамические и геохимические предвестники связаны с флюидом, заполняющим поры в горных породах. Эти предвестники выявляются на основе режимных наблюдений за изменением уровня подземных вод и их минерализации, концентрацией определенных химических элементов и газов. В случае, когда исследуемый водоносный горизонт подвергается сжимающим напряжениям, в период подготовки землетрясения происходит подъем уровня грунтовых вод; если действуют растягивающие напряжения, то перед землетрясением уровень подземных вод падает. Время возникновения предвестника зависит от расстояния до эпицентра, магнитуды и особенностей глубинного строения региона. Например, для сильных землетрясений сейсмоактивных областей (в частности, Северный Кавказ и Киргизия) за 10-30 дней до землетрясения наблюдается резкое увеличение дебитов в результате роста пластового давления за счет увеличения напряжений в

горных породах. Затем, за 1-3 дня до землетрясения уровень вод падает из-за увеличения тектонической трещиноватости и, как следствие, интенсивного перетока в перекрывающие породы. То же самое отмечается не только с подземными водами, но и с углеводородными флюидами. Высокой информативностью при изучении сейсмичности недр обладают измерения концентраций во времени таких элементов, как радон, гелий, фтор, водород, аргон. В период, предшествующий землетрясению, концентрации этих элементов многократно возрастают. Непосредственно перед сильным землетрясением молекулярный водород из подземных вод исчезает. Информацию о готовящемся землетрясении несет в себе изменение химического состава вод: в них увеличивается содержание хлоридов щелочных металлов, увеличивается общая минерализация. Это связано с вертикальной миграцией вод, имеющих повышенную минерализацию. Также предвестником землетрясения служит изменение изотопных отношений урана и других радиоактивных элементов.

В области биологических предвестников имеются многочисленные свидетельства необычного поведения животных перед сильными землетрясениями. Домашние животные, как правило, стремятся покинуть жилища. Выделено 58 видов домашних и диких животных, обнаруживающих аномалии в своем поведении перед землетрясением. В Китае зарегистрировано более 3000 таких случаев. С ростом энергии землетрясения возрастает число случаев необычного поведения животных перед ним. Максимальное количество аномалий в поведении животных приходится на 3-10 сутки и за 8-24 часа до землетрясения. Более чем за 100 суток аномалий в поведении животных не отмечено.

Можно проследить некоторые общие закономерности в предвестниках землетрясений. В большинстве предвестников (за исключением биологических) время их проявления прямо зависит от магнитуды. В биологических предвестниках магнитуда коррелируется с количеством животных, реагирующих на приближение землетрясения. Площадь распространения предвестников также прямо зависит от магнитуды в большинстве случаев.

Изменение каждого геофизического, геохимического, гидродинамического или биологического показателя отражает часть изменения термодинамической обстановки в зоне, окружающей очаг будущего землетрясения. Поэтому для описания обстановки в целом удобно воспользоваться математическим аппаратом термодинамики необратимых процессов. Здесь основными являются уравнения потоков энергии и вещества.

$$\Delta S = -\frac{1}{2} \sum_{ik} A_{ik} \cdot \Theta_i \cdot \Theta_k ,$$

где ΔS – отклонение энтропии от ее значения при равновесии, A_{ik} – коэффициенты пропорциональности, $\Theta_{ik} = \Pi_{ik} - \Pi_{ik}^0$ – отклонение тех или иных параметров системы от состояния равновесия.

$$X_i = \frac{\partial(\Delta S)}{\partial \Theta_i} = -\frac{1}{2} \sum_{k=1}^n A_{ik} \cdot \Theta_k$$

Выбор конкретных термодинамических сил, существенных в данном процессе, осуществляется на основе двух соотношений:

$$T \frac{\partial(\Delta S)}{\partial \tau} = \frac{1}{2} \sum_{ik} A_{ik} \cdot \frac{\partial \Theta_i}{\partial \tau} \Theta_k = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^n I_i \cdot X_i ,$$

$$TdS = dU + PdV - \sum_1^n \mu_k dM - A_c dF \quad ,$$

где M – масса, A_c – коэффициент сродства, F – термодинамический параметр релаксационного процесса.

Первое отражает то, что скорость возрастания энтропии равна сумме произведений потоков на соответствующие термодинамические движущие силы. Другим соотношением для выбора потоков термодинамических сил является уравнение Гиббса.

Между потоками I_i и термодинамическими силами X_k существует соотношение

$$I_i = \sum_{k=1}^n L_{ik} \cdot X_k \quad ,$$

где L_{ik} – величины кинетических коэффициентов, для которых справедливо соотношение взаимности $L_{ik} = L_{ki}$.

В результате ряда преобразований получена система уравнений для потоков энергии и вещества:

$$\left. \begin{aligned} \bar{I}_q &= L_{q1} \bar{X}_q + L_{q2} \bar{X}_\mu + L_{q3} \bar{X}_a + L_{q4} \bar{X}_e \\ \bar{I}_\mu &= L_{\mu1} \bar{X}_q + L_{\mu2} \bar{X}_\mu + L_{\mu3} \bar{X}_a + L_{\mu4} \bar{X}_e \\ \bar{I}_a &= L_{a1} \bar{X}_q + L_{a2} \bar{X}_\mu + L_{a3} \bar{X}_a + L_{a4} \bar{X}_e \\ \bar{I}_e &= L_{e1} \bar{X}_q + L_{e2} \bar{X}_\mu + L_{e3} \bar{X}_a + L_{e4} \bar{X}_e \end{aligned} \right\}$$

где $\bar{I}_q, \bar{I}_\mu, \bar{I}_a, \bar{I}_e$ – соответственно потоки тепла, вещества, акустической и электрической энергий; $L_{q\mu}, L_{\mu\mu}, L_{a\mu}, L_{e\mu}$ – характеризуют тепловые, массопроводные, акустические и электропроводящие свойства среды.

Коэффициенты $L_{q\mu}, L_{a\mu}$ и $L_{e\mu}$ позволяют оценить дополнительные потоки, обусловленные переносом вещества и энергий акустического и теплового полей. В свою очередь коэффициенты $L_{\mu\mu}, L_{a\mu}, L_{e\mu}$ характеризуют влияние переносящей тепло термодинамической силы на перенос вещества, акустической и электрической энергий. Например, возникновение разности температур вызывает упругую деформацию пород и, следовательно, приводит к возбуждению P -, а затем и S -волн. Это явление связано с коэффициентом $L_{a\mu}$.

Взаимосвязь процессов акустической проводимости и массопроводности характеризуется $L_{a\mu}$ и $L_{\mu\mu}$. В соответствии с принципом взаимности получены следующие равенства кинетических коэффициентов:

$$L_{q3} = L_{a\mu}, L_{q2} = L_{\mu\mu}, L_{\mu3} = L_{a\mu}, L_{a4} = L_{e\mu}, L_{e2} = L_{\mu\mu}, L_e = L_{q\mu}$$

Для случая, когда за внешнюю термодинамическую силу принят градиент давления, после постановки X_q, X_μ, X_a, X_e получаем:

$$\left. \begin{aligned} \bar{I}_q &= \psi_{q1} \nabla T - \psi_{q2} \nabla U - \psi_{q3} \nabla P - \psi_{q4} \nabla F_a - \psi_{q5} \nabla \phi \\ \bar{I}_\mu &= \psi_{\mu1} \nabla T - \psi_{\mu2} \nabla U - \psi_{\mu3} \nabla P - \psi_{\mu4} \nabla F_a - \psi_{\mu5} \nabla \phi \\ \bar{I}_a &= \psi_{a1} \nabla T - \psi_{a2} \nabla U - \psi_{a3} \nabla P - \psi_{a4} \nabla F_a - \psi_{a5} \nabla \phi \\ \bar{I}_e &= \psi_{e1} \nabla T - \psi_{e2} \nabla U - \psi_{e3} \nabla P - \psi_{e4} \nabla F_a - \psi_{e5} \nabla \phi \end{aligned} \right\}$$

где $\bar{I}_q, \bar{I}_\mu, \bar{I}_a, \bar{I}_e$ – соответственно потоки тепла, вещества, акустической и

электрической энергий; Ψ_{ik} – множители при градиенте потенциалов, зависящие от тепловых, массопроводных, акустических и электропроводящих свойств среды; VT - градиент температуры, VU - градиент массосодержания, VP - градиент давления, VF - градиент акустической энергии, Vφ - градиент электрического потенциала.

Приведенные уравнения иллюстрируют жесткую взаимосвязь законов распространения сейсмоакустических полей с полями градиентов давления, температуры, насыщенности и электрического потенциала. Видна связь названных полей с полем градиентов химического потенциала.

Исходя из полученных результатов, становится очевидной общая природа всех предвестников землетрясений. Например, изменение концентрации газов можно объяснить тем, что под действием знакопеременных полей напряжений происходит усиленное выделение газа в свободную фазу, увеличивается проницаемость горных пород.

Сила землетрясения зависит от высвободившейся энергии упругих деформаций в очаге, глубины и расстояния до эпицентра. Сейсмическую энергию определяют по уровню амплитуд сейсмических колебаний. Первые исследования такого рода были предприняты Б.Б.Голицыным, а первая шкала классификации была предложена в 1935 г. Ч.Рихтером. Мера сейсмической энергии в очаге получила название магнитуда. Существуют магнитудные шкалы трех основных типов – локальных магнитуд (M_L), по поверхностным волнам с периодом около 20 с (M_{LH}) и для объемных волн типа $PS(m_{PV})$.

В шкале локальных магнитуд за магнитуду толчка принимается логарифм максимальной амплитуды по записи стандартного сейсмографа на эпицентральной дистанции 100 км. Для оценки магнитуд на других расстояниях вводятся поправки в соответствии с калибровочной кривой. Шкала локальных магнитуд используется в США при изучении местных землетрясений.

Магнитуда по поверхностным волнам, получившая наибольшее распространение, используется для классификации удаленных землетрясений. Т.к. амплитуда поверхностных волн зависит не только от энергии землетрясений, но и от глубины очага, вводится поправка по формуле:

$$\Delta M = 0,01 h - 0,2 ,$$

где h – глубина.

При классификации землетрясений по объемным волнам вместо амплитуды используется максимальное значение отношения амплитуды к соответствующему видимому периоду колебаний:

$$mPV = \lg(A/T)_{max} + \delta(\Delta, h) + \Sigma \delta m_{PV}$$

где A – максимальная амплитуда смещения почвы в микронах; T - соответствующий период в секундах; $\delta(\Delta, h)$ – калибровочная функция, выражающая изменение величины $\lg(A/T)_{max}$ с расстоянием и глубиной очага, и соответствующая нулевой магнитуде; $\Sigma \delta m_{PV}$ – сумма поправок за счет расположения очага и станции, механизма очага землетрясения и др. (в повседневной практике ее обычно принимают равной нулю или вводят станционные или региональные поправки).

Магнитуда по объемным волнам может рассчитываться по вертикальной, по одной из горизонтальных составляющих записи сейсмограммы или по записям обеих составляющих в один и тот же момент времени с вычислением (в последнем случае) полного горизонтального вектора смещения почвы. Связь между магнитудой по вертикальной составляющей и магнитудой по обеим горизонтальным составляющим выражается формулой:

$$m_{PV} = 2,5 + 0,63 m_{PH}$$

где m_{PV} – магнитуда, вычисленная по вертикальной составляющей сейсмограммы; m_{PH} – магнитуда, вычисленная по обеим составляющим сейсмограммы.

Между локальной магнитудой, магнитудой по поверхностным волнам и магнитудой по объемным волнам существуют различия. Для сильных толчков разница между M_L и M_{LH} незначительна, но при $M < 5$ оценки по записям на больших расстояниях могут быть занижены в два раза. При работе со шкалой магнитуд по поверхностным волнам возникают две трудности. Во-первых, глубокофокусные толчки не порождают таких волн; во-вторых, их амплитуды значительно уменьшаются в тех случаях, когда их путь до регистрирующей станции осложнен неоднородностью строения земной коры. Магнитуда по объемным волнам позволяет более корректно решать задачу оценки энергии упругих колебаний для далеких землетрясений. Для землетрясений с $M < 5$ магнитуда по объемным волнам несколько ниже локальной магнитуды; для $M = 6,6$ сходимость шкал достаточно близкая; для больших значений магнитуды по объемным волнам становится все меньше по сравнению с локальной магнитудой; толчок с магнитудой 8 по объемным волнам будет соответствовать 8,7 по шкале локальных магнитуд.

Хотя магнитуда землетрясения связана с его полной энергией, связь эта не вполне прямая, т.к. используется логарифмическая шкала. С увеличением магнитуды на единицу энергия возрастает в 27 раз. Следовательно, при толчке с $M = 6$ высвобождается в 27 раз больше энергии, чем при $M = 5$ и в $27 \cdot 27 = 729$ раз больше, чем при $M = 4$.

Слабых землетрясений гораздо больше, чем сильных. В интервале M от 2 до 8 с каждым уменьшением магнитуды на единицу число толчков возрастает примерно в 8 раз. Во всем мире ежегодно происходит около 20 землетрясений с $M > 7$, примерно 1000 с $M > 5$ и свыше 100 000 ощутимых толчков вообще.

Существует верхний предел силы землетрясения, который обусловлен прочностью пород, ограничивающей возможность накопления упругой энергии. Максимальная магнитуда зарегистрированного землетрясения составила 8,9. Минимальные регистрируемые сейсмографами магнитуды могут иметь значения менее 2. В таких случаях выделяется столько же энергии, как при падении кирпича с высоты стола на землю. Вообще говоря, для того, чтобы вблизи источника сейсмических волн возникли серьезные разрушения, магнитуда неглубокого землетрясения должна быть не менее 5,5.

Вместо магнитуды при изучении сейсмичности может использоваться величина, называемая энергетическим классом землетрясения, представляющим собой логарифм энергии сейсмических волн на расстоянии 10 км от гипоцентра:

$$K = \lg E.$$

Оценка энергетического класса, так же как и оценка магнитуды, производится на основании измеренных максимальных амплитуд и калибровочной кривой, учитывающей затухание амплитуд с расстоянием. Отличие шкалы классов от шкалы магнитуд заключается только в выборе шага. По типу используемых волн и диапазон эпицентральных расстояний шкала классов соответствует шкале локальных магнитуд.

Связь между магнитудой и энергетическим классом приближенно выражается формулой:

$$K = 4 + 1,8 M.$$

Глубина очага оказывает непосредственное влияние на вид изосейст и характеристики колебаний, возникающих на Земной поверхности. Неглубокий толчок может ощущаться на небольшой территории как сильный, но на больших расстоя-

ниях его последствия незаметны; от глубокого толчка происходят более умеренные сотрясения, но на гораздо большей площади. С увеличением глубины очага уменьшается доля высокочастотной составляющей сейсмических колебаний, происходящих на поверхности, а для глубокофокусных землетрясений изменяется и состав волн, регистрируемых на поверхности.

С увеличением эпицентрального расстояния также происходит изменение частотного спектра на сейсмической записи с уменьшением доли высокочастотной составляющей.

Зная магнитуду, глубину очага и расстояние до эпицентра, можно судить о его последствиях в конкретной точке территории. Однако, одно и то же количество энергии высвобождается по-разному. Оно может накопиться в виде высоких напряжений в пределах небольшого участка или в виде меньших напряжений на большей площади. От этого зависит спектр сейсмических волн, т.е. доля энергии, приходящейся на ту или иную частоту. Характеристика, связанная с величиной сброшенного напряжения, количеством движения по разлому и отображающая геометрию очага землетрясения, называется сейсмическим моментом:

$$M_0 = \mu S D,$$

где μ - модуль сдвига, S – площадь разрыва, D – смещение по разрыву.

Таким образом, очаг землетрясения характеризуется следующими параметрами: магнитуда, сейсмический момент и глубина.

Главными параметрами собственно землетрясения (с точки зрения степени воздействия на здания и сооружения) являются: интенсивность землетрясения, его спектральный состав и длительность эффективной фазы колебаний. Интенсивность землетрясения в данном случае оценивается динамическими параметрами колебаний грунта - величинами смещений, скоростей и ускорений колебаний почвы. Пользуясь соотношениями между интенсивностью в баллах и динамическими параметрами можно оценить интенсивность землетрясения на данном участке наблюдения. Длительность эффективной фазы колебаний грунта измеряется от момента вступления продольной P -волны t_p до уменьшения максимальной амплитуды в 3-5 раз, или до того момента, когда амплитуды уже не будут превышать уровня двойной амплитуды помех. Спектральный состав и длительность колебаний грунта во многом определяются типом землетрясения.

5. Регистрация местных землетрясений, обработка данных и интерпретация.

Различают три вида полевых сейсмологических наблюдений: рекогносцировочные, региональные и детальные. Рекогносцировочные исследования проводятся с целью выяснения общего характера микросейсмического фона, помех, регистрируемых в данном районе, а также выявления общих черт глубинного строения региона. Региональные исследования проводятся для выявления структур первого и второго порядков, отмеченных при рекогносцировочных исследованиях. Детальные работы проводятся с целью детализации структур и очагов землетрясений, выявленных на региональном этапе. Расстояние между станциями при рекогносцировочных исследованиях может составлять 20-30 км, при региональных – 5-10 км, при детальных – 0,5-5 км.

Выбор мест для расстановки сейсмологических станций осуществляется исходя из поставленных задач, на основании имеющихся геолого-геофизических материа-

лов о глубинном строении. К пунктам наблюдений предъявляются разные требования в зависимости от цели наблюдений (это может быть регистрация местных и удаленных землетрясений, микросейсм, параметров волнового поля, картирование сейсмически активных зон и разломов). К общим требованиям относится низкий уровень микросейсмических помех и однородность верхней части земной коры под сейсмологической станцией. В связи с последним обстоятельством сейсмологические станции, осуществляющие мониторинг землетрясений, не следует устанавливать в зонах разломов или в непосредственной близости от них.

Геометрия сейсмологических сетей при регистрации местных и удаленных землетрясений, микросейсм и параметров волнового поля подчиняется требованию эффективного сейсмического контроля определенной территории. Это означает, что сейсмические события должны надежно распознаваться, локализовываться и идентифицироваться по магнитуде. Как правило, этому требованию отвечают площадные конфигурации сетей, обладающие примерно одинаковой плотностью сейсмологических станций и охватывающие контролируемый район. Для выявления и уточнения положения сейсмогенных зон и разломов предпочтительны профильные расстановки станций вкрест простираения изучаемых структур.

Положение гипоцентра землетрясения относительно сети приемных станций сильно сказывается на точности локализации. Получение наиболее достоверного местоположения эпицентра землетрясения возможно в случае, когда последнее произошло «внутри» расстановки сейсмостанций. Для получения достоверной глубины очага землетрясения расстояние от эпицентра этого землетрясения до ближайшей станции должно быть меньше глубины его очага. Задача любой локальной сети по регистрации микроземлетрясений - обеспечить в первую очередь контроль сейсмичности района в пределах расстановки сейсмических станций.

Современный регистратор сейсмических сигналов состоит из блока, обеспечивающего всю логику работы, устройства сменной памяти, терминала, обеспечивающего диалоговый режим работы оператора, сейсмических датчиков и источника электрического питания. Сейсмический датчик состоит из трех сеймоприемников. Один из сеймоприемников – вертикальный, ориентируется вверх, два другие - горизонтальные, расположены взаимортогонально и ориентируются по направлениям север-юг и восток-запад. На последних сейсмостанциях предусмотрена работа оператора с регистратором через компьютер (вместо терминала) и возможность телеметрической связи для передачи информации и управления станцией. Работа по обслуживанию сейсмостанций заключается в снятии накопленной информации, контроле ухода станционных часов и запуске сейсмостанции на следующий цикл наблюдений с установкой требуемых параметров.

В зависимости от поставленных задач, сейсмостанции могут работать в двух основных режимах: безусловной записи и регистрации по обнаружению сейсмического события, соответствующего параметрам, определенным оператором. Кроме того, возможна запись в указанные оператором промежутки времени. В режиме обнаружения регистратор работает по определенному алгоритму, настроенному на выявление сигнала с заданными параметрами. При этом, входной сигнал проходит через блок быстрого преобразования Фурье. Результат поступает на перестраиваемый фильтр, который пропускает только заданные (определенные оператором) частоты, остальные отсекаются. Сигнал, прошедший через фильтр, поступает на блок пороговой обработки.

Событие считается подлежащим записи в долговременное запоминающее устройство, когда $STA(t)/LTA(t) > \gamma$, где γ - пороговый уровень;

$STA(t) = \frac{1}{\tau_1} \int_{t-\tau_1}^t |A(\tau)| d\tau$ – STA (short term average) – осредненное значение амплитуд (энергия) сигнала во временном промежутке τ_1 ; A – амплитуда сигнала;

$LTA(t) = \frac{1}{\tau_2} \int_{t-\tau_2}^t |A(\tau)| d\tau$ – LTA (long term average) – осредненное значение амплитуд (энергия) сигнала во временном промежутке τ_2 .

γ, τ_p, τ_2 подбираются оператором эмпирически.

Зарегистрированные сейсмические события визуализируются на компьютере в виде сейсмограмм (рис.3). На сейсмограмме местного землетрясения можно выделить три основных типа сейсмических волн: продольные, поперечные и поверхностные.

Продольная волна – это волна типа звуковой, имеющая максимальную скорость (порядка 6-8 км/с). Скорость поперечной волны составляет порядка 4,5 км/с. Разумеется, для различных типов горных пород эти скорости могут сильно различаться, но в среднем Р-волна имеет скорость приблизительно в 1,7 раз большую, чем S-волна для одной и той же породы. Таким образом, к регистратору сейсмических сигналов Р-волна всегда приходит первой и чем больше расстояние до эпицентра землетрясения, тем больше разница между приходом продольной и поперечной волн. Если распознать эти волны на сейсмограмме и измерить временной интервал между приходом этих волн, можно определить расстояние до очага. Однако, чем дальше эпицентр землетрясения, тем глубже в литосферу проникают волны, тем выше становится скорость их распространения. Поэтому для точного определения расстояния до эпицентра далекого землетрясения требуется это учитывать.

Под обработкой сейсмических сигналов в задачах изучения местных землетрясений понимается измерение следующих основных параметров:

- время первого вступления и знак первого движения Р-волны;
- время вступления S-волны;
- максимальную амплитуду сигнала и связанный с ней видимый период колебаний;
- продолжительность сигнала (время в секундах между первым вступлением и временем, когда запись уже не превышает двойной уровень шума, который существует непосредственно перед первым вступлением).

На основании этих данных вычисляется начальное время землетрясения, его магнитуда, локализуется гипоцентр (т.е. определяется широта, долгота эпицентра и фокальная глубина очага), определяется механизм и динамические параметры очага.

На первом этапе обработки проводится качественный анализ сейсмограммы по внешнему виду записи. В результате этого анализа необходимо идентифицировать (отбраковав помехи и взрывы) и охарактеризовать землетрясение, т.е. определить, является ли землетрясение местным, близким, удаленным, неглубоким, глубоким. Знаки первых вступлений определяются для Р-волн по всем трем составляющим обязательно для одного и того же момента времени на сейсмограмме; направления смещений обозначаются знаками + (вверх) и - (вниз). Знак (+) по вертикальной (Z) составляющей означает «волну сжатия», по NS - движение почвы к северу и по EW - к востоку. Знак (-) по вертикальной составляющей означает «волну растяжения», по NS - движение почвы к югу и по EW - к западу. Амплитуды и периоды сейсмических Р- и S-волн измеряются по всем трем составляющим в один и тот же момент времени для получения полного вектора смещения почвы или вектора скорости смещения.

Амплитуда сейсмического сигнала на сейсмограмме (A) измеряется как максимальное отклонение сигнала от базисной (нулевой) линии (рис.3).

Кроме данных о времени вступления P - и S -волн на сейсмические станции, для локализации гипоцентра необходима информация о координатах сеймостанций и скоростная модель среды, характеризующая пространство под площадью станционной сети. Скоростная модель задается в виде последовательности слоев в земной коре с плоскими и параллельными границами раздела, при этом каждый слой характеризуется скоростью сейсмических волн в нем и мощностью.

Наиболее надежно гипоцентр локализуется при условии, когда землетрясение зарегистрировано тремя и более станциями. Наиболее простой и наглядный способ – определение гипоцентра методом засечек. При этом координаты и глубина гипоцентра определяются по пересечению сфер с радиусами, равными путям, пройденным волной до разных станций. При этом путь до каждой станции вычисляется отдельно. Другие параметры берутся как средние по всем станциям.

Но и в случае регистрации лишь одной станцией возможна локализация гипоцентра. В этом случае координаты эпицентра определяются по эпицентральному расстоянию, измеренному для этой станции и азимуту на эпицентр. Гипоцентральное расстояние рассчитывается по разности времен прихода S - и P -волны (t_{S-P}) с учетом соответствующих годографов. Приблизительно гипоцентральное расстояние вычисляется по формуле:

$$\Delta = \frac{t_{S-P}}{V_P/V_S - 1} \cdot V_P$$

где V_P – средняя скорость продольной волны (км/с); V_S – средняя скорость поперечной волны.

Азимут на эпицентр φ – угол между направлением от станции на эпицентр отсчитывается по часовой стрелке от направления на север (от 0 до 360°) и определяется следующим образом:

- измеряются амплитуды в первом вступлении продольной волны на горизонтальных компонентах сейсмограммы (A_{EW} и A_{NS} в микронах), либо в ближайшем последующем, но обязательно в один и тот же момент времени;
- определяются знаки вступлений по всем трем составляющим обязательно в один и тот же момент времени;
- определяется отношение A_{EW}/A_{NS} ;
- рассчитывается угол α ($tg\alpha = A_{EW}/A_{NS}$);
- по таблице 4 рассчитывается азимут.

Таблица 4.

Определение Az по величине α и знакам направлений смещений

Составляющие	NS	EW	Z	Квадрант азимута	φ
Направление первого смещения	север (+)	восток (+)	-	$0^\circ < \varphi < 90^\circ$ (I)	α
	юг (-)	запад (-)	+	$0^\circ < \varphi < 90^\circ$ (I)	α
	север (+)	запад (-)	+	$90^\circ < \varphi < 180^\circ$ (II)	$180^\circ - \alpha$
	юг (-)	восток (+)	-	$90^\circ < \varphi < 180^\circ$ (II)	$180^\circ - \alpha$
	север (+)	восток (+)	+	$180^\circ < \varphi < 270^\circ$ (III)	$180^\circ + \alpha$
	юг (-)	запад (-)	-	$180^\circ < \varphi < 270^\circ$ (III)	$180^\circ + \alpha$
	север (+)	запад (-)	-	$270^\circ < \varphi < 360^\circ$ (IV)	$360^\circ - \alpha$
	юг (-)	восток (+)	+	$270^\circ < \varphi < 360^\circ$ (IV)	$360^\circ - \alpha$

Глубина очага рассчитывается по формуле:

$$h = \Delta \sin \bar{e},$$

где h – глубина (км); Δ - гипоцентрального расстояние (км); $\bar{e}$ - кажущийся угол выхода сейсмического луча (угол между земной поверхностью и направлением движения частиц грунта при выходе продольных волн).

Для определения угла $\bar{e}$ необходимо:

- 1) измерить амплитуды первого смещения в волне P в микронах по всем трем компонентам в одно и то же время;
- 2) рассчитать амплитуды смещения почвы с учетом амплитудно-частотной характеристики аппаратуры;
- 3) рассчитать угол $\bar{e}$ по формуле:

$$\operatorname{tg} \bar{e} = \frac{A_z}{\sqrt{A_{NS}^2 + A_{EW}^2}}$$

Эпицентрального расстояние вычисляется по формуле:

$$\delta = \sqrt{\Delta^2 - h^2}$$

или по формуле:

$$\delta = \Delta \cos \bar{e}.$$

Далее по полученному азимуту на карте отмеряется расстояние Δ (км), рассчитанное по разности времен прихода S - и P -волн.

Магнитуда местного землетрясения рассчитывается по формуле:

$$m_{pv} = \lg(A/T)_{\max} + \kappa \cdot \lg \Delta,$$

где A – максимальная амплитуда смещения почвы в микронах; T - соответствующий период в секундах; κ – региональный коэффициент (для нашего региона он определен эмпирически и равен 1,63); Δ - гипоцентрального расстояние.

Интенсивность землетрясения I , выраженная в баллах, характеризует степень воздействия колебаний, излученных очагом землетрясения, на поверхность Земли и находящиеся на ней объекты. Величина I определяется по неинструментальным (макросейсмическим) наблюдениям в соответствии с описательной частью шкалы сейсмической интенсивности **MSK-64** (табл.1). Интенсивность в эпицентре землетрясения I_0 зависит от магнитуды и глубины очага. Для магнитуды M_{LH} осредненная зависимость имеет вид:

$$I_0 = 1,5M_{LH} - 3,5 \lg h + 3,0$$

Для различных районов численные коэффициенты в этом уравнении могут варьировать.

По этой формуле при двух известных величинах можно определить третью. В частности, если на станции определена магнитуда землетрясения M_{LH} и получены макросейсмические сведения об интенсивности (балльности) землетрясения в эпицентре, по этой формуле может быть определена глубина его очага.

Если на станции определена магнитуда M_{LH} и оценена одним из способов глубина очага h , это соотношение можно применить для оценки возможной интенсивности в эпицентре.

Связь магнитуды M_{LH} с интенсивностью $I(\delta)$ на расстоянии δ от эпицентра определяется формулой:

$$I(\delta) = 1,5M_{LH} - 3,5 \lg \sqrt{\delta^2 + h^2} + 3,0.$$

Определение механизма $\sqrt{\delta^2 + h^2}$ а землетрясения имеет цель установления пространственной ориентации поверхности разрыва, по которому произошла подвижка при землетрясении.

При движении по разрыву объем, окружающий очаг землетрясения, можно разделить двумя ортогональными плоскостями на области, в которых первые вступления P -волны являются движением сжатия или разряжения (рис.5). Одна из этих плоскостей является плоскостью разрыва, а другая, перпендикулярная к ней, называется вспомогательной плоскостью. Задача изучения механизма очага землетрясения заключается в определении пространственной ориентации этих так называемых нодальных плоскостей, каждая из которых характеризуется простиранием, падением и вектором подвижки. Задача решается в большинстве случаев по полярности первых вступлений P -волн на приемные сейсмические станции.

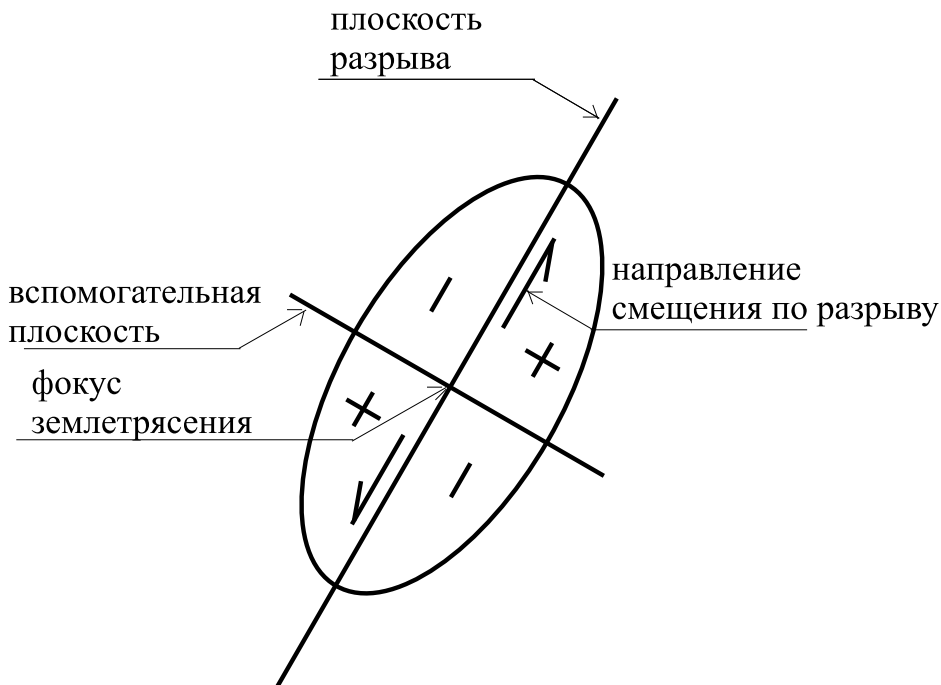


Рис.5 Разрез очага землетрясения.

Знаками + и - показаны области сжатия и разряжения соответственно.

Основными динамическими параметрами очага землетрясения являются сейсмический момент, размеры очага и сброшенное при землетрясении напряжение. Сейсмический момент имеет прямой физический смысл меры силы землетрясения, вызванного подвижкой по разрыву. Однако, сейсмический момент значительно сложнее измерять по сейсмограммам рутинным образом. Для его оценки обычно используется спектральный анализ сейсмического сигнала. Амплитудный спектр записи землетрясения исправляется за влияние амплитудно-частотной характеристики аппаратуры и затухания сейсмических волн для получения спектра смещения в дальней зоне, который можно аппроксимировать тремя спектральными параметрами: спектральным уровнем на длинных периодах Ω_0 , соответствующей частотой f_0 и параметром ε , контролирующим наклон спектра на высоких ($f > f_0$) ча-

стотах. Все перечисленные спектральные параметры могут быть измерены по спектру смещения S -волн, нанесенному на билогарифмический график. Сейсмический момент можно оценить по формуле

$$M_0 = (\Omega_0 / \Psi_{\theta\phi}) 4\pi\rho\Delta V_s,$$

где ρ - плотность среды,

Δ - гипоцентрального расстояние,

V_s - скорость S -волны,

$\Psi_{\theta\phi}$ - функция направленности излучения S -волны.

Формула для другого параметра очага землетрясения, радиуса очага r (в предположении разрыва по окружности), следующая:

$$r = 2,34V_s / 2\pi f_0,$$

Наконец, третий динамический параметр очага землетрясения, сброшенное напряжение σ , определяющееся как разница между начальным напряжением перед землетрясением и окончательным напряжением после землетрясения, устанавливается по формуле:

$$\sigma = 7M_0 / 16 r^3$$

Кроме того, среднюю подвижку по разрыву можно определить следующим образом:

$$D = M_0 / \mu S,$$

где площадь разрыва S в предположении разрыва по окружности будет равной πr^2 . Расчет амплитудных спектров проводится обычно методом быстрого преобразования Фурье.

6. Использование данных о землетрясениях для решения геолого-геофизических задач.

Изучение глубинного строения.

Метод обменных волн землетрясений (МОВЗ), в основном, используется для изучения регионального глубинного строения земной коры и верхней мантии. Принцип метода состоит в том, что при прохождении P -волны, образовавшейся в очаге далекого землетрясения (эпицентрального расстояние больше 10°), через геологическую среду в области наблюдения на границах разрыва непрерывности в сейсмической скорости образуются обменные PS -волны, которые приходят к пункту регистрации с временным запаздыванием относительно P -волны. По значениям времен запаздывания PS -волн (выраженных на горизонтальной компоненте) относительно P -волн (выраженных на вертикальной компоненте), располагая скоростной моделью (или набором скоростных моделей) для региона исследований, вычисляются глубины границ обмена, то есть границ, на которых образовались обменные PS -волны. Метод обменных волн землетрясений используется для построения рельефа границ в земной коре и в верхней мантии, а также для выделения зон возможных разломов и контактов.

Основной критерий, по которому выделяются обменные волны, - это подобие их формы записи форме записи P -волны на вертикальной компоненте и близкий частотный состав. Если полярность (знак амплитуд записи) PS -волн соответствует направлению подхода P -волн при определенной установке горизонтальных датчиков (например, X - на север, Y - на восток), то считается, что обменная волна образовалась на границе, для которой скорость в нижележащем слое больше, чем скорость в вышележащем. Если полярность PS -волны обратная тому, что должно быть при

данном азимуте подхода ***P***-волны, то ***PS***-волна связана с инверсионной границей, то есть скорость в нижележащем слое меньше скорости в вышележащем.

По выделенным ***PS***-волнам определяется время их запаздывания по отношению к ***P***-волне: чем оно больше, тем больше глубина границы обмена. Зная распределения скорости ***P***-волн и коэффициента отношения скорости ***P***-волн к скорости ***S***-волн с глубиной для изучаемого региона, можно произвести перевод времен запаздывания обменных ***PS***-волн в значения глубин до границ обмена.

Распределение скоростей сейсмических волн с глубиной, как правило, заимствуют на основании ранее проверенных работ ГСЗ, КМПВ, или же скважинных исследований. Для исследования скоростного разреза часто удается использовать попутные, в основном, карьерные взрывы; задача решается по сводным годографам ***P***- и ***S***-волн.

Основной проблемой МОБЗ является вопрос о надежном выделении обменных волн ***PS*** на горизонтальных компонентах записи. В настоящее время используют несколько алгоритмов выделения обменных волн. Наиболее часто применяемые алгоритмы - это оптимальный алгоритм разделения интерферирующих волн Ф.Н.Гольдмана и В.Н. Трояна и алгоритм обратного формирующего фильтра; в основу этих алгоритмов положено предположение о практическом совпадении форм записи обменной и породившей ее продольной волны.

Для обработки данных обменных ***PS***-волн далеких землетрясений обычно применяются следующие процедуры.

1. Отбор записей далеких землетрясений с импульсной формой ***P***-волны. При этом основными критериями для отбора рабочих удаленных землетрясений являются; четкая форма ***P***-волны; низкий уровень помех (отношением сигнал/помеха (более 12 дБ)) как на вертикальной, так и на горизонтальных компонентах; визуальное наличие обменных волн на горизонтальных компонентах. Количество записей, используемых на каждой точке для обработки, должно быть как можно больше, и не менее десяти.
2. Привязка отработанных рабочих событий к мировым каталогам землетрясений. Определение эпицентрального расстояния, азимута на источник колебаний и кажущейся скорости ***P***-волн. Для определения кажущейся скорости можно использовать обобщенный годограф Земли IASP91.
3. Ввод статической поправки, т.е. приведение записей разных землетрясений, зарегистрированных на одной точке наблюдения, примерно к одному условному моменту времени. Низкочастотная фильтрация с помощью фильтра Баттерворта или любого другого цифрового фильтра, обеспечивающего снижение уровня помех. Спектральный состав далеких событий примерно одинаков, частота максимумов спектров колеблется от 0,8 Гц до 1,2-1,3 Гц, поэтому фильтрацию проводят с параметрами фильтра ***ВЧ*** - 1,5-2,0 Гц. В результате фильтрации снижается осложняющий запись высокочастотный фон. Если амплитуда оставшегося фона превышает 1/3 амплитуды полезной записи, то записи таких землетрясений классифицируются как «нерабочие» и отбраковываются.
4. Поляризационное разложение ***Z***-, ***X***- и ***Y***-компонент записи на вертикальную, радиальную и тангенциальную компоненты. Эта операция проводится по известному азимуту на источник колебания и углу выхода сейсмического луча. Поляризационная фильтрация проводится с целью разворота записи из системы координат ***ZXY*** в систему координат ***LVR***, ***LV*** - лучевая плоскость, а ***LR*** плоскость, перпендикулярная к ней. Если в среде в верхней части разреза имеются низкоскоростные осадки, а регистрируемые землетрясения очень да-

лекие ($\Delta > 65^\circ$), то углы выхода составляют порядка $70-85^\circ$ (табл.5), и для таких землетрясений можно производить поворот осей только на азимут ϕ , при этом система координат XYZ переводиться в систему координат ZVR. Проведение поляризационной фильтрации позволяет на радиальной компоненте выделять обменные волны PS типа SV, а на тангенциальной компоненте (R) - обменные волны типа SH.

Таблица 5.

Зависимость угла от эпицентрального расстояния (Р-волна)

δ°	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60
$\bar{e}$	41	43	52	57	59	60	61	62	63	65	66
δ°	65	70	75	80	85	90	100	105			
$\bar{e}$	68	69	70	71	73	74	74	75			

5. Деконволюция (обратная фильтрация) записи радиальной и тангенциальной компонент из вертикальной, выполняемая с целью приведения всех записей к единой временной функции различных функций источников от множества землетрясений. Общая суть процедуры состоит в использовании отношения спектральных характеристик горизонтальных и вертикальной компонент. В результате получается частотная характеристика среды, которая переводиться во временную область, запись вертикальной компоненты приводиться к форме единичного одноэкстремального импульса, а записи горизонтальных компонент представляют собой суперпозицию таких же импульсов. После проведения обратной фильтрации записи всех землетрясений, зарегистрированных на одной точке наблюдения, приводятся к единой форме импульса волны Р, и этим исключается влияние источника.
6. Редукция волновых форм к заданной кажущейся скорости (введение кинематических поправок). Поскольку сейсмические волны от каждого землетрясения могут характеризоваться различными кажущимися скоростями, то в волновые формы может быть внесена изменяющаяся по времени поправка, зависящая от кажущейся скорости волны от конкретного землетрясения, кажущейся скорости редукции и скоростной модели под данным пунктом наблюдения. Сейсмические трассы с меньшей кажущейся скоростью, чем скорость редукции, будут таким образом сжиматься, а трассы с большей скоростью - растягиваться.
7. Построение суммарных трасс. Суммирование функций приемника радиальной и тангенциальной компонент по совокупности землетрясений для каждого пункта наблюдения может проводиться как с нормированием, так и с реальными значениями амплитуд колебаний. Нормирование осуществляется к значению среднеквадратичной амплитуды колебаний, осредненному по записям различных землетрясений. В суммарную сейсмограмму войдут лишь те записи, коэффициент корреляции волновых форм которых с волновой формой пробной (первоначальной) суммарной сейсмограммой превышает заранее установленный порог. Рекомендуется оценивать ошибки определения суммарных сейсмограмм функций приемника на уровне доверия 95 %, то есть на уровне значимости 0,05.
8. Трансформация временного разреза в глубинный. Проводится с помощью скоростных моделей, каждая из которых может быть приписана любому пункту наблюдения. Если до этого проводилась редукция волновых форм к заданной

кажущейся скорости, то перевод времени в глубину осуществляется со значением этой кажущейся скорости. Если редукция не проводилась, то при трансформации используется значение медианы кажущихся скоростей по разным землетрясениям.

При хорошем качестве сейсмического материала и большом количестве сейсмических событий, которые могут участвовать в обработке, процедуры постанционного суммирования (пункт 7) и перевода временного разреза в глубинный (пункт 8) рекомендуется объединять с проведением миграции фаз PS-волн во внутренние точки среды при непосредственном определении координат границ обмена и, соответственно, границ раздела слоев. Для этого пространство под расстановкой сейсмических станций разделяется на прямоугольные призмы, и функции приемника трассируются вниз от приемника к источнику колебаний через эти призмы. Все функции приемника (принадлежащие различным землетрясениям и записанные различными сейсмическими станциями), которые проходят через одну и ту же призму, суммируются. О получаемом таким образом разрезе можно говорить как о мигрированном.

Возможные глубинные разломы выделяются и прослеживаются на глубину по ряду признаков, основными из которых являются:

- 1) резкие изменения значений времен запаздывания PS-волн для какой-либо коррелируемой фазы от одного пункта наблюдения к другому;
- 2) резкое изменение интенсивности P- и PS-волн;
- 3) отклонение плоскости поляризации PS-волн от лучевой;
- 4) изменение характера поляризации P-волн;
- 5) разрывы в корреляции PS-волн по линии профиля, отсутствие PS-волн;
- 6) существенные различия во времени запаздывания одной и той же PS-волны на разных горизонтальных компонентах (так называемая расфазировка);
- 7) резкое изменение глубин залегания границ обмена;
- 8) изменение характера сейсмического разреза.

Все эти признаки рассматриваются в совокупности с геологическими данными о разломной тектонике региона и данными других геофизических методов, например, таких, как метод сейсмической томографии, гравиразведки и магниторазведки.

В результате перевода временных разрезов в глубинные и выделения зон нарушений, строятся глубинные разрезы и карты рельефа границ обмена.

Сейсмическая томография.

По данным сейсмологических наблюдений, используя времена вступления P-волн от далеких землетрясений на приемные сейсмические станции, можно получить представление о распределении аномалий скорости P-волн в геологической среде изучаемого региона, применения метод сейсмической томографии.

Трехмерные изменения в физических свойствах земной коры существуют в любом тектоническом регионе. До повсеместного внедрения высокоскоростных цифровых компьютеров изучение трехмерного скоростного строения геологической среды было невозможным. Сейсмологические исследования в основном ограничивались одномерными или двухмерными моделями. В конце 1970-х годов К. Аки, А. Кристофферссон и Э. Хьюби разработали метод определения группой приемных сейсмических станций латерально изменяющейся скорости по записям объемных волн от удаленных землетрясений. Метод сейсмической томографии (или метод АСН) получил широкое развитие за рубежом и в нашей стране. Несмотря на то, что метод сейсмической томографии первоначально подразумевал сбор материала

по площадной расстановке сейсмических станций (трехмерный вариант), его также с успехом можно применять и в профильном (двухмерном) варианте. Особенно продуктивным оказалось использование метода в тектонически молодых регионах, характеризующихся резкими латеральными изменениями скорости сейсмических волн в пределах земной коры и в верхней мантии.

В этом методе ограниченному региону под приемными станциями допускается иметь латерально изменяющуюся скорость; в то же время предполагается, что разрез вне этого ограниченного региона характеризуется известным фиксированным скоростным распределением.

Скоростные отклонения от первоначальной модели даются решением уравнения:

$$(r) = [A](m) + (e) \quad (1)$$

где (r) - вектор, содержащий невязки времени пробега, вычисленные с использованием начальной модели, $[A]$ - матрица, содержащая частные производные времени пробега по неизвестным скоростным отклонениям (m) вдоль каждого луча, (e) - вектор, содержащий члены более высокого порядка и ошибки. Обозначим

$$[A]^T [A] = [G] \quad (2)$$

Тогда, если пренебречь (e) , формулу (2) можно переписать следующим образом:

$$[G](m) = [A]^T (r) \quad (3)$$

Решение уравнения (3) методом классических наименьших квадратов невозможно, так как матрица $[G]$ содержит одно нулевое собственное значение для каждого слоя в начальной модели. Решение (3) может быть получено с помощью обобщенного обратного оператора или же методом затухенных наименьших квадратов. Последнее записывается как

$$\bar{m} = ([G] + \Theta[I])^{-1} [A]^T (r) \quad (4)$$

где $\bar{m}$ - приближенное решение (1), Θ - положительная константа (демпфирующий параметр), $[I]$ - единичная матрица. Для (4) матрица разрешающей способности будет

$$[R] = ([G] + \Theta[I])^{-1} [G] \quad (5)$$

а ковариационная матрица -

$$[C] = \sigma_d^2 ([G] + \Theta[I])^{-1} [G] \quad (6)$$

когда ошибки в данных некоррелируемы и имеют дисперсию σ_d^2 .

Принимаемая для неоднородного региона в виде начальной, скоростная модель состоит из плоско-параллельных слоев, каждый из которых имеет постоянную скорость. Каждый слой, в свою очередь, подразделяется на сетку прямоугольных призм, для которых и ищутся скоростные отклонения $\bar{m}$. Вычисление путей распространения луча в первоначальной модели упрощается тем, что вся лучевая траектория в каждом слое приписывается тому блоку, в котором луч проводит наибольшее время. Искусственно введенные границы модели, соответствующие вертикальным сторонам блоковых элементов, сглаживаются посредством этой аппроксимации. Относительные невязки времен пробега (r) вычисляются вычитанием

теоретического времени пробега от источника колебаний к приемной станции из наблюдаемого времени пробега и затем - вычитанием средней арифметической невязки для каждого сейсмического события.

Успешное просвечивание латерально неоднородной структуры требует равномерного азимутального распределения сейсмических лучей. Комбинирование путей луча и блоков оптимизируется выбором такого размера блока, который делает равными вертикальное и горизонтальное времена пробега через каждый элемент модели. Для удаленных источников колебаний подходящим является отношение высоты к горизонтальному размеру элемента модели как 2:1. Выбор элементов с отношением размеров 1:1 объединяет блоки вместе по вертикали вне зависимости от азимута подхода телесеизмического луча, снижая тем самым разрешающую способность.

Пластовая скорость в каждом слое не может быть определена, когда используются относительные невязки времен пробега, так как изменение во времени пробега через модель не может быть отделено от изменений в начальном времени в источнике колебаний. Таким образом, пластовая скорость в каждом горизонтальном слое является постоянной величиной. Вертикальное сглаживание в решении, неизбежное при использовании метода затухенных наименьших квадратов (уравнение (4)), может внести потенциальную проблему при интерпретации полученных результатов. Эффект от этого можно оценить изучением разрешающей способности и ковариации решения.

Характерный экстремум (положительный или отрицательный), который ближе всего появляется к первым вступлениям и является общим для всех станций, идентифицируется, и время его считывается по всем станциям. Перед снятием времени фазы все записи подвергаются низкочастотной фильтрации со срезающей частотой 1.5-2.0 Гц. Эта процедура позволяет резко повысить амплитудное отношение сигнал/помеха за счет фильтрации высокочастотного микросейсмического фона и, таким образом, эффективно помогает в правильной идентификации одноименных фаз и точном считывании времен их вступлений. Следует отметить, что при неправильной идентификации какой-либо из фаз впоследствии в относительную невязку времен пробега ввелась бы легко обнаруживаемая ошибка равная 2π (или кратная ей), что для данного типа волн соответствует примерно 1 сек.

Времена вступлений Р-волн от удаленных источников колебаний в дальнейшем редуцируются к невязкам времен пробега.

Невязка времени пробега Р-волны от далекого землетрясения, зарегистрированного на i -й станции, определяется как

$$R_i = A_i - (T_0 - T_i) \quad (7)$$

где A_i - наблюдаемое время вступления Р-волны, T_0 - вычисленное начальное время землетрясения, T_i - теоретическое время пробега Р-волны от вычисленного местоположения гипоцентра землетрясения. Для снижения изменений времени пробега, обусловленных строением Земли, следует использовать относительные невязки между близлежащими станциями.

Относительная невязка на станции j по отношению к станции i определяется как

$$R_{ji} = (A_j - A_i) - (T_j - T_i) \quad (8)$$

Невязка какой-либо «опорной» или «контрольной» станции R_i вычитается из невязки исследуемой станции R_j . Начальное время землетрясения исключается, а

изменения времен пробега, созданных ошибками в определении местоположения гипоцентра землетрясения и строением Земли, значительно снижаются. Вместо невязки «опорной» станции обычно используется среднеарифметическая невязка по совокупности станций. Практически относительные невязки определяются с помощью редукции к наклону экспериментального годографа по оценке методом наименьших квадратов или же к наклону годографа Земли IASP91 при соответствующей кажущейся скорости.

Начальную скоростную модель для решения обратной задачи метода сейсмической томографии следует выбирать по данным предшествующих исследований или же из априорных соображений. Каждый слой разделяется на сетку прямоугольных призм с длиной горизонтальной стороны, приблизительно равной среднему расстоянию между приемными станциями. Выбор призм с большим горизонтальным размером нежелателен, так как различия в средних невязках по рядом расположенным станциям отражают различия в скоростном строении земной коры.

Помимо описанного выше, существует большое количество модификаций метода сейсмической томографии, каждому способу присущи свои преимущества и свои недостатки.

В результате проведенной обработки имеется возможность строить карты распределения скоростных аномалий (или скоростей) для разных глубинных уровней, а также разрезы скоростных аномалий (или скоростные разрезы) по линии профиля.

Оценка напряженного состояния геологической среды.

Описываемая ниже методика оценки напряженного состояния была разработана в ЦРГГИ «Геон» (Кадурын И.Н. и др.). Оценка напряженного состояния и изучение геодинамики среды проводится по энергии записи суммограмм удаленных землетрясений по разным периодам наблюдения. Длительность одного периода наблюдения изменяется от 25 дней до 2,5 месяцев, чтобы набрать достаточное количество кондиционных записей далеких землетрясений с низким уровнем помех. Обработка сейсмограмм землетрясений проводится аналогично тому, как это делается для изучения глубинного строения, однако для обработки используются только очень далекие землетрясения $\epsilon\Delta > 65^\circ$, для которых распространение лучей обменных волн (**PS**) от границ в коре на глубинах от 0 до 25 км близко к вертикали. Это позволяет изучать геодинамику среды на глубинах до 25 км практически под точкой наблюдения.

По записям суммограмм далеких землетрясений за выбранный период наблюдения на каждой точке регистрации оценивается энергия записи. Далее строятся энергетические разрезы и карты распределения энергии на разных уровнях глубин для различных периодов наблюдения, которые позволяют оценить геодинамику среды. Например, наличие энергетического пятна и его модификация во времени свидетельствует о том, что состояние среды изменилось. Исчезновение энергетического пятна позволяет предположить усиление степени флюидизации среды, в результате чего существенно ослабевает энергия волн **PS**. Следовательно, изменились условия для образования интенсивных обменных волн.

Анализируется энергия радиальной (**V**) и тангенциальной (**R**) компонент записи, энергия радиальной компоненты E_r отражает способность всех глубинных уровней среды образовывать обменные волны от субгоризонтальных неоднородностей, энергия тангенциальной компоненты E_t зависит от степени анизотропности среды, ее трещиноватости и наклона границ. Если величина E_r существенно изменяется во времени, то это изменение трудно объяснить изменением во времени

наклона границ, более вероятное объяснение - за счет изменения свойств среды. Поэтому при увеличении значений E_r , можно предположить увеличение степени анизотропности и трещинноватости среды.

Эмпирическим путем было определено, что отношение величин $\gamma = E_r/E_v$ наилучшим образом характеризует степень анизотропности и трещинноватости среды. Сопоставление зависимости от времени величины выделившейся энергии местных землетрясений $E_s(t)$, характеризующей напряженное состояние среды, с зависимостями $\gamma(t)$ для каждой точки наблюдения, а также с зависимостью $\Sigma\gamma(t)$ для всех точек показывает их хорошую корреляцию, следовательно изменение величины $\gamma(t)$ может служить оценкой напряженного состояния среды.

По суммограммам для каждой точки рассчитывается суммарная энергия записи E_v для требуемого диапазона глубин и суммарная энергия E_r для этого же диапазона глубин и определяется величина их отношения $\gamma = E_r/E_v$. По полученным значениям составляется схематическая карта распределения величины γ по площади.

Усиление местной сейсмичности имеет место, когда значения γ превышают определенный (эмпирически) уровень на достаточно большой площади.

7. Сейсмическое районирование.

Сейсмическое районирование основано на развитии известного принципа – от очагов землетрясений внутри Земли к сотрясениям на ее поверхности. Поэтому главное внимание уделено вопросу о том, где, какой магнитуды и как часто будут возникать очаги землетрясений.

Очаг тектонического землетрясения представляет собой разрыв сплошности литосферы. Разрыв возникает сначала в гипоцентре, а затем распространяется дальше. Средняя длина разрывов при землетрясениях с $M = 7,5$ достигает 100 км, при $M = 8,5 - 300$ км.

Выделение зон вероятного возникновения таких крупных, а следовательно, и наиболее опасных землетрясений производится на основе анализа геолого-геофизической информации в сейсмоопасных регионах.

Последовательность выполнения отдельных этапов составления схемы сейсмического районирования состоит в переходе от сбора и анализа фактических данных (магнитуд, координат эпицентров и глубин очагов землетрясений, карт изосейст, геолого-геофизических характеристик среды, где возникают очаги землетрясений) к выяснению основных закономерностей размещения очагов землетрясений в пространстве, т. е. к выделению очаговых зон.

Выделение очаговых зон, оценка параметров графиков повторяемости землетрясений A , γ , M_{max} и вероятных глубин очагов землетрясений необходимы для составления карты сейсмического районирования в шкале баллов с учетом повторяемости землетрясений. Решение этой задачи позволяет получить представление о количественных характеристиках колебаний грунта – ускорениях, скорости и смещениях – $x(t)$, $\dot{x}(t)$, $\ddot{x}(t)$, являющихся функциями M , h и Δ . Для использования имеющихся акселерограмм $\ddot{x}(t)$, полученных в одном районе, для характеристики колебаний грунта в районах, где таких записей еще нет, устанавливается подобие очаговых зон (M_{max} , h км) и инженерно-геологических условий в пунктах, где получена данная акселерограмма и где ее предполагается применить для расчетов.

Сейсмическое районирование актуально для значительной части России; свыше четверти территории подвержено сейсмическим воздействиям, требующим

проведения антисейсмических мероприятий. Значительную площадь занимают 8-10-балльные зоны. К ним относятся Северный Кавказ, Дальний Восток и весь юг Сибири. Ощутимые и 6-7-балльные землетрясения свойственны Среднему Уралу и Приуралья, Поволжью и Кольскому полуострову.

В зависимости от степени детальности и масштаба исследований сейсмическое районирование может быть общим (ОСР, масштаб 1:5 000 000 - 1:2 500 000), детальным (ДСР, масштаб 1:500 000 - 1:100 000) и микросейсмическим (СМР, масштаб 1:50 000 и крупнее). Однако первостепенным и опорным является общее сейсмическое районирование, основанное на региональных и сейсмологических и геолого-геофизических исследованиях. На основе ОСР составляются более детальные карты ДСР и СМР, учитывающие наряду с региональными локальные сейсмо-тектонические, сейсмические, грунтовые и другие природные условия.

Сейсмическая опасность с каждым годом растет в прямой связи с хозяйственным освоением сейсмоактивных территорий и воздействием человека на литосферу Земли (строительство крупных гидротехнических сооружений, добыча полезных ископаемых и т.п.). Повышенный сейсмический риск связан и с размещением в сейсмоактивных регионах атомных электростанций и других экологически опасных объектов. Таким образом, сейсмическое районирование – одна из наиболее сложных и чрезвычайно ответственных проблем современной сейсмологии. Научная сложность этой проблемы состоит, прежде всего, в том, что она принадлежит к категории прогнозов, базирующихся на неполной информации, не всегда удачном опыте и на недостаточно четких методологических позициях. Поэтому каждая из составленных в прошлые годы карт общего сейсмического районирования территории России и сопредельных территорий в той или иной мере оказывалась неадекватной реальным природным условиям, что нанесло народному хозяйству огромный материальный ущерб и повлекло за собой многочисленные человеческие жертвы. И хотя, по мере накопления дополнительной информации о землетрясениях и совершенствования сейсмологических исследований, карты сейсмического районирования обновлялись и несколько улучшались, фрагментарно они изменялись гораздо чаще, практически после каждого крупного землетрясения в районах, ранее показанных на картах как менее опасные в сейсмическом отношении.

Первая в Европе и мире официальная нормативная карта общего (обзорного) сейсмического районирования всей территории бывшего СССР была опубликована в 1937г. Г.П.Горшковым, положившим начало регулярному их составлению в качестве основы, регламентирующей проектирование и строительство в сейсмоактивных районах страны. В конце 40-х годов исследования И.Е.Губина, а впоследствии Г.А.Гамбурцева, С.В.Медведева, Ю.В.Ризниченко, и других ученых, привели к смене существовавшей до того времени парадигмы «сейсмического актуализма» («там, где было, там и будет») и заложили основы сейсмогенетического двухстадийного метода оценки сейсмической опасности с элементами прогноза. Согласно этой концепции сначала выделяются реальные и потенциальные очаговые зоны, а далее - рассчитываются ожидаемые сотрясения на земной поверхности. На базе этой концепции составлялись практически все последующие карты ОСР: 1957г. (ред. С.В.Медведев, Б.А.Петрушевский), 1968г. (ред. С.В.Медведев) и 1978г. (ред. М.А.Садовский).

В течение последних десятилетий произошел ряд разрушительных землетрясений: Спитакское землетрясение 1988 г. в Армении, Зайсанское землетрясение 1990 г. - в Казахстане, Рача-Джавское 1991г. - в Грузии, Суусамырское 1992 г. - в Киргизии, Хаилинское 1991 г. и Нефтегорское 1995 г. - в России (в Корякии и на Сахалине). Последнее землетрясение привело к гибели около двух тысяч человек

и полную ликвидацию городского поселка; оно было одним из самых разрушительных среди известных в прошлом землетрясений на территории России.

Эти землетрясения произошли в зонах, опасность которых по карте ОСР-78 оказалась заниженной по меньшей мере на 2-3 балла, что требовало пересмотра последней. Как показали исследования, карта образца 1978 года на самом деле и не была общей, поскольку составлялась фрагментарно в разных регионах и в республиках и по разнотипной методике.

Практически все предыдущие карты ОСР были детерминистскими, хотя еще в середине 40-х годов С.В. Медведев предложил ввести в зоны сейсмической опасности внутреннюю дифференциацию в зависимости от периода повторяемости сильных землетрясений и в соответствии с предполагаемыми сроками службы различных типов сооружений. Однако даже карта 1978 года, в которую впервые были введены вероятностные характеристики повторяемости сотрясений, на самом деле не давала адекватных оценок сейсмической опасности. Как показали последующие расчеты, реальный инженерный риск, определяемый картой ОСР-78, оказался не единым для всех сейсмоопасных районов страны.

В последние годы вероятностно-детерминированный подход к прогнозированию опасных сейсмических и других геологических процессов начал более активно применяться в сейсмологии и в практике строительства. С учетом этого и результатов последних исследований было принято решение создать не одну карту с различными индексами, как это было сделано составителями карты ОСР-78, а комплект нормативных карт Общего сейсмического районирования (ОСР-97) территории Российской Федерации. Эти карты предназначены для строительных объектов разных категорий ответственности и сроков службы и отражают равномерную для конкретного уровня риска расчетную интенсивность сотрясений.

В результате комплексных исследований 1991-1997 гг. получен унифицированный исходный сейсмологический и сейсмогеологический материал по всей территории Северной Евразии, позволивший с новых позиций подойти к оценке сейсмической опасности на территории России. Была разработана целостная методология районирования сейсмической опасности, создана единая для всей территории Северной Евразии модель зон возникновения очагов землетрясений (зоны ВОЗ) и выявлены закономерности развития региональных сейсмогеодинамических процессов. На основе этих данных и другой геолого-геофизической информации создан единый электронный банк данных, использующий современную геоинформационную систему (ГИС). Благодаря этому все карты и приложения к ним легко могут быть представлены графически в любой проекции и в любом масштабе не крупнее 1:2 500 000, исходного при всех построениях.

Основой для создания ОСР-97 послужили:

- ▶ представления о предельной величине максимальной возможной магнитуды землетрясений, обусловленной структурно-динамическим единством геофизической среды и развивающихся в ней сейсмических процессов;
- ▶ принцип двухстадийности в оценке сейсмической опасности, базирующийся на создании двух взаимосвязанных прогнозных моделей - модели зон возникновения очагов землетрясений и модели создаваемого ими сейсмического эффекта;
- ▶ вероятностно-детерминированный подход к оценкам сейсмической опасности и сейсмического районирования;
- ▶ специализированный каталог землетрясений Северной Евразии с $M \geq 4.5$ с древнейших времен по 1990 г., с $M \geq 3.5$ - с 1960 по 1990 гг. и с $M \geq 5.8$ за период 1991- 1995 гг. (отв. редакторы Н.В. Кондорская и В.И. Уломов);

- ▶ каталог очагов палеоземлетрясений (сост. А.А. Никонов, Е.А. Рогожин).
- ▶ каталог потенциальных очагов крупных землетрясений (отв. сост. Г.И. Рейснер, Е.А. Рогожин, Л.И. Иогансон);
- ▶ карта очаговой сейсмичности Северной Евразии (отв. сост. В.И. Уломов, Н.С. Медведева, Л.С. Шумилина, Т.П. Полякова);
- ▶ карта новейшей тектоники Северной Евразии (гл. ред. А.Ф. Грачев).
- ▶ карта сейсмогеологической таксономии территории Северной Евразии (отв. сост. Н.В. Шебалин, В.Г. Трифонов);
- ▶ методология идентификации и сейсмологической параметризации зон ВОЗ (отв. исп. В.И. Уломов);
- ▶ программно-математическое обеспечение расчетов сейсмической опасности (отв. исп. А.А. Гусев, В.М. Павлов, Л.С. Шумилина);
- ▶ комплект карт районирования сейсмической опасности на территории Северной Евразии для трех уровней риска (отв. сост. В.И. Уломов, Л.С. Шумилина).

Использование при расчетах сейсмической сотрясаемости повышенных значений частоты возникновения землетрясений с $M_{\max} \geq 6.5$, наблюдаемых в каждом из сейсмоактивных регионов, привело к более реалистичным оценкам сейсмической опасности по сравнению с сильно заниженными прежними оценками карты ОСР-78.

Усовершенствованная методика расчета сейсмической опасности позволила оперировать протяженными сейсмическими очагами и вычислять амплитуды высокочастотных сейсмических колебаний путем расчета поля излучения вокруг двумерного прямоугольного некогерентного излучателя. Для учета влияния большого числа статистически зависимых факторов применена техника счета по Монте-Карло на основе протяженного во времени случайного каталога землетрясений.

Комплект карт ОСР-97 включает в себя:

- 1) карту зон возникновения очагов землетрясений (зоны ВОЗ), включающая в себя три основных структурных элемента каждого из сейсмоактивных регионов - линеаменты, домены и потенциальные очаги землетрясений, параметризованные в соответствии с долговременным средним сейсмическим режимом каждого из регионов;
- 2) карты сейсмического эффекта, создаваемого всеми структурными элементами зон ВОЗ и определяющего сейсмическую сотрясаемость земной поверхности;
- 3) пояснительную записку.

Созданный Комплект карт ОСР-97 позволяет оценивать степень сейсмической опасности на трех разных уровнях (А, В, С) в средних грунтовых условиях, характерных для соответствующих регионов. Для территории Российской Федерации этот комплект принят Госстроем России для использования в Строительных нормах и правилах (СНиП) «Строительство в сейсмических районах»:

Карта ОСР-97-А - соответствует 90%-ной вероятности не превышения расчетной интенсивности в течение 50 лет (или 10%-ной вероятности превышения) может быть предназначена для массового гражданского и промышленного строительства;

Карта ОСР-97-В - соответствует 95%-ной вероятности не превышения расчетной интенсивности в течение 50 лет (или 5%-ной вероятности превышения) - для объектов повышенной ответственности;

Карта ОСР-97-С - 99%-ной вероятности не превышения расчетной интенсивности в течение 50 лет (или 1%-ной вероятности превышения) - для особо ответственных объектов.

Таким образом, карты общего сейсмического районирования (ОСР) являются

основой для детального районирования (ДСР) сейсмоактивных территорий, микро-районирования (СМР) городов и населенных пунктов и необходимы для адекватной оценки сейсмической опасности и сейсмического риска.

Зоны возникновения очагов землетрясений выделяются на основании совместного анализа геолого-геофизических данных о строении литосферы и фактических материалов о сейсмичности крупных регионов.

Геологические критерии сейсмичности.

Потенциальная энергия, связанная с полем упругих напряжений в недрах Земли, накапливается во всей толще коры и верхней мантии, распределяясь в зависимости от конкретной геологической обстановки, т. е. от размещения крупных структурных единиц, состава и физических свойств горных пород. В процессе разрядки при землетрясении потенциальная энергия переходит в кинетическую (особенно в зонах активных тектонических разрывов) с излучением упругих сейсмических волн во все стороны от очага.

Первая стадия изучения сейсмической активности того или иного региона – это выявление его геологической истории не только за новейший и современный этапы, но и по возможности за более ранние периоды – мезозойский и палеозойский. В результате проведения таких работ в настоящее время можно констатировать, что в пределах альпийских складчатых областей и активизированных участков земной коры наиболее высокой сейсмической активностью отличаются краевые части, как правило связанные с зонами глубинных разломов. Повышенная сейсмичность характерна также для областей перестройки альпийского структурного плана новейшими и современными движениями, для периферических частей молодых наложенных депрессий, для участков крутых поворотов простираций альпийских складчатых структур. Тектоническая активность в новейший и современный этапы хорошо выражается в поверхностных структурных формах, отраженных в современном рельефе. Это участки контрастного рельефа, с интенсивными деформациями поверхностей выравнивания, морских и речных террас, а также другими геоморфологическими признаками.

Несомненна четкая связь сейсмических явлений с разрывными нарушениями, с их масштабами и площадным распространением. Наиболее сейсмичны глубинные, субвертикальные, активные в новейший и современный этапы зоны разломов и современные рифты.

Показателем контрастности новейших тектонических движений — одного из важных геологических критериев сейсмичности – являются градиенты скоростей вертикальных тектонических движений.

В океанических бассейнах высокой сейсмической активностью отличаются полосы резко выраженных, узких и крутых континентальных склонов в зоне перехода от коры материкового типа к коре океанического типа, участки коры и мантии, отвечающие глубоководным океаническим желобам.

Одним из критериев сейсмичности является рельеф поверхности Мохоровичича, ее наклон, разрывы и другие деформации. Поля крупных гравиметрических аномалий и их градиентов, в особенности изостатических, отражающих глубинное строение, также определяют возможность возникновения сильных землетрясений.

Изучение современных и палеосейсмотектонических дислокаций также может быть использовано для оценки сейсмической активности того или иного региона. Не всегда данные сейсмодислокаций позволяют достоверно оценить силу прошедших землетрясений, но они отражают площадное распространение последних.

Каждый признак в отдельности не всегда служит свидетельством повышенной сейсмичности, но наложение перечисленных признаков в одном и том же регионе дает право уверенно относить данный регион к сейсмоопасным, т. е. ожидать здесь возникновения очагов сильных землетрясений.

Сопоставление перечисленных выше и некоторых других признаков с накопленными к настоящему моменту сведениями о землетрясениях позволяет в первом приближении выделить на площади сейсмоопасной зоны участки, в пределах которых следует ожидать возникновения очагов землетрясений той или иной магнитуды.

Геофизические критерии сейсмичности.

Геофизические данные свидетельствуют об общем глубинном происхождении тектонических и сейсмических процессов и позволяют до некоторой степени оценить их количественно. Среди признаков, характеризующих подвижность тектонических структур и, следовательно, их потенциальную сейсмическую активность, следует назвать преимущественно блоковое строение земной коры в сейсмоактивных регионах и заметные различия в суммарной мощности коры и составляющих ее слоев. Эти различия находят отчетливое выражение в особенности геофизических полей, остро реагирующих на глубинные разломы и ослабленные зоны с разнотипным строением земной коры и верхней мантии.

К числу информативных признаков, характеризующих неоднородности вещественного состава и внутреннего строения земной коры, с которыми связаны проявления высокой сейсмичности, можно отнести: наличие резких гравитационных ступеней, смену знака поля (гравитационного, магнитного), существование областей с различным простираем линейных аномалий и резкое изменение простираций осей протяженных аномальных зон, наличие субгоризонтальных неоднородностей в разрезе земной коры и связанное с этим изменение скоростных параметров с глубиной.

Опыт использования геолого-геофизических характеристик применительно к задачам сейсмического районирования показывает, что в ряде случаев более правильным является выделение сейсмоактивных блоков, а не узких протяженных структур (например, Чаткальский сейсмоактивный блок в Средней Азии и др.).

При выполнении исследований, конечная цель которых состоит в сейсмическом районировании территории, нужно знать в первую очередь ее сейсмический режим. Сейсмический режим какой-либо области – это совокупность очагов землетрясений этой области, рассматриваемая в пространстве и во времени. Для целей сейсморайонирования важны долговременные средние («климатические»), а не быстро меняющиеся («погодные») характеристики сейсмического режима. Последние важны при рассмотрении прогноза отдельных землетрясений во времени – задача, о которой мы говорили на одной из предыдущих лекций.

Приближенно допускается, что сейсмический климат существенно не изменяется, остается стационарным на протяжении времени порядка нескольких десятилетий или столетий, иногда – тысячелетий. На такие промежутки времени и ориентированы расчеты по сейсморайонированию. Это допущение лежит в самой его основе и обычно оправдывается практикой.

Главные характеристики сейсмического режима – это сейсмическая активность A , наклон γ графика повторяемости землетрясений и энергетический класс K_{max} (или магнитуда M_{max}) максимального возможного в той или иной области землетрясения. Этими тремя параметрами дается простейшая количественная характеристика сейсмичных зон и их частей.

Сейсмическая активность A – средняя частота повторения землетрясений

определенной величины K (или магнитуды M) в единице объема или на единице площади очаговой области: если положить $K = 10$, за единицу площади принять $S = 1000 \text{ км}^2$, а за единицу времени – $T = 1$ год, то активность A получим в единицах A_{10} . На графике повторяемости землетрясений A соответствует его начальной ординате, отсчитываемой при определенном фиксированном значении величины K , обычно принимаемой равной 10; землетрясения величиной $K = 10$ обычно самые массовые и надежные из представительных $K \geq K_{\min}$.

Наклон γ графика повторяемости землетрясений, выражающего зависимость $N = N(K)$ (или $N = N(M)$) числа N землетрясений от их величины K (или магнитуды M), определяется формулой $\gamma K = -d \lg N / dK$. Говоря иначе - наклоном γ определяется соотношение количества больших и малых землетрясений. Обычно для достаточно больших территорий и времен наблюдения параметр γ варьирует в пределах $\gamma = 0,45 \div 0,55$, в среднем $\gamma = 0,5$, хотя узколокальные и кратковременные значения γ могут сильно флуктуировать. Величина γ определяется непосредственно из наблюдаемых графиков повторяемости.

$K_{\max}$ (или $M_{\max}$) определяет правое окончание графика повторяемости землетрясений. Величину $K_{\max}$ (или магнитуду $M_{\max}$) максимального возможного землетрясения в той или иной локальной области трудно или невозможно определить непосредственно из сейсмических наблюдений в этой области ввиду крайней редкости событий, близких к максимальным возможным. Нулевым приближением к максимальным возможным землетрясениям являются максимальные наблюдаемые события. При этом, конечно, максимальное возможное землетрясение может оказаться большим, чем максимальное наблюдаемое. Для суждений о максимальных возможных землетрясениях приходится дополнительно учитывать косвенные факторы, связанные с условиями в областях возникновения землетрясений: сейсмологические, другие геофизические, геологические и геодезические данные. Учет косвенных факторов делается либо интуитивными, качественными приемами геологического характера, либо посредством определенных, вполне формализованных расчетов.

Для применимости графика повторяемости надо, чтобы области, для которых ведутся определения, имели размеры, гораздо большие, чем размеры очагов землетрясений, которые в них попадают; надо учитывать, что линейные размеры очагов наибольших из землетрясений нередко достигают десятков и сотен километров.

В настоящее время разработан, совершенствуется и широко применяется корреляционный метод расчета максимальных возможных землетрясений по сейсмологическим, другим геофизическим, геологическим, геодезическим и геоморфологическим данным. В частности рассматриваются такие параметры, как сейсмическая активность, толщина и протяженность сейсмогенных слоев, функции и трансформанты гравитационного, магнитного, термического и других полей, геофизические данные о строении земной коры и свойствах пород, скорости и градиенты скоростей неотектонических движений, параметры систем разломов, скорости и градиенты скоростей современных движений.

В большинстве случаев после выделения «квазиоднородных» зон возникновения очагов землетрясений величина $M_{\max}$ для каждой отдельной зоны определяется на основании данных о наблюдававшихся наиболее сильных землетрясениях, происходивших в пределах этой зоны.

Значение параметров A и γ необходимо для расчета сейсмической сотрясаемости $B = B(I)$ (или среднего периода $T = 1/B$) – средней частоты повторения землетрясений той или иной интенсивности в данном пункте. Вероятность P того, что за

время t ожидания – срок действия сооружения и т.п. – в данном пункте произойдет хотя бы одно сейсмическое сотрясение интенсивностью I или больше, называют сейсмическим риском. Сейсмический риск определяется следующим образом: $P = t/T = tB$, если $t \ll T$ (эта формула – частный случай вероятностного распределения Пуассона).

Следует подчеркнуть, что оценка сейсмического риска является конечным результатом сейсмического районирования. Суть проблемы состоит в стремлении обеспечить равную относительную надежность сооружений, строящихся в зонах с разной вероятностью возникновения разрушительных землетрясений. Это социально-экономическая проблема, и непосредственная задача сейсмологов в этом отношении состоит в обеспечении надежных данных об оценке вероятности 6 – 9-балльных землетрясений.

Анализ графиков повторяемости и сейсмического режима необходим для решения вопроса о том, как часто в пределах зоны будут возникать землетрясения с $M > 7$, которые вызовут на большой площади сотрясения с интенсивностью 7, 8 и 9 баллов. Землетрясения с $M > 7$ повторяются обычно не чаще чем один раз в сотни лет. Разрушительные землетрясения – события редкие, даже в сейсмоактивных районах. Их функции распределения изучены плохо. Вероятность таких событий можно очень приблизительно оценить, пользуясь теорией статистики экстремальных значений. Можно утверждать с вероятностью 0,95, что землетрясение с $M = 7$ произойдет в пределах зоны не ранее чем через 50 лет, если период повторяемости такого события оценивается в среднем один раз за 1000 лет.

Таким образом, анализ графиков повторяемости землетрясений позволяет, хотя и очень приблизительно, подойти к оценке вероятности таких событий в ближайшие 50 лет, что и представляет практический интерес.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев А.С., Цибульчик Г.М. Применение обратной фильтрации при суммировании сейсмограмм удаленных землетрясений.- Геол. и геофиз., №3, 1973.
2. Болт Б. Землетрясения. Общедоступный очерк.- М.: Мир, 1981.
3. Бреховских Л. М., Волны в слоистых средах, 2 изд. М., 1973.
4. Буллен К. Е., Введение в теоретическую сейсмологию, пер. с англ., М., 1966.
5. Булин Н.К., Егоркин А.В. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям.- М.: Центр ГЕОН, 2000.
6. Голошубин Г.М., Куликов В.Н. Расчет обратных цифровых фильтров с элементами адаптации при преобразовании сигналов в методе обменных волн землетрясений.- Тр. ЗапСибНИГНИ, вып.105, 1975.
7. Гольцман Ф.М., Троян В.Н. Оптимальные алгоритмы разделения интерферирующих волн.- Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, №8, 1967
8. Егоркин А.В., Данилова Т.П., Рыбалов В.Р. Методика выделения обменных волн //Геология и геофизика.- 1979.- № 10.
9. Егоркина Г.В. Изучение анизотропии земной коры по записям сейсмических обменных волн.- Изв.АН СССР, сер. Физика Земли, №9, 1969.
10. Егоркина Г.В. Природа фазовых сдвигов при регистрации обменных проходящих волн типа PS.- Прикладная геофизика, №70, 1975.
11. Карус Е.В., Кузнецов О.Л. Прогноз землетрясений. /Итоги науки и техники, сер. Физика Земли, т.6.- М.: ВНИТИ, 1980.
12. Кондратьев И.К., Крылова А.И. Некоторые особенности способа предсказывающей доконволюции.- Прикл. геоф., вып.70, 1973.
13. Огаджанов В.А. Концепция геофизических исследований основанная на явлении дилатации горных пород //Геофизика.- 1998.- №4.- С.10-14.
14. Померанцева И.В., Мозженко А.Н. Сейсмические исследования с аппаратурой «Земля».- М.: Недра, 1977.
15. Ризниченко Ю.В. Избранные труды. Проблемы сейсмологии.- М.: Наука, 1985.
16. Ризниченко Ю.В. Расчет максимальных возможных землетрясений и сейсмической сотрясаемости /Сейсмическое районирование СССР.- М.: Наука- 1980.
17. Рудерман Е.Н., Ефимова Е.А. Возможности применения цифровой томографии для интерпретации геофизических данных.- М.: ВИЭМС, 1982.
18. Саваренский Е. Ф., Сейсмические волны, М., 1972.
19. Саваренский Е. Ф., Кириос Д. П., Элементы сейсмологии и сейсмометрии, 2 изд., М., 1955.
20. Сейсмическое районирование территории СССР. Методические основы и региональное описание карты 1978 г. /Под ред. В.И. Бунэ и Г.П. Горшкова.- М.: Наука, 1980.
21. Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений. Информационно-аналитический бюллетень.- М., 1995.- Вып.1.
22. Эйби Дж.А. Землетрясения.- М.: Недра, 1982.

СОДЕРЖАНИЕ

Сейсмическая активность Земли и строение Земли по данным изучения упругих волн.	3
1. Волны в природе, сейсмические волны.	3
2. Причины и сила землетрясений.....	7
3. Роль геофизики в прогнозе землетрясений.....	10
4. Прогноз землетрясений, параметры землетрясения.	11
5. Регистрация местных землетрясений, обработка данных и интерпретация.....	20 20
6. Использование данных о землетрясениях для решения геолого-геофизических задач.	26
7. Сейсмическое районирование.....	33

Учебное издание

Сергей Валерьевич Соломин

ФИЗИКА ЗЕМЛИ
Часть II (Сейсмология)

Учебное пособие

Дизайн, верстка, допечатная подготовка – Е.В.Моисеева
Дизайн обложки - Е.В.Моисеева

Издательство ООО «Научная книга»
410031, г. Саратов, ул. Московская, 35, оф. 233

Подписано в печать 15.09.2008. Формат 60x84 1/16
Бумага офсетная. Печать трафаретная.
Усл. печ. л. 5,1. Тираж 100 экз. Заказ № 3016 от 3.09.2008.

Отпечатано в типографии ООО «Метро-Принт»
410012, г.Саратов, ул. Рабочая, 105
Тел. (8452) 22-66-77, 51-47-80