

Лекция 8. СЕЙСМОЛОГИЯ И СЕЙСМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

В 8-ой лекции рассмотрены: общие представления о сейсмологии, краткое описание катастрофических землетрясений, оценка интенсивности землетрясений. Описание сейсмографов, сейсмической службы, сейсмическая модель Земли, сейсмические волны и годограф. Функция Грина и уравнение Адамса-Вильямсона. Собственные колебания Земли, анизотропия скоростей и splitting-функции. Приводится взгляд на прогноз землетрясения.

Сейсмология занимает особое место во всем спектре наук о Земле. Прежде всего, она имеет дело только с механическими свойствами и динамикой процессов в Земле. Во-вторых, она предлагает инструмент, с помощью которого можно изучать внутреннее строение Земли до самых больших глубин и с большей разрешающей способностью и надежностью, чем можно достичь в любой другой области геофизики. Высокая разрешающая способность и надежность достижимы по той причине, что из всех типов волн, которые могут наблюдаться после ослабления при прохождении через различные структуры внутри Земли, сейсмические волны являются наиболее короткими. Они подвержены наименьшим искажениям формы и наименьшему затуханию амплитуд по сравнению с другими объектами геофизических наблюдений, как, например, тепловой поток, статическое смещение, деформация, сила тяжести или электромагнитные поля.

Третьей отличительной особенностью сейсмологии является то, что она позволяет нам узнать *современное* состояние недр Земли. Сейсмология привлекает непосредственный интерес общества благодаря тому, что она нацелена на изучение тектонической активности, протекающей в *настоящее* время.

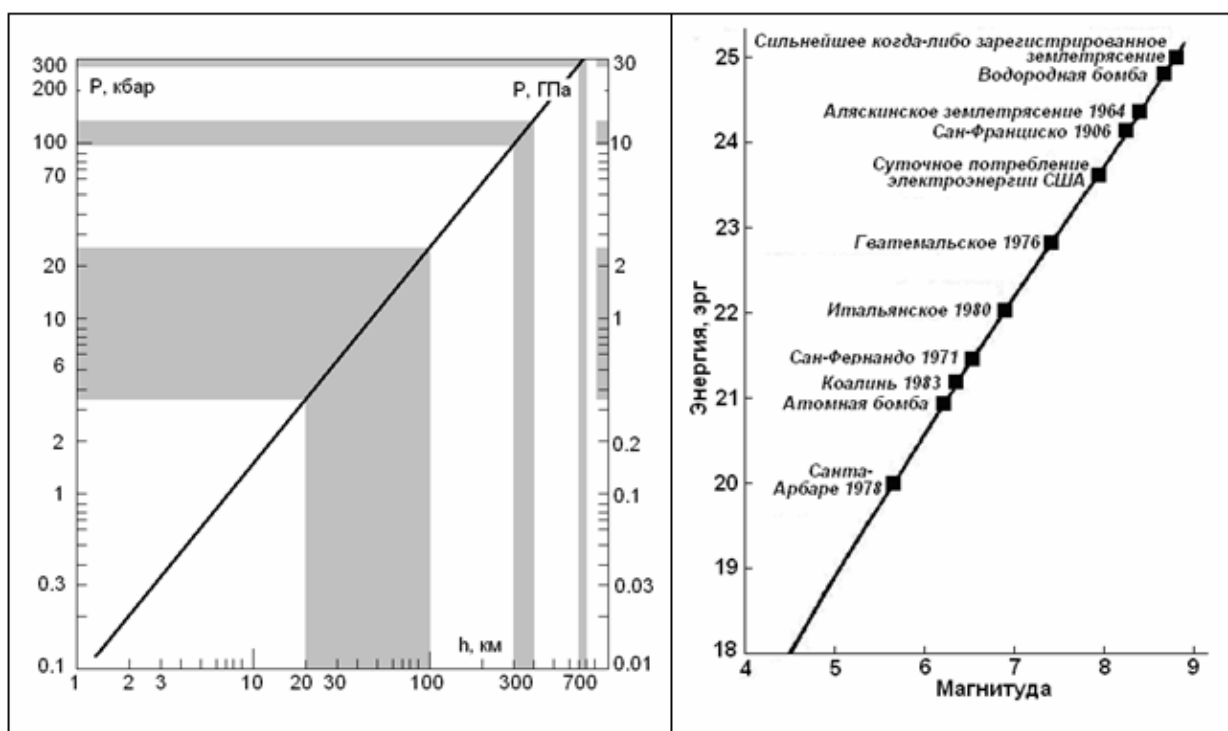


Рис. 1. Слева: глубины литосферы, на которых происходят землетрясения. Справа: сравнительная шкала энергии и магнитуды землетрясения и других высокоэнергетических процессов.

Методы сейсмологии, подобно другим геофизическим методам, применимы в громадном диапазоне масштабов. Эти масштабы можно классифицировать по размерам

сейсмических источников (как искусственных, так и естественных) и по размерам сейсмологической сети наблюдений. Взрывные заряды, применимые при сейсмологических наблюдениях, варьируют по величине от менее одного грамма до более одной мегатонны (диапазон 10^{12}). Диапазон вариации энергии землетрясений ещё больше: от самых слабых микроземлетрясений, - до таких грандиозных событий, как Чилийское землетрясение 22 мая 1960 г. Он достигает множителя примерно 10^{18} по силе эквивалентного точечного источника (сейсмическому моменту). Линейные размеры сети сейсмографов меняются от десятков метров при исследовании оснований промышленных сооружений до 10 000 км у глобальной сети сейсмических станций, т.е. в 10^6 раз.

Сейсмичность Земли.

Сейсмичность и вулканизм Земли, а так же способы их реализации, - тектонические землетрясения и вулканы, предназначенные для “сброса” накопившейся в Земле тектонической энергии, - являются общепланетарной особенностью. В основе этих грандиозных диссипативных процессов лежат два различных элементарных акта: образование трещины и возникновение расплава. И тот, и другой, являются реакцией среды на внешнюю нагрузку. Первый ведет к сейсмичности, второй - к вулканизму. Основная причина возникновения подобных явлений на Земле состоит в реализации принципа минимизации её потенциальной гравитационной энергии. Еще Ньютон заметил, что форма Земли соответствует расплавленному состоянию ее недр. По-видимому, присутствие на Земле вулканических процессов определяет это соответствие. Однако, не только вулканизм “отслеживает” соответствие формы Земли принципу минимизации энергии. Совсем недавно авторы (Chao et al., 1995) пришли к заключению, что землетрясения могут приводить к тому, что наша планета становится в большей степени сферической и более компактной, а ее гравитационная энергия уменьшается (не совсем ясным способом) “перекачиваясь” в тепло. Более того, эти авторы утверждают, что землетрясения не столько «сбрасывают» тектонические напряжения, сколько перераспределяют их влияние по литосфере Земли.

Распределение землетрясений по земному шару (рис. 2). Наибольшая сейсмическая активность наблюдается в Тихоокеанском поясе. Согласно таблицам Гутенберга и Рихтера, в нем выделилось 75,4% энергии неглубоких землетрясений, происшедших с 1904 по 1952 г., 22,9% — в Трансзиатской, или Альпийской зоне, протянувшейся от Индонезии через Гималаи к Средиземноморью. На остальную часть земного шара приходится менее 2%. Энергия, выделяющаяся при промежуточных и глубоких землетрясениях, в еще большей степени концентрируется в Тихоокеанском поясе.

Наибольшая сейсмичность проявляется у дугообразных структур на земной поверхности. Такую форму в наиболее интересных случаях имеют расположенные рядом океанические желоба, цепочки вулканических островов. К последним приурочены аномалии силы тяжести, а очаги землетрясений располагаются здесь вдоль плоскости, уходящей в глубь Земли под углом 45° .

Вообще география землетрясений очень пестра. Даже в европейских странах, которые по современным представлениям стабильны в сейсмическом отношении, время от времени бушуют серьезные подземные бури. Прежде всего, это относится к странам побережья Северного моря, Бельгии, Швейцарии и другим странам Европы. До настоящего времени землетрясений не наблюдалось только в Антарктиде, несмотря на то, что там есть и молодые горы, и действующие вулканы. Это - своего рода сейсмологическая загадка.

Глубокофокусные землетрясения происходят реже и сконцентрированы в более ограниченных зонах, чем мелкофокусные. Практически все глубокие землетрясения происходят в Тихоокеанском поясе. Самый глубокий толчок зафиксирован на глубине 720 км; более глубокие части Земли абсолютно асейсмичны.

Создается впечатление, что все землетрясения вплоть до глубины 720 км связаны с общей системой движений, происходящих в мантии и коре. Распределение землетрясений по поверхности Земли показывает, что глубокие и поверхностные землетрясения приурочены к одним и тем же географическим районам. Возможно, все они определяются общим глубинным механизмом.

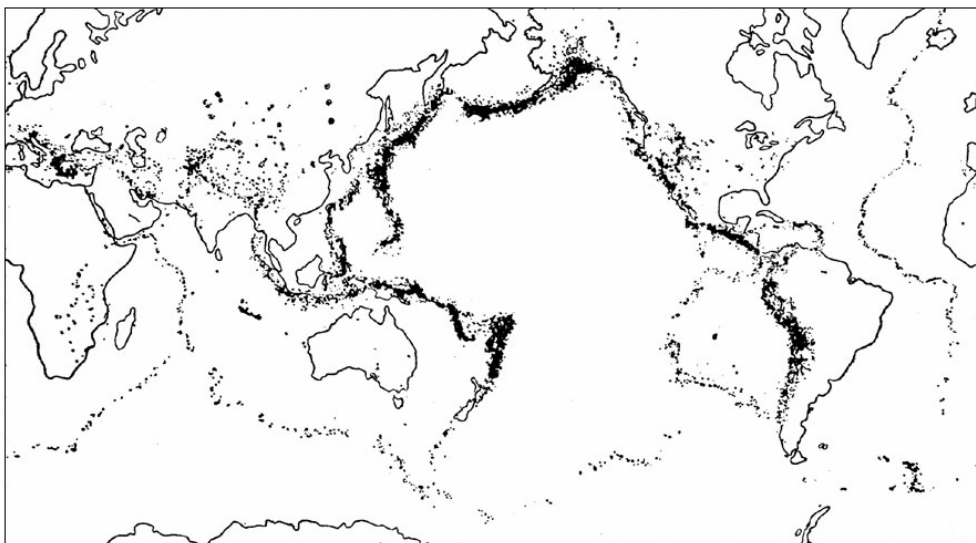


Рис. 2. Распределение сейсмичности на Земле.

Сейсмичность Земли как процесс самоорганизации. Сейсмичность Земли является результатом действия на Земле процессов самоорганизации. По-видимому, сейсмичность, в этом плане, является неотъемлемой частью процессов самоорганизации, неся на себе своеобразную роль диффузии (перколяции) напряжений. Роль переноса в этих процессах выполняет, в таком случае, движение (дрейф, растекание) литосферы. По-видимому, понять природу самоорганизующихся процессов, происходящих на Земле, можно только после того, как будет достигнута необходимая ясность в физике движения (геодинамике) литосферы и физике самого землетрясения.

Принципиальный момент ударно-волновой модели землетрясения состоит в том, что в геологической среде, которая подвержена только литостатической нагрузке ($\sigma \downarrow$), землетрясение возникнуть не может. Только образование в напряженной геологической среде когерентности акустических свойств и возникновение дальнего порядка и, как следствие этого, - возникновение землетрясения, возможно только при векторном сложении литостатической и касательной нагрузок. Более того, должно соблюдаться вполне определенное их соотношение. На Земле возникновение тангенциальных (касательных) напряжений (σ_{τ}) приводит к растеканию литосферы (движению плит), которое может служить своеобразным «переносчиком» напряжений на сравнительно большие расстояния (аналогично тому, как это происходит в гидравлике). Таким образом, в сейсмичности Земли можно выделить цепочку взаимодействующих друг с другом процессов: «возникновение σ_{τ} → течение литосферы → смещение литосферных масс → возникновение соответствия: $\sigma_{\tau} + \sigma \downarrow$ → землетрясение → смещение литосферных масс → изменение величины σ_{τ} → течение литосферы и т.д.». В этой цепочке можно выделить два основных элемента: дрейф – течение литосферы и диффузия - перераспределение напряжений при землетрясениях. Сумма этих процессов, взаимодействующих между собой и приводящих к их взаимному усилению, является необходимым условием для самоорганизации. В соответствии с обоснованным нами принципом минимизации гравитационного потенциала (минимизации высоты геоида), цель самоорганизующихся на

Земле процессов подобного типа состоит в приведении зон глубоководных желобов и островных дуг (зон субдукции) к гравитационному (изостатическому) равновесию.

Рассмотрим в качестве примера самоорганизации результаты исследований эффекта миграции сейсмичности вдоль зон субдукции Тихого океана. Остановимся на двух недавних работах (Кузнецов, Кейлис-Борок, 1997; Рундквист и др., 1998), хотя таких исследований много больше. В первой работе авторы выделили цепочку сейсмической активности, начавшейся со второй половины 40-х годов в районе Новой Зеландии - Тонга и мигрирующей вдоль Тихоокеанического пояса по «часовой стрелке» до Южной Америки. Этот этап закончился известным сильнейшим Чилийским землетрясением 1960 г. Сейсмическая активность распространялась, по оценке авторов, со скоростью около 3000 км/год ($v \approx 10$ см/с). Во второй работе рассмотрен более поздний период времени (1963 – 1995 гг.) и выявлена миграция активности сейсмичности Тихоокеанического пояса в обратном (к первой работе) направлении, преимущественно «против часовой стрелки», примерно с такой же скоростью. Характерный размер кластера (сейсмоактивного сегмента) составляет ~ 1000 км ($l \approx 10^8$ см). Зная v и l , можно оценить диффузионный параметр сейсмичности γ ($\gamma \approx 10^9$ см²/с).

Используем формулу фрактальной размерности D : $D = (\alpha/\gamma) \cdot l$ и оценим скорость течения литосферы α (скорость дрейфа): $\alpha \approx D^2 \gamma / l$, т.к. $D \approx 1$. Величина α составляет примерно 10^{-7} см/с, что соответствует скорости растекания литосферы (до 10 см в год). Приведенная оценка показывает, что сейсмичность Тихоокеанического пояса (составляющая примерно 80 % полной сейсмичности Земли) непосредственно связана с растеканием литосферы (движением плит). Этот вывод тривиален и именно в таком виде он следует из плитной тектоники. В нашей модели он наполнен принципиально другим физическим смыслом. Суть его состоит в том, что на Земле в настоящее время реализуется принцип минимизации гравитационной энергии, происходят самоорганизующиеся процессы переноса и диффузии, направленные на минимизацию высоты геоида в районе островных дуг и зон субдукции. Результатом влияния этих процессов является возникновение пространственных кластеров-фракталов в виде сейсмоактивных зон (сегментов) и сейсмического фликкер-шума, фиксируемого как известный закон Гутенберга-Рихтера. Дрейф сейсмичности сначала по «часовой стрелке», а потом – «против», должен быть связан (по нашей модели) с изменением вектора течения (дрейфа плит). К сожалению, нам неизвестно точно, как изменялась скорость растекания литосферы за последние 50 лет, и поэтому нет возможности убедиться в правомерности (или ошибочности) нашей модели. Однако, можно попытаться получить эту информацию, например, анализируя вертикальные движения земной коры в зонах субдукции и изменения уровня Тихого океана.

Физика землетрясения изучается в различных научных центрах мира более 80 лет. Начало этим исследованиям было положено Х.Ф.Рейдом (Reid, 1911), когда он выдвинул свою «теорию упругой отдачи» (рис.3), которая сохранила основную суть и используется сейсмологами до настоящего времени. Эта теория базировалась на хорошо заметной аналогии между структурами разлома, образовавшегося в момент землетрясения в Сан-Франциско в 1908 г., и разлома Сан-Андреас, на котором построен этот город, оказавшийся в 1908 г. практически разрушенным. Суть модели Рейда состояла в том, что трещина, которая привела к разрушению города, распространялась с глубины несколько десятков километров к поверхности Земли и оказалась внешне очень похожей на существовавший здесь разлом Сан-Андреас. Идея Рейда в других случаях сильных землетрясений не нашла такого яркого, как это было в Сан-Франциско, подтверждения. Прошло много лет после того, как Рейд сформулировал свою идею упругой отдачи. За прошедшие с тех пор годы было высказано много похожих идей, однако, физика землетрясения так и осталась не ясной.

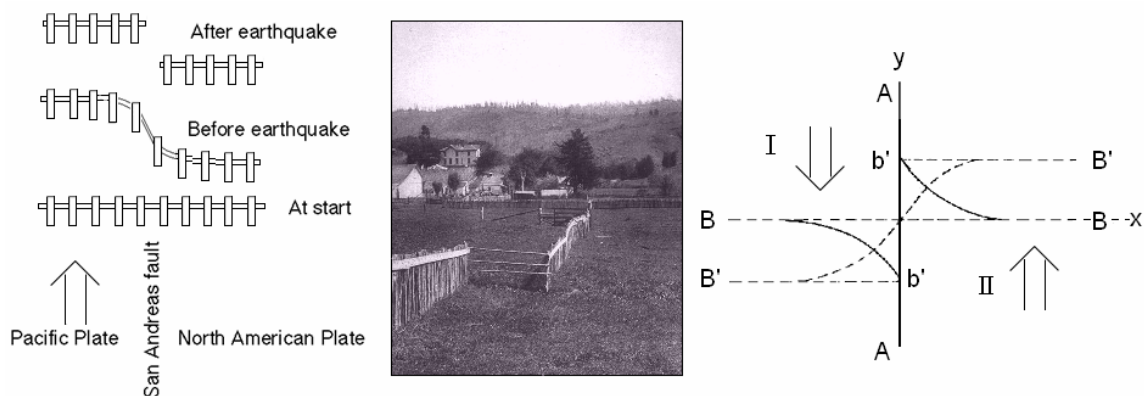


Рис.3. Принцип упругой отдачи Рейда.

Модели сейсмичности. Модель Барриджа-Кнопова. Модель Барриджа-Кнопова (Б-К) (Burrige, Knopoff, 1967), высказанная более 40 лет тому назад с целью объяснить появление повторных ударов землетрясений, в последние годы получила преобладающее над другими идеями развитие.

Суть Б-К модели ясна из рис. 4 (Brown, et al., 1991), на котором показано, что движущаяся плита соединена с неподвижной плитой посредством N -дискретных элементов (блоков), связанных между собой и плитами, посредством “пружин” (реологических параметров). Идею stick-slip можно пояснить на примере санок, стоящих на поверхности с трением, которые тянут веревкой с пружиной. В начале натягивается пружина, а санки стоят, затем, когда усилие становится больше чем сила трения, санки начинают движение скачком. Если таких “санок” много, как в Б-К модели, то взаимное влияние дискретных элементов (санки, “прыгая”, дергают за собой другие) может приводить к тому, что одновременно в spring-block модели могут “прыгнуть” сразу несколько элементов. Это, по Б-К, и есть “главный удар” землетрясения, в то время как “прыжки” других блоков, это повторные удары, или афтершоки. Модель Б-К исследовалась в лаборатории экспериментально и на компьютере, - численно (Burrige, Knopoff, 1967). В результате было показано, что модель проявляет свойства, присущие экспериментальному закону повторяемости землетрясений Гутенберга-Рихтера. В экспериментах наблюдалось подобие главного удара (main shock), форшоков и афтершоков.

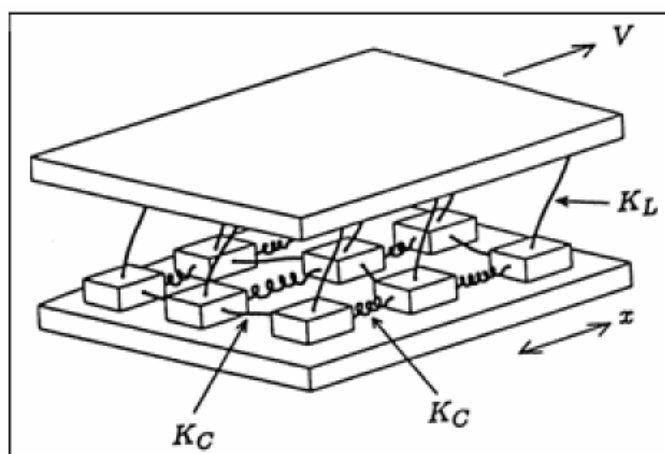


Рис. 4. Модель Барриджа-Кнопова

Уравнение движения дискретных элементов в Б-К модели (Burrige, Knopoff, 1967):

$$m_j \frac{d^2 x_j}{dt^2} = T_j - T_{j-1} + T_j^* + F_j^*, \quad j = 1, 2, \dots, N, \quad (1)$$

где m_j - масса дискретного элемента, $T_j = \mu_j(x_{j+1} - x_j)$ - напряжение в пространстве между двумя элементами: $j + 1$ и j , $T_j^* = -\lambda_j(x_j - Vt)$ - сила, вызывающая “прыжок” j -того элемента, V - его скорость, μ_j , λ_j и m_j - положительные константы, F_j^* - функция скорости dx_j/dt , в которую входят: сила трения, эффекты излучения и вязкости. Предполагается, что:

$$F_j^* = -E_j(dx_j/dt) + F_j(dx_j/dt) \quad (2)$$

где $-E_j(dx_j/dt)$ - “отвечает” за излучение, а $F_j(dx_j/dt)$ - показывает комбинацию эффектов, связанных с вязкостью и трением.

При экспериментальном изучении поведения образцов горных пород при нагружении внешним давлением было обнаружено, что действующая на образец сила изменяется в зависимости от величины регистрируемого изменения длины образца в “виде пилы”. Б-Б модель нашла геологическое объяснение этим результатам как “прерывистое скольжение” (stick-slip) двух плит друг по другу вдоль разлома при наличии трения (Brown, et al., 1991).

Несмотря на то, что Б-К и Б-Б модели были высказаны еще 30 лет назад, интерес к ним у ученых возрос лишь в последние годы. Это объясняется тем, что наметились определенные успехи в физике нелинейных явлений, в частности, в области т.н. самоорганизующихся систем. Модель Б-К была признана как вполне подходящая основа для отработки этих идей. Кроме этого, в настоящее время принято считать, что эта модель, из всех других, наиболее адекватна землетрясению.

Все Б-К модели базируются на фундаментальном экспериментальном законе Гутенберга-Рихтера, согласно которому число землетрясений N с энергией E :

$$N_{(E_0 > E)} \sim E^{-B} \quad (3)$$

Интенсивность землетрясений.

Для изучения землетрясения необходимо определить инструментальным способом его силу, место возникновения и частоту происхождения этих явления в данном месте и преимущественные места их возникновения. Возбуждаемые землетрясением упругие колебания подобно лучу света от прожектора способны осветить детали строения Земли.

Землетрясения различают по интенсивности, происхождению, глубине очага. Интенсивность землетрясений в России и в большинстве других стран оценивается по 12-бальной шкале. Землетрясение силой в 1 балл не ощущается, а отмечается только приборами. Землетрясение в 12 баллов является сильной катастрофой. Наблюдаются тяжелые разрушения всех сооружений, изменение русел рек, образование водопадов. Происходят сильные изменения рельефа местности на больших пространствах. На поверхности грунта видны волны, подобные - морским. Иногда наблюдается подбрасывание отдельных предметов.

По происхождению землетрясения бывают тектонические, вулканические, обвальные. По глубинам очагов землетрясения делятся на обыкновенные (< 70 км), промежуточные (70-300 км) и глубокие (300-700 км).

Количественную оценку силы землетрясения можно выразить отношением α/g (коэффициент сотрясения), где $\alpha = 4\pi^2 a/T$ – амплитуда ускорения почвы при гармоническом колебании:

$$x = a \sin(2\pi/T)t \quad (4)$$

(a — амплитуда смещения почвы); α может быть измерена непосредственно специальными приборами.

Б. Б. Голицын предложил оценивать энергию землетрясения на расстоянии Δ по формуле:

$$F_\Delta = \frac{E}{2\pi\Delta^2} e^{-k\Delta}, \quad M = \lg \frac{a}{T} + f(\Delta, h) + C, \quad (5)$$

где E - энергия колебания в очаге, k — эмпирическая константа.

Интенсивность проявления землетрясений на поверхности измеряется в *баллах* и зависит от глубины очага и магнитуды землетрясения, служащей мерой его энергии.

Интенсивность землетрясений оценивается в сейсмических баллах (Таблица)

I балл	Не ощущается людьми
II балла	Ощущается в спокойной обстановке на верхних этажах зданий.
III балла	Ощущается в помещениях; кажется, будто под окнами проезжает легкий грузовик. Качаются висючие предметы
IV балла	Кажется, будто проезжает тяжелый грузовик; звенят оконные стекла, посуда, скрепят двери.
V баллов	Ощущается на улице; просыпаются люди, выплескивается из посуды жидкость.
VI баллов	Ощущается всеми; испуганные люди выбегают на улицу; трескается штукатурка и кирпичная кладка; сдвигается и переворачивается мебель; лопаются оконные стекла.
VII баллов	Трудно стоять на ногах; ощущается водителями движущихся автомобилей; осыпается штукатурка, падают кирпичи, керамическая плитка и т.д.; звенят большие колокола; на поверхности водоемов возникают волны.
VIII баллов	Трудно вести автомобиль; падает штукатурка, рушатся некоторые кирпичные стены, дымовые трубы, башни, памятники; обламываются ветки деревьев; в сыром грунте образуются трещины.
IX баллов	Общая паника; лопаются каркасы строений и подземные трубы; образуются значительные трещины в грунте и песчаные воронки.
X баллов	Рушится большинство кирпичей кладки, каркасных сооружений и фундаментов; серьезные повреждения плотин и насыпей; рушатся мосты; мощные оползни.
XI баллов	Серьезная деформация железнодорожных путей; полностью выходят из строя подземные трубопроводы.
XII баллов	Практически полное разрушение; нарушение линии горизонта; взлетают в воздух отдельные предметы.

Сейсмические волны проходят внутри земного шара в тех местах, которые недоступны наблюдению. Все, что они встречают на пути, так или иначе их изменяет. Поэтому анализ сейсмических волн помогает выяснить внутреннее строение Земли.

При помощи сейсмографа можно оценить энергию землетрясения. Слабые землетрясения высвобождают энергию порядка 10 000 кг/м, т.е. достаточную, чтобы поднять груз весом 10 тонн на высоту 1 м. Этот энергетический уровень принимается за ноль, землетрясению, имеющему в 100 раз больше энергии соответствует 1, еще в 100 раз более сильному соответствуют 2 единицы шкалы. Такая шкала называется шкалой Рихтера в честь известного американского сейсмолога из Калифорнии Ч. Рихтера. Число в такой шкале называется магнитудой и обозначается - M . В самой шкале верхний предел не

предусмотрен, по этой причине шкалу Рихтера называют открытой. В действительности сама Земля создает практический верхний предел. Самые сильные из зарегистрированных землетрясений имели магнитуду 8,9. Таких землетрясений с начала инструментальных наблюдений зарегистрировано два, оба под океаном. Одно произошло в 1933 у берегов Японии, другое – в 1906 у берегов Эквадора. Таким образом, магнитуда землетрясения характеризует количество энергии, выделяемой очагом во все стороны. Эта величина не зависит ни от глубины очага, ни от расстояния до пункта наблюдения. Сила проявления землетрясения зависит не только от магнитуды, но и от глубины очага (чем ближе очаг к поверхности, тем больше сила его проявления), от качества грунтов (чем более рыхлый и неустойчивый грунт, тем больше сила проявления). Имеет значение, конечно, и качество наземных построек. Сила проявления землетрясения на земной поверхности определяется по шкале Меркалли в баллах. Баллы отмечаются цифрами от I до XII (цифры римские, чтобы не было путаницы с магнитудой).

Под сейсмичностью подразумевается географическое распределение землетрясений, их связь со строением земной поверхности и распределение по энергиям или магнитудам.

Очаг землетрясения - объем геологической среды, где происходят разрывы пород и высвобождение упругих напряжений. Размер области очага и величина сбрасываемых упругих напряжений обуславливают энергию сейсмических волн и магнитуду землетрясения. Так, протяженность очага землетрясения с магнитудой $M = 7.0$ и более превышает 50 км. Мерой величины очага является также сейсмический момент - произведение модуля сдвига горных пород на площадь разрыва и амплитуду смещения. Место в очаге, в котором начинается разрыв, называется гипоцентром (фокусом) землетрясения, а его проекция на земную поверхность - эпицентром. По типу смещения пород в очаге он может быть охарактеризован как сдвиг, сброс, надвиг или более сложная их комбинация. Очаги, в зависимости от глубины расположения, подразделяются на мелкофокусные - в пределах земной коры до глубины 70 км; промежуточные - в верхней мантии в интервале глубин 70-300 км и глубокофокусные на глубине от 300 до 600-700 км. Последние связаны с зонами субдукции (погружения) литосферных плит в мантию Земли.

Интенсивность в баллах (выражающихся целыми числами без дробей) определяется при обследовании района, в котором произошло землетрясение, или опросе жителей об их ощущениях при отсутствии разрушений, или же расчетами по эмпирически полученным и принятым для данного района формулам. Среди первых сведений о произошедшем землетрясении становится известной именно его магнитуда, а не интенсивность. Магнитуда определяется по сейсмограммам даже на больших расстояниях от эпицентра.

Интенсивность проявления землетрясений на поверхности измеряется в баллах и зависит от глубины очага и магнитуды землетрясения, служащей мерой его энергии. Магнитуда связана с полной энергией землетрясения, но эта зависимость не прямая, а логарифмическая, с увеличением магнитуды на единицу энергия возрастает в 100 раз, т. е. при толчке с магнитудой 6 высвобождается в 100 раз больше энергии, чем при магнитуде 5, и в 10 000 больше, чем при магнитуде 4.

Часто в средствах массовой информации, оповещающих о сейсмических катастрофах, отождествляется шкала магнитуд (Рихтера шкала) и сейсмическая шкала интенсивности, измеряемая в сейсмических баллах, т. к. журналисты, сообщающие о 12 баллах "по шкале Рихтера", путают магнитуду с интенсивностью.

Интенсивность тем больше, чем ближе очаг расположен к поверхности, так, напр., если очаг землетрясения с магнитудой, равной 8, находится на глубине 10 км, то на поверхности интенсивность составит 11-12 баллов; при той же магнитуде, но на глубине 40-50 км воздействие на поверхности уменьшается до 9-10 баллов.

Табл. 1. Примерное соотношение магнитуды и бальности в зависимости от глубины очага

h, км	Магнитуда			
	5	6	7	8
10	7	8 — 9	10	11 — 12
20	6	7 — 8	9	10 — 11
40	5	6 — 7	8	9 — 10

Магнитудой землетрясения называется его численная характеристика, определяемая по амплитудам сейсмических волн, рождающихся в очаге. Магнитуда для поверхностных волн обозначается как M , для объемных волн - m . Впервые шкала магнитуд предложена Рихтером. В дальнейшем она была усовершенствована. Магнитуду можно определить по формуле:

$$M = \lg \frac{a}{T} + f(\Delta, h) + C, \quad (6)$$

где a — амплитуда смещения почвы (в мкм) в поверхностных волнах, T - преобладающий период (в с), Δ - эпицентральное расстояние, измеряемое углом между радиусами, проведенными из центра Земли через очаг землетрясения и через сейсмическую станцию, h - глубина очага землетрясения. Функция $f(\Delta, h)$ является результатом обработки многочисленных записей и учитывает убывание амплитуды волны с расстоянием. Последний член C , - представляет собой «станционную» поправку, учитывающую условия установки регистрирующей аппаратуры. Функция $f(\Delta, h)$ приводит наблюдения к единому эпицентральному расстоянию, для которого можно уже непосредственно сравнивать амплитуды волн. Начало отсчета шкалы выбирается по достаточно малой стандартной амплитуде, которая считается соответствующей землетрясению с магнитудой, равной нулю. Самое сильное землетрясение — это Ассамское (1952 г.), его магнитуда 8,7. Современная аппаратура позволяет регистрировать землетрясения с магнитудой до - 2, - 3 с точностью $\pm 0,1$.

Существует зависимость между магнитудой и полной энергией землетрясения E . Величина a/T - служит мерой деформации грунта под действием сейсмической волны. Связь между E и M выражается эмпирической формулой:

$$\lg E = A + BM \quad (7)$$

Коэффициенты A и B определяются сравнением магнитуды с энергией сейсмических волн от землетрясений той же магнитуды. Такое определение A и B связано с тем, что энергия волны в единице объема горной породы пропорциональна квадрату деформации. Если бы землетрясения разной магнитуды возбуждали цуги волн одинаковой формы, то коэффициент B был бы равен 2. На самом деле спектр и длина цуга волн зависят от магнитуды.

По Гутенбергу и Рихтеру уравнение (7) записывается так:

$$\lg E = 11,8 + 1,50M \quad (8)$$

или для объемных волн

$$\lg E = 6,5 + 2,3m, \quad (9)$$

где магнитуда объемных волн m равна $2,5 + 0,63M$.

Если подставить в (8) $M = 8,7$, то для самого сильного землетрясения получим $E = 5 \cdot 10^{24}$ эрг. Это громадная энергия, которая составляет 0,05% от полного количества тепла, теряемого за год всей Землей ($\sim 10^{28}$ эрг). Отсюда можно сделать вывод, что процессы, определяющие накопление такой большой энергии в очагах, должны определяться основными свойствами мантии, они не могут быть случайными.

Для сравнения укажем, что энергия, выделившаяся при взрыве атомной бомбы в Хиросиме, $\sim 10^{20}$ эрг. Однако если взорвать все накопленные к настоящему времени

ядерные заряды ($Q > 5 \cdot 10^{10}$ т), то это будет равносильно небывалому землетрясению с магнитудой больше чем 11,3: (Q — заряд в килотоннах). Эта формула применима при расчетах подземных ядерных взрывов.

Если подсчитать энергию, выделяющуюся всеми землетрясениями за год, то мы увидим, что наибольшую энергию производит катастрофическое (одно!) землетрясение, остальные добавляют еще 15% от величины $5 \cdot 10^{24}$ эрг для $M = 8,7$.

Очаги землетрясений, ранжированные по магнитуде M , распределены упорядоченно не только по времени (закон Гуттенберга и Рихтера), но и в пространстве (Уломов, 1999). Как оказалось, среднестатистические расстояния d_M (км) между эпицентрами ближайших пар сейсмических очагов размерами L_M (км) и магнитуды M описываются соотношениями:

$$d_M = 10^{(0.6M-1.94)}; \quad L_M = 10^{(0.6M-2.5)}$$

Величина d_M фактически характеризует средний размер геоблоков, способных генерировать землетрясения магнитудой M . Коэффициент 0.6 при M свидетельствует об изменении размеров очагов L_M и соответствующих межэпицентральных расстояний d_M в 2 раза при каждом последовательном шаге в 0.5 единицы магнитуды. Величина d_M/L_M равна 3.63 и не зависит от магнитуды землетрясения. К примеру, для магнитуды $M = 3$, $d_M \approx 700$ м, а $L_M \approx 200$ (см. рис. 5).

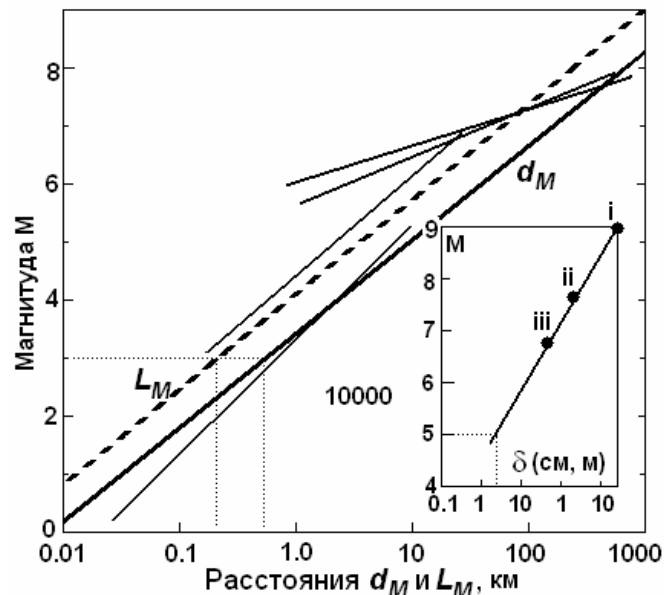


Рис. 5. Магнитуда землетрясения M – размер геоблока d_M , длина разлома L_M (Уломов, 1999). Тонкие линии – данные по длине разломов различных авторов. На врезке: зависимость $M - \delta$. Точки показывают параметры землетрясений на Суматре (i), Алтае (ii) и в Калифорнии (iii).

Многочисленные наблюдения сейсмологов позволили выявить связь между магнитудой землетрясений и длиной разлома (тонкие линии на рис. 5). Для ГУ – длина разлома связана с размером шахты (геоблоком). Согласно (Уломов, 1999), магнитуда $M = 4.7$ соответствует $L_M \approx 2.5$ км, а $d_M \approx 8$ км. Линейный размер очага техногенного землетрясения вполне мог достигать такой величины. Оценим максимально возможные величины L_M и d_M учитывая известные размеры этой шахты. Размеры шахтного поля шахты Распадская: по простиранию - 12,7 км, по падению - 4,3 км, площадь - 54,5 кв.км. (<http://premier.gov.ru/visits/ru/11167/info/11170/>). Естественно считать максимальный размер шахты – размером геоблока. Согласно рис.5, при размере геоблока $d_M \approx 13$ км, максимальная магнитуда землетрясения может достигать $M = 5$, длина разлома при этом: $L_M = 3.8$ км. Это очень сильное землетрясение, напомним, что это максимально возможное его значение для шахты размером с Распадскую. Например, для землетрясения

магнитудой $M = 6$, $L_M \approx 15$ км, а $d_M \approx 50-60$ км, что явно больше размеров среды, охваченной одной шахтой. В этом случае мы имеем дело уже с тектоническим землетрясением. Ещё один пример. Размер очага одного из самых сильных землетрясений, произошедших 26 декабря 2004 г. вблизи о. Суматра магнитудой $M = 9$, $L_M \approx 1000$ км.

Известно, что в момент землетрясения часть грунта разуплотняется и превышает прежний уровень на величину δ . Оценим связь между δ и магнитудой M из следующих соображений. По всей вероятности, она должна быть пропорциональна магнитуде землетрясения M , предположим, что $M \sim \lg \delta$. Из наблюдений, выполненных на Чуйском землетрясении 2003, $M = 7.5$, $\delta = 100$ см, на Нортриджском землетрясении (Калифорния) 1994: $M = 6.7$, $\delta = 50$ см. Для сравнения: при землетрясении на Суматре (2004) $M = 9$ разуплотнение достигало 20 м. Построим зависимость $M \sim \lg \delta$, для трех известных землетрясений (врезка на рис. 5).

Изучение землетрясений. Изучением землетрясений занимается сейсмология. Сейсмические волны, возникающие при землетрясениях, используются также для изучения внутреннего строения Земли, достижения в этой области послужили основой для развития методов сейсмической разведки. Наблюдения за землетрясениями ведутся с древнейших времен. Детальные исторические описания, надежно свидетельствующие о землетрясениях с сер. 1 тыс. до н.э., даны японцами. Большое внимание сейсмичности уделяли и античные ученые – Аристотель и др. Систематические инструментальные наблюдения, начатые во 2-ой пол. 19 в., привели к выделению сейсмологии в самостоятельную науку (Б.Б.Голицын, Э.Вихерт, Б.Гутенберг, А.Мохоровичич, Ф.Омори и др.).

Свойства сейсмических волн в дальней зоне. Определение положения гипоцентра. Смещение частиц среды в Р-волне:

$$u_P(x, t) \sim 1/4\pi r \alpha^2 \cdot 1/r \cdot X_0 \cdot (t - r/\alpha),$$

аналогично, для смещения частиц в S-волне:

$$u_S(x, t) \sim 1/4\pi r \beta^2 \cdot 1/r \cdot X_0 \cdot (t - r/\beta),$$

где α и β скорости V_P и V_S – соответственно.

Отсюда следует, что отношение амплитуд смещения частиц в этих волнах:

$$u_P(x, t) / u_S(x, t) \sim (V_S / V_P)^2, \tag{10}$$

примерно в 3 раза меньше в Р-волне, чем в S-волне.

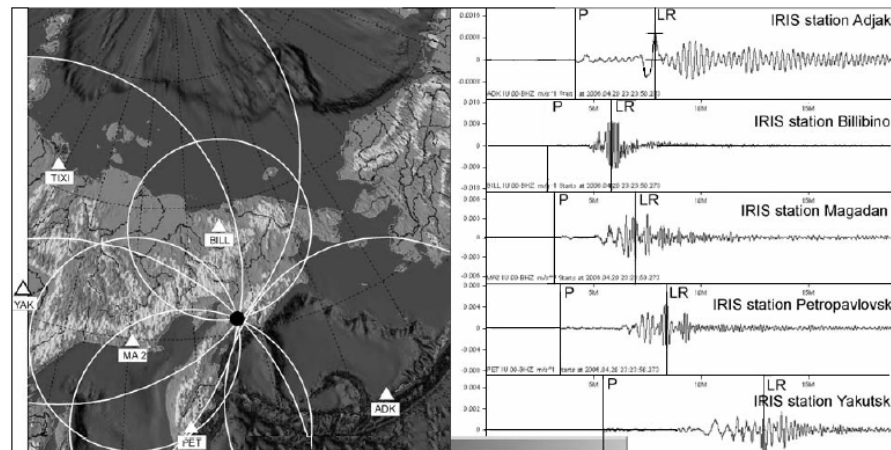


Рис. 6. Определение положения эпицентра Олюторского землетрясения 2006 г.

Разность времен прихода волн четко связано с расстоянием от источника до точки приема. Это свойство используется для оценки координат эпицентра землетрясения по данным сети сейсмостанций.

В качестве примера приведем оценку положения эпицентра Олюторского землетрясения 2006 г. по данным нескольких сейсмостанций Магадана, Якутска, Петропавловка-Камчатского и др. (рис. 6). Справа на этом рисунке приведены сейсмограммы первых вступлений сейсмических P- и S-волн на различных сейсмостанциях.

Диаграммы первых вступлений. Механизм очага землетрясения является одним из важнейших параметров, характеризующих сейсмическое событие. В современной сейсмологии он связывается с внезапной подвижкой горных пород, сопровождающейся излучением сейсмических волн по поверхности ослабленной прочности, и отражает одновременно пространственную ориентацию осей главных напряжений, возможных плоскостей разрывов и подвижек в очаге землетрясения.

История изучения механизма очага началась в начале 20-го века, когда профессор Сида из университета г. Киото (Япония) обнаружил, что на станциях, расположенных по разные стороны от эпицентра землетрясения, первые импульсы на сейсмограммах являются разнонаправленными и подчиняются некоторой закономерности. В разных азимутах первые смещения на сейсмограмме показывают либо направленность от очага (сжатие на станции, или плюс), либо к очагу (растяжение на станции, или минус). Как правило, распределение импульсов противоположного знака позволяет провести две перпендикулярные линии, отделяющие области расширения (растяжения) от областей сжатия (модель двойного диполя). Эти линии получили название нодальных. Более того, достаточно закономерно "ведет себя" и амплитуда первых смещений: чем ближе станция расположена к нодальной линии, тем меньше амплитуда. Таким образом, нодальные линии образуют 4 квадранта, соседние квадранты имеют разные знаки вступлений, а противоположные - одинаковые.

В качестве входной информации используются, главным образом, знаки первых вступлений продольных волн (P). Выделить знаки вступлений поперечных волн (S) на фоне коды P-волн гораздо труднее. Кроме того, при определении механизма очага можно использовать отношения амплитуд разных типов волн (SV/P, SH/P, SV/SH). Чтобы объяснить наблюдаемое распределение полярности первых вступлений сейсмических волн по азимуту, было предложено несколько теоретических моделей очага с разными системами сил, действующих в точечном источнике. Теория излучения упругих волн точечным источником начала разрабатываться еще в 19-ом столетии (теория упругости Лява); в сейсмологии основы теории сейсмических источников заложил Накано в 1923 г. Основными типами точечных источников являются: сосредоточенная сила, диполи (двойная сила) и центр расширения. Последний тип фактически не применим к тектоническим землетрясениям, т.к. механизм процесса разрушения в очаге представляется скольжением в плоскости разрыва (разлома). Многочисленные работы показали, что источник типа двойного диполя (комбинация двух диполей) с моментом или без момента наилучшим образом удовлетворяет наблюдаемым данным (рис. 7).

При графическом изображении механизма очага землетрясения, последний - представляется сферой единичного радиуса с центром в очаге. Учитывая центральную симметрию принятой теоретической картины излучения, при расчетах используют, как правило, половину фокальной сферы (верхнюю или нижнюю). Все точки, лежащие на верхней или нижней полусфере, проектируются на экваториальную стереографическую проекцию градусной сети шара, проходящую через центр последнего.

Стереограммы механизмов очагов, соответствующие основным типам смещений по разломам показаны на рисунке. Но чаще всего решение механизма очага представляет

собой сочетание основных типов (например, сбросо-сдвиг, сдвиго-взброс и т.д.). Очень редко встречаются так называемые взрезы - тип смещений, при которых происходит вертикальное движение блоков друг относительно друга по вертикальной плоскости.

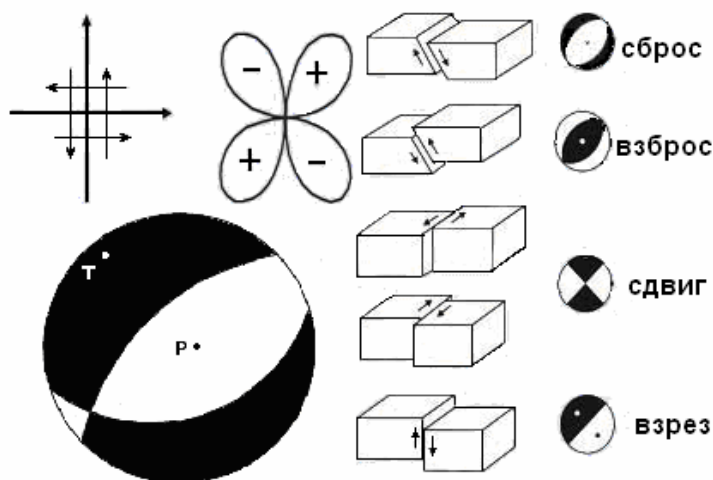


Рис. 7. Силовая модель очага землетрясения - двойная пара сил и диаграмма направленности для Р-волн. Положение эпицентра и фокальный механизм землетрясения. Типы смещений по разломам и соответствующие им стереограммы фокальных механизмов.

Помимо нодальных плоскостей механизм очага показывает ориентацию главных осей напряжений растяжения (Т) и сжатия (Р), под действием которых и происходит подвижка. Поскольку механизм очага оценивается ретроспективно, то ось сжатия Р находится в квадранте минусов, а ось растяжения Т - в квадранте плюсов. Оси напряжений характеризуются азимутом (AZ) и углом их погружения относительно горизонта (PL). В зависимости от ориентации осей напряжений выделяется несколько режимов напряженного состояния земной коры. При горизонтальном растяжении и вертикальном сжатии создаются условия растяжения, при горизонтальном положении обеих осей - условия сдвига, и при вертикальном растяжении и горизонтальном сжатии наблюдается режим сжатия. Очевидно, что в первом случае доминирующим типом смещения будут являться сбросы, во втором сдвиги и в последнем взбросы (надвиги).

Сейсмографы.

Принцип действия сейсмических датчиков – сейсмометров, - образующих систему сейсмографа, в которую входят такие узлы - сейсмометр, преобразователь его механического сигнала в электрическое напряжение и регистратор - накопитель информации, основан сразу на первом и третьем законе Ньютона - свойстве масс к инерции и к тяготению. Главным элементом устройства любого сейсмометра является масса, имеющая некий подвес к основанию прибора. В идеале масса не должна иметь каких-либо механических или электромагнитных связей с корпусом. Просто висеть в пространстве! Однако это пока нереализуемо в условиях притяжения Земли. Различают вертикальные и горизонтальные сейсмометры. Во-первых, масса имеет возможность перемещения только в вертикальной плоскости и обычно вывешена с помощью пружины для противодействия силе притяжения Земли. В горизонтальных сейсмометрах масса имеет степень свободы только в горизонтальной плоскости. Положение равновесия массы сохраняется как с помощью гораздо более слабой пружины подвеса (как правило, плоские пластины) и возвращающей силой притяжения Земли, которая сильно ослаблена реакцией почти вертикально расположенной осью подвеса и действует в почти горизонтальной плоскости перемещения массы.

Наиболее древние устройства для фиксации актов землетрясения обнаружены и восстановлены в Китае (Саваренский, Кирнос, 1955). Прибор не имел средств записи, а только помогал определению силы землетрясения и направление на его эпицентр. Такие приборы называются сейсмоскопами. Древний китайский сейсмоскоп относится к 123 г. нашей эры и представляет собой произведение искусства и инженерной техники. Внутри художественно оформленного сосуда находился астатический маятник. Масса такого маятника располагается выше упругого элемента, который поддерживает маятник в вертикальном положении. В сосуде по азимутам расположены пасти драконов, в которых помещены металлические шарики. При сильном землетрясении маятник ударял по шарикам и они сваливались в маленькие сосуды в форме лягушек с открытыми ртами. Естественно, максимальные удары маятника приходились вдоль азимута на очаг землетрясения. По шарикам, обнаруживаемым в лягушках можно было определить, откуда пришли волны землетрясения. Подобные приборы называются сейсмоскопами. Они широко используются и сейчас, давая ценную информацию о сильных землетрясениях в массовых масштабах на большой территории. В Калифорнии (США) размещены тысячи сейсмоскопов с записью астатическими маятниками на сферическом стекле, покрытом сажей. Обычно, видна сложная картина движения острия маятника по стеклу, - в которой можно выделить колебания продольных волн, указывающие направление на очаг. А максимальные амплитуды траекторий записи дают представление о силе землетрясения. Период колебаний маятника и его затухание заданы таким образом, чтобы моделировать поведение типичных построек и, таким образом, оценивать бальность землетрясений. Бальность землетрясений определяется по внешним характеристикам воздействия колебаний на человека, животных, деревья, типичные здания, мебель, посуду и т.п. Существуют разные шкалы бальности. В средствах массовой информации применяется "бальность по шкале Рихтера". Это определение рассчитано на массового жителя и не соответствует научной терминологии. Правильно говорить - магнитуда землетрясения по шкале Рихтера. Она определяется по инструментальным измерениям с помощью сейсмографов и условно обозначает логарифм максимальной скорости записи, отнесенное к очагу землетрясения. Такая величина условно показывает выделившуюся энергию упругих колебаний в очаге землетрясения.

Подобный сейсмоскоп сделал в 1848 году итальянец Каччиаторе, в котором маятник и шарики заменены ртутью. При колебаниях грунта ртуть выливалась в сосуды, расположенные равномерно по азимутам. В России используются сейсмоскопы С.В.Медведева, в Армении разработаны сейсмоскопы АИС А.Г.Назарова, в которых применены несколько маятников, имеющих разные частоты. Они дают возможность грубо получать спектры колебаний, т.е. зависимость амплитуды записей от частот колебаний при землетрясении. Это ценная информация для проектировщиков антисейсмических построек.

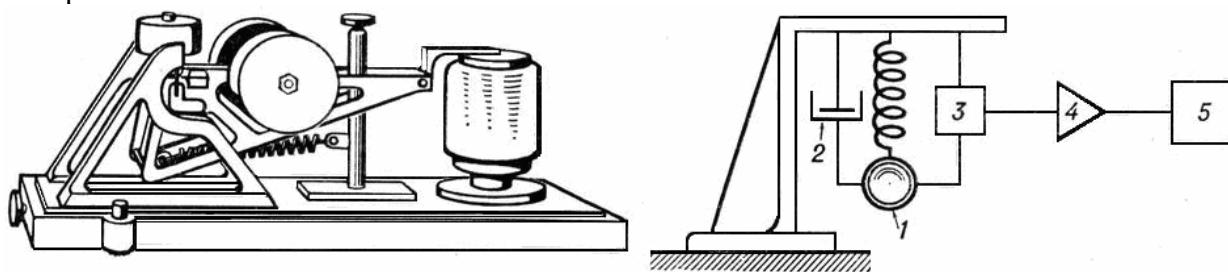


Рис. 8. Внешний вид сейсмметра СКМ-3 (слева). Схема сейсмографа: 1 — груз сейсмметра; 2 — демпфер (устройство для гашения собственных колебаний груза); 3 — преобразователь движения груза в электрический сигнал; 4 — фильтр-усилитель; 5 — самописец (справа).

Первый сейсмограф, имевший научное значение, был построен 1879 г. в Японии Юингом. В качестве груза для маятника было чугунное кольцо весом 25 кг, подвешенное на стальной проволоке. Общая длина маятника составила почти 7 метров. За счет длины получен момент инерции в $1156 \text{ кг} \cdot \text{м}^2$. Относительные перемещения маятника и грунта записывались на закопченном стекле, вращающемся вокруг вертикальной оси. Большой момент инерции способствовал снижению влияния трения острия маятника о стекло. В 1889 г. японский сейсмолог опубликовал описание горизонтального сейсмографа, послужившего прототипом для большого числа сейсмографов. Подобные сейсмографы изготавливались в Германии в 1902-1915 гг. При создании механических сейсмографов задача повышения чувствительности могла быть решена только с помощью увеличительных рычагов Архимеда. Сила трения при записи колебаний преодолевалась за счет огромной массы маятника. Так сейсмограф Вихерта имел маятник с массой 1000 кг. При этом достигалось увеличение всего 200 для периодов записываемых колебаний не выше собственного периода маятника 12 сек. Наибольшей массой обладал вертикальный сейсмограф Вихерта, вес маятника которого был 1300 кг, подвешенный на мощных винтовых пружинах из 8 мм стальной проволоки. Чувствительность составила 200 для периодов сейсмических волн не выше 5 сек. Вихерт был великим изобретателем и конструктором механических сейсмографов и построил несколько разных и остроумных приборов. Запись относительного движения инертной массы маятников и грунта осуществлялась на закопченной бумаге, вращаемой непрерывной лентой часовым механизмом.

Переворот в технике сейсмометрии произвел блестящий ученый в области оптики и математики князь Б.Б.Голицын. Он изобрел способ гальванометрической записи землетрясений, т.о. Россия стала основоположницей в мире сейсмографов с гальванометрической регистрацией. Впервые в мире им разработана теория сейсмографа в 1902 году. Он создал сейсмограф и организовал первые сейсмические станции, на которых были установлены новые приборы. Германия имела опыт производства сейсмографов и первые сейсмометры Голицына были изготовлены там. Однако записывающий аппарат был спроектирован и изготовлен в мастерских Российской Академии Наук в Петербурге. И до сих пор этот аппарат носит все характерные черты первого регистрира. Барабан, на котором закреплялась фотобумага длиной почти 1 м и шириной 28 см, приводился во вращательное движение со смещением при каждом обороте на выбранное и сменяемое согласно задаче наблюдений расстояние вдоль оси барабана. Разделение сейсмометра и средства записи относительных движений инертной массы прибора было настолько прогрессивным и удачным, что подобные сейсмографы получили всемирное признание на многие десятилетия вперед. Б.Б.Голицын выделил следующие преимущества нового способа регистрации:

1. Возможность простым приемом получать большую по тем временам чувствительность .
2. Осуществление регистрации на расстоянии от места установки сейсмометров. Удаленность, сухое помещение, доступность к сейсмическим записям для дальнейшей их обработки придали новое качество процессу сейсмических наблюдений и исключение нежелательных воздействий на сейсмометры со стороны персонала сейсмической станции.
3. Независимость качества записи от *дрейфа* нуля сейсмометров.

Эти главные преимущества и определили на многие десятилетия развитие и использование гальванометрической регистрации во всем мире.

Вес маятника не имел такого значения, как в механических сейсмографах. Было только одно явление, которое надо было учитывать - магнитоэлектрическая реакция рамки гальванометра, находящейся в воздушном зазоре постоянного магнита, на маятник сейсмометра. Как правило, эта реакция уменьшала затухание маятника, что приводило к возбуждению лишних собственных его колебаний, искажавших волновую картину записываемых волн от землетрясений. Поэтому Б.Б.Голицын использовал массу маятников порядка 20 кг, чтобы пренебречь обратной реакцией гальванометра на сейсмометр.

Сейсмическая служба <http://slovari.yandex.ru/dict/bse/article/00069/81200.htm> - выполняет комплекс работ по непрерывным наблюдениям за землетрясениями и обработке материалов по стандартным программам и методике. Наблюдения ведутся сетью сейсмических станций. Главная задача сейсмической службы (СС) - систематическое определение основных параметров очагов землетрясений (координаты гипоцентра, время возникновения удара в очаге, энергетическая характеристика и др.). Исходным материалом для обобщения являются сейсмограммы и первичные бюллетени сейсмических станций.

СС осуществляется в ряде стран мира: в России создана Единая система сейсмических наблюдений (ЕССН), в США — Национальная сейсмическая служба (NOS), в Японии — Японское метеорологическое агентство (JMA). Национальные сейсмологические центры обобщают материалы наблюдений сейсмических станций отдельных стран. Для детального изучения сейсмичности организуются региональные СС. Современные тенденции в развитии СС заключаются в создании сети автономных необслуживаемых сейсмических станций, систем группирования с телеметрической передачей информации, регистрации её в цифровом виде и широком обобщении данных с применением ЭВМ. Международная СС ведётся Международным сейсмологическим центром в Великобритании, где обобщаются данные большинства сейсмических станций мира. Первичная информация со станций передаётся в сейсмологический центр в виде данных о времени вступления и амплитудах сейсмических волн в специальном виде. Далее осуществляется обработка сейсмологических данных на ЭВМ. В результате систематически определяются координаты гипоцентра и магнитуда землетрясения.

Данные наблюдений СС используются для изучения сейсмичности и строения Земли, а также процессов в очагах землетрясений.

По мере развития представлений о строении Земли, очагах землетрясений, методов оценки сейсмической опасности задачи СС расширяются (например, вводится систематическое определение дополнительных параметров очагов землетрясений — механизма очага, его размеров и др.). Предполагается составление статистических обобщений о землетрясениях, специальных сейсмологических таблиц об особенностях распространения сейсмических волн и др.

Данные СС публикуются в "Сейсмологических бюллетенях сети опорных сейсмических станций России" (с 1962); "Землетрясениях в СССР" (Ежегодник, с 1964); "Bulletin of the International Seismological Centre" (Edin., с 1967); "The Seismological Bulletin of the Japan Meteorological Agency" (Tokyo, Japan, с 1951).

Прогноз землетрясений.

Утверждение, называемое "прогнозом землетрясения", должно быть таким же недвусмысленным, как пари на скачках. Если объявляется прогноз землетрясения, то время, место и его магнитуда должны быть обозначены однозначно и не двусмысленно. Прогноз может считаться успешным только в том случае, если положение эпицентра, время и магнитуда землетрясения точно попадают в заранее объявленное "окно" (announced windows).

На скачках неважно, отстала лошадь на голову, или на 10 корпусов. Аналогично, если хотя бы один из объявляемых параметров прогноза землетрясения (время, эпицентр или магнитуда) оказался чуть не в “окне”, прогноз считается неудачным (a failure). Такая строгая оценка весьма существенна. Дело в том, что в ряде случаев при оценке прогноза допускается небрежность. Если это так, то ширина “окна” будет расти до тех пор, пока требования “успеха” прогноза окажутся бессмысленными. Необходимо присмотреться ко всем “прогнозам” VAN, которые принято считать успешными. В этом случае можно увидеть, что было заявлено заранее, и какими оказались параметры произошедших землетрясений. Такая проверка выявила пять проблем. Во-первых, прогнозы VAN никогда не устанавливают точно диапазон для любого из параметров землетрясения. В своих прогнозах VAN иногда приводят области их неопределенности, иногда эти области совершенно неясны и, что важно, они часто изменяются с течением времени. Во-вторых, VAN претендуют на успешный прогноз, в то время как один или несколько параметров землетрясения не попадают в прогнозируемое “окно”. В-третьих, при обсуждении “успехов” или “провалов” их “прогнозов”, VAN используют данные из сборника “Ten Days Preliminary Seismogram Readings at Athens”, а не более точные данные из бюллетеня обсерватории Athen. Иногда VAN используют данные по параметрам землетрясений, опубликованные другими организациями, когда данные афинской обсерватории кажутся авторам прогноза “неблагоприятными”. В-четвертых, прогнозы VAN часто не могут быть количественно установлены. В-пятых, некоторые “успешные” прогнозы VAN на проверку оказываются афтершоками, либо событиями, которые могли быть предсказаны на основе априорных данных о сейсмичности.

Во время обсуждения в Лондоне этой проблемы проф. Varotsos сказал: “Даже если у нас получается задержка землетрясения относительно прогноза на несколько дней, или даже неделю, то это не является его “провалом”. Эта позиция, когда нет особой разницы между “успехом” и “провалом”, делает прогнозы практически бессмысленными. Кроме этого, такой подход делает практически невозможным провести строгую статистическую проверку VAN-”прогнозов”. Если пространственная неопределенность прогнозируемого местоположения эпицентра составляет, скажем, окружность, радиусом 100 км, то практически все равно, будет ли находиться эпицентр в 101 км, или в 99 км от предсказанного эпицентра. Неопределенность оценки глубины гипоцентра составляет примерно 5-10 км, т.о. приведенные выше оценки, насколько “успешен” или “неудачен” был прогноз, представляются весьма произвольными.

Тем не менее, публичное обсуждение VAN-метода проводится в терминах, предлагаемых авторами и их сторонниками. Авторы VAN привлекли широкое внимание научной общественности, утверждая, что они делают большое количество “успешных прогнозов”. Так как именно этот термин используют авторы, мы тоже вынуждены пользоваться им. Однако мы вынуждены придерживаться “железного” правила, по которому прогноз землетрясения будет считаться неудачным, если хоть один его параметр окажется даже на йоту вне предсказанного диапазона, иначе термины “успех” или “неудача”, вообще не имеют какого-либо значения.

Точность прогноза землетрясений. В течение многих лет сейсмологи пытались определить, чем должен отличаться прогноз от весьма неопределенного утверждения об увеличении сейсмичности. В 1935 г. Н. Wood и В. Gutenberg писали: “... прогноз землетрясения должен точно, в очень узких пределах, указывать место и время когда оно произойдет. В прогнозе должна быть указана сила толчка, так как слабенькие толчки происходят очень часто во всех сейсмически активных областях (регионах)”. В своем Президентском Обращении 1976 г. к Американскому Сейсмологическому Обществу (SSA) С.Р. Allen заявил, что прогноз землетрясений должен обладать шестью признаками:

- 1) он должен определить время события;
- 2) определить место;

- 3) магнитуду;
- 4) должен содержать оценку надежности;
- 5) должен давать указание на то, что землетрясение, это случайное событие;
- 6) должен быть представлен в доступной форме, таким образом, чтобы легко можно было бы оценить, удачен он, или нет.

Комиссия по Прогнозу Землетрясений Комитета по Сейсмологии (The Panel on Earthquake of the Committee on Seismology of the U.S.) предложила в 1976 г. следующее определение:

“Прогноз землетрясения должен обозначить ожидаемый диапазон амплитуды, географический регион, в котором может произойти землетрясение и время, когда оно случится, с достаточной точностью, так, чтобы можно было реально судить об успехе либо провале прогноза”.

Руководство SSA в 1983 г. опубликовало:

“Прогноз землетрясений включает: обозначение точного времени, местоположения, магнитуды и вероятности появления ожидаемого события с достаточной точностью, таким образом, чтобы была возможность минимизировать потери жизней и уменьшить ущерб от разрушений имущества (Earthquake Prediction Evaluation Guidelines, California Office of Emergency Services, 1977. P. 1)”.

Международная рабочая группа, созванная UNESCO и IASPEI, рекомендовала в 1984 г., чтобы прогнозы выражались в вероятностных терминах:

“... рекомендуется, чтобы прогнозы были сформулированы в виде вероятностных значений параметров ожидаемого землетрясения: место-время-магнитуда. Роль прогноза увеличивается при возрастании его вероятности, по сравнению с ситуацией, когда прогноза не делалось”.

“Прогнозы” VAN не удовлетворяют критерию, предъявляемому к прогнозу.

В настоящее время не существует ни одного надежного метода прогноза землетрясений. Более того, это вообще невозможно сделать, не достигнув ясного понимания физики землетрясения. Проблема физики землетрясения не нашла своего решения и это остается одной из важнейших задач физики Земли.