

1400200 - FÍSICA DA TERRA E DO UNIVERSO PARA LICENCIATURA EM GEOCIÊNCIAS

Professor Manoel Souza D'Agrella Filho

INTENSIDADE SÍSMICA

Grandes terremotos podem produzir alterações na superfície natural da Terra ou severos danos em construções realizadas pelo homem, como em casas e prédios, pontes e barragens. Até pequenos terremotos podem resultar em danos desproporcionais a edifícios de construção inadequada.

A **intensidade sísmica** é uma classificação dos efeitos que as ondas sísmicas provocam em determinado lugar.

Maneira de descrever os efeitos:

em pessoas - como as pessoas sentiram;

em objetos e construções - barulho, queda de objetos, trincas ou rachadura em casas, etc...;

e na natureza - movimento de água, escorregamentos, liquefação de solos arenosos, mudanças na topografia, etc....

A intensidade depende da acuidade do observador e é, em princípio, subjetiva. Ainda assim, estimativas de intensidade tem mostrado ser um método viável para determinar o tamanho de um terremoto, incluindo os terremotos históricos.

Histórico:

Século 18

Domenico Pignataro, um físico Italiano

- A primeira tentativa para graduar um terremoto;

- Classificou mais de 1000 terremotos que devastaram a província da Calábria entre 1783 e 1786 (sul da Itália),

Classificação: **muito forte, forte, moderado ou fraco.**

século 19

Robert Mallet, engenheiro Irlandês

- Lista de 6831 terremotos e plotou suas localizações estimadas;

- Primeiro mapa mundial de sismicidade;

- Verificou que os terremotos ocorriam em determinadas zonas.

- Escala de intensidade de quatro estágios para graduar os danos dos terremotos;

- Primeiros mapas de isossistas: linhas que demarcavam áreas com grau de danos iguais.

Final do século 19

M.S. Rossi (cientista Italiano) e o **F. Forel** (cientista Suíço)

- Escala de intensidades (**Escala Rossi-Forel**)
- Composta de dez estágios descrevendo os danos causados de forma crescente.

1902

G. Mercalli (sismólogo Italiano)

- Escala ainda mais extensa, composta por 12 estágios (**Escala Mercalli**).

1931

- Escala Modificada de Mercalli (**Escala MM**)

- Desenvolvida para se adequar às condições das construções americanas (veja Tabela 3.1 do livro Decifrando a Terra).

1964

- **Escala (européia) MSK** - Medvedev-Sponheuer-Karnik

- Doze estágios e que difere da escala MM em detalhes.

1992

- Nova escala européia, a **European Macroseismic Scale (Escala EMS)**

- Com base na escala MSK,
- Leva em conta a vulnerabilidade das construções aos terremotos;
- Incorpora avaliações mais rigorosas quanto ao grau de dano às estruturas com diferentes padrões de construção.

Mapas de Intensidades

- Questionários são entregues para a população, indagando sobre os efeitos observados;
- Os questionários são avaliados e a intensidade registrada por cada observador em cada local é plotada em um mapa (veja como exemplo a figura 3.14 do livro Decifrando a Terra);
- Linhas contínuas são então desenhadas as quais descrevem lugares com a mesma intensidade;
- Naturalmente, quanto mais distante for o epicentro, a intensidade tende a ser menor.

Terremotos com registros históricos (documentados em livros de Igrejas e documentos civis):

Exemplo – Nova Madri - Vale do Mississipe – 1811-1812;

Nesta época, o sismógrafo ainda não havia sido inventado.

A comparação entre mapas de intensidades e mapas geológicos ajuda a explicar a resposta do terreno aos choques dos terremotos.

- Solos arenosos, por exemplo são mais susceptíveis a danos. O problema se amplifica se o sedimento contém uma grande quantidade de água.
- Mapas de risco sísmico.

MAGNITUDE DO TERREMOTO

1935

Charles F. Richter (sismólogo americano)

- Escala de magnitude baseada na amplitude dos registros das estações sismográficas.
- O princípio básico da escala é que as magnitudes sejam expressas em escala logarítmica, de modo que cada ponto na escala corresponde a um fator de 10 vezes nas amplitudes das vibrações.

Existem várias fórmulas diferentes para se calcular a magnitude de Richter, dependendo do tipo de onda sísmica medida no sismograma.

A mais usada, foi proposta por M. Bath, em 1966:

- determina a magnitude de ondas de superfície (Rayleigh) de terremotos de foco baixo (< 50km);
- distâncias epicentrais entre 20° e 100°;

$$M_S = \log_{10} (A_s/T) + 1,66 \log_{10} (D^\circ) + 3,3,$$

Onde

A_s é a amplitude da onda superficial (μm),

T é o período da onda (deve estar entre 18 e 22 segundos),

Δ é a distância epicentral, em graus.

- A escala M_s só é aplicada para sismos com profundidades de até 50 km. Sismos mais profundos geram relativamente poucas ondas superficiais e sua magnitude ficaria subestimada.
- Nestes casos são usadas outras fórmulas para a onda P.
- Uma equação proposta por B. Gutenberg em 1945, pode ser usada para determinar a magnitude das ondas P (m_b), através da amplitude máxima (A_p) do movimento do solo, tendo período de 1-5 s.

$$m_b = \log_{10} (A_p/T) + 0,01 \log_{10} (D^\circ) + 5,9,$$

Para terremotos em que m_b e M_s podem ser determinadas, uma relação aproximada entre estas magnitudes pôde ser estabelecida:

$$m_b = 0,56 M_s + 2,9$$

Para os sismos pequenos e moderados, não se pode utilizar a escala M_s já que dificilmente são registrados a mais de 20° de distância e as ondas superficiais têm períodos menores do que 20 s. Nestes casos usa-se uma escala de

- magnitude regional, m_R (elaborada para as condições de atenuação das ondas sísmicas na litosfera brasileira)
- válida entre 200 e 1500 km de distância:

$$m_R = \log_{10} (V) + 2,3 \log_{10} (R) - 2,48$$

onde V é velocidade de partícula da onda P, em $\mu\text{m/s}$ ($V = 2\pi A/T$) e R é a distância epicentral (km).

magnitude Richter

- Não tem unidade;
 - Apenas compara os terremotos entre si;
 - Não tem limite inferior nem superior;
 - Tremores muito pequenos (microtremores) podem ter magnitudes negativas;
 - Limite superior só depende da natureza
-
- Tremores muito pequenos, sentido num raio de poucos quilômetros e sem causar danos; magnitude da ordem de 3.
-
- Sismos moderados, que podem causar algum dano (dependendo da profundidade focal e do terreno próximo ao foco); magnitudes da ordem de 5 a 6.
-
- Terremotos com grande poder de destruição têm magnitudes acima de 7.
-
- As maiores magnitudes já registradas no século anterior chegaram a $M_s = 8,5$
-
- No Himalaia em 1920 e 1950;
 - No Chile em 1960).
-
- É importante ressaltar que cada ponto na escala de magnitude corresponde a uma diferença da ordem de 30 vezes na energia liberada.

Para se ter uma idéia do que seja um terremoto de magnitude 9, imagine uma rachadura cortando toda a crosta entre Rio e São Paulo e cada bloco se movimentando de 10 metros, lateralmente, um em relação a outro.

Energia liberada em um terremoto

Gutenberg (em 1956):

- Fórmula empírica relaciona a energia liberada E para uma onda superficial com magnitude M_s :

$$\text{Log}_{10}(E) = 4,4 + 1,5 M_s.$$

- E é dado em joules.

Bath (em 1966) apresenta uma versão alternativa para a relação entre energia e magnitude ($M_s > 5$):

$$\text{Log}_{10}(E) = 5,24 + 1,44 M_s.$$

A fórmula de Bath dá valores de 2 a 6 vezes maior do que os valores de Gutenberg. Entretanto, ambas as fórmulas podem subestimar a quantidade de energia liberada.

Tabela 1 – Frequência dos terremotos desde 1900 e estimativa da energia liberada anualmente (calculado pela fórmula de Bath, 1966).

Magnitude	Número por ano	Energia anual ($\times 10^{15}$ joule por ano)
$\geq 8,0$	0 - 1	0 - 600
7 - 7,9	18	200
6 - 6,9	120	43
5 - 5,9	800	12
4 - 4,9	6.200	3
3 - 3,9	49.000	1
2 - 2,9	~ 350.000	0,2
1 - 1,9	$\sim 3.000.000$	0,1

É interessante ressaltar que:

- Cada ponto na escala de magnitude corresponde a uma diferença da ordem de 30 vezes na energia liberada;
- Um terremoto de magnitude 7 libera uma energia de 760 a 1000 vezes maior que a de um terremoto com magnitude 5;
- Outra maneira de se comparar é supor que entre 760 e 1000 terremotos com magnitude 5 devem ocorrer para atingirmos a energia liberada por um terremoto de magnitude 7.
- A acima mostra que os terremotos com magnitudes acima de 7 são responsáveis pela maioria da energia liberada anualmente.

SISMICIDADE MUNDIAL

A atividade sísmica mundial, através das concentrações dos epicentros (Figura 3.1, livro do Teixeira), delimita áreas da superfície terrestre como se fossem as peças de um quebra cabeça. A distribuição dos sismos é uma das maiores evidências dos limites destas peças, chamadas placas tectônicas (da teoria da tectônica de placas).

Cerca de 75-80% da energia anual liberada pelos terremotos ocorre ao longo das estruturas marginais do Oceano Pacífico, caracterizando o chamado “Cinturão Circum-Pacífico” ou “Cinturão de Fogo do Pacífico”, em alusão à presença de vulcões coincidentes com os sismos.

Cerca de 15-20% da energia anual liberada pelos terremotos ocorre ao longo da zona “Mediterrânea-Transasiática”; começa nos Açores (Oceano Atlântico) passando pelo Norte da África, Itália, Alpes, Turquia, Irã, Himalaia, Sul da China, quando se une ao cinturão Circum-Pacífico.

O sistema formado pelas cadeias meso-oceânicas representa uma terceira zona de atividade sísmica, com cerca de 3 a 7% de energia liberada anualmente.

O restante da Terra é considerada como sendo assísmica. Entretanto, nenhuma região da Terra pode ser considerada como completamente livre de terremotos. Cerca de 1% da sismicidade global é devida a terremotos intraplaca., os quais ocorrem longe das zonas sísmicas maiores. Esta atividade não pode ser considerada tão desprezível; alguns terremotos muito grandes e muito destrutivos ocorrem em regiões intraplaca. Podemos citar os terremotos de Nova Madri, Missouri, em 1811 e 1812 no Vale do Mississipe.

Os terremotos podem ser classificados quanto a sua profundidade focal:

Terremotos com profundidade focal rasa (< 70 km) ocorrem em todas as zonas sísmicamente ativas; entretanto, somente sismos rasos ocorrem nos sistemas de cadeias meso-oceânicas; outra informação importante é que a maior parte da energia liberada anualmente (cerca de 85%) decorre de terremotos de foco raso. O restante é liberado por terremotos com profundidade focal intermediária, entre 70 e 300 km, (cerca de 12%) e por terremotos com profundidade focal maior do que 300 km (cerca de 3%). Estes terremotos ocorrem somente nas zonas sísmicas do Cinturão Circum-Pacífico e Europa e Ásia, e acompanham os processos de subducção.

As zonas sísmicas podem ser classificadas quanto ao padrão de alinhamento:

Padrão em linha – onde os epicentros se organizam, em escala global, ao longo de zonas estreitas no fundo dos oceanos seguindo os eixos das dorsais oceânicas, marcando os locais onde as placas oceânicas são criadas e se afastam umas das outras (placa Sul-Americana). Este padrão se relaciona aos limites de placas oceânicas, com regimes de esforços tracionais.

Padrão em faixa – a distribuição dos sismos ao longo de faixas caracteriza o Cinturão Circum-Pacífico, assim como a atividade sísmica na Europa e Ásia. Este padrão sísmico se associa a regimes compressionais, em especial a limites convergentes de placas. Nestes locais, a profundidade focal chega a 670 km de profundidade. Nestas faixas, como por exemplo na costa ocidental da América do Sul (Fig. 3.15, Teixeira), pode-se notar que as profundidades dos sismos aumentam em direção ao continente. Quando observados em perfis transversais às faixas, os sismos se alinham ao longo de uma linha inclinada, geralmente com 30° a 60° de inclinação, conhecida como **zona de Benioff** (Figura 3.15 do Decifrando a Terra). Esta distribuição dos sismos em profundidade revela uma placa oceânica mergulhando em direção ao manto, sobre outra placa. Estas faixas sísmicas mais largas, incluindo sismos profundos, marcam regiões da Terra de convergência de placas litosféricas. Nestas áreas, os sismos rasos (de até ~50 km) são causados por esforços compressivos horizontais. Os grandes terremotos, com magnitudes acima de 7, acontecem geralmente nestas zonas, exatamente no contato das duas placas.

Os sismos intermediários e profundos ocorrem, preferencialmente, ao longo Cinturão Circum-Pacífico. Entretanto, na margem oeste da América do Norte, eles não estão presentes. Neste setor, são registrados apenas sismos rasos, a maioria associada a falha de Santo André (San Andreas), limite entre a placa norte-americana e a placa do Pacífico, as quais se movimentam lateralmente. Este tipo de limite entre as placas é chamado de transformante.

Frequência dos terremotos

Em cada ano, ocorrem muitos terremotos pequenos, e somente alguns maiores. De acordo com uma compilação publicada por Gutenberg e Richter (1954), a média anual de terremotos entre os anos de 1918 e 1945, com magnitude entre 4 e 4,9 foi em torno de 6000, enquanto que esta média abaixa para 100 terremotos para magnitudes de 6-6,9. A relação entre a frequência anual (N) e a magnitude (Ms) é logarítmica e é dada por :

$$\text{Log } N = a - bM_s,$$

Sismicidade intraplaca.

No interior das placas, também ocorrem sismos, chamados sismos intraplaca, em decorrência das tensões geradas nas bordas das placas transmitirem-se por todo o seu interior. Estes **sismos são rasos**, com até **30-40 km** de profundidade. As magnitudes são de baixas a moderadas, quando comparadas aos sismos de intraplaca. Entretanto, há registros de sismos altamente destrutivos (Nova Madrid, Missouri, USA, 1811-1812), indicando que, apesar de remota, a possibilidade de ocorrer um grande terremoto intraplaca não é nula.

Os maiores sismos em regiões continentais estáveis ocorrem preferencialmente em áreas onde ocorreram processos geológicos relativamente recentes na crosta continental (Mesozóico ou Cenozóico), como, por exemplo, nas plataformas continentais ou em rifts intra-continentais abortados (Nova Madri, USA).

Sismicidade no Brasil

Até pouco tempo, o Brasil era considerado assísmico. A partir de 1970, com os estudos sismológicos, verificou-se que a atividade sísmica no Brasil, apesar de baixa, não pode ser negligenciada (Figura 3.16 Teixeira). Ver a legenda para explicar a sismicidade no Brasil.

A grande quantidade de epicentros nas regiões Nordeste e Sudeste reflete, em parte, o processo histórico de ocupação e distribuição populacional, pelo fato de muitos eventos terem sido estudados a partir de documentos antigos. Mesmo assim, alguns sismos de destaque têm sido registrados nestas regiões, como por exemplo o sismo de Mogi-Guaçu, em 1992. Um dos sismos mais importantes no Nordeste, foi o sismo que ocorreu em 1980 na região de Pacajus, no Ceará, com magnitude 5,2 mb. Este sismo foi sentido em grande área do Nordeste, apresentou intensidade máxima VII MM, provocando o desabamento parcial de algumas casas modestas. Mas o maior sismo ocorreu a 370 km ao norte de Cuiabá, MT, em 1955, mb 6,2 (Tabela 3.5 do livro Decifrando a Terra).

Sismos intraplaca x estruturas geológicas

Sismos intraplaca podem ocorrer em qualquer lugar, mas certas áreas são bem mais ativas, tais como os Estados do Ceará e Rio Grande do Norte e a parte norte do Estado do Mato Grosso. Nem sempre é fácil compreender as causas da variação na sismicidade intraplaca em termos de estruturas ou forças geológicas.

A zona sísmica de **Nova Madri**, responsável pelos grandes terremotos intraplaca de 1811-1812, caracteriza-se pela reativação de um sistema de falhas geológicas antigas. Estas falhas foram criadas no Mesozóico, por forças de tração num processo de extensão crustal que formou um graben. A sismicidade que se registra hoje, ocorre nas mesmas estruturas antigas, mas em resposta às forças compressivas que atuam hoje na placa norte americana.

- **Sismo de João Câmara** (Figura 3.17 – Decifrando a Terra) – A atividade sísmica, ocorrida de 1986 a 1990 em João Câmara (RN) foi estudada em detalhe com uma rede de estações sismográficas, o que permitiu determinar uma zona de falha de aproximadamente 40 km de comprimento, orientada N40°E com mergulho de 60/70° para NW. Sabe-se que os sismos do NE ocorrem devido a tensões compressivas orientadas aproximadamente na direção E-W e tensões tracionais N-S. Estas tensões podem ser várias origens, como a movimentação da placa sul-americana e forças locais causadas pela estrutura crustal da região.
- **Faixa sísmica Goiás-Tocantins** (Figura 3.18 – Decifrando a Terra) – A faixa sísmica SW-NE nos Estados de Goiás e Tocantins tem paralelismo marcante com o Lineamento Transbrasiliiano, embora não coincida exatamente com ele. É possível que os sismos ocorram devido a dois fatores: concentração de tensões e existência de uma zona de fraqueza, ambos talvez relacionados às estruturas que deram origem ao antigo lineamento.

- **Região Sudeste** (Figura 3.16 – Decifrando a Terra) – A concentração de epicentros nesta região próxima à costa pode indicar que estes sismos estejam relacionados às estruturas da margem continental geradas, ou reativadas, em consequência da fragmentação da crosta continental durante a formação do oceano Atlântico.

Sismos e Barragens

A interferência do homem na natureza pode provocar sismos, através de explosões nucleares, injeção de água e gás sob pressão no subsolo, de extração de fluidos do subsolo, do alívio de carga em minas a céu aberto e do enchimento de reservatórios artificiais ligados a barragens hidroelétricas.

Com exceção das barragens hidroelétricas, os sismos induzidos pelos outros casos têm sido muito pequenos e de efeito estritamente local, não havendo registros de danos consideráveis. Entretanto, os sismos induzidos por reservatórios, apesar de normalmente pequenos, podem alcançar magnitudes moderadas. **O maior ocorreu em 1967**, no reservatório de **Koyna, Índia**, com magnitude de **6,3**, tendo provocado **200 mortes** e sérios **danos à estrutura da barragem**. Através deste e de outros casos que temos registro (Tabela 3.6 – Decifrando a Terra), verificou-se que a construção de reservatórios pode causar terremotos e danos consideráveis. Em todo o mundo já ocorreram 10 com magnitude acima de 5. A maior parte dos eventos tem magnitude entre 3 e 5.

A sobrecarga causada pela massa de água do reservatório gera pequenos esforços no maciço rochoso, são normalmente insuficientes para provocar sismos. O efeito da sobrecarga e o aumento da pressão de água nos poros e fraturas das rochas, causado pela variação do nível hidrostático, favorece a diminuição da resistência ao cisalhamento dos materiais e com isto, atuam como disparadores na liberação de esforços pré-existentes na área do reservatório. Não seria exagero dizer que o reservatório é a gota d'água que pode provocar os sismos.

A maioria dos reservatórios não provoca sismicidade alguma, mesmo nas regiões mais ativas do mundo. A grande dificuldade que surge é determinar se as tensões numa região estão próximas do ponto de ruptura, ou não. Por este motivo, todas as grandes barragens operam estações sismográficas para detectar alguma possível atividade sísmica que venha a ser induzida pelo reservatório. **No Brasil**, as primeiras citações sobre sismos induzidos, referem-se à **Usina Hidrelétrica de Capivari-Cachoeira, NE de Curitiba-PR** (Figura 3.19 – Decifrando a Terra). A atividade principal ocorreu entre 1971 e 1972, na fase final de formação do lago, e se prolongou até 1979, decrescendo com alguns pulsos de reativação.

O reservatório de Açú, RN (Figura 3.20), apresentou atividade sísmica pelo menos desde 1987, quando foi iniciado o monitoramento. Em agosto de 94, ocorreu o maior sismo (3,0). Os eventos sísmicos de 87 e 89 apresentam forte correlação com o nível de água. Entretanto, este fato não é tão claro para os outros anos. A atividade sísmica ocorreu por reativação de antigas rupturas orientadas NE-SW, devido a tensões compressivas E-W e tracionais N-S (semelhantes às encontradas em João Câmara, mais a Leste).

Predição de terremotos

Apesar das intensas pesquisas realizadas por várias décadas, ainda não foi possível desenvolver um método prático e seguro para se fazer previsões de terremotos.

Etapas durante a geração de um sismo, acúmulo lento de tensões na crosta, deformação das rochas e ruptura até atingir o limite de resistência são relativamente bem conhecidas.

Assim, haveria duas maneiras de prever terremotos: medidas diretas de tensões crustais e observações de alguns fenômenos que indicam a iminência de uma ruptura da crosta.

- Embora seja possível medir tensões crustais, há problemas a serem superados: seria necessário medir as tensões em profundidades de dezenas de quilômetros, em grandes áreas e com precisão ainda não conhecida.

Os chineses descreveram várias ocorrências associadas quando da iminência de um terremoto:

- poços e lagoas borbulham;
- fortes odores;
- os animais apresentam comportamentos estranhos.: cães domésticos uivam muito, muitos animais entram em pânico, ratos e cobras abandonam suas tocas e até os peixes nos lagos se comportam de uma maneira agitada.

Métodos científicos

Quando uma rocha está na iminência a se romper, existem pequenas mudanças nas suas propriedades:

- diminuição de velocidade das ondas P e S,
- queda na resistividade elétrica,
- mudança no número de microtremores, entre outras.

Microtremores

- O estudo dos microtremores que antecedem um grande terremoto, serviu em 1970, a prever um terremoto ocorrido na China, com magnitude de 7,4.
- A frequência dos microtremores aumentou, inicialmente de modo gradual e, posteriormente, um aumento dramático ocorreu, após o qual houve uma paralisação da atividade sísmica.
- **Os sismólogos Chineses interpretaram este fato como sendo uma indicação de que ocorreria um grande terremoto.**

Gravímetros sensíveis em lados opostos de uma falha, podem detectar deslocamentos verticais de até 1 cm de um instrumento em relação ao outro.

Distensões da Terra podem ser monitoradas por **inclinômetros**.

Monitoração de radônio (próximo a um terremoto há níveis anômalos de radônio)

Hipótese da Dilatação

- A hipótese baseia-se no fato que pouco antes de ocorrer o terremoto, a rocha apresenta minutas fraturas que são preenchidas inicialmente por ar.
- Neste instante, a velocidade da onda P inicialmente cai e, assim, **ts/tp** (de cerca de 5%).
- Em seguida, as pequenas fraturas são preenchidas por água sob pressão e
- ts/tp volta a subir. (Obs.: ts - tempo de chegada da onda S e tp – tempo de chegada da onda P)

- Neste instante, o terremoto está na iminência de ocorrer.

- Porém a dilatação não é universal e sua importância parece estar restrita a certos tipos de terremotos.

Um fator complicante é que o comportamento das rochas varia muito dependendo do:

- regime de tensões,
- profundidade,
- temperatura e
- composição mineralógica.

Assim, mesmo que a previsão fosse possível na prática, os métodos usados na Califórnia poderiam não ser útil no Peru.

Convivendo com o risco

Como não se pode prever nem evitar a ocorrência de um terremoto, o melhor é se prevenir.

- A frequência de sismos em determinada região e os dados de intensidade relacionados a estes sismos podem ser importantes para a construção de mapas de risco sísmico.
- As construções devem levar em conta também o tipo de solo.

Tsunamis

São gerados por deslocamentos rápidos da coluna de água na área epicentral de um terremoto ocorrido em uma falha próxima ao fundo do mar. Este deslocamento (raramente superior a um metro de altura) se propaga como ondas em todas as direções com velocidades que dependem da profundidade do mar. Em alto mar as ondas viajam com velocidades de avião, mas, tendo amplitude pequena e comprimento de onda de centenas de metros, constituem ondulações suaves da superfície do mar e passam despercebidas. Chegando próximo ao litoral, onde o mar é mais raso, a velocidade diminui (para 50-70 km/h). Esta diminuição da velocidade de propagação faz a energia da onda se acumular em uma extensão bem menor de água aumentando, conseqüentemente, a altura da onda (até mais de 30 metros).