

3

SISMICIDADE E ESTRUTURA INTERNA DA TERRA



Marcelo Assumpção
Coriolano M. Dias Neto

Turquia, madrugada de 17 de agosto de 1999. Na cidade de Izmit, numa das regiões mais densamente povoadas do país, a população dorme tranqüila. De repente, sem nenhum aviso prévio, a terra treme violentamente, causando terror e destruição. Em menos de um minuto, está deflagrada mais uma tragédia: mais de 15.000 mortos, quase meio milhão de desabrigados, a cidade inteira praticamente arrasada e prejuízos de bilhões de dólares ao país. Em poucos segundos, a Terra faz lembrar ao ser humano que a noção de terra firme é uma ilusão: o país já havia quase esquecido a calamidade semelhante sofrida 60 anos antes. Como se não bastasse a tragédia humana para mostrar o poder das forças internas da Terra, uma ruptura de 40 km de extensão na superfície, com deslocamento lateral de vários metros, evidencia mais uma vez a evolução contínua e inevitável do nosso planeta.

Os terremotos, mais do que qualquer outro fenômeno natural, demonstram inequivocadamente o caráter dinâmico da Terra. O registro de milhares de terremotos em todo o mundo (Fig. 3.1) define e emoldura as várias placas que formam a casca rígida da Terra. Neste capítulo, estudaremos os terremotos e sua relação com a movimentação destas **placas litosféricas** (a diferença entre litosfera, a casca rígida da Terra, e crosta será explicada adiante). Veremos também como o estudo da propagação das ondas sísmicas pelo interior da

Terra revela sua estrutura interna, tema que será detalhado nos próximos capítulos.

O Brasil era considerado assísmico até pouco tempo atrás, por não se conhecerem registros de sismos destrutivos, e os poucos abalos sentidos eram interpretados como "simples acomodação de camadas". Estudos sismológicos a partir da década de 70 mostraram que a atividade sísmica no Brasil, apesar de baixa, não pode ser desprezada e é resultado de forças geológicas que atuam em toda a placa que contém o continente sul-americano. Veremos também que um dos aspectos importantes da sismicidade no Brasil é que parte dela é causada pela implantação de novos reservatórios hidroelétricos (chamada sismicidade induzida).

3.1 O que É o Terremoto?

Com o lento movimento das placas litosféricas, da ordem de alguns centímetros por ano, tensões vão se acumulando em vários pontos, principalmente perto de suas bordas. As tensões acumuladas podem ser compressivas ou distensivas, dependendo da direção de movimentação relativa entre as placas, como veremos adiante. Quando essas tensões atingem o limite de resistência das rochas, ocorre uma ruptura (Fig. 3.2); o movimento repentino en-

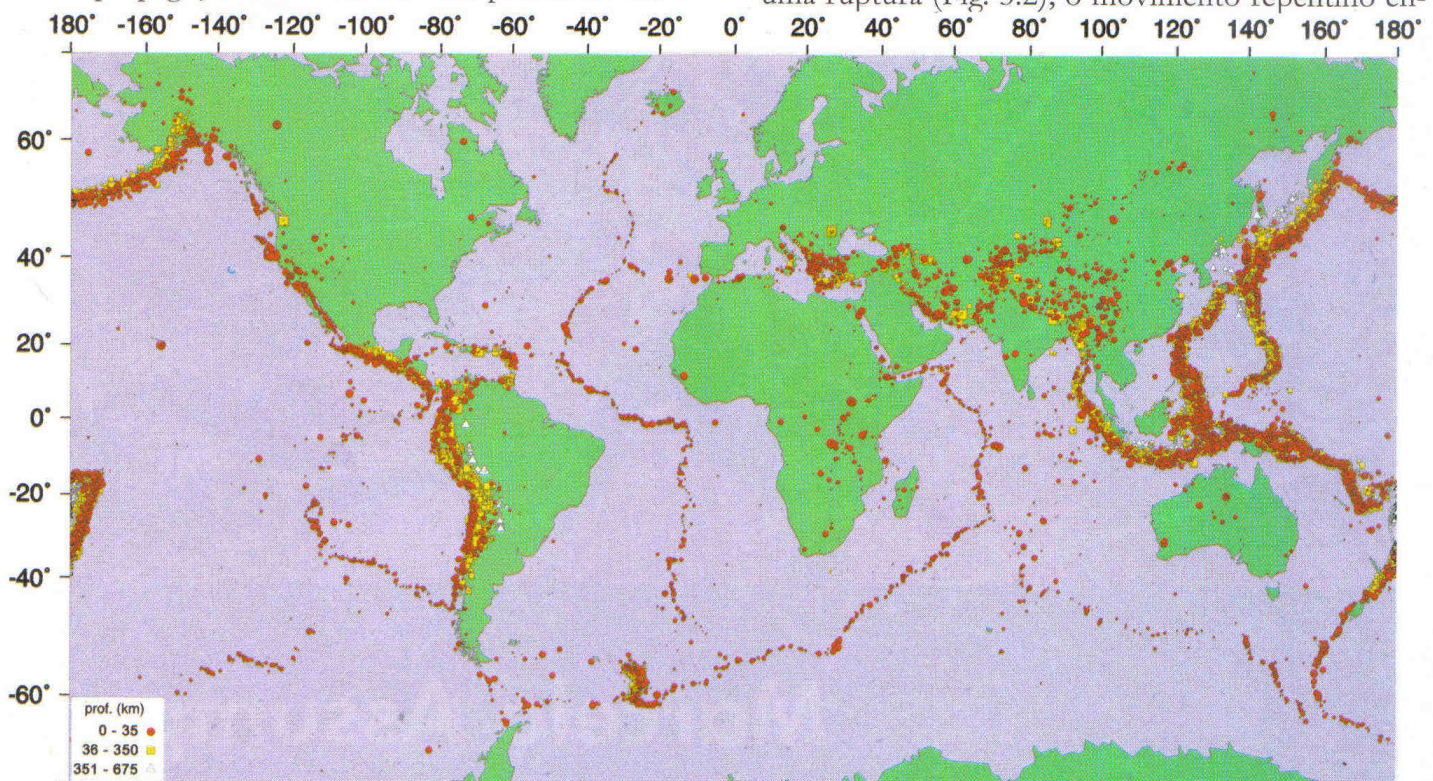


Fig. 3.1 Sismicidade Mundial. Mapa de epicentros do período 1964 a 1995 de sismos com magnitude $\geq 5,0$. Fonte: U.S. Geological Survey.

▶ Efeitos de um terremoto ocorrido em Taiwan, em 1999. Foto: Reuters.

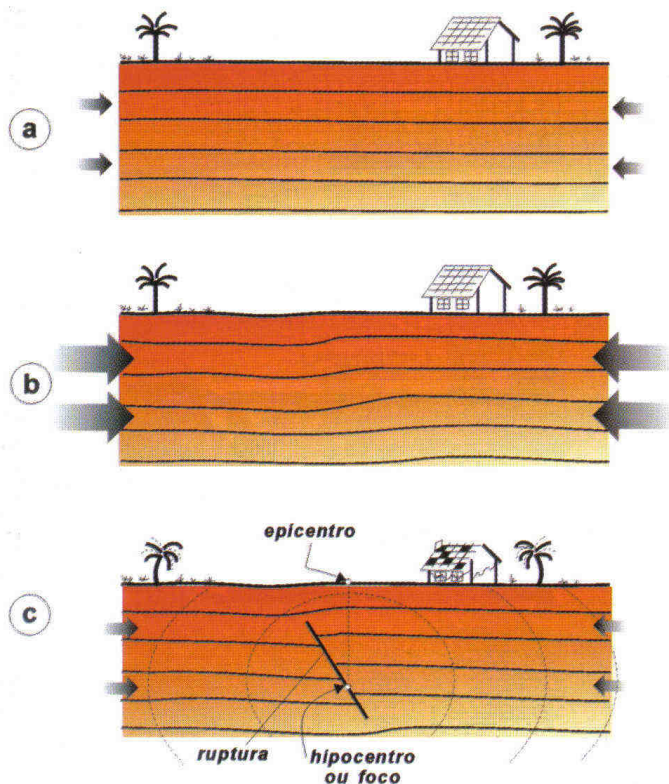


Fig. 3.2 Geração de um sismo por acúmulo e liberação de esforços em uma ruptura. A crosta terrestre está sujeita a tensões (a) compressivas neste exemplo, que se acumulam lentamente, deformando as rochas (b); quando o limite de resistência das rochas é atingido, ocorre uma ruptura com um deslocamento abrupto, gerando vibrações que se propagam em todas as direções (c). Geralmente, o deslocamento (ruptura) se dá em apenas uma parte de uma fratura maior pré-existente (falha geológica). O ponto inicial da ruptura é chamado hipocentro ou foco do tremor, e sua projeção na superfície é o epicentro. Nem todas as rupturas atingem a superfície.

Entre os blocos de cada lado da ruptura geram vibrações que se propagam em todas as direções. O plano de ruptura forma o que se chama de **falha geológica**. Os terremotos podem ocorrer no contato entre duas placas litosféricas (caso mais freqüente) ou no interior de uma delas, como indicado no exemplo da Fig. 3.2, sem que a ruptura atinja a superfície. O ponto onde se inicia a ruptura e a liberação das tensões acumuladas é chamado de **hipocentro** ou **foco**. Sua projeção na superfície é o **epicentro**, e a distância do foco à superfície é a **profundidade focal**.

Embora a palavra "terremoto" seja utilizada mais para os grandes eventos destrutivos, enquanto os menores geralmente são chamados de abalos ou tremores de terra, todos são resultado do mesmo processo geo-

lógico de acúmulo lento e liberação rápida de tensões. A diferença principal entre os grandes terremotos e os pequenos tremores é o tamanho da área de ruptura, o que determina a intensidade das vibrações emitidas.

3.1.1 Ondas sísmicas

Quando ocorre uma ruptura na litosfera, são geradas vibrações sísmicas que se propagam em todas as direções na forma de ondas. O mesmo ocorre, por exemplo, com uma detonação de explosivos numa pedra, cujas vibrações, tanto no terreno como sonoras, podem ser sentidas a grandes distâncias. São estas "ondas sísmicas" que causam danos perto do epicentro e podem ser registradas por sismógrafos em todo o mundo.

Em 23 de janeiro de 1997, ocorreu um terremoto na fronteira Argentina/Bolívia (Fig. 3.3a), com profundidade focal de 280 km e magnitude de 6,4. As ondas deste sismo tiveram amplitudes suficientes para serem sentidas na cidade de São Paulo, nos

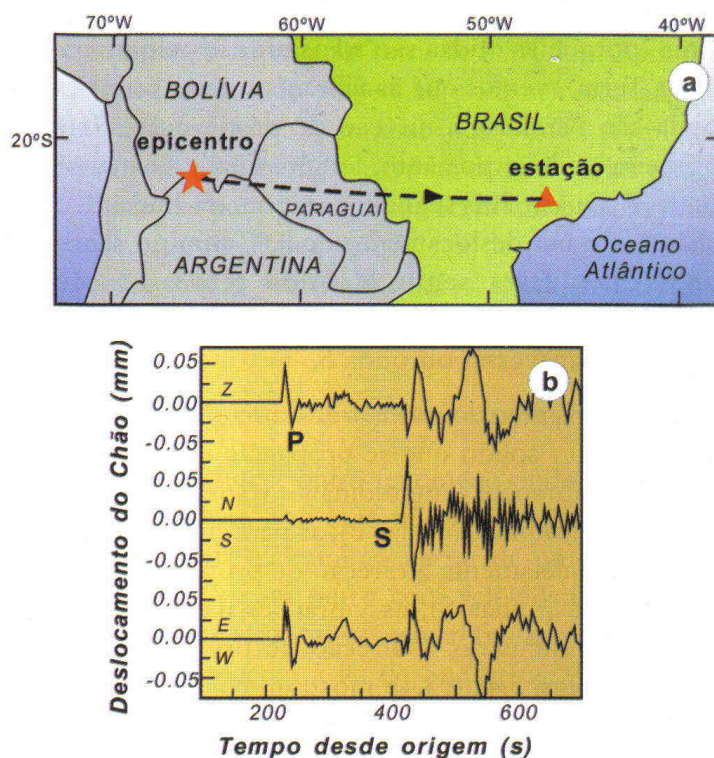


Fig. 3.3 Argentina abala São Paulo. a) Registro na estação sismográfica de Valinhos, SP, de um sismo ocorrido na fronteira Argentina/ Bolívia (23.01.1997) com magnitude 6,4. b) O movimento do chão é descrito pelos três componentes: Z (vertical, positivo para cima), NS (positivo para o Norte) e EW (positivo para o Leste). As ondas P e S chegam 230s e 410s, respectivamente, após a ocorrência do terremoto.

andares superiores de prédios altos (na verdade, as ondas sísmicas fizeram alguns prédios entrar em ressonância: os andares mais altos oscilam com maior amplitude!). A Fig. 3.3b mostra os sismogramas (um para cada componente do movimento do chão: vertical, NS e EW) registrados naquela ocasião pela estação sismográfica de Valinhos, a 70 km de São Paulo. A ruptura que causou o terremoto foi muito rápida e durou cerca de 5 s apenas. No entanto, foram geradas ondas sísmicas que passaram pela estação, a 1.930 km de distância, durante mais de 20 minutos. Isto ocorre porque há vários tipos de ondas sísmicas com velocidades de propagação diferentes e que percorrem trajetórias distintas.

3.1.2 Como vibra o chão?

Na Fig. 3.3 a primeira movimentação do chão (chegando 230s após a ocorrência do terremoto) é um deslocamento de 0,03mm para cima e para Leste. Nesta primeira onda, quase não há vibração na direção NS. Como as ondas estavam se propagando de Oeste para Leste (do epicentro para a estação) e chegaram na estação vindo de baixo para cima (porque as ondas são transmitidas pelo interior da Terra), vemos que as vibrações nesta primeira onda são paralelas à direção de propagação. Esta primeira onda é, portanto, longitudinal e chama-se onda P. Quase 200 segundos depois da onda P, o chão sofre um deslocamento de 0,07 mm no sentido Norte. Esta segunda onda tem vibração perpendicular à direção de propagação e é chamada onda transversal ou onda S.

Há, portanto, dois tipos de vibrações sísmicas em um meio sólido que se propagam em todas as direções: vibrações longitudinais e transversais. Nas ondas longitudinais (ondas P), as partículas do meio vibram paralelamente à direção de propagação; nas transversais (ondas S), as vibrações das partículas são perpendiculares à direção de propagação da onda. As Figs. 3.4a e 3.4b mostram como um meio sólido se deforma com a passagem das ondas longitudinais e transversais. Numa onda sísmica há transmissão não apenas de vibrações das partículas do meio, mas também de deformações do meio: as ondas P correspondem a deformações de dilatação/compressão, e as ondas S correspondem a deformações tangenciais (também chamadas de cisalhamento). A velocidade de propagação da onda P é maior que a da S. Por isso, a onda P é a primeira

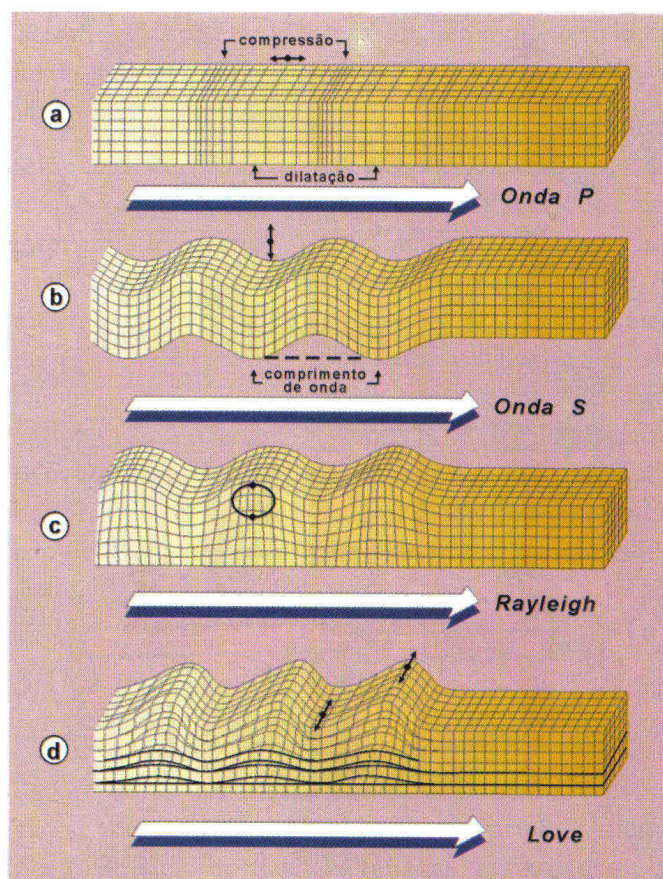


Fig. 3.4 Os dois modos principais de propagação das vibrações sísmicas são a onda P (a), longitudinal (vibração paralela à direção de propagação), e a onda S (b), transversal (vibração perpendicular à direção de propagação). Junto à superfície da Terra, propagam-se também as ondas superficiais: onda Rayleigh (c), que é uma combinação de ondas P e S onde cada partícula oscila num movimento elíptico, e ondas Love, com oscilação horizontal transversal. Nas ondas de superfície, as amplitudes diminuem com a profundidade. Note que, na passagem das ondas sísmicas, o meio se deforma elasticamente.

a chegar e a S é a segunda (daí o nome de P e S). O som que se propaga no ar também é uma onda P, da mesma forma que as vibrações em um meio líquido. As ondas S não se propagam em meios líquidos e gasosos, apenas nos sólidos.

As velocidades de propagação das ondas P e S dependem essencialmente do meio por onde elas passam, como mostrado na Fig. 3.5. Em geral, quanto maior a densidade de uma rocha, maior a velocidade das ondas sísmicas. É justamente esta propriedade que permite utilizar as ondas sísmicas para obter informações sobre a estrutura e a composição em grandes profundidades. Por exemplo, analisando-se as vibrações provocadas por explosões artificiais controladas em uma bacia sedimentar, podemos deduzir as velocidades sísmicas nas várias

camadas sedimentares da bacia e obter informações sobre eventuais estruturas geológicas importantes. Assim, o método sísmico é de grande importância prática, por exemplo, na exploração de petróleo e na busca de água subterrânea. Em uma escala global, os registros dos terremotos em uma rede de estações sismográficas permitem também conhecer as velocidades sísmicas no interior da Terra e estudar a estrutura, a composição e a evolução atual do nosso planeta.

As vibrações P e S são chamadas ondas internas por se propagarem em todas as direções a partir de uma perturbação dentro de um meio. Além das ondas internas P e S, há uma maneira especial de propagação de vibrações junto à superfície da Terra: são as ondas superficiais, que podem ser de dois tipos, Love e Rayleigh. As ondas superficiais Love correspondem a superposições de ondas S com vibrações horizontais concentradas nas camadas mais externas da Terra. A onda superficial Rayleigh é uma combinação de vibrações P e S contidas no plano vertical (Figs. 3.4c e 3.4d). No sismograma da Fig. 3.6, podemos observar que as ondas superficiais aparecem como um trem de ondas de maior duração e com períodos diferentes. Uma característica das ondas superficiais é que a velocidade de propagação depende também do período da oscilação (no exemplo, vê-se que as oscilações de maior período estão chegando primeiro). As ondas Love, em geral, têm velocidade de propagação maior do que as ondas Rayleigh.

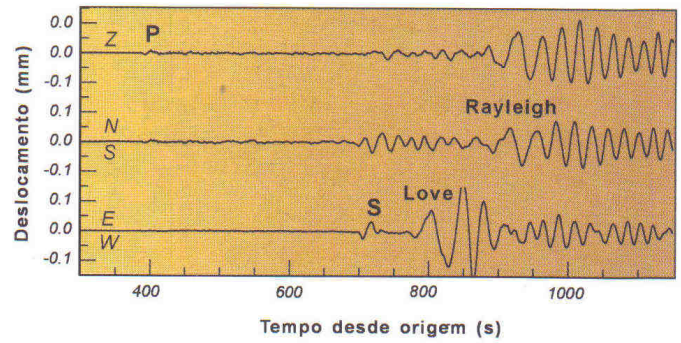


Fig. 3.6 Sismo das Ilhas Sandwich (Atlântico Sul) em 27-09-1993, registrado numa estação perto de Poços de Caldas, MG (Brasil), a 3.570 km de distância. No trem de ondas superficiais Rayleigh (componentes Z e NS) e no trem das ondas Love (componente EW), as oscilações com períodos maiores chegam antes por terem velocidades de propagação maiores.

3.2 Estrutura Interna da Terra

Não é possível ter acesso direto às partes mais profundas da Terra devido às limitações tecnológicas de enfrentar as altas pressões e temperaturas. O furo de sondagem mais profundo feito até hoje (em Kola, Rússia) atingiu apenas 12 km, uma fração insignificante comparada ao raio da Terra de 6.370 km. Assim, a estrutura interna do planeta só pode ser estudada de maneira indireta. A análise das ondas sísmicas, registradas na superfície, permite deduzir várias características das partes internas da Terra atravessadas pelas ondas. Alguns aspectos básicos de propagação de ondas sísmicas serão abordados agora, mostrando como as principais camadas da Terra são estudadas.

3.2.1 Lei de Snell e curvas tempo-distância

Como qualquer outro fenômeno ondulatório (por exemplo, a luz), a direção de propagação das ondas sísmicas muda (refrata) ao passar de um meio com velocidade V_1 para outro com velocidade diferente V_2 . As ondas sísmicas sofrem refração e reflexão e também obedecem à lei de Snell (Fig. 3.7). Numa interface separando dois meios diferentes, há também conversão de onda P para S e de onda S para P. Por exemplo, a Fig. 3.7c mostra uma onda P incidente, cuja energia é repartida entre P e S refletidas e P e S refratadas. A lei de Snell, neste caso, se aplica a cada tipo de raio.

Quando o meio é constituído de várias camadas horizontais, a lei de Snell define a variação da direção do raio sísmico, como mostrado na Fig. 3.8.

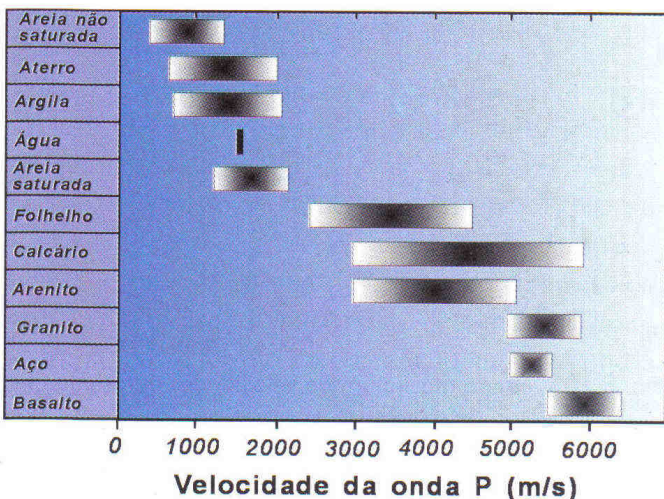


Fig. 3.5 Exemplos de intervalos de velocidades da onda P para alguns materiais e rochas mais comuns.

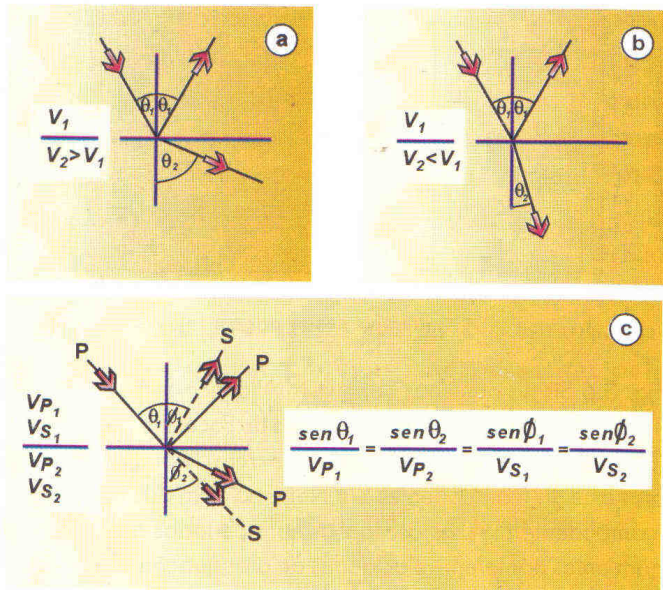


Fig. 3.7 Lei de Snell que rege a reflexão e refração das ondas. Quando a onda passa de um meio de menor velocidade para outro de maior velocidade, o raio da onda se afasta da normal à interface (a). Quando a onda passa para um meio com velocidade menor, ela se aproxima da normal à interface (b). No caso das ondas sísmicas, parte da energia da onda incidente P (ou S) pode se transformar em ondas S (ou P), sempre obedecendo à lei de Snell (c).

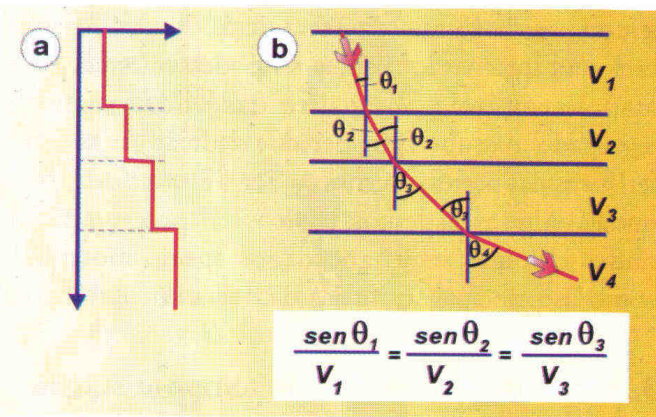


Fig. 3.8 Lei de Snell numa sucessão de camadas horizontais.

No caso em que a velocidade aumenta gradualmente com a profundidade, equivalente a uma sucessão de infinitas camadas extremamente finas (Fig. 3.9a), as ondas percorrem uma trajetória curva (Fig. 3.9c) e o gráfico dos tempos de percurso em função da distância será uma curva, como na Fig. 3.9b.

Imaginemos agora que haja uma descontinuidade no interior da Terra separando dois meios diferentes (Fig. 3.10a), sendo que o material imediatamente abaixo da descontinuidade tem velocidade menor à do material acima. Quando as ondas passam do meio com velocidade maior para o meio com velocidade menor (ponto P na Fig. 3.10c), pela lei de Snell, a tra-

jetória da onda se aproxima da normal à interface (como visto na Fig. 3.7b). Isto faz o raio sísmico C se afastar muito do raio sísmico B, criando uma interrupção na curva tempo-distância (Fig. 3.10b), também chamada "zona de sombra" na superfície. As ondas que penetram na camada mais profunda formam um ramo mais atrasado com relação ao ramo mais raso (Fig. 3.10b). O núcleo da Terra foi descoberto pela sua zona de sombra, como se verá adiante.

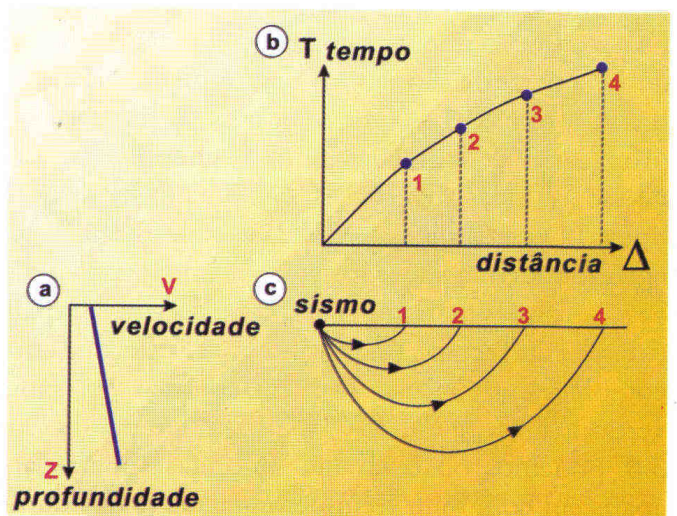


Fig. 3.9 Quando a velocidade aumenta linearmente com a profundidade (a), os tempos de percurso formam uma curva (b), e as trajetórias dos raios sísmicos são arcos de circunferência (c).

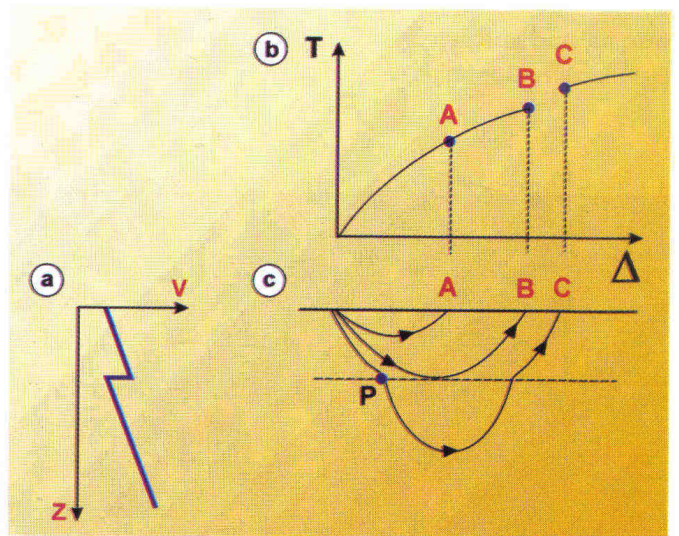


Fig. 3.10 Quando a estrutura de velocidades apresenta uma diminuição abrupta na velocidade numa certa descontinuidade (a), as curvas de tempo de percurso terão uma interrupção (b). A onda correspondente ao raio "C", ao atingir a descontinuidade (c) sofrerá uma refração (aproximando-se da normal à interface, como na Fig. 3.7b) que a afastará bastante do raio "B", criando uma "zona de sombra" na superfície.

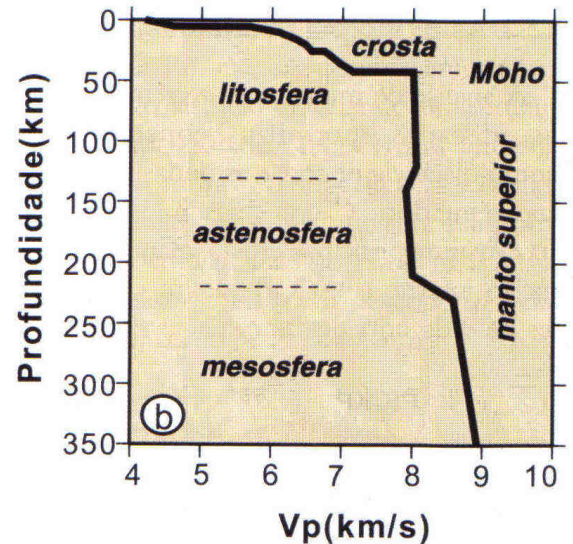
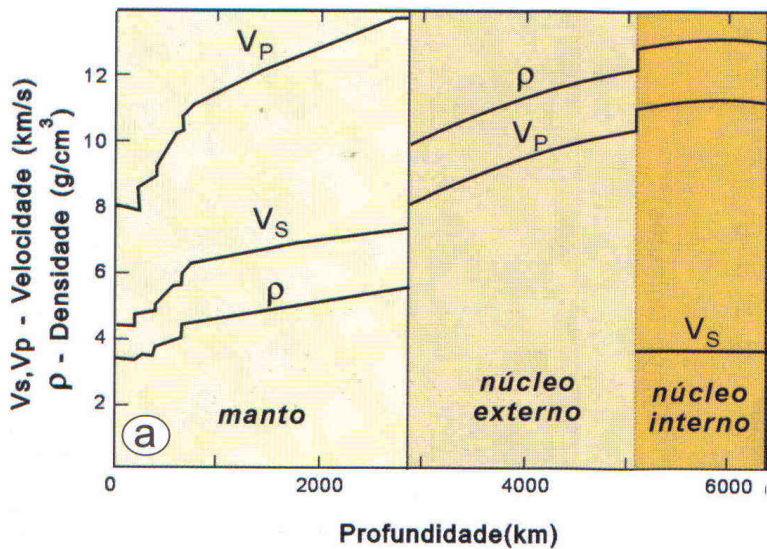


Fig. 3.13 a) Perfil de velocidades sísmicas (V_p e V_s) e densidade (ρ) no interior da Terra. b) Exemplo de perfil de velocidade da onda P na crosta e manto superior, numa região continental.

a rigidez do material nesta profundidade. Desta maneira, a crosta, junto com uma parte do manto acima da zona de baixa velocidade, forma uma camada mais dura e rígida, chamada **litosfera**. Nesta zona de baixa velocidade, chamada **astenosfera**, as rochas são mais maleáveis (plásticas). Enquanto a Moho é uma descontinuidade abrupta indicando mudança de composição, o limite litosfera/astenosfera é mais gradual e indica mudança de propriedades físicas: aumento de temperatura, fusão parcial e grande diminuição da viscosidade. A verdadeira "casca" da Terra, portanto, é a litosfera. As placas tectônicas (ou litosféricas) são pedaços de litosfera que se movimentam sobre a astenosfera.

com valores aproximados das acelerações do movimento do solo. Cada grau da escala MM corresponde aproximadamente ao dobro da aceleração do grau anterior. Naturalmente, quanto maior a distância do epicentro, a intensidade tende a ser menor. A Fig. 3.14 mostra um exemplo de mapa de intensidades (dito mapa "macro sísmico") do sismo de Mogi-Guaçu, SP, de 1922, sentido até mais de 300km de distância. Na região epicentral, a intensidade atingiu o grau VI MM, provocando rachaduras em várias casas e despertando muitas pessoas em pânico. As isolinhas de intensidade (linhas que cercam intensidades iguais) são chamadas **isossistas**.

3.3 Medindo os Terremotos

3.3.1 Intensidade

Classificando os efeitos do terremoto

A Intensidade Sísmica é uma **classificação dos efeitos** que as ondas sísmicas provocam em determinado lugar. Não é uma medida direta feita com instrumentos, mas simplesmente uma maneira de descrever os efeitos em pessoas (como as pessoas sentiram) em objetos e construções (barulho e queda de objetos, trincas ou rachaduras em casas, etc.) e na natureza (movimento de água, escorregamentos, liquefação de solos arenosos, mudanças na topografia, etc.). A Tabela 3.1 mostra uma descrição da Escala Mercalli Modificada (MM), a mais usada atualmente, juntamente

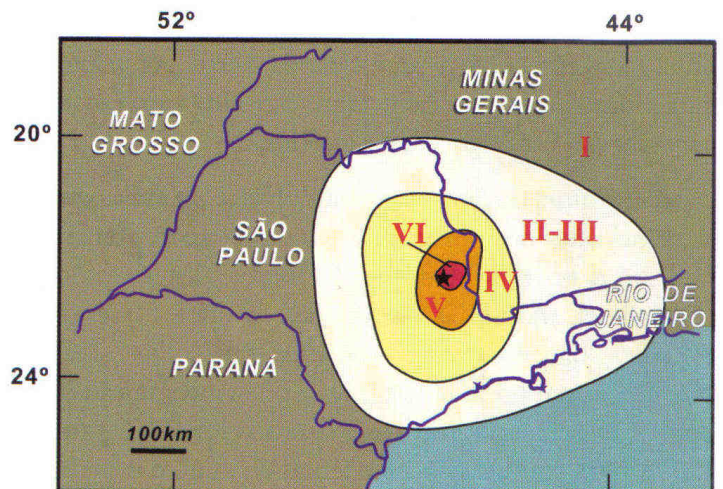


Fig. 3.14 Intensidades do sismo de 27.01.1922, com epicentro na região de Mogi-Guaçu, SP. Os números são intensidades "Mercalli Modificada". As maiores intensidades foram VI. O epicentro (estrela) foi estimado com base na distribuição das intensidades e em dados da estação sismográfica do Observatório Nacional no Rio de Janeiro.

Como a intensidade é apenas uma classificação, e não uma medida, ela está sujeita a muitas incertezas. As informações de como as pessoas sentiram o tremor é sempre subjetiva. A própria escala tem uma natureza qualitativa quando se refere, por exemplo, a

"poucas pessoas", "muitas pessoas", etc. A maior utilidade da escala de intensidades é no estudo de sismos "históricos", i.e., sismos ocorridos antes da existência de estações sismográficas.

Tabela 3.1 Escala de Intensidade Mercalli Modificada (abreviada).

Grau	Descrição dos Efeitos	Aceleração (g)
I	Não sentido. Leves efeitos de período longo de terremotos grandes e distantes.	
II	Sentido por poucas pessoas paradas, em andares superiores ou locais favoráveis.	<0,003
III	Sentido dentro de casa. Alguns objetos pendurados oscilam. Vibração parecida à da passagem de um caminhão leve. Duração estimada. Pode não ser reconhecido como um abalo sísmico.	0,004 – 0,008
IV	Objetos suspensos oscilam. Vibração parecida à da passagem de um caminhão pesado. Janelas, louças, portas fazem barulho. Paredes e estruturas de madeira rangem.	0,008 – 0,015
V	Sentido fora de casa; direção estimada. Pessoas acordam. Líquido em recipiente é perturbado. Objetos pequenos e instáveis são deslocados. Portas oscilam, fecham, abrem.	0,015 – 0,04
VI	Sentido por todos. Muitos se assustam e saem às ruas. Pessoas andam sem firmeza. Janelas, louças quebradas. Objetos e livros caem de prateleiras. Reboco fraco e construção de má qualidade racham.	0,04 – 0,08
VII	Difícil manter-se em pé. Objetos suspensos vibram. Móveis quebram. Danos em construção de má qualidade, algumas trincas em construção normal. Queda de reboco, ladrilhos ou tijolos mal assentados, telhas. Ondas em piscinas. Pequenos escorregamentos de barrancos arenosos.	0,08 – 0,15
VIII	Danos em construções normais com colapso parcial. Algum dano em construções reforçadas. Queda de estuque e alguns muros de alvenaria. Queda de chaminés, monumentos, torres e caixas d'água. Galhos quebram-se das árvores. Trincas no chão.	0,15 – 0,30
IX	Pânico geral. Construções comuns bastante danificadas, às vezes colapso total. Danos em construções reforçadas. Tubulação subterrânea quebrada. Rachaduras visíveis no solo.	0,30 – 0,60
X	Maioria das construções destruídas até nas fundações. Danos sérios a barragens e diques. Grandes escorregamentos de terra. Água jogada nas margens de rios e canais. Trilhos levemente entortados.	0,60 – 1,0
XI	Trilhos bastante entortados. Tubulações subterrâneas completamente destruídas.	~ 1 - 2
XII	✓ Destruição quase total. Grandes blocos de rocha deslocados. Linhas de visada e níveis alterados. Objetos atirados ao ar.	~ 2

3.3.2 Magnitude

Medindo a "força" do terremoto

Em 1935, para comparar os **tamanhos relativos** dos sismos, Charles F. Richter, sismólogo americano, formulou uma **escala de magnitude** baseada na amplitude dos registros das estações sismográficas. O princípio básico da escala é que as magnitudes sejam expressas na escala logarítmica, de maneira que cada ponto na escala corresponda a um fator de 10 vezes nas amplitudes das vibrações. Existem várias fórmulas diferentes para se calcular a magnitude Richter, dependendo do tipo da onda sísmica medida no sismograma. Uma das fórmulas mais utilizadas para terremotos registrados a grandes distâncias é da magnitude M_s :

$$M_s = \log(A/T) + 1,66 \log(\Delta) + 3,3$$

onde:

A = amplitude da onda superficial Rayleigh (μm) registrada entre 20° e 100° de distância;

T = período da onda superficial (deve estar entre 18 e 22 s).

Δ = distância epicentral, em graus; é o ângulo no centro da Terra entre o epicentro e a estação ($1^\circ = 111\text{km}$).

A escala M_s só é aplicada para sismos com profundidades menores de $\sim 50\text{km}$. Sismos mais profundos geram relativamente poucas ondas superficiais e sua magnitude ficaria subestimada. Nestes casos, são usadas outras fórmulas para a onda P.

Para sismos pequenos e moderados no Brasil não se pode utilizar a escala M_s (pois dificilmente são registrados a mais de 20° de distância (2.220km), e as ondas superficiais têm períodos menores de 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, e válida entre 200 e 1.500 km de distância:

$$m_R = \log V + 2,3 \log R - 2,48$$

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

Da maneira como foi definida, a magnitude Richter não tem um limite inferior nem superior. Tremores muito pequenos (microtremores) podem ter magnitude negativa. O limite superior depende apenas da própria natureza. Tremores pequenos, sentidos num raio de poucos quilômetros e sem causar danos, têm magnitude da ordem de 3. Sismos moderados, que podem causar algum dano (dependendo da profundidade do foco e do tipo de terreno na região epicentral) têm magnitudes na faixa de 5 a 6. Os terremotos com grande poder de destruição têm magnitudes acima de 7. As maiores magnitudes já registradas neste século chegaram a $M_s=8,5$ (terremotos nos Himalaias em 1920 e 1950, e no Chile em 1960).

A Tabela 3.2 mostra a relação entre magnitude (M_s), amplitude máxima do movimento do chão (A) a 50 km de distância, tamanho da fratura (L), deslocamento médio na fratura (D) e energia.

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 10 metros, lateralmente, um em relação ao outro.

Tabela 3.2 Energia relacionada à magnitude dos terremotos

M_s	A amplitude a 50 km	L (km) comprimento da ruptura	D Deslocamento na falha	Energia (J)	tempo p/ Itaipu gerar a energia (12.000 MW)
9	1 m	400	10 m	$1,6 \times 10^{18}$	4,5 anos
7	1 cm	30	1 m	$2,1 \times 10^{15}$	2 dias
5	0,1 mm	5	1 cm	$2,8 \times 10^{12}$	4 min
3	0,1 mm	1	1 mm	$3,6 \times 10^9$	0,3 s

Tabela 3.3 Alguns terremotos importantes do mundo

Data	ano	mês	dia	Local	Magnitudes		Mortos	Observações
					M_s	M_w		
1531	01	26		Portugal, Lisboa			30.000	
1556	01	23		China, Shensi			830.000	Maior mortalidade da história.
1737	10	11		Índia, Calcutá			300.000	
1755	11	01		Portugal, Lisboa	8,7		70.000	Tsunami devastador; maior terremoto em crosta oceânica.
1811	12	16		E.U.A., Missouri, Nova Madrid	8,5	8,1		Dois maiores terremotos intraplaca, intensidade X MM.
1812	02	07		E.U.A., Missouri, Nova Madrid	8,8	8,0		Intraplaca, intensidade XI MM.
1868	08	16		Equador e Colômbia			70.000	
1886	09	01		USA, Carolina do Sul	7,7	7,3	60	Intraplaca, margem Atlântica.
1906	04	18		Califórnia, S. Francisco	7,8	7,9	700	Grande incêndio; falha de San Andreas.
1908	12	28		Itália, Messina	~7		120.000	
1920	12	16		China e Tibet	8,5	8,3	180.000	
1922	11	11		Chile central	8,2	8,7		
1923	09	01		Japão, Kwanto	8,2	8,5	143.000	Grande incêndio de Tóquio.
1929	11	18		Costa do Canadá	7,1	6,5		Margem passiva do Atlântico; deslizamento de talude continental destruindo cabos submarinos. X MM.
1950	08	15		Índia e Tibet	8,6	8,6	1.500	Um dos maiores no Himalaia.
1960	05	22		Sul do Chile	8,5	9,7	5.700	Maior terremoto do século XX.
1964	03	28		Alaska	8,4	9,2	131	Segundo maior terremoto.
1970	05	31		Peru	7,6	7,9	66.000	Grande avalanche.
1975	02	04		China, Liaoning	7,2	6,9	poucos	Único grande terremoto previsto com sucesso.
1976	07	27		China, Tangsham	7,8	7,4	250.000	Não foi possível prever.
1988	12	07		Armênia, Spitak	7,0	6,7	25.000	Placas Arábia/Eurásia.
1990	06	20		Norte do Irã	7,7	7,3	40.000	
1992	06	28		Califórnia, Landers	7,5	7,3	1	Ruptura na superfície, mais de 70km.
1993	09	29		Índia central, Killari	6,4	6,1	10.000	Região intraplaca; falha nova gerada pelo sismo.
1995	01	16		Japão, Kobe	6,9	6,9	5.400	100.000 prédios destruídos.
1999	08	17		Turquia	7,8	7,5	15.000	Falha de Anatólia do Norte.

3.3.3 A nova escala de magnitude M_w

A escala de magnitude Richter, por definição, não tem unidade e apenas compara os terremotos entre si. Atualmente, os sismólogos usam uma nova escala de magnitude que melhor reflete os tamanhos absolutos dos terremotos, baseada nos processos físicos que ocorrem durante a ruptura. Esta magnitude é baseada no "momento sísmico" M_0 :

$$M_0 = \mu D S \text{ (unidade de N.m)}$$

onde μ = módulo de rigidez da rocha que se rompeu; D = deslocamento médio na falha; e S = área total da superfície de ruptura.

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 6.0$$

Nesta nova escala, o maior terremoto já registrado ocorreu em 1960 no sul do Chile com uma ruptura de mais de 1.000km de comprimento dando uma magnitude de 9,7 M_w .

3.4 Sismicidade Mundial

A atividade sísmica mundial, através das concentrações dos epicentros mostrada na Fig. 3.1, delimita áreas da superfície terrestre como se fossem as peças de um "quebra-cabeça global". A distribuição dos sismos é uma das melhores evidências dos limites destas "peças" chamadas **placas tectônicas** (Cap.6). Cerca de 75% da energia liberada com terremotos ocorre ao longo das estruturas marginais do Oceano Pacífico, caracterizando o "Cinturão Circum-Pacífico" ou "Cinturão de Fogo do Pacífico", em alusão à presença de vulcões coincidentes com os sismos (ver Cap. 17).

Padrão em Linha - onde os epicentros se organizam, na escala global, ao longo de um fino traço, no fundo dos oceanos seguindo o eixo das dorsais oceânicas que são cordilheiras submarinas marcando o local onde placas oceânicas são criadas e se afastam umas das outras, como por exemplo no Oceano Atlântico e no Índico. Este padrão se relaciona, portanto, aos limites de placas oceânicas, com regime de esforços tracionais. Os sismos associados a estas estruturas são bastante rasos, com profundidades focais de poucos quilômetros.

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. Os sismos nestas faixas

são principalmente rasos (profundidade focal menor que ~50km), mas podem atingir profundidades de até 670 km (Fig. 3.1).

Nestas faixas, como por exemplo na margem oeste do Oceano Pacífico (Fig. 3.1) e na costa ocidental da América do Sul (Fig. 3.15), pode-se notar que as profundidades dos sismos aumentam em direção ao continente. Quando observados em perfis transversais às faixas, os sismos se alinham em uma zona inclinada, geralmente com 30° a 60° de inclinação, conhecida como **Zona de Benioff** (Fig. 3.15). Esta distribuição dos sismos em profundidade revela uma placa oceânica mergulhando em direção ao manto, sob outra placa. Estas faixas sísmicas mais largas, incluindo sismos profundos, marcam regiões da Terra de convergência de placas litosféricas. Nestas áreas, os sismos rasos (até ~50 km aproximadamente) são causados por esforços compressivos horizontais. Os grandes terremotos, com magnitudes acima de ~7, acontecem geralmente nestas zonas, exatamente no contato entre as duas placas.

Os sismos intermediários e profundos ocorrem, preferencialmente, ao longo do 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 à Falha de San Andreas, limite entre a placa norte-americana e a placa do Pacífico, as quais se movimentam lateralmente. Este tipo de limite entre placas é chamado transformante (Cap. 6).

A quase totalidade da atividade sísmica mundial ocorre associada aos limites das placas, delimitando-as e possibilitando caracterizar o movimento relativo entre as placas. Trata-se da **sismicidade interplacas**, a respeito da qual nos referimos até aqui.

3.4.1 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. Esta "sismicidade intraplaca" é relativamente pequena, com sismos de magnitudes baixas a moderadas, quando comparadas à sismicidade nas bordas das placas. Entretanto, há registros de sismos altamente destrutivos no interior das placas (como o de Nova Madrid, Missouri, Estados Unidos, Tabela 3.4), indicando que, apesar de remota, a possibilidade de ocorrência de um grande terremoto intraplaca não é nula.

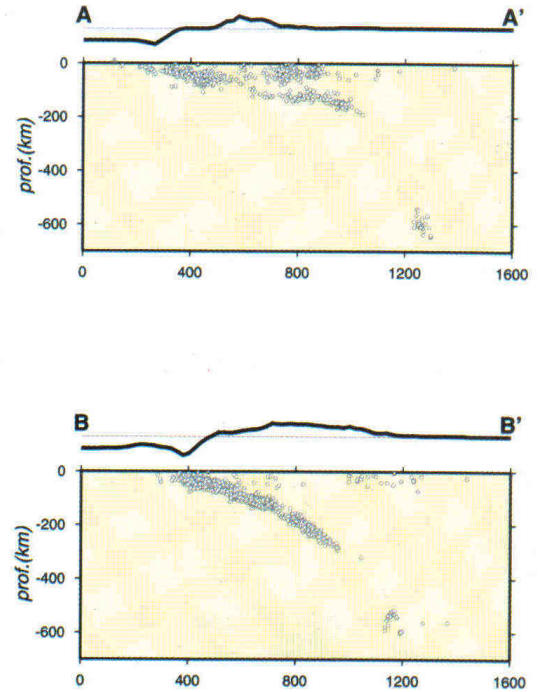
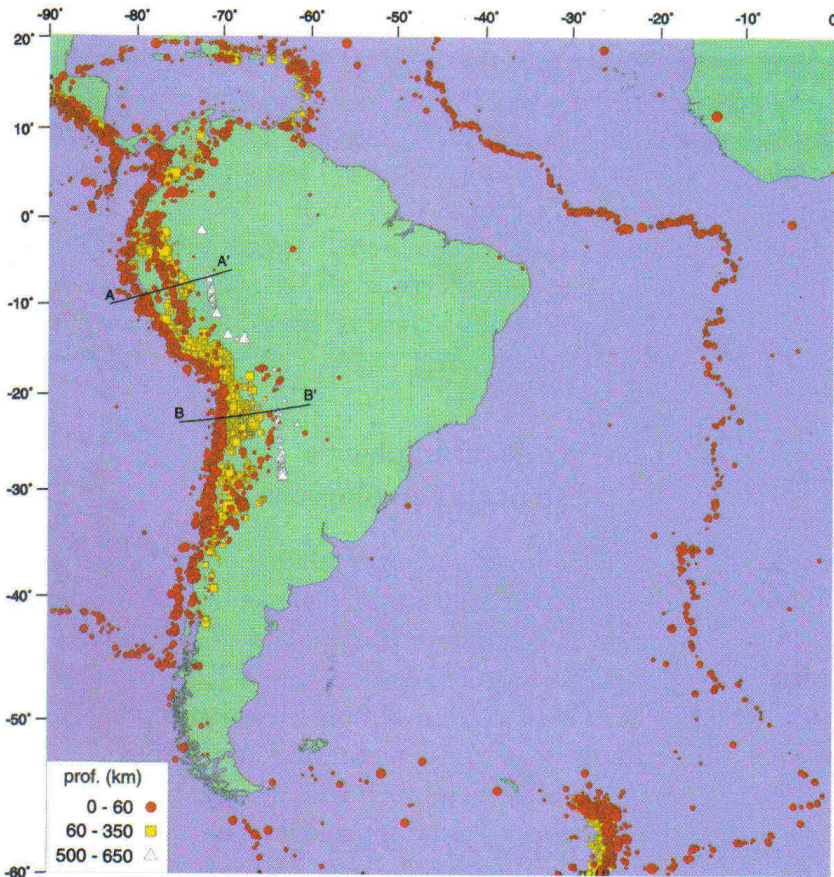


Fig. 3.15 Sismicidade da América do Sul (1964 a 1995, mag>4,7). Círculo vermelho, quadrado amarelo e triângulo branco indicam epicentros de sismos rasos (<60km), intermediários e profundos (>350km).

Nos perfis AA' e BB', mostram-se a topografia (linha grossa) e a projeção dos hipocentros (pontos) dos sismos até 300 km de cada lado do perfil. Na região do Peru (perfil AA'), os hipocentros se alinham horizontalmente, antes de mergulhar sob oAcre. Fonte: U.S. Geological Survey / Engdahl.

Tabela 3.4 Principais terremotos em regiões continentais estáveis.

Ano	Latitude(°)	Longitude (°)	Magnitude M_s	Localidade	Feição tectônica
1811	36,5 N	89,6 W	8,5	Nova Madrid, MO, E.U.A.	R
1812	36,5 N	89,6 W	8,8	Nova Madrid, MO, E.U.A.	R
1819	23,6 N	69,6 E	8,0	Kutch, Índia	FC
1886	32,9 N	80,0 W	7,7	Charleston, SC, E.U.A.	MP?/E.
1909	39,0 N	8,8 W	6,6	Costa de Portugal	MP
1918	23,5 N	117,0 E	7,3	Nanai, costa SE da China	MP/FP?
1929	44,7 N	56,0 W	7,1	Costa leste do Canadá	MP/R?
1932	28,5 S	32,8 N	6,8	África do Sul	MP
1933	73,2 N	70,0 W	7,3	Baía de Baffin, Canadá	MP
1935	31,5 N	15,3 S	7,0	Golfo de Sidra, Líbia, África	MP/R
1968	31,6 S	117,0 E	6,8	Meckering, Austrália	FP?
1988	19,8 S	133,9 E	6,8	Tenant Creek, Austrália	FP

MP = margem passiva; FP = falha pré-existente; R = rift; FC = falha Cenozóica; E = crosta estendida (geralmente relacionada à formação de margem passiva).

Os maiores sismos em regiões continentais estáveis (intraplaca) ocorrem preferencialmente em áreas onde a crosta continental foi tracionada e estendida por processos geológicos relativamente recentes (Mesozóico ou Cenozóico), como por exemplo nas plataformas continentais ou em *rifts* intra-continentais abortados (Cap.6), como em Nova Madrid nos Estados Unidos.

3.4.2 Sismicidade do Brasil

Ocupando grande parte da estável Plataforma Sul-americana, o Brasil era considerado, até pouco tempo, como assísmico, por não se conhecer a ocorrência de sismos destrutivos. Estudos sismológicos desde a década de 1970 mostraram que a atividade sísmica no Brasil, apesar de baixa, não pode ser negligenciada (Fig. 3.16 e Tabela 3.5). Para sismos no Brasil usa-se preferencialmente a magnitude m_b calculada com a onda P de estações distantes. Esta escala é equivalente à escala regional m_R e aproximadamente igual à escala M_s .

A grande quantidade de epicentros nas regiões Sudeste e Nordeste (Fig. 3.16) 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, sismos de destaque têm sido registrados nestas regiões, como por exemplo

o sismo de Mogi-Guaçu, de 1922, com magnitude 5,1 m_b (Fig. 3.14). Um dos mais importantes sismos do Nordeste foi sentido em praticamente toda a região em 1980, com magnitude 5,2 m_b e intensidade máxima VII MM, provocando o desabamento parcial de algumas casas modestas na região de Pacajus, CE (Tabela 3.5). O maior sismo conhecido do Brasil ocorreu em 1955, com magnitude Richter 6,2 m_b e epicentro localizado 370 km ao norte de Cuiabá, MT. As informações contidas na Fig. 3.16 retratam o mínimo da sismicidade real.

3.4.3 Sismos intraplaca e estruturas geológicas

Pequenos sismos intraplaca podem ocorrer em qualquer local. Entretanto, algumas áreas são bem mais ativas do que outras, como é o caso dos Estados do Ceará, do Rio Grande do Norte e da parte norte de Mato Grosso. Nem sempre é fácil compreender as causas desta variação na sismicidade intraplaca em termos de estruturas ou forças geológicas. Ainda são insuficientes os estudos geológicos e sismológicos necessários para explicar o padrão observado da sismicidade. A baixa frequência de ocorrência dos sismos não permite uma relação estatística segura, a não ser em alguns poucos casos estudados em maior detalhe.

Fig. 3.16 Sismos do Brasil
Epicentros do Brasil de 1724 a 1998, com magnitude > 2,5. Note que a cobertura do catálogo utilizado (fonte: USP, UnB, UFRN, IPT) é bastante incompleta: até meados do século XX, apenas sismos com magnitude acima de 4 em áreas bem povoadas estão incluídos. Atualmente, sismos da região Sudeste com magnitudes acima de 2,5 são registrados, mas na Amazônia o limite de detecção é de 3,5. Os números indicam os sismos da Tabela 3.5. A linha tracejada grossa no oceano indica o limite da crosta continental que foi estendida e afinada durante a separação entre a América do Sul e a África. **Fonte:** IAG - USP.

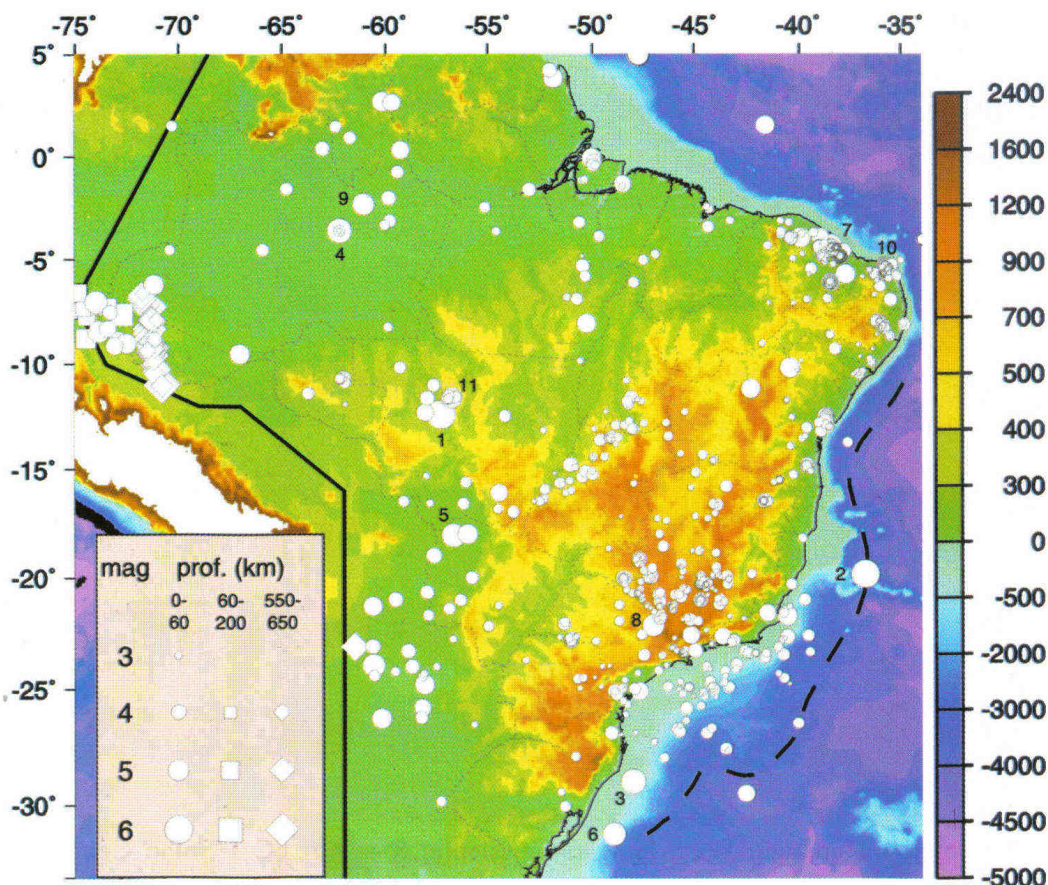


Tabela 3.5 Sismos mais importantes do Brasil.

Nº	Ano	Latitude (°S)	Longitude (°W)	Magnitude (m_b)	Intensidade máx. (MM)	Localidade
1	1955	12,42	57,30	6,2		Porto dos Gaúchos, MT. Em Cuiabá, 370 km ao sul, pessoas foram acordadas.
2	1955	19,84	36,75	6,1		Epicentro no mar, a 300km de Vitória, ES.
3	1939	29,00	48,00	5,5	> VI	Tubarão, SC, plataforma continental.
4	1983	3,59	62,17	5,5	VII	Codajás, AM, bacia Amazônica.
5	1964	18,06	56,69	5,4		NW de MS, bacia do Pantanal.
6	1990	31,19	48,92	5,2		No mar, a 200km de Porto Alegre, RS.
7	1980	4,30	38,40	5,2	VII	Pacajus, CE.
8	1922	22,17	47,04	5,1	VI	Mogi-Guaçu, SP, sentido em SP, MG e RJ.
9	1963	2,30	61,01	5,1		Manaus, AM
10	1986	5,53	35,75	5,1	VII	João Câmara, RN.
11	1998	11,62	56,78	5,0	VI	Porto dos Gauchos, MT.

A zona sísmica de Nova Madrid (Tabela 3.4), no centro-leste da América do Norte, responsável pelos grandes terremotos intraplaca de 1811 e 1812, caracteriza-se pela reativação de um sistema de falhas geológicas antigas. Estas falhas foram criadas no Mesozóico, por forças tracionais num processo de extensão crustal que formou um graben (Cap. 6). A sismicidade que se registra hoje ocorre nas mesmas estruturas antigas, mas em resposta às forças compressivas que atuam hoje na placa norte-americana.

A atividade sísmica, ocorrida de 1986 a 1990 em João Câmara, RN, foi estudada em detalhe com uma rede de estações sismográficas, permitindo identificar uma zona de falha de aproximadamente 40 km de comprimento, orientada N40°E com mergulho de 60°-70° para NW (Fig. 3.17). Apesar da grande extensão da zona sísmica, ainda não foi possível associá-la com outras feições geológicas de superfície. Isto mostra claramente a grande dificuldade de se estudar a correlação entre sismicidade intraplaca e outras feições geológicas. Sabe-se, porém, que os sismos do Nordeste ocorrem

devido a tensões compressivas orientadas aproximadamente na direção E-W e tensões tracionais N-S. Estas tensões podem ter várias origens, como a movimentação da placa sul-americana e forças locais causadas pela estrutura crustal da região.

A faixa sísmica SW-NE nos Estados de Goiás e Tocantins (Fig. 3.16) tem um paralelismo marcante com o Lineamento Transbrasileiro (Fig. 3.18), 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.

Do mesmo modo, a concentração de epicentros na plataforma continental da região Sudeste e em regiões próximas à costa (Fig. 3.16) 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.

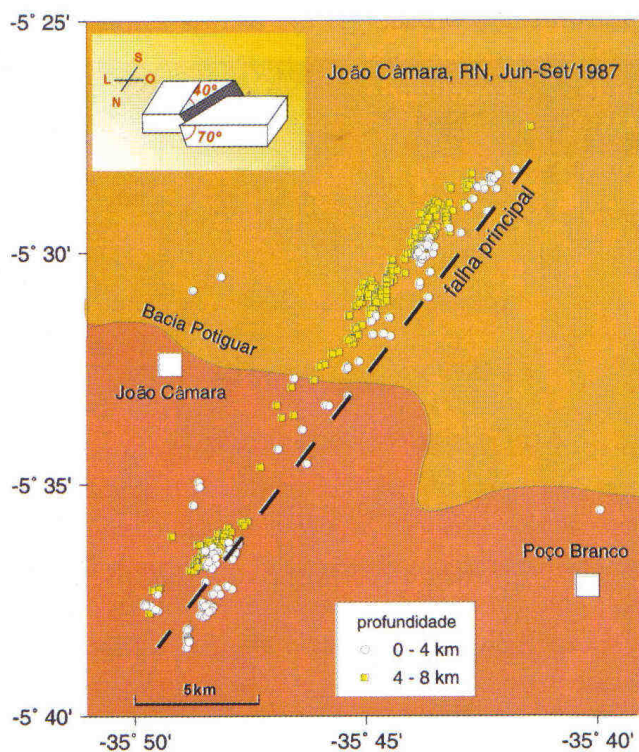


Fig. 3.17 Sismos de João Câmara, RN. Os hipocentros definem uma falha principal mergulhando para NW.

3.4.4 Sismos e barragens

A interferência do homem na Natureza pode provocar sismos, através de explosões nucleares, de 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, os sismos induzidos pelo restante dos 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 6,3, tendo provocado 200 mortes e sérios danos à estrutura da barragem.

Com o enchimento do Lago Mead do reservatório Hoover, Estados Unidos, em meados da década de 1930, e, principalmente, nos anos 60, com a ocorrência de sismos induzidos pelos reservatórios de Hsinfengkiang, Kariba, Kremasta e Koyna (Tabela 3.6), reconheceu-se que o enchimento de reservatórios pode causar terremotos e danos consideráveis.

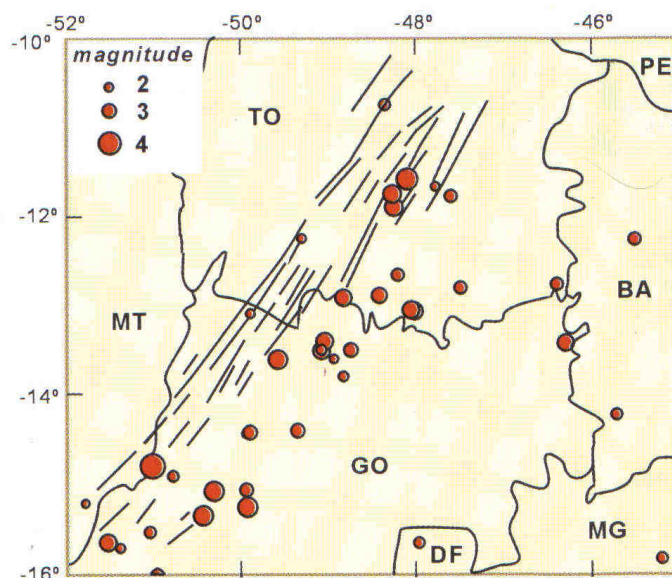


Fig. 3.18 Faixa sísmica Goiás-Tocantins. Notar o paralelismo entre a direção geral dos epicentros e a orientação do lineamento Transbrasiliiano, estrutura formada no final do Pré-Cambriano e início do Paleozóico (~570 Ma). Os epicentros, no entanto, não coincidem diretamente com os lineamentos, indicando uma relação indireta entre a sismicidade e a estrutura que originou os lineamentos.

No mundo todo, já ocorreram dez sismos induzidos por reservatórios com magnitude superior a 5, vários deles em regiões intraplaca de baixa sismicidade. A maior parte dos eventos induzidos têm magnitude entre 3 e 5.

A sobrecarga causada pela massa de água do reservatório gera pequenos esforços no maciço rochoso, normalmente insuficientes para provocar sismos. Desta forma, o efeito da sobrecarga e o aumento da pressão da água nos poros e fraturas das rochas, causado pela variação do nível hidrostático, favorecendo a diminuição da resistência ao cisalhamento dos materiais, atuam como disparadores na liberação dos esforços pré-existent na área do reservatório. Não seria exagero afirmar que o reservatório é a “gota-d’água” que pode provocar sismos.

Em reservatórios maiores, há maior probabilidade de ocorrência de sismos induzidos. Deve-se ressaltar, entretanto, que a maioria dos reservatórios artificiais não provoca sismicidade alguma, mesmo nas regiões mais sísmicas do mundo. A grande dificuldade que se enfrenta é não se poder determinar se as tensões numa região estão muito altas, próximas do ponto de ruptura, ou não. Por esse motivo, todas as grandes barragens operam estações sismográficas para detectar alguma possível atividade sísmica que venha a ser induzida pelo reservatório.

Tabela 3.6 Principais sismos induzidos por reservatórios no mundo

Barragem, país	Altura (m)	Ano	Magnitude (M_s)	Sismicidade regional
Koyna, Índia	103	1967	6,3	baixa
Kariba, Zâmbia	128	1963	6,2	baixa
Kremasta, Grécia	160	1966	6,2	alta
Xinfengkiang, China	105	1962	6,1	média
Oroville, E.U.A.	236	1975	5,7	alta
Marathon, Grécia	67	1938	5,7	alta
Aswan, Egito	111	1981	5,6	baixa

As primeiras citações sobre sismos induzidos no Brasil (Tabela 3.7) referem-se à Usina Hidrelétrica de Capivari-Cachoeira, a NE de Curitiba, PR. A atividade sísmica principal ocorreu em 1971 e 1972, na fase final da formação do lago, e se prolongou até 1979, decrescendo lentamente com alguns pulsos de reativação (Fig. 3.19).

O reservatório de Açú, RN, apresentou atividade sísmica induzida pelo menos desde 1987, quando foi iniciado o monitoramento sismológico. Em agosto

de 1994, ocorreu o maior sismo, com magnitude 3,0 (Fig. 3.20). Os eventos sísmicos que ocorreram entre os anos de 1987 e 1989 apresentaram forte correlação com as variações no nível do reservatório, como pode ser observado na Fig. 3.20, enquanto nos outros anos essa associação não é tão clara. A atividade sísmica ocorreu por reativação de antigas rupturas orientadas NE - SW, devido a tensões compressivas E-W e tracionais N-S, semelhantes às tensões que agem na região de João Câmara, RN, mais a leste.

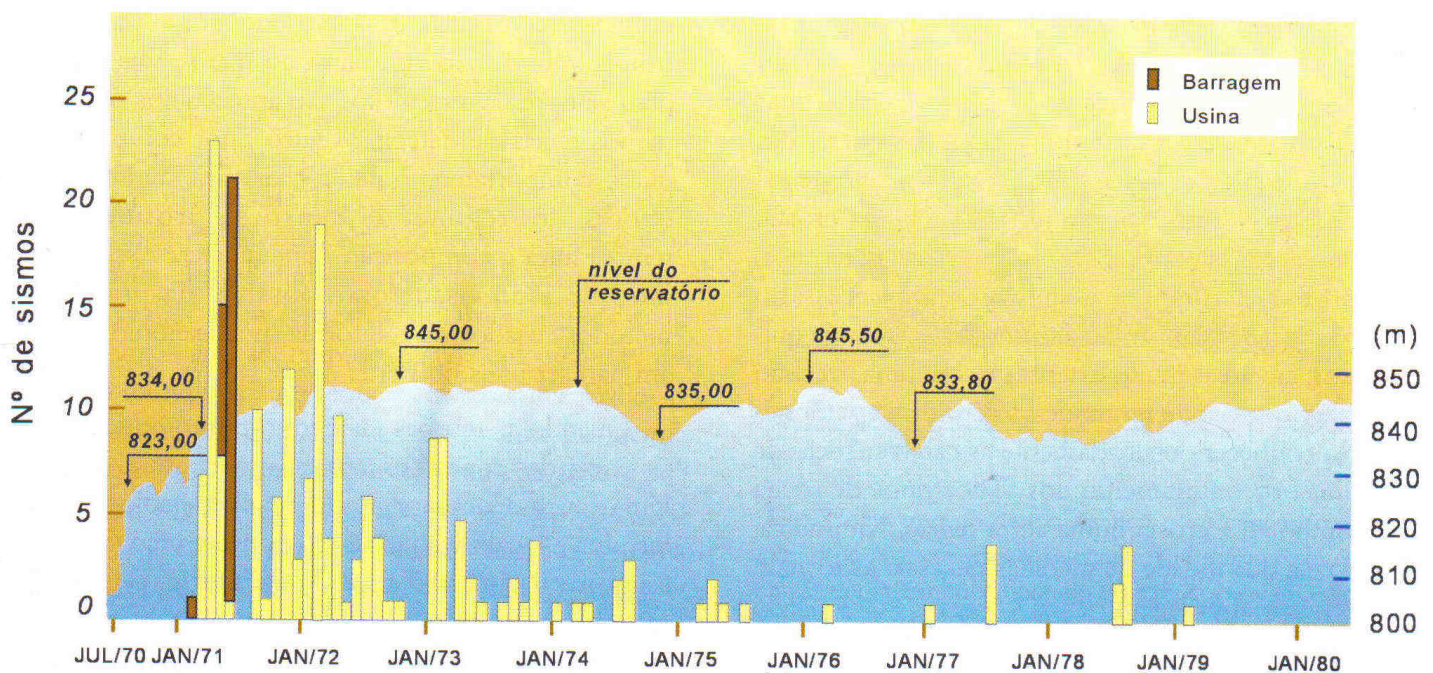


Fig. 3.19 Distribuição mensal da atividade sísmica induzida e nível do reservatório de Capivari-Cachoeira, PR.

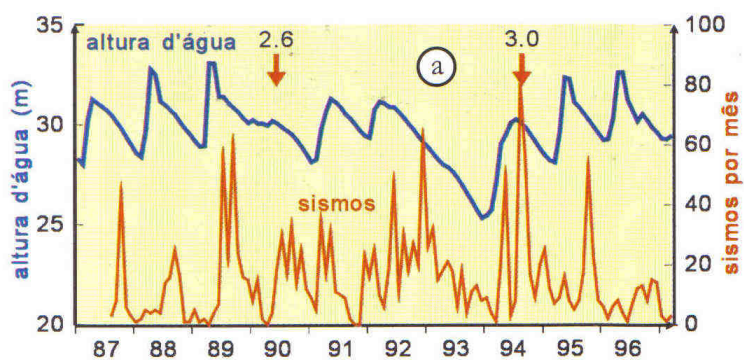
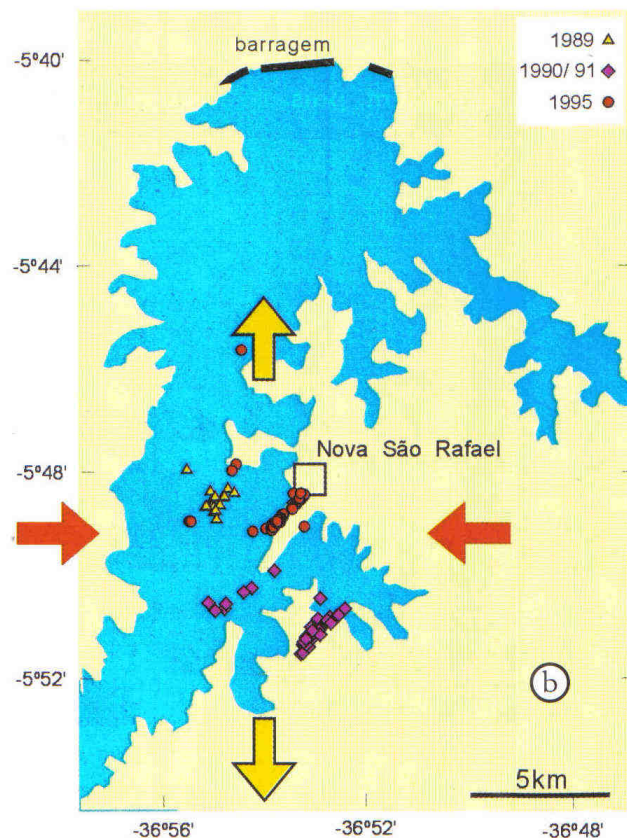


Fig. 3.20 Sismicidade induzida no açude de Açú, RN. (a) Nível d'água e sismicidade. De 1987 a 1989, o aumento do nível d'água foi seguido, aproximadamente 3 meses depois, por um aumento na atividade sísmica. De 1990 a 1993, o regime pluviométrico variou e a correlação não é clara. Depois de 1994, há nova correlação entre nível d'água e sismicidade. (b) Epicentros em três épocas diferentes. A área mais ativa varia com o tempo. Os sismos de Açú provavelmente ocorrem por reativação de pequenas falhas antigas, orientadas SW-NE, sob o regime atual de tensões: compressão E-W (setas vermelhas) e tração N-S (setas amarelas).



3.4.5 É possível prever terremotos?

Quando vai ocorrer o próximo grande terremoto? Esta pergunta freqüente ainda não tem resposta. A previsão de terremotos tem sido um dos maiores desafios para os geocientistas. Apesar de intensas pesquisas por várias décadas, ainda não foi possível desenvolver um método prático e seguro para se fazer previsões de terremotos.

As várias etapas durante a geração de um sismo (acúmulo lento de tensões na crosta, deformação das rochas e ruptura ao atingir o limite de resistência) são relativamente bem conhecidas. Assim, haveria duas maneiras de se prever terremotos: medidas diretas das tensões crustais e observações de alguns fenômenos que indicam a iminência de uma ruptura na crosta. Embora seja possível medir as tensões crustais, há enormes problemas práticos a superar: seria necessário medir as tensões em profundidades de dezenas de quilômetros, em áreas muito extensas e com uma precisão ainda não disponível na prática. Além disso, seria necessário conhecer detalhadamente as características de resistência ao fraturamento dos vários tipos de rocha que compõem a crosta numa certa região. Na prática, o custo e a quantidade de medidas necessárias tornam inviável essa abordagem.

Quando uma rocha está prestes a se romper, há uma pequena mudança em algumas de suas proprie-

dades, tais como diminuição nas velocidades de propagação das ondas P e S, queda na resistividade elétrica, mudanças no número de microtremores, entre outras. Na década de 1970, foram estudados vários casos de sismos antecedidos por tais mudanças, levando muitos sismólogos a acreditar que a previsão de terremotos seria finalmente possível. Alguns sismos pequenos, durante estudos detalhados de microtremores, puderam ser antecipados, e um grande terremoto na China, em 1975, foi previsto com sucesso, salvando milhares de vidas (ver Tabela 3.3). No entanto, a Terra mostrou-se muito mais complexa do que se imaginava, e nem sempre os terremotos são antecedidos por fenômenos fáceis de detectar. Outro 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, por exemplo, poderiam não ser úteis no Peru.

Quando as tensões atingem o ponto crítico de resistência das rochas na crosta, uma fratura se inicia. Uma quantidade enorme de detalhes geológicos determina a localização exata do ponto crítico (início do sismo) e o tamanho final da fratura (e, portanto, a magnitude do sismo). Muitos sismólogos acreditam, por razões físicas, que a previsão de terremotos é intrinsecamente impossível.

Tabela 3.7 Principais sismos induzidos no Brasil

Barragem	Altura (m)	Ano	Magnitude (m_b)	Intensidade (MM)
Porto Colômbia, MG/SP	40	1974	4,2	VI-VII
Nova Ponte, MG	140	1998	4,0	VI
Cajuru, MG	22	1972	3,7	VI
Capivara, PR/SP	60	1979	3,7	VI
Tucuruí, PA	100	1998	3,6	-
Balbina, AM	35	1990	3,4	-
Miranda, MG	85	2000	3,3	VI
Paraibuna, SP	98	1977	3,0	IV
Igaratá, SP	53	1985	3,0	IV
Capivari-Cachoeira, PR	60	1971	3,0	VI
Açu, RN	31	1994	3,0	I

3.4.6 Convivendo com o risco

Como não é possível prever terremotos (e mesmo que fosse, não se poderia evitá-los) o melhor é se prevenir. Em regiões sísmicas, com muitas falhas geológicas ativas, a melhor estratégia tem sido identificar as zonas de maior atividade sísmica e mapear as áreas com maior probabilidade de que o chão tenha fortes vibrações (mapas de “risco” sísmico) Fig. 3.21. Isto é feito combinando-se as probabilidades de ocorrências de terremotos fortes, para vários níveis de magnitude, com as vibrações esperadas para cada magnitude. No caso do Brasil, ocorrem a cada ano, em média, cerca de 20 sismos com magnitudes maiores de 3, dois sismos com magnitudes maiores de 4; 0,2 sismos maiores de 5 (i.e., um a cada 5 anos); 0,02 sismos maiores que 6, etc. A observação de que o número de sismos diminui aproximadamente 10 vezes para cada incremento de uma unidade de magnitude é uma lei empírica válida em qualquer região do mundo e foi descoberta por Richter. Pode-se, assim, extrapolar que sismos com magnitudes acima de 7 deveriam ocorrer no Brasil uma vez a cada 500 anos. Em regiões de alta atividade sísmica, como o Chile por exemplo, terremotos com magnitude acima de 7 ocorrem, em média, uma vez a cada 3 anos.

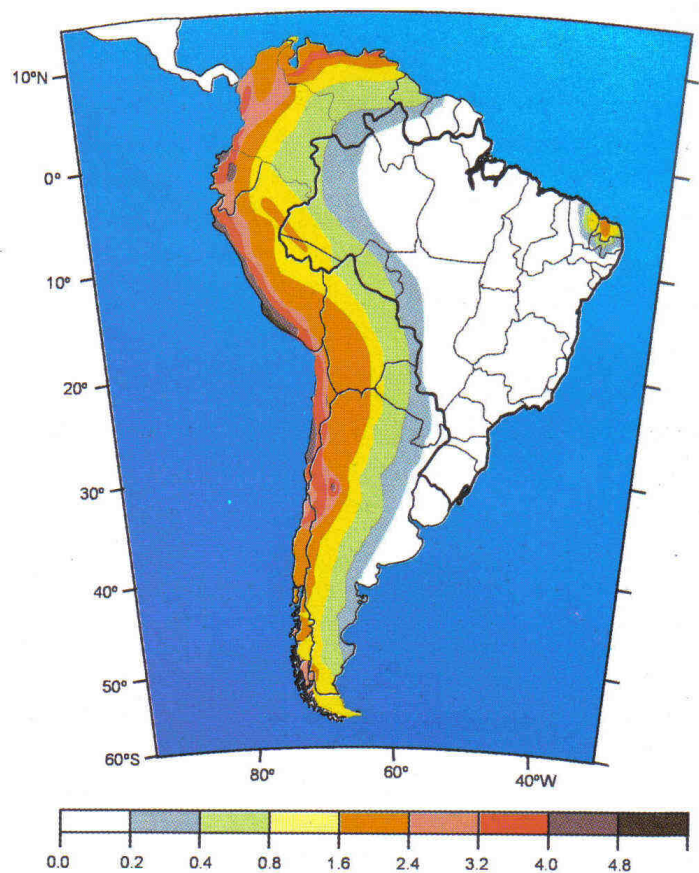
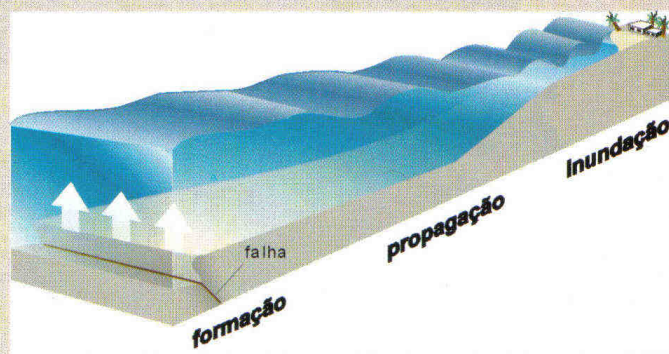


Fig. 3.21 Mapa de perigo sísmico na América do Sul mostrando o nível de vibração (aceleração máxima do chão, em m/s^2) com a probabilidade de 90% de não ser excedido, para um período de 50 anos. Estes níveis de vibração referem-se à rocha sã exposta; locais de sedimentos inconsolidados podem amplificar bastante as vibrações. Fonte: IDNDR-ILP.

3.1 Tsunamis

Em 22 de maio de 1960, pescadores na ilha de Chiloé, sul do Chile, ao sentirem as fortes vibrações de um dos maiores terremotos já registrados, correram para o mar em suas embarcações tentando se proteger. 10 a 15 minutos após o terremoto, o mar recua dezenas de metros e volta logo em seguida numa onda gigantesca destruindo todos os barcos. Apenas na ilha de Chiloé 200 mortes foram contabilizadas. Até no Havaí, a 10.000 km de distância, os efeitos destas ondas causaram mais de 60 mortes e milhões de dólares em destruição.



Ondas gigantes e destrutivas (até 10 ou 20 metros de altura) podem atingir regiões costeiras após a ocorrência de um grande terremoto com epicentro no mar. Estas ondas, ou *tsunamis*, são geradas por um deslocamento rápido 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 um avião, mas, tendo amplitude pequena e um 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, como um automóvel). 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 já foram observados); este acúmulo de energia provoca também transporte de água (correntes) inundando a região costeira por centenas de metros terra adentro.

Tsunamis são muito freqüentes no Pacífico devido à predominância de falhas inversas nas zonas de subducção. Terremotos no Alasca, por exemplo, podem gerar tsunamis que causam destruição no Havaí, várias horas mais tarde, a milhares de quilômetros de distância.

Está em implantação um sistema de alarme para tsunamis no Pacífico baseado na determinação rápida de epicentros, magnitudes e orientação das falhas (já disponível pela rede mundial de sismógrafos), modelamento matemático das ondas do tsunami (em aperfeiçoamento) e medidas em tempo real registradas por sensores colocados no fundo oceânico (em instalação).

Fontes: González, 1999. Tsunami! Scientific American, maio de 1999 pp. 44-55.

Com base nas freqüências de sismos, pode-se construir mapas de risco sísmico (ou mais precisamente “perigo” sísmico), como na Fig. 3.21. Ao se construir um prédio no Chile, por exemplo, que deve durar 50 anos, e se quisermos ter uma garantia de 90% de acerto, o prédio deve ser projetado para resistir a acelerações do chão de até 50% da aceleração da gravidade. No Brasil, com poucas exceções, os níveis esperados de vibração do chão são menores de 2% de g , em rocha. Mapas mais detalhados de perigo sísmico podem ser feitos considerando os diferentes tipos de solo e substrato rochoso de uma cidade, estimando quais bairros sofreriam maiores vibrações do chão. Em países sísmicos, leis que regulam o tipo de construção permitido em cada área (obrigando construções mais resistentes em locais mais perigosos) diminuem os riscos de perdas materiais e humanas em caso de terremotos.

Leituras recomendadas

ASSUMPCÃO, M. *Terremotos no Brasil*. Ciência Hoje. Rio de Janeiro: SBPC, 1983. vol. 1 (6).

BOLT, B.A. *Earthquakes*, 4th edition. New York: W.H. Freeman & Co, 1999.

GONZÁLEZ, F. I. “Tsunami!” in: *Scientific American*. Nova York: Scientific American Publishing, 1999. vol. 280, nº 5.

JOHNSTON, A.C, KANTER, L.R. “Earthquakes in stable continental crust” in: *Scientific American*. Nova York: Scientific American Publishing, 1990. vol. 262.