

SISMOLOGIA

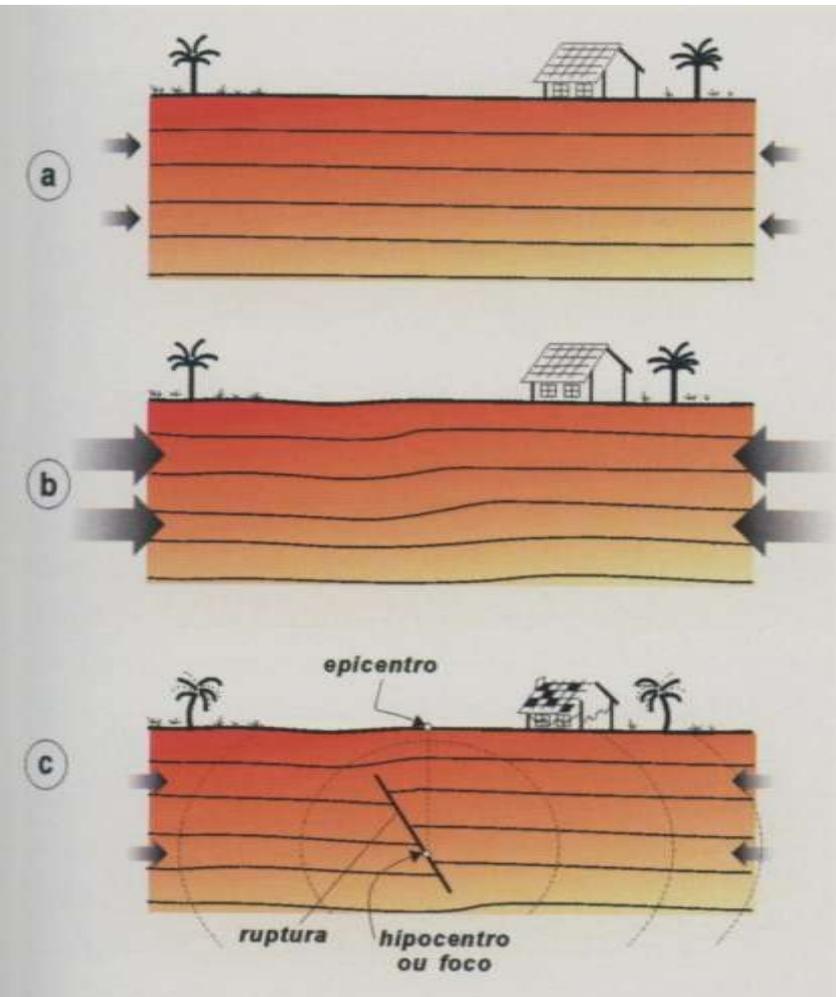
Manoel S. D'Agrella Filho

ONDAS SÍSMICAS

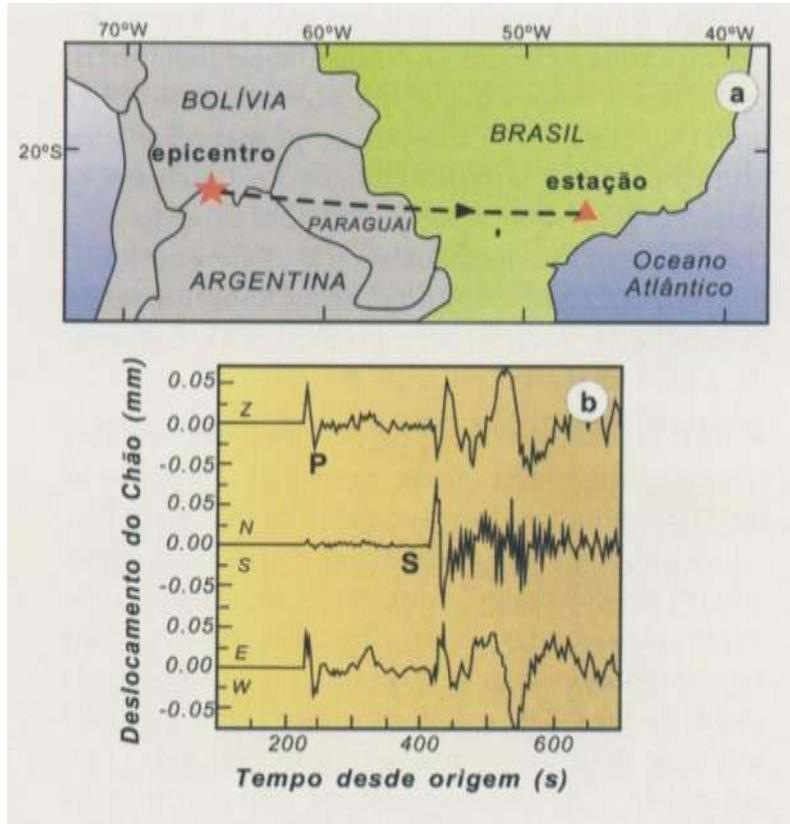
- Quando ocorre uma ruptura na litosfera, são geradas vibrações sísmicas que se propagam em todas as direções na forma de ondas. O mesmo ocorre, por exemplo, quando explosivos são detonados. São estas ondas sísmicas que causam danos perto do epicentro e que podem ser registradas em sismógrafos no mundo todo.

ONDAS SÍSMICAS

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 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.



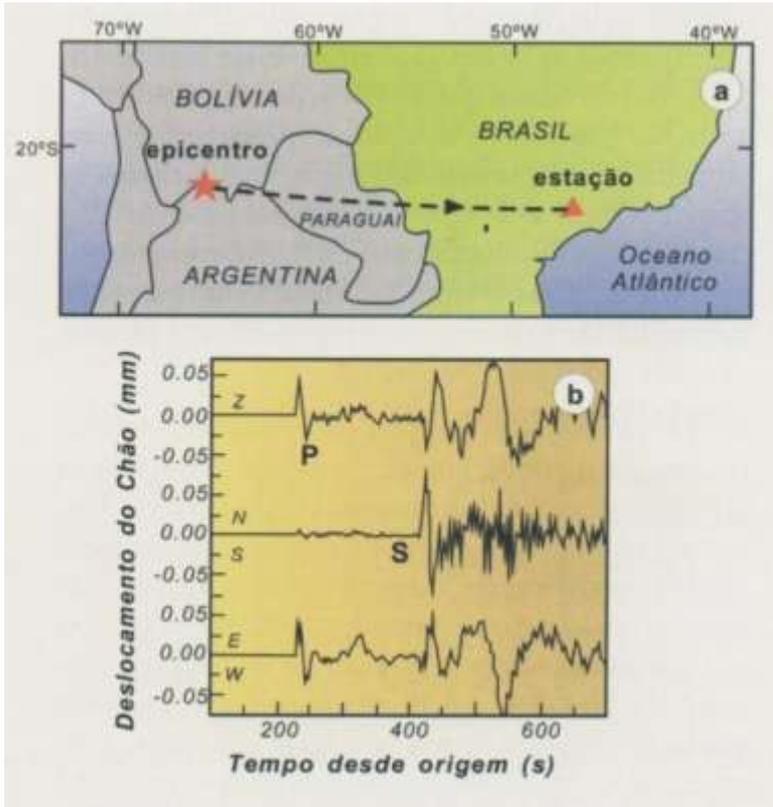
ONDAS SÍSMICAS



A ruptura que causou o terremoto foi muito rápida e durou cerca de 5 segundos. Entretanto, foram geradas ondas sísmicas que passaram pela estação, a 1930 km, durante mais de 20 minutos. Isto ocorre porque há vários tipos de ondas sísmicas com velocidades de propagação diferentes e que percorreram trajetórias distintas.

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 Norte) e EW (positivo para Leste). As ondas P e S chegam 230 s e 410 s, respectivamente, após a ocorrência do terremoto.

ONDAS SÍSMICAS



A primeira movimentação do chão (chegando a 230 s após a ocorrência do terremoto) é um deslocamento de 0,03 mm para cima e para Leste. Nesta primeira onda 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, vemos que as vibrações nesta primeira onda são paralelas à direção de propagação.

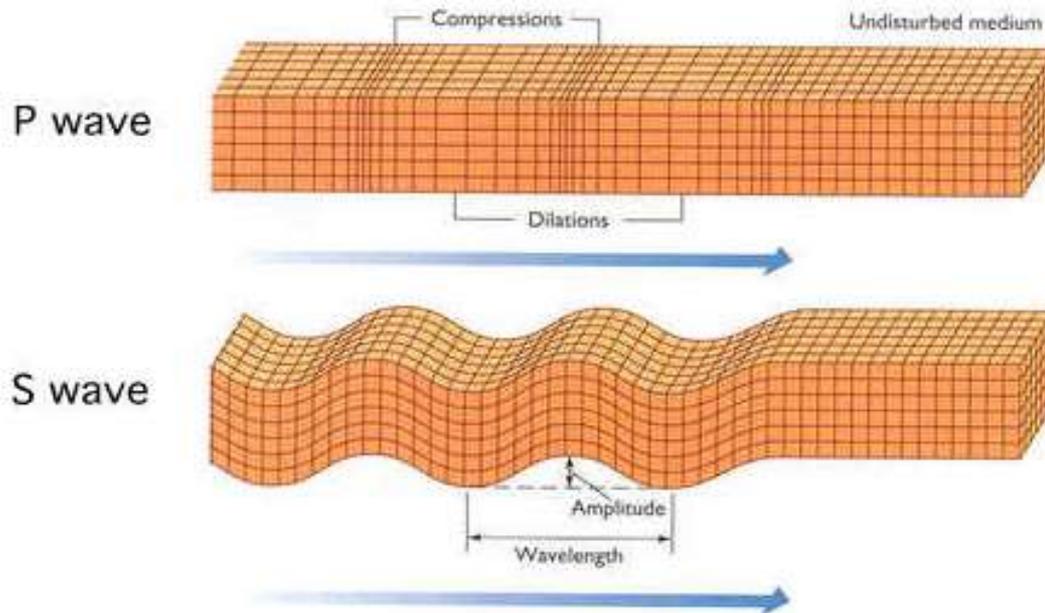
Esta primeira onda é, portanto, longitudinal e chama-se onda P (primária).

Quase 200 s após a chegada da onda P, o chão sofre um deslocamento 0,07 mm no sentido Norte. **Esta segunda onda tem vibração perpendicular à direção de propagação e é chamada onda transversal ou onda S (secundária).**

ONDAS SÍSMICAS

Os dois tipos principais de ondas sísmica são:

- Ondas P - movimentam as partículas do solo comprimindo-as e dilatando-as. O movimento das partículas é paralelo à direção de propagação da onda. O som é uma onda P.
- Ondas S - movimentam as partículas do solo perpendicularmente à direção de propagação da onda.



ONDAS SÍSMICAS

- As velocidades das ondas P e S dependem essencialmente do meio onde elas passam. Elas podem ser expressas pelas constantes elásticas e a densidade do meio em que elas se propagam:
 - $\alpha = [(K + 4/3 \mu) / \rho]^{1/2}$,
- onde α é a velocidade da onda P, K é o módulo volumétrico (de incompressibilidade), μ é o módulo de rigidez (de cisalhamento) e ρ é a densidade.
- O som que se propaga no ar é uma onda P, da mesma forma que as vibrações em um meio líquido. Nestes meios o módulo de rigidez é zero ($\mu = 0$) e a velocidade da onda P se torna igual a:
 - $\alpha = [K / \rho]^{1/2}$

ONDAS SÍSMICAS

- Na propagação das ondas transversais, como o movimento das partículas é perpendicular ao deslocamento da onda, o meio sofre cisalhamento vertical. Assim, a velocidade da onda S (β) depende intrinsecamente do módulo de rigidez e da densidade do meio em que se propaga:
 - $\beta = (\mu / \rho)^{1/2}$
- As ondas transversais precisam de um meio sólido para se propagar (tensões de cisalhamento). Portanto, as ondas S não se propagam em meios líquidos e gasosos (onde $\mu = 0$), mas só em sólidos.

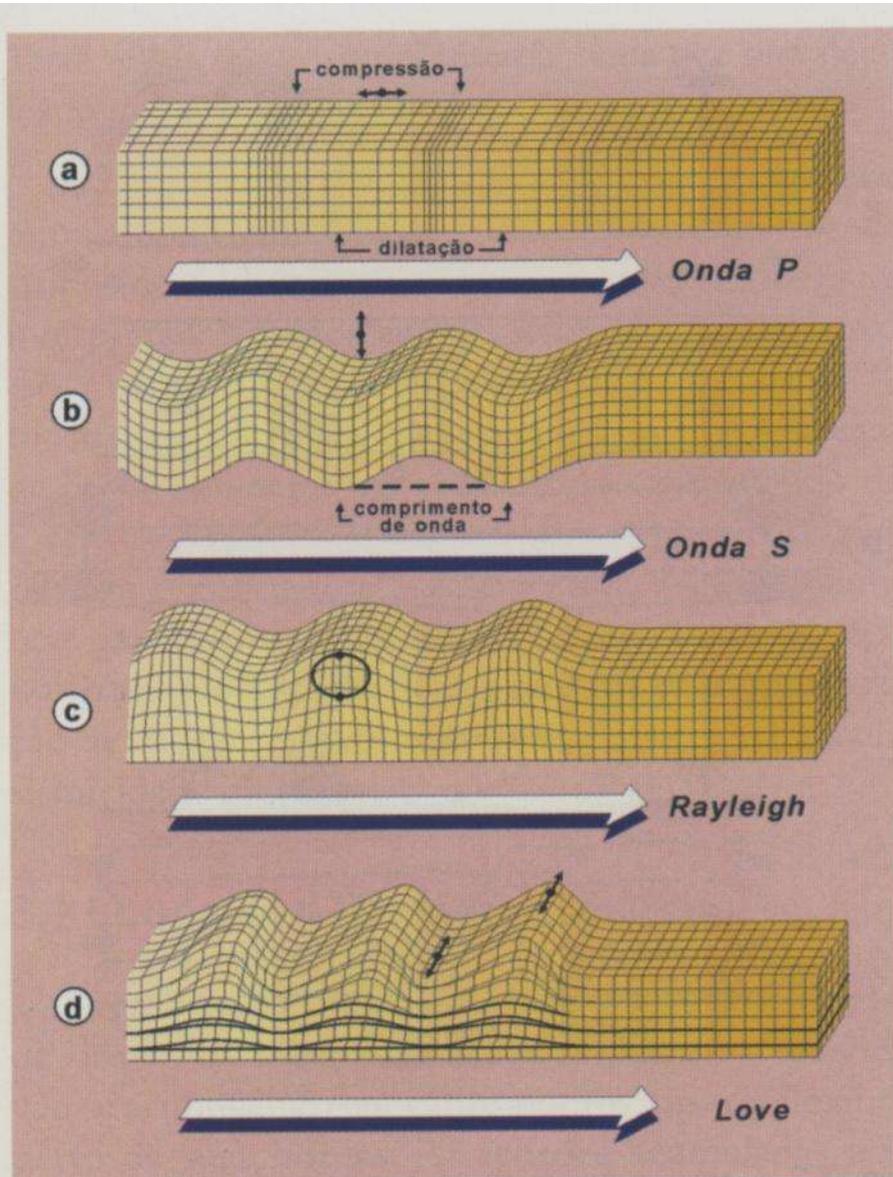
ONDAS SÍSMICAS

Uma comparação das fórmulas que fornecem as velocidades das ondas P e S, mostram que a velocidade da onda P é maior do que a da onda S e, portanto, chega primeiro.

$$\alpha = [(K + 4/3 \mu) / \rho]^{1/2},$$

$$\beta = (\mu / \rho)^{1/2}$$

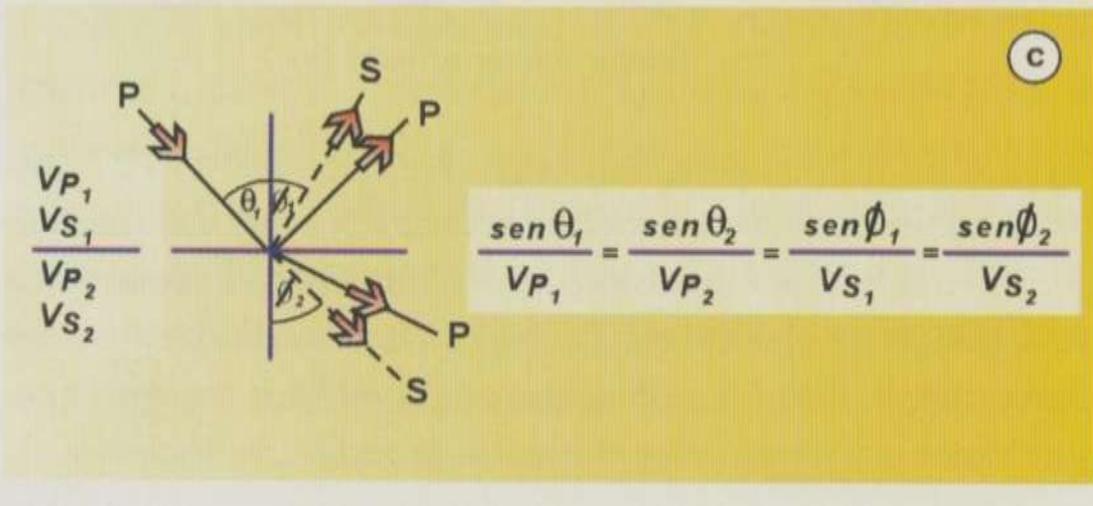
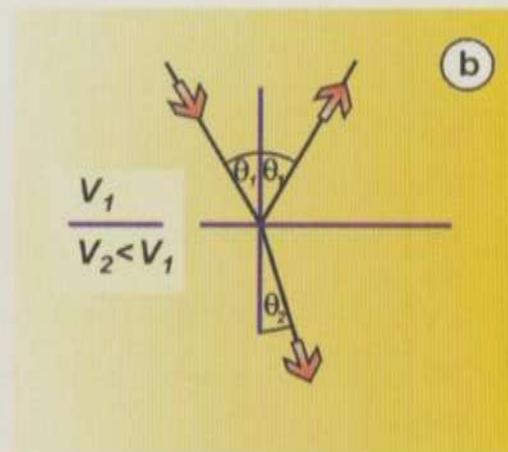
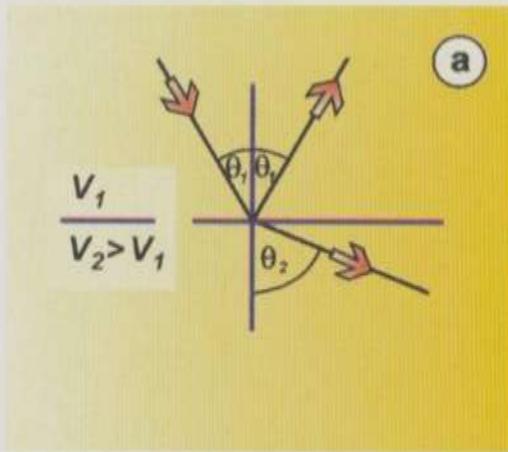
Ondas superficiais Rayleigh e Love



As ondas superficiais Rayleigh é uma combinação de vibrações P e SV contidas no plano vertical. Isto produz um movimento das partículas no sentido retrógrado em torno de uma elipse.

As ondas superficiais Love correspondem a superposições de ondas SH, com vibrações horizontais perpendiculares a propagação da onda. As ondas Love, em geral, apresentam velocidades maiores do que as ondas Rayleigh.

LEI DE SNELL que rege a reflexão e a refração das ondas

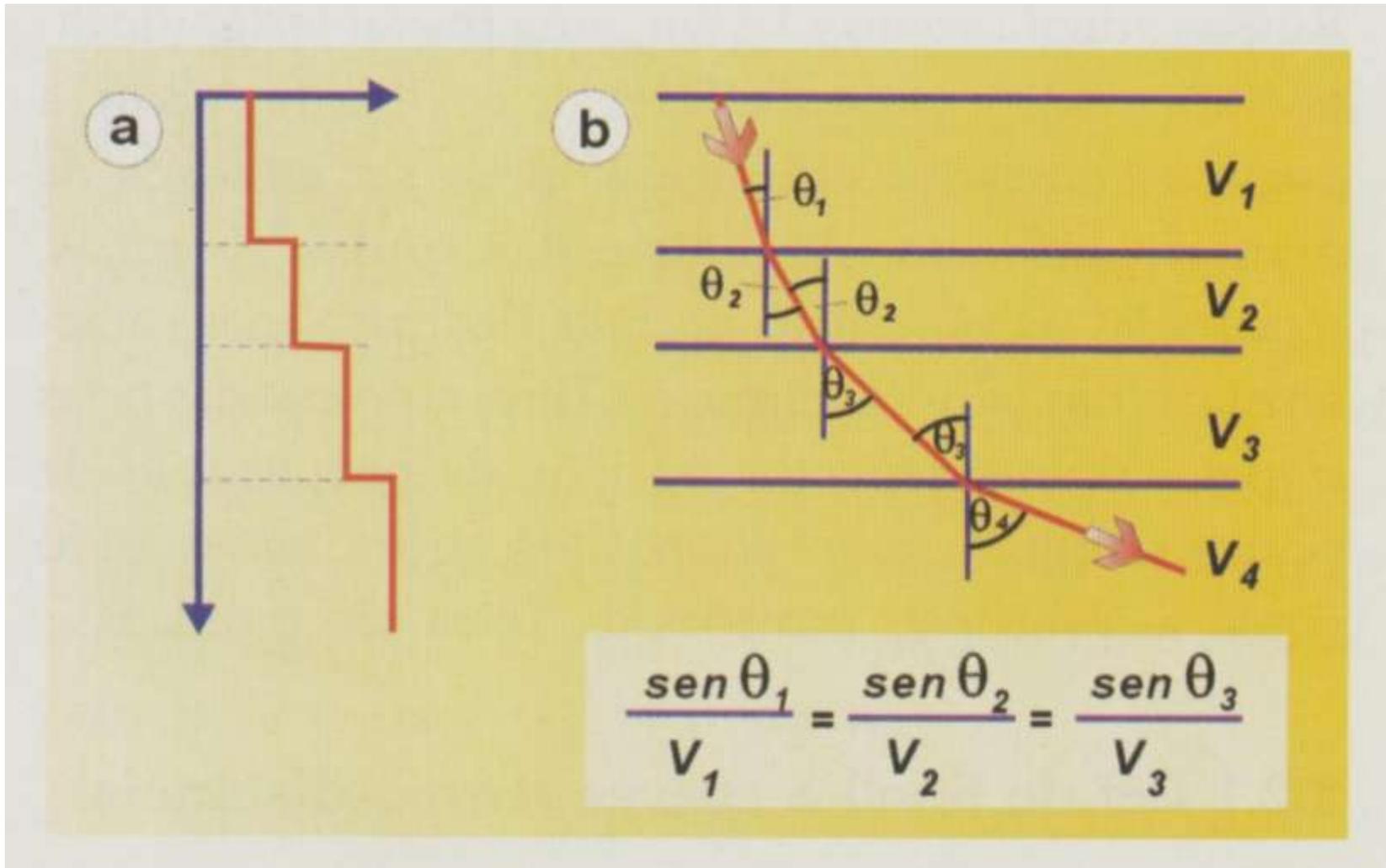


(a) Quando a onda passa de um meio de menor velocidade para outro meio de maior velocidade, o raio de onda se afasta da normal à interface.

(b) Quando a onda passa para um meio com velocidade menor, ela se aproxima da normal à interface

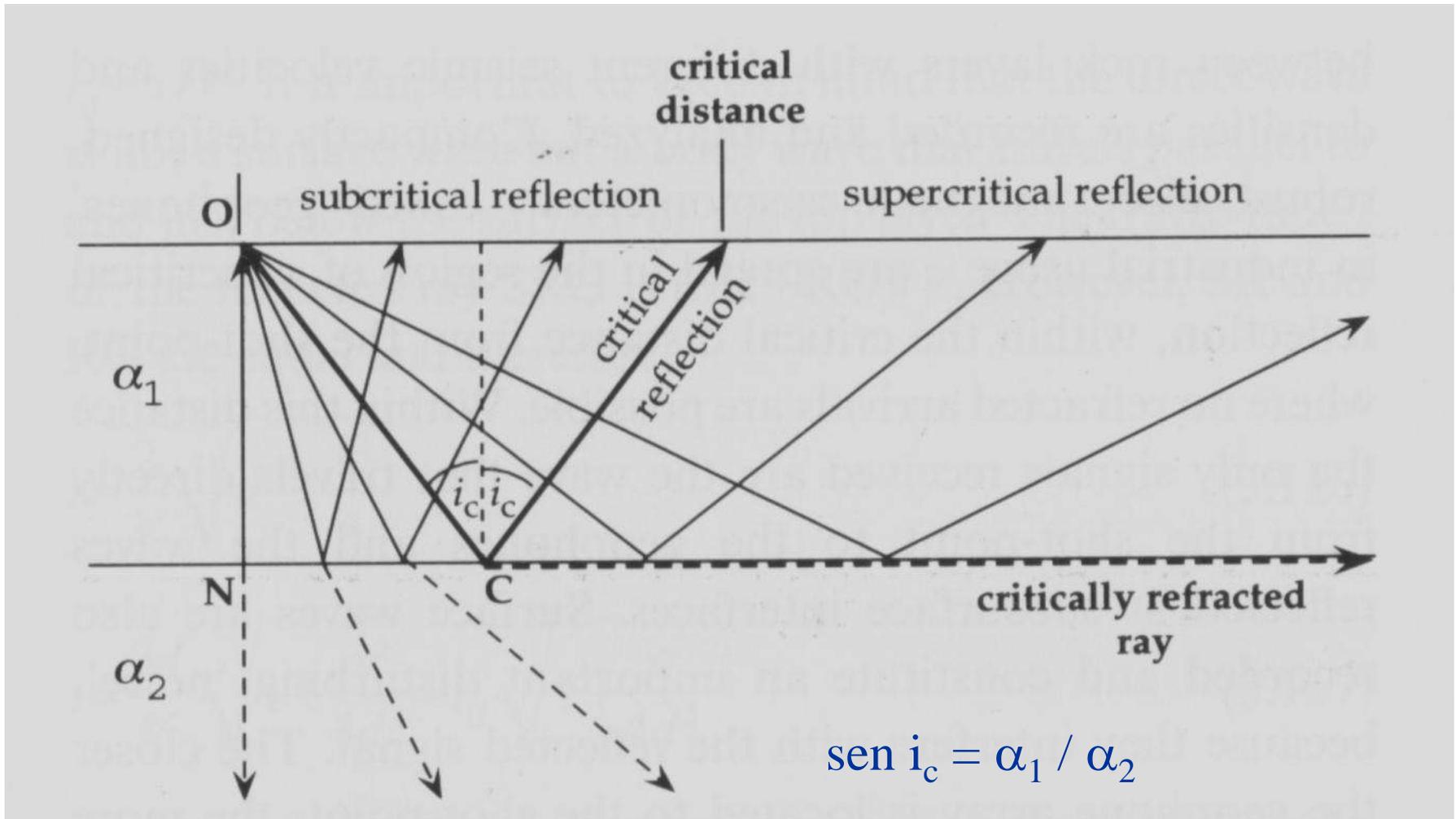
(c). No caso das ondas sísmicas, parte da energia da onda incidente P (ou S) pode se transformar em ondas S (ou P), sempre obedecendo à lei de Snell.

LEI DE SNELL

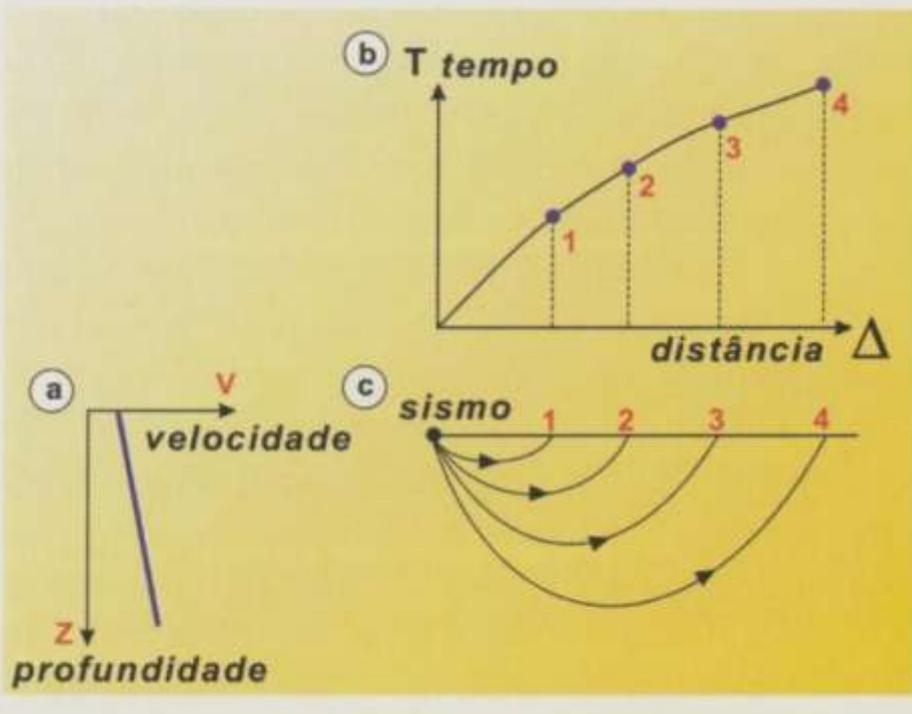


Lei de Snell em uma sucessão de camadas horizontais.

A reflexão crítica define dois domínios, correspondendo às regiões de reflexão subcrítica e supercrítica, respectivamente.



CURVAS TEMPO X DISTÂNCIA



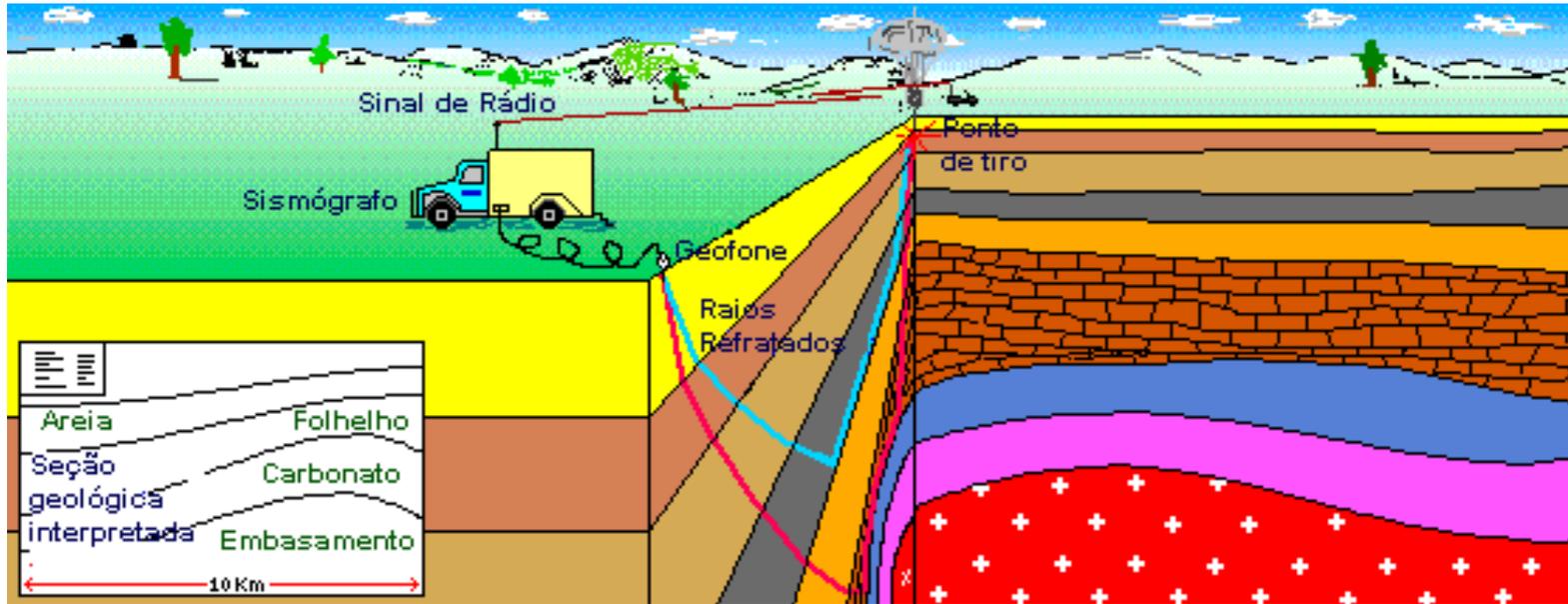
Quando a velocidade aumenta linearmente com a profundidade (a), os tempos de percurso formam uma curva (b) e as trajetórias dos raios sísmicos são arcos de circunferência (c).

Uma onda que é refratada em várias camadas com velocidades de ondas cada vez maiores, o ângulo de refração aumenta cada vez mais. A trajetória da onda se transforma em uma curva. No caso da Terra, a profundidade máxima atingida pela onda ocorre quando a refração crítica acontece. Neste instante, a onda começa a ser refratada de volta para a superfície até atingi-la. O gráfico dos tempos de percurso em função da distância será também uma curva.

Sísmica de refração e reflexão

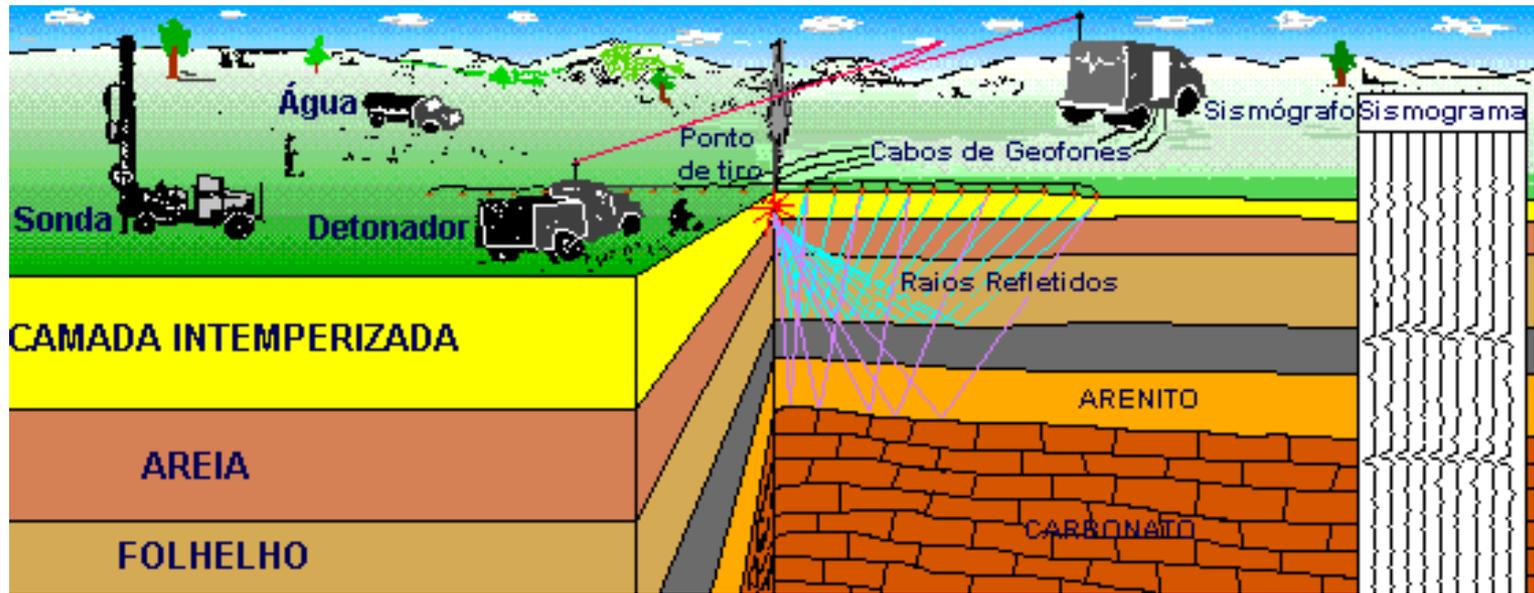
- A sismologia de reflexão e a de refração são amplamente usadas na investigação de estruturas de sub-superfícies das camadas de rocha no interior da Terra. O método consiste na emissão de ondas sísmicas geradas artificialmente através do impacto de explosões, tiros de ar comprimido, impactos mecânicos ou vibradores. Essas ondas penetram a certas profundidades no interior da Terra, que serão maiores à medida que a energia liberada no impacto for maior. Durante esse trajeto, as ondas irão atravessar diferentes camadas geológicas que apresentam características físicas diferentes e, por essa razão, vão sofrer **reflexão** e **refração**. Parte da energia contida numa onda será refletida na interface entre duas camadas geológicas. O restante seguirá seu caminho, mas segundo um ângulo diferente, pois sofreu refração.

Sísmica de refração e reflexão



As ondas sísmicas são detectadas por instrumentos capazes de perceber os movimentos do solo por ocasião de sua passagem. Esses instrumentos são chamados **geofones (sismômetros)**, ou **hidrofonos** quando são usados nos oceanos ou lagos. O registro das ondas é feito pelos **sismógrafos**. Os sismógrafos, como indicado pelo próprio nome, “escrevem” o registro em papel (sismograma). Entretanto, as versões modernas fornecem registros digitais, cujos dados estão prontos para serem analisados ou produzir os sismogramas.

Sísmica de refração e reflexão

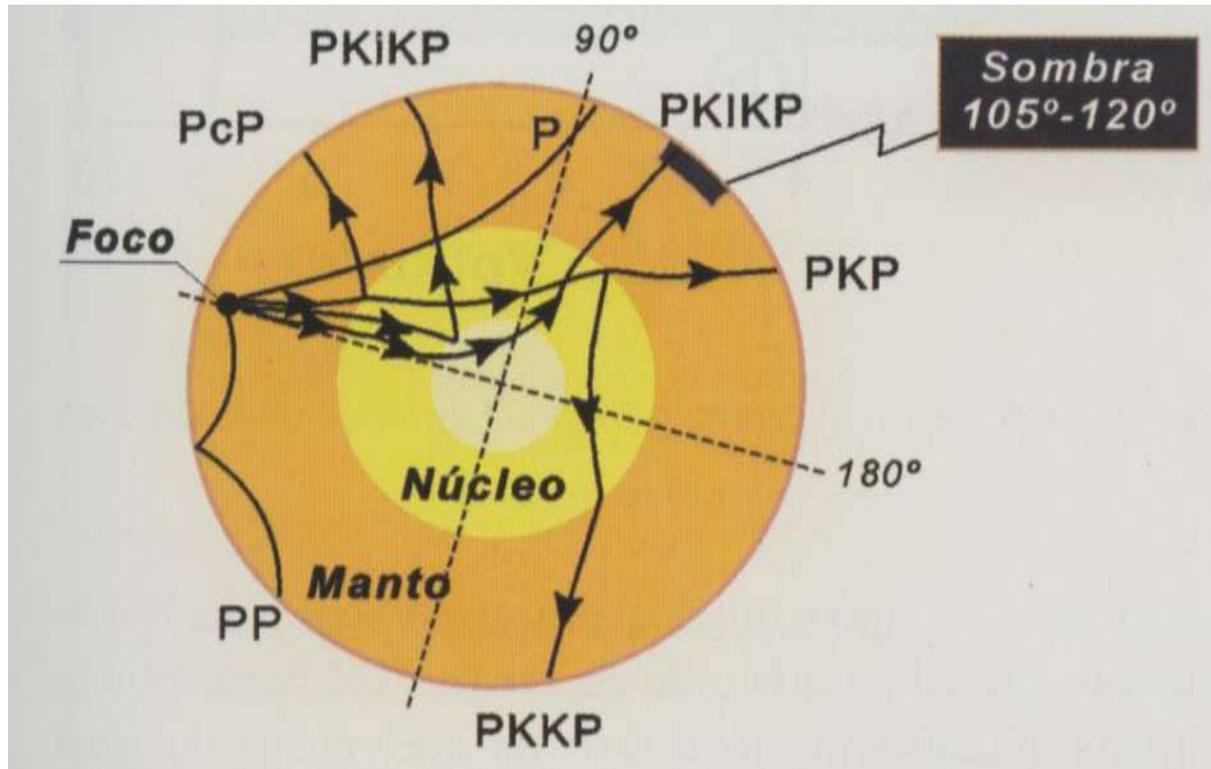


Dependendo dos objetivos da pesquisa, pode-se optar por analisar as ondas refletidas (método sísmico de reflexão) ou as ondas refratadas (método sísmico de refração). No primeiro caso as sucessivas reflexões irão fornecer mais detalhes das camadas geológicas, sendo, portanto, o método mais empregado na prospecção de hidrocarbonetos (petróleo e gás). No método de refração, as ondas viajam grandes distâncias antes de serem detectadas pelo geofones, por isso contêm informações de grandes áreas, mas com menos detalhes.

Ondas sísmicas e o interior da Terra

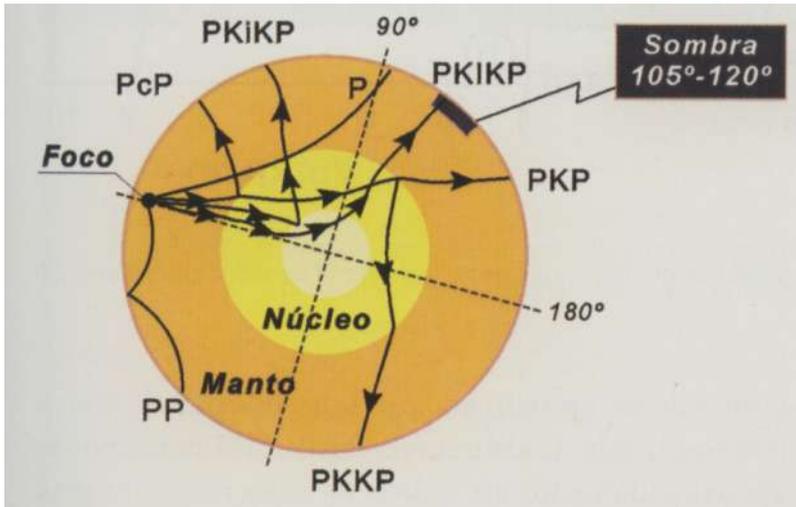
- O acesso ao interior da Terra é obtido através da análise dos tempos de viagem das ondas sísmicas, as quais atravessam as várias regiões internas da Terra e emergem na superfície. Através dos tempos de chegada das várias ondas, podemos construir curvas de tempo de chegada em função da distância epicentral (curvas de tempo-distância). Em 1932-1939, após analisarem um grande número de registros obtidos para terremotos em todo o mundo, em várias estações, H. Jeffreys e K.E. Bullen publicaram um conjunto de tabelas com os tempos de chegada das ondas P e S. Na mesma época, B. Gutenberg e C.F. Richter também publicaram um outro conjunto de tabelas com poucas modificações, o que comprova a confiabilidade dos dados. As tabelas de Jeffreys e Bullen foram utilizadas pelos sismólogos do mundo todo, como padrão de referência, por muitos anos.

Estrutura interna da Terra



Trajetórias de alguns tipos de onda no interior da Terra. O trecho do percurso da onda P no núcleo externo é denominado “K”. Assim, a onda PKP é aquela que atravessa o manto como onda P, depois o núcleo externo e volta pelo manto como onda P novamente. O percurso no núcleo interno é chamado “I” para a onda P. Letras minúsculas designam reflexões: “c” é reflexão do núcleo externo e “i” do núcleo interno.

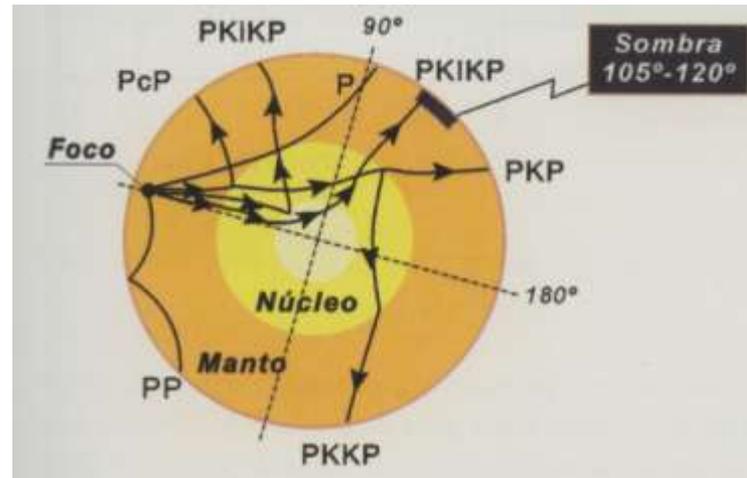
Estrutura interna da Terra



- A terra possui um núcleo metálico mais denso, envolvido pelas rochas que formam o Manto.

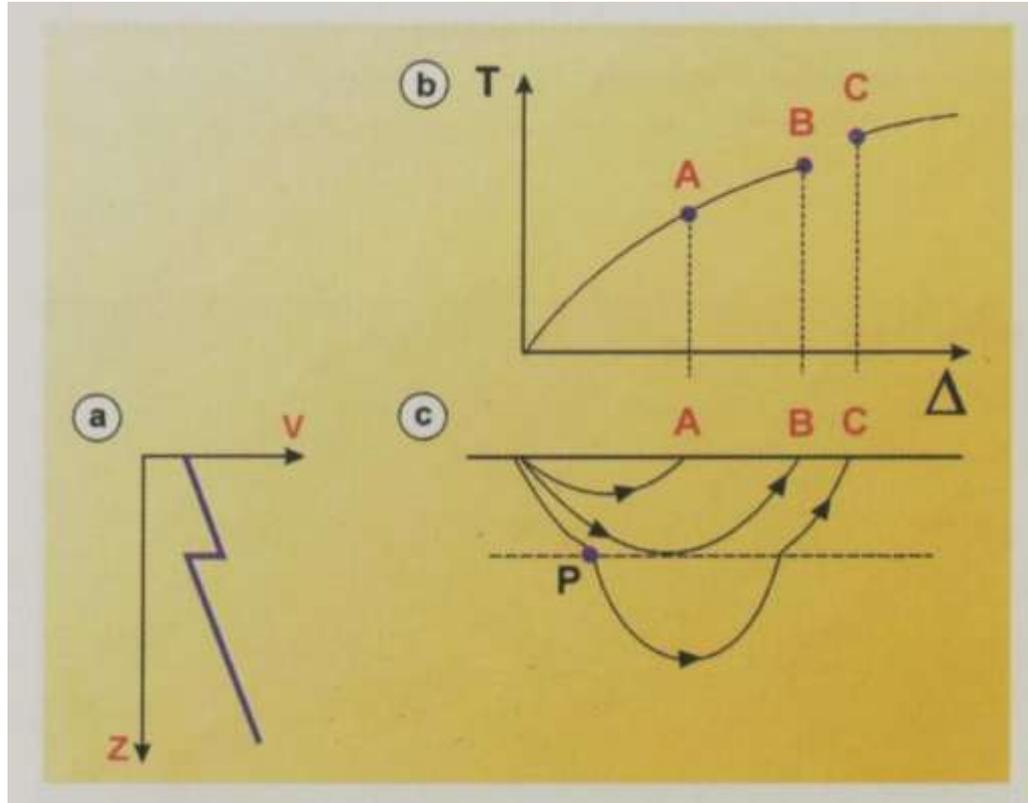
Em 1906, R.D. Oldham observou que, se os tempos de viagem das ondas P observados a distâncias epicentrais (distância entre o epicentro e a estação sísmica) maiores do que 100° fossem extrapolados para distâncias maiores, estes valores seriam menores do que os tempos de chegada observados. Isto significa que as ondas P demoravam mais do que o esperado para chegar a distâncias epicentrais maiores do que 100° . Oldham deduziu que existiria um núcleo em que as velocidades das ondas P diminuía. Ele também previu que haveria um intervalo de distâncias epicentrais (zona de sombra), em que as ondas P não apareceriam.

Estrutura interna da Terra



- Nesta época, foi também descoberto que as ondas transversais S passavam através do Manto, mas não chegavam à distâncias epicentrais maiores do que 105° . Em 1914, Gutenberg verificou a existência da zona de sombra para as ondas P, no intervalo de distâncias epicentrais entre 105° e 143° . Gutenberg também determinou a profundidade do limite Manto-Núcleo, com uma precisão impressionante, em 2900 km. Uma estimativa atual coloca o limite em 2885 km. Em homenagem a Gutenberg, a interface Manto/Núcleo é denominada hoje de descontinuidade sísmica de Gutenberg.

Zona de sombra



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 figura 13) que a afastará bastante do raio “B”, criando uma “zona de sombra” na superfície.

Núcleo interno sólido

- A zona de sombra e sua interpretação estavam bem estabelecidas em 1936, quando Inga Lehmann, uma sismóloga dinamarquesa, publicou um artigo em que ela descrevia a chegada fraca de ondas P na zona de sombra. Ela interpretou estes dados como decorrentes da presença de um núcleo interno com velocidades sísmicas maiores. Entretanto, a existência ou não de um núcleo interno permaneceu controverso por muitos anos. Com o melhoramento dos sismógrafos, pode-se comprovar a existência de um núcleo sólido no interior da Terra.

Velocidade das ondas sísmicas.

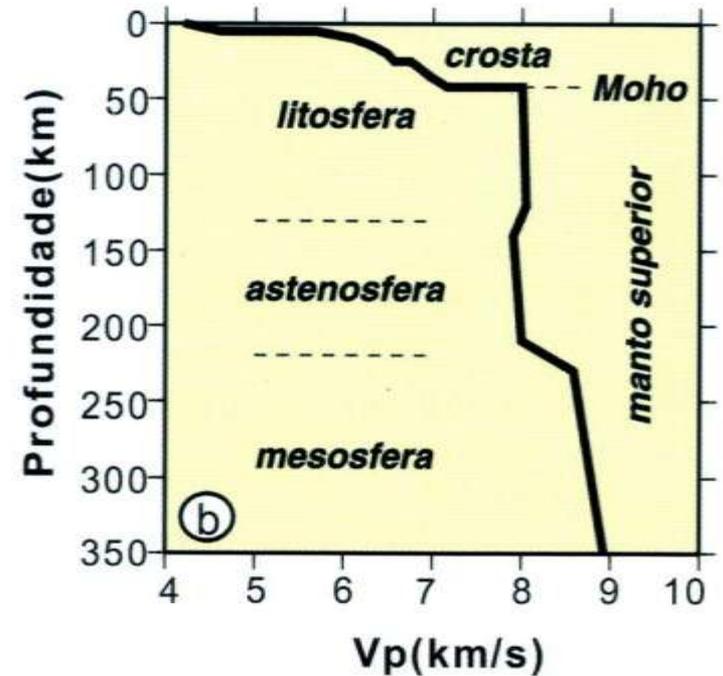
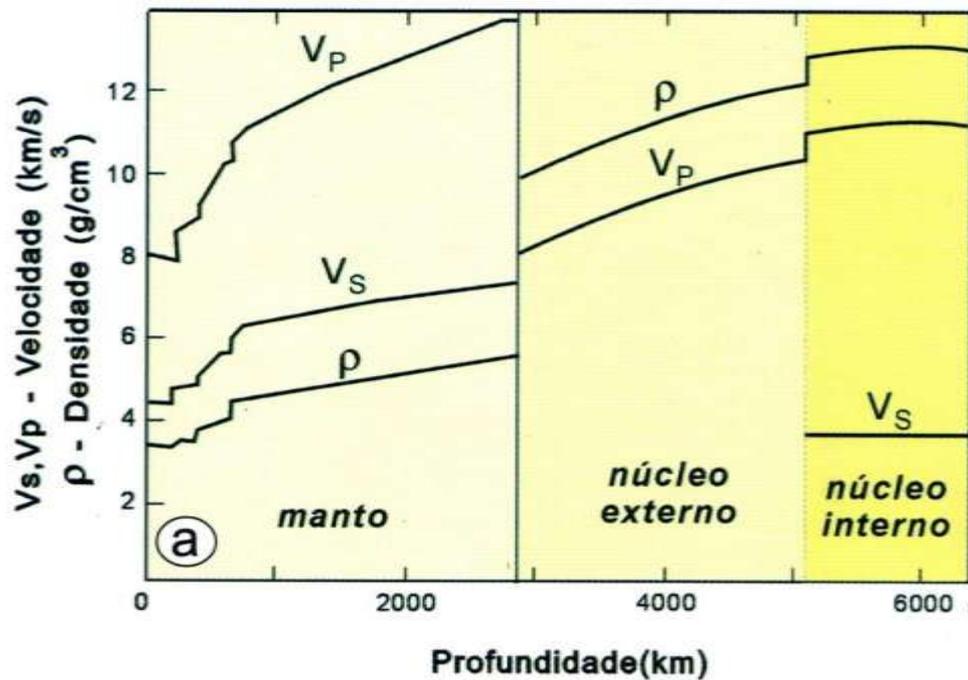
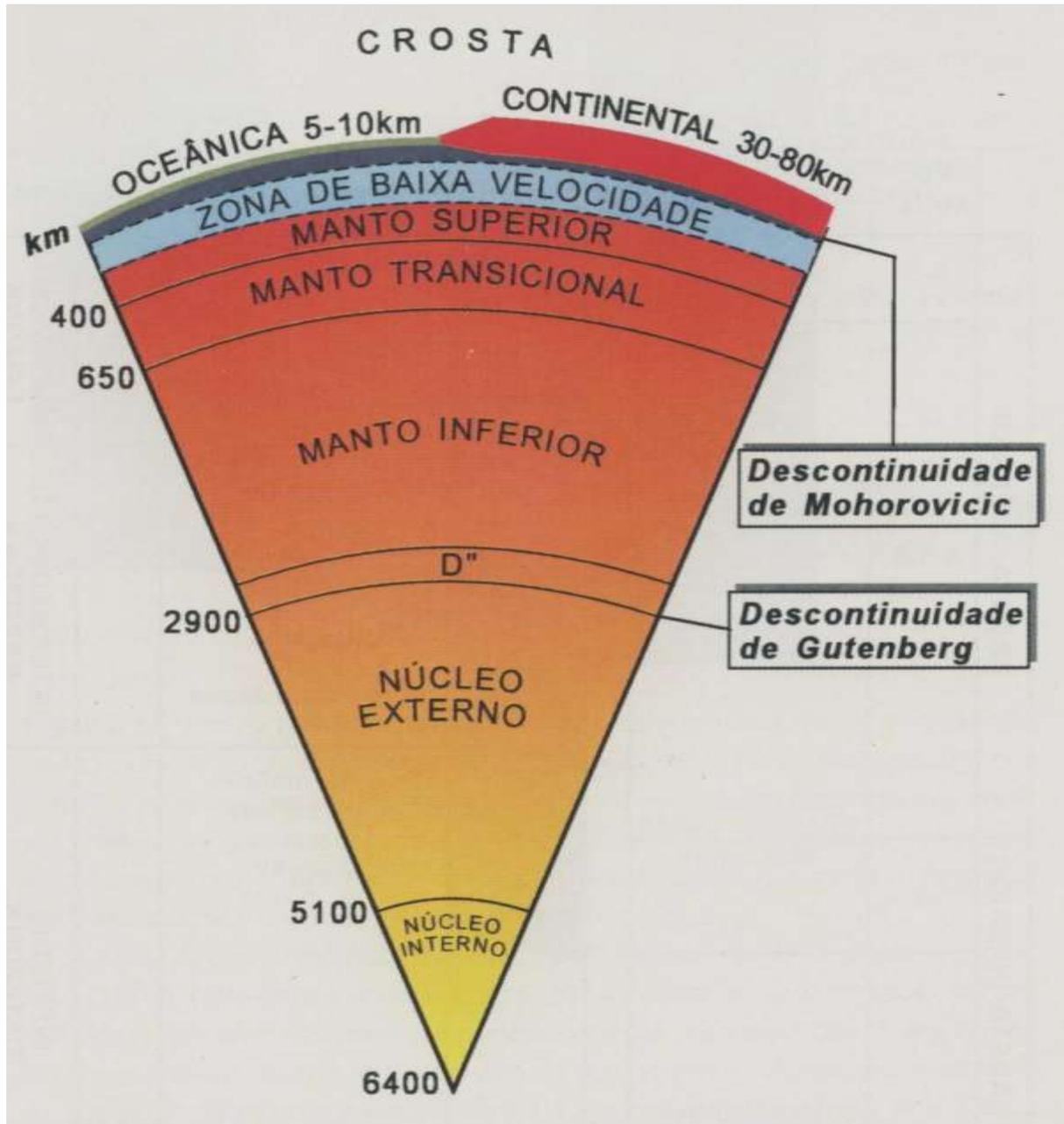


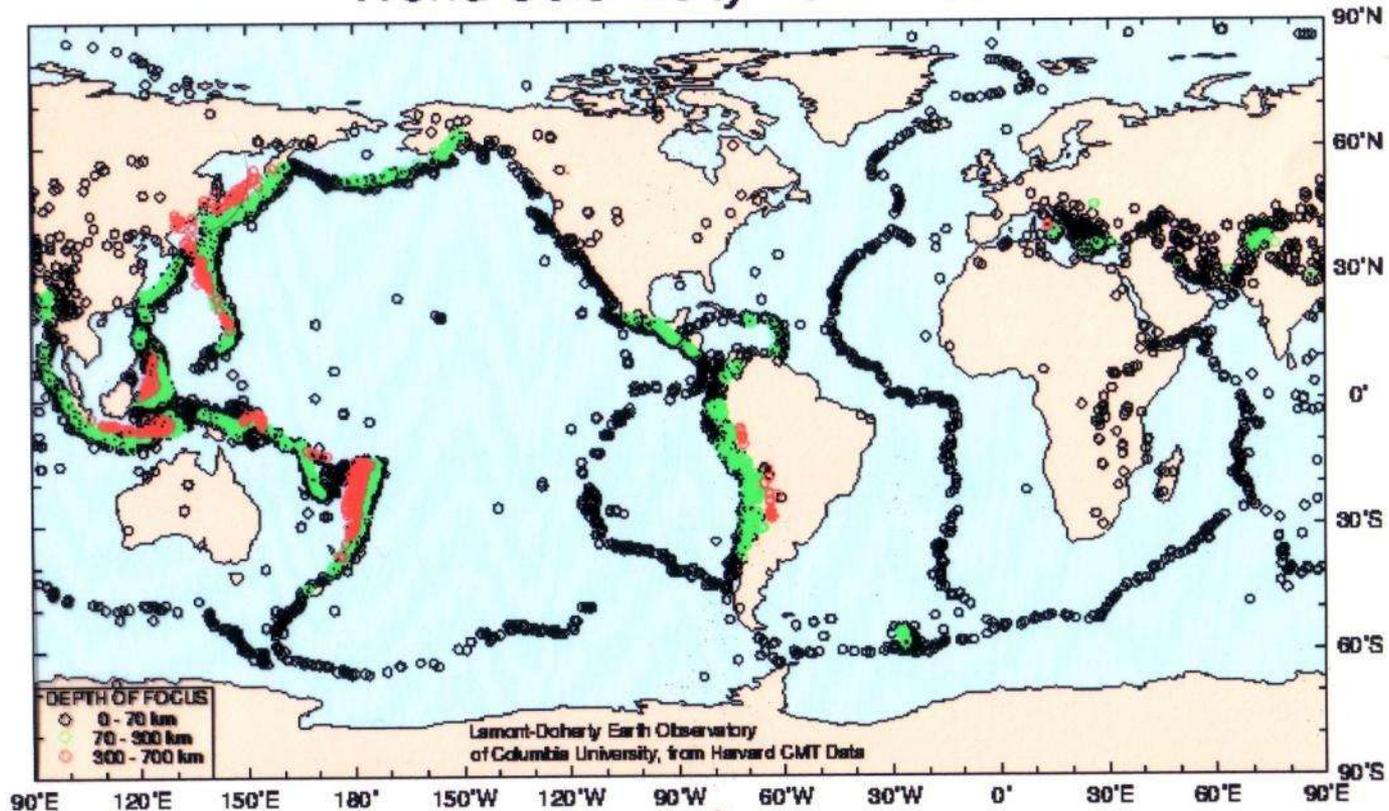
Fig. 3.13 a) Perfil de velocidades sísmicas (V_P e V_S) e densidade (ρ) no interior da Terra. b) Exemplo de perfil de velocidade da onda P na crosta e manto superior, numa região continental.

Estrutura interna da Terra



SISMICIDADE MUNDIAL

World Seismicity 1977-1992



Energia liberada anualmente

Cinturão Circum-Pacífico – 75-80%;

Zona Mediterrânea-Asiática – 15-20%;

Cadeias Meso-Oceânicas – 3-7%

Focos rasos (0-70 km) – 85%;

Focos intermediários (70-300 km) – 12%;

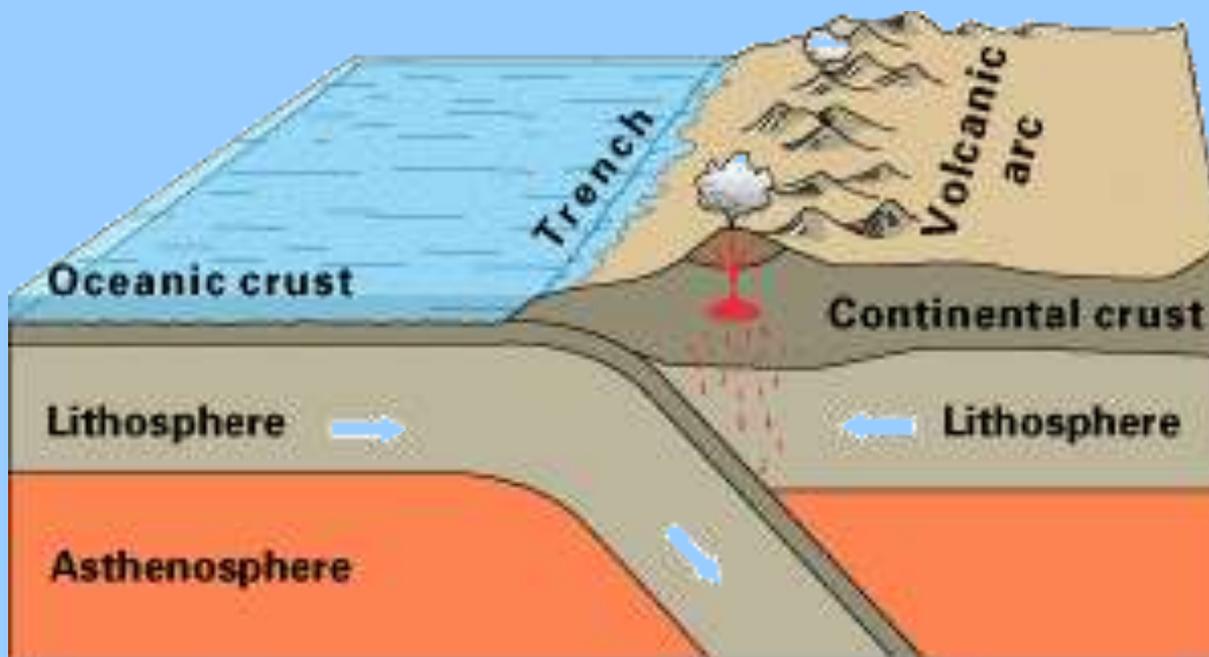
Focos profundos (300-700 km) – 3%

Padrão em linha – esforços tracionais

Padrão em faixa – esforços compressivos

A litosfera oceânica é “consumida” nas trincheiras, em contraposição com a criação de litosfera nas dorsais oceânicas.

Andes



Na zona de Benioff, os sismos se alinham de forma inclinada (30 a 60°). Sismos acima de 7, acontecem nestas zonas.

Sismos no Brasil

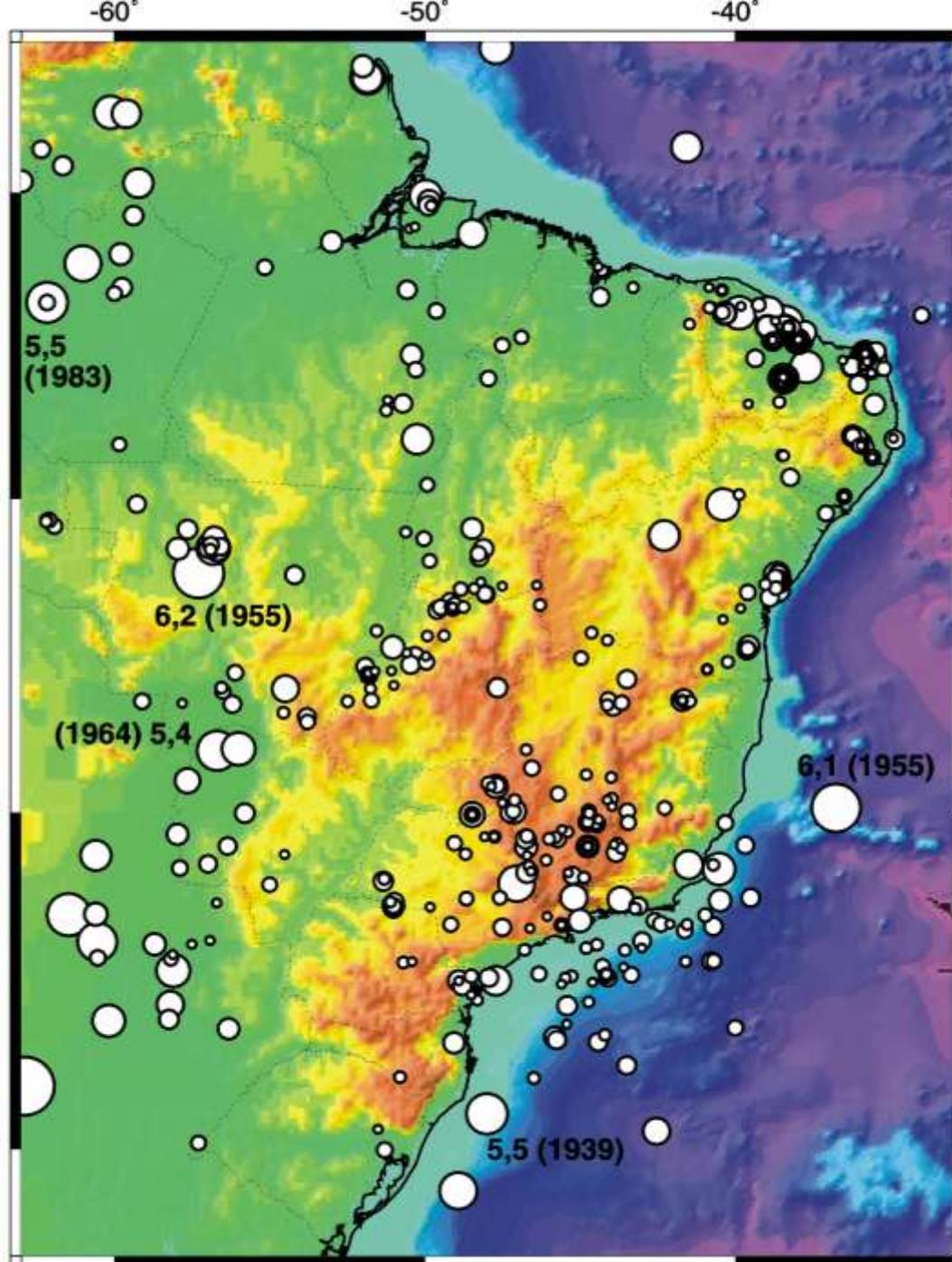
1700-2001; magnitudes $> 3,0$

Porto dos Gauchos – MT –
Cuiabá - 1955 – mb = 6.2

Região de Pacajus – CE –
1980 – mb = 5.2

João Câmara – RN – 1986 –
mb = 5.1

Mogi-Guaçu – SP – 1922 –
mb = 5.1



Intensidade sísmica

- 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....

Intensidade sísmica

- 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 (sul da Itália),
- -1783 e 1786.
- Classificação:
- **muito forte, forte, moderado ou fraco.**

Histórico

- **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**).

Histórico

- 1931
 - - Escala Modificada de Mercalli (Escala MM)
 - - Desenvolvida para se adequar às condições das construções americanas.

- 1964
 - - Escala (européia) MSK - Medvedev-Sponheuer-Karnik
 - - Doze estágios e que difere da escala MM em detalhes.

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 a 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 a 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

Histórico

- 1992
- - Nova escala europeia, 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 colocada em um mapa;
- - 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.

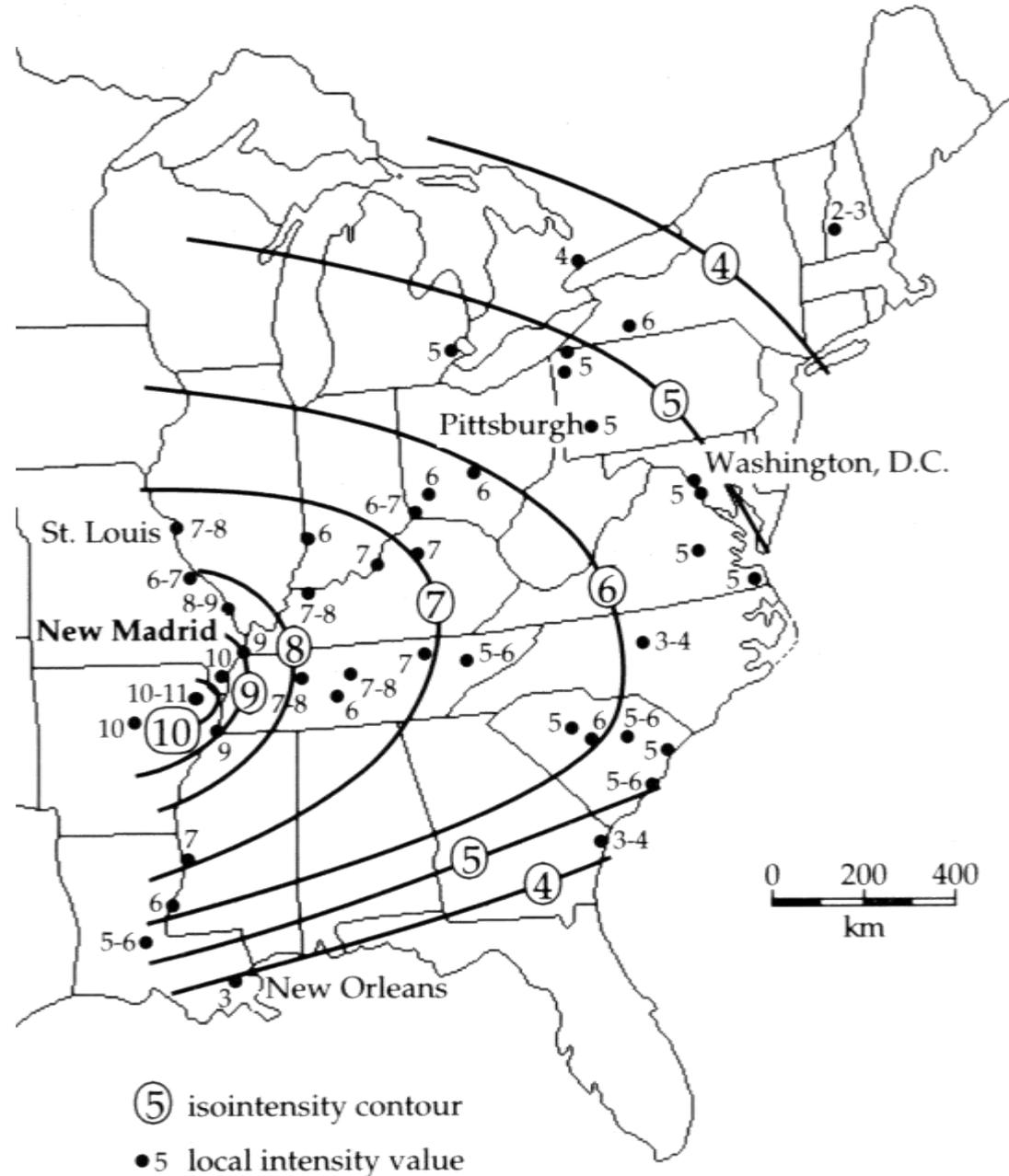
Terremotos com registros históricos

- 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.

Mapa de intensidades

New Madrid

1811

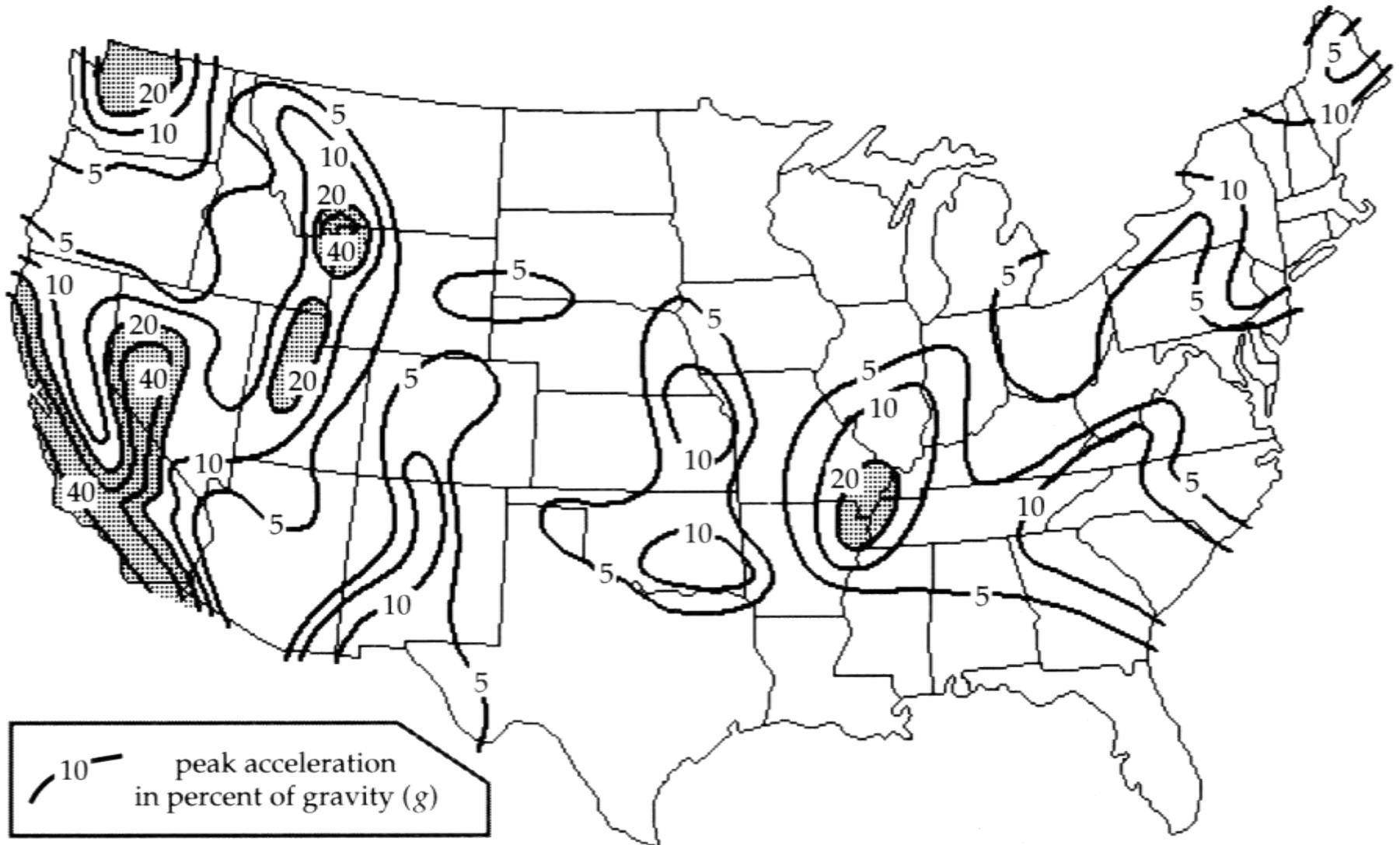


Risco sísmico

- A comparação entre mapas de intensidades e mapas geológicos ajudam 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

Mapa de risco sísmico

Estados Unidos da América do Norte



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.

MAGNITUDE DO TERREMOTO

- 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°;

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

- 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.

MAGNITUDE DO TERREMOTO

- A escala Ms 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.

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

MAGNITUDE DO TERREMOTO

- 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 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).

Escala 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

Escala de magnitude Richter

- - 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 XX chegaram a $M_s = 8,5$:
- - Himalaias em 1920 e 1950; Chile em 1960).

Escala de magnitude Richter

- - 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 de Janeiro 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 maiores do que os valores de Gutenberg. Entretanto, ambas as fórmulas podem subestimar a quantidade de energia liberada.

Energia liberada em um terremoto

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

Frequência dos terremotos desde 1900 e estimativa da energia liberada anualmente (fórmula de Bath, 1966).

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 cerca de 760 a 1000 vezes a energia 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 tabela acima mostra que os terremotos com magnitudes acima de 7 são responsáveis pela maioria da energia liberada anualmente.

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 quando a rocha atinge o limite de resistência
- são relativamente bem conhecidas.

Predição de terremotos

- 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 a precisão ainda não conhecida.

Predição de terremotos

- Os chineses descreveram várias ocorrências associadas quando da iminência de um terremoto:
 - - poços e lagoas borbulhavam;
 - - 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.**

Métodos científicos

- **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 se baseia 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 diminui inicialmente e, assim também, **t_s/t_p** (de cerca de 5%).
- - Em seguida, as pequenas fraturas são preenchidas por água sob pressão e
- - t_s/t_p volta a subir.
- - **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.

Predição 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 serem úteis no Peru.**

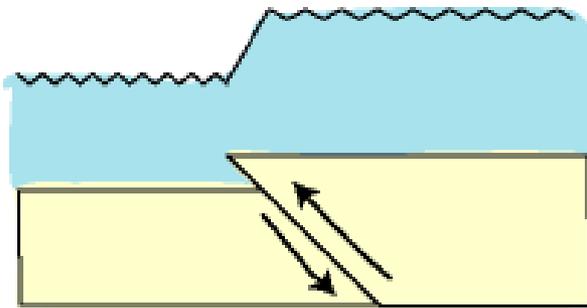
Convivendo com o risco

- 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 terremotos podem ser importantes para a construção de mapas de risco sísmico.
- - As construções devem levar em conta também o tipo de solo.

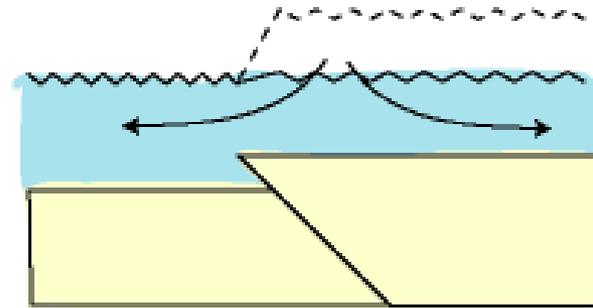
Tsunamis

- 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 50-70km/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).

TSUNAMI: o deslocamento vertical no fundo oceânico, provocado pelo terremoto, origina uma onda na água.

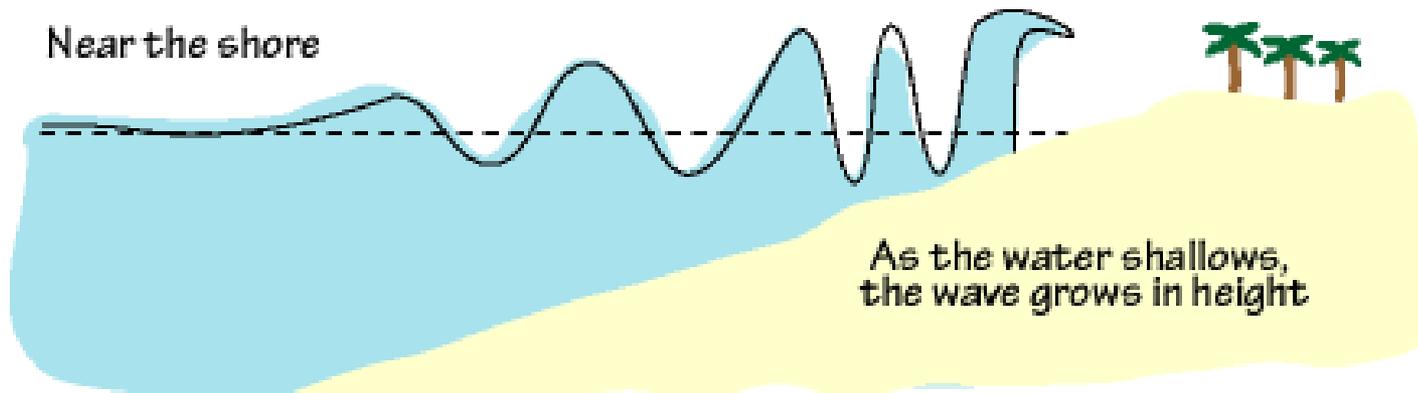


A sudden offset in ocean floor offsets the water.



Gravity pulls the water back to its equilibrium position.

No oceano profundo a amplitude é pequena. Nas partes rasas, ao chegar à costa, a amplitude do tsunami pode atingir dezenas de metros.



FIM