

SISMOLOGIA

1. Os terremotos
 - 1.1. Definições
 - 1.2. Magnitude
 - 1.3. Intensidade
2. Aparelhos de medida: o Sismógrafo
3. Sismicidade mundial e previsão sísmica
4. Propagação de ondas sísmicas
 - 4.1. Os diferentes tipos de ondas
 - 4.1.1. Ondas de volume
 - 4.1.2. Ondas de superfície
 - 4.2. Teoria da elasticidade e constantes elásticas
 - 4.3. Propagação de ondas: mecanismos de reflexão-refração
 - 4.3.1. Velocidades e propagação das ondas P e S
 - 4.3.2. Mecanismos de reflexão – refração
5. Tomografia sísmica e estrutura da Terra
 - 5.1. Tomografia sísmica
 - 5.2. Estrutura física da Terra
6. Prospecção sísmica

SISMOLOGIA

Sismologia (do grego *seismos*, abalo + *logos*, tratado) é o estudo dos **sismos** (ou terremotos) e, genericamente, dos diversos movimentos que ocorrem na superfície do globo terrestre. Esta ciência busca conhecer e determinar em que circunstâncias ocorrem os sismos naturais assim como suas causas, a fim de prevê-los em tempo e espaço. Nela se acrescenta o estudo dos sismos artificiais ("sismologia experimental") com o intuito de estudar as estruturas da **Terra** ainda pouco conhecidas.

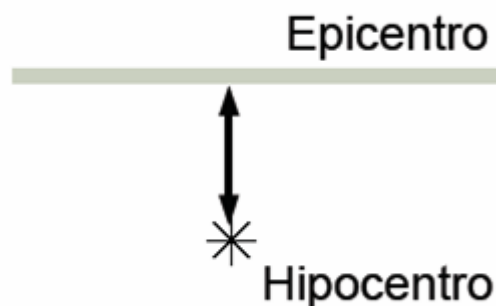
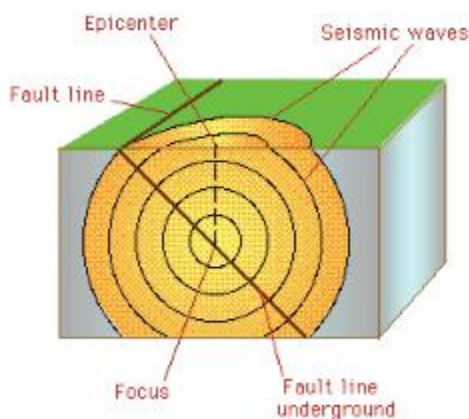
1. Os terremotos

1.1. Definições

Um terremoto ou abalo sísmico é basicamente a ocorrência de uma fratura a uma certa profundidade, que origina ondas elásticas que se propagam por toda a Terra. As rochas comportam-se como corpos elásticos e podem acumular deformações quando submetidas a esforços de compressão ou de tração. Quando esse esforço excede o limite de resistência da rocha esta se rompe ao longo de um plano, novo ou pré-existente de fratura, chamado falha. Normalmente não é o deslocamento na fratura que causa maior estrago, mas sim as vibrações (ondas elásticas) que se propagam a partir da fratura. Na maior parte das vezes a fratura nem atinge a superfície, mas as vibrações podem ser fortes o suficiente para causar danos consideráveis. As palavras **sismo** e **terremoto** são sinônimas, sendo que normalmente reserva-se o uso da palavra **terremoto** para a classificação de grandes sismos, e para os pequenos costuma-se usar **abalo sísmico** ou **tremor de terra**.

As forças tectônicas que causam os sismos são devidas aos processos dinâmicos que ocorrem no interior da Terra, principalmente os lentos movimentos de convecção no manto, responsáveis pela deriva dos continentes.

1.2. Epicentro-Hipocentro



Noção de epicentro e hipocentro (Figuras de M. Bianchi & M. Assumpção)

1.3. Magnitude

Magnitude é uma medida quantitativa do tamanho do terremoto. Ela está relacionada com a energia sísmica liberada no foco e também com a amplitude das ondas registradas pelos sismógrafos. Para cobrir todos os tamanhos de terremotos, desde os microtremores de magnitude negativas até os grandes terremotos com magnitudes superiores a 8.0, foi idealizada uma escala logarítmica, sem limites. No entanto, a própria natureza impõem um limite superior a esta escala já que ela está condicionada ao próprio limite de resistência das rochas da crosta terrestre. Magnitude e energia podem ser relacionadas pela fórmula descrita por Gutenberg e Richter em 1935:

$$\log E = 11,8 + 1,5M$$

onde:

E = energia liberada em erg;

M = magnitude do terremoto.

1.4. Intensidade

A intensidade sísmica é uma medida qualitativa que descreve os efeitos produzidos pelos terremotos em locais da superfície terrestre. A classificação da intensidade sísmica é feita a partir da observação "in loco" dos danos ocasionados nas construções, pessoas ou meio ambiente. Esses efeitos são denominados macrosísmicos. Existem diferentes escalas de intensidade. A mais utilizada, particularmente no ocidente, foi proposta por G. Mercalli em 1902, posteriormente alterada em 1931 (Mercalli Modificada, 1931). Ela possui 12 graus indicados por algarismos romanos de I até XII:

- I. Não sentido
- II. Sentido por pessoas em repouso ou em andares superiores
- III. Objetos pendurados são balançados um pouco. Vibração leve
- IV. Vibração como a causada pela passagem de caminhões pesados. Chacoalhar de janelas e louças. Carros parados são balançados
- V. Sentido fora de casa. Acorda gente. Objetos pequenos tombados. Quadros são movidos
- VI. Sentido por todos. Deslocamento de mobília. Danos: louça e vidraria quebradas, queda de mercadorias. Rachadura no reboco
- VII. Percebido por motoristas dirigindo. Dificuldade em manter-se em pé. Sinos tocam (igrejas, capelas, etc.).Danos: quebra de chaminés e ornamentos arquitetônicos, queda de reboco, quebra de mobília, rachaduras consideráveis em reboco e alvenaria, algumas casas de adobe tombadas/desabadas
- VIII. Pessoas dirigindo automóveis são perturbadas. Galhos e troncos quebrados. Rachaduras em solo molhado. Destruição: torres d água elevadas, monumentos, casas de adobes. Danos severos a moderados: estruturas de tijolo, casas de madeira (quando não estão firmes com fundação), obras de irrigação, diques
- IX. Solo conspicuamente rachado ("crateras de areia"). Desabamentos. Destruição: alvenaria de tijolo não armado. Danos severos a moderados: estruturas inadequadas de concreto armado, tubulações subterrâneas. Desabamentos e solo rachado muito espalhados. Destruição: pontes, túneis, algumas estruturas de concreto armado.Danos severos a moderados: maioria das alvenarias, barragens, estradas de ferro
- XI. Distúrbios permanentes no solo
- XII Danos quase totais

Escala de intensidade mercalli modificada (abreviada)

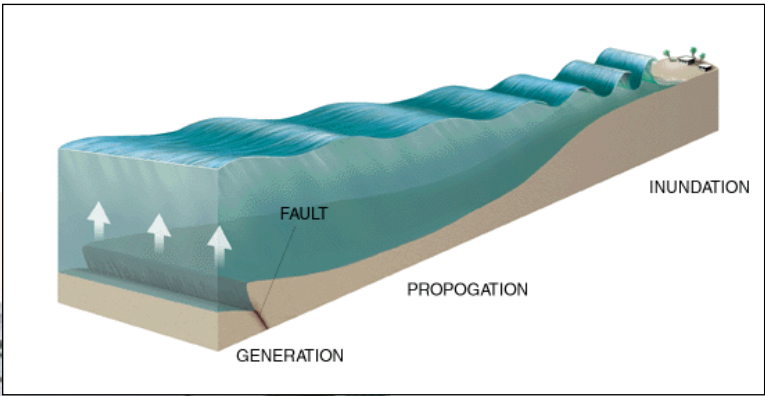
É no epicentro do terremoto que normalmente o grau de intensidade é mais elevado e seus efeitos vão diminuindo a medida que se afasta dessa área. Não existe correlação direta entre magnitude e intensidade de um sismo. Um terremoto forte pode produzir intensidade baixa ou vice-versa. Fatores como a profundidade de foco, distância epicentral, geologia da área afetada e qualidade das construções civis são parâmetros que acabam por determinar o grau de severidade do sismo.



Cidade de San Francisco depois do terremoto de 1906 (foto de *Steinbrugge Collection of the UC Berkeley Earthquake Engineering Research Center*).



Fotografia da rodovia de Cypress Structure passando pela ponte Bay Bridge, Oakland, depois do terremoto Prieta, em 1989, que matou 42 pessoas (*USGS*).



Sumatra, Indonésia, depois do Tsunami, 26 de dezembro de 2004 (CNRS).



Sumatra, Indonésia, depois do Tsunami, 26 de dezembro de 2004 (National Geographic).

2. Aparelhos de medida: o Sismógrafo

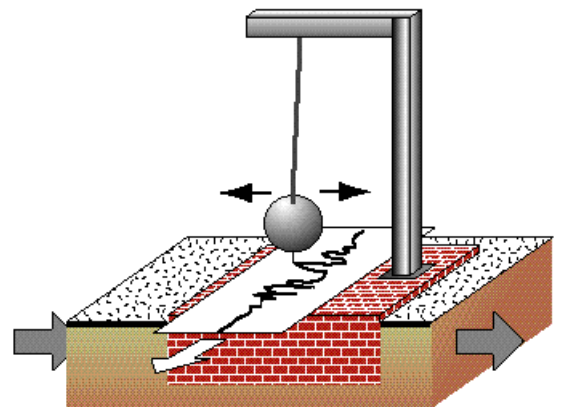
O sismógrafo é o aparelho que registra os movimentos do solo. É normalmente constituído de um sismômetro que é o transdutor que "percebe" os movimentos do solo e de um registrador. O sismômetro basicamente funciona com uma massa suspensa por molas (ou um pêndulo). Quando o solo oscila a massa também balança, sendo então registrado o movimento relativo entre a massa e o solo.

O Instrumento detecta e mede as ondas sísmicas naturais ou induzidas e permite determinar, principalmente se organizado em rede de vários sismógrafos, a posição exata do foco (hipocentro) dessas ondas e do ponto da sua chegada na superfície terrestre (epicentro) e quantificar a energia desses terremotos expressa na escala de Richter.

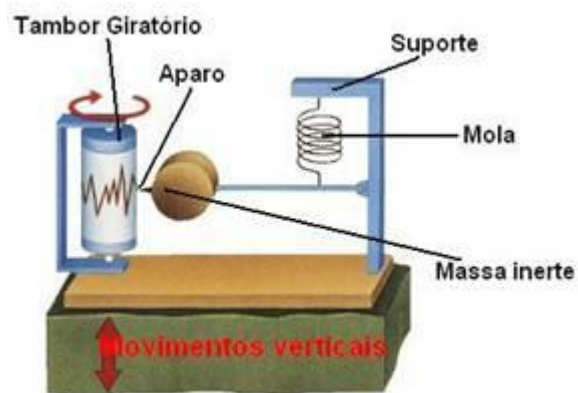
Existem vários tipos de sismógrafos, por exemplo, os que registram os movimentos horizontais do solo e os que registram os movimentos verticais. O registro do sismograma pode ser feito diretamente do papel a tinta, papel fotográfico, filme, fita magnética, etc...O gráfico obtido num sismógrafo através do qual se pode observar características da propagação diferentes das ondas sísmicas, designa-se sismograma.



O Sismocópio do chinês Chang Heng no ano 132.



Princípio de um sismógrafo com pêndulo.

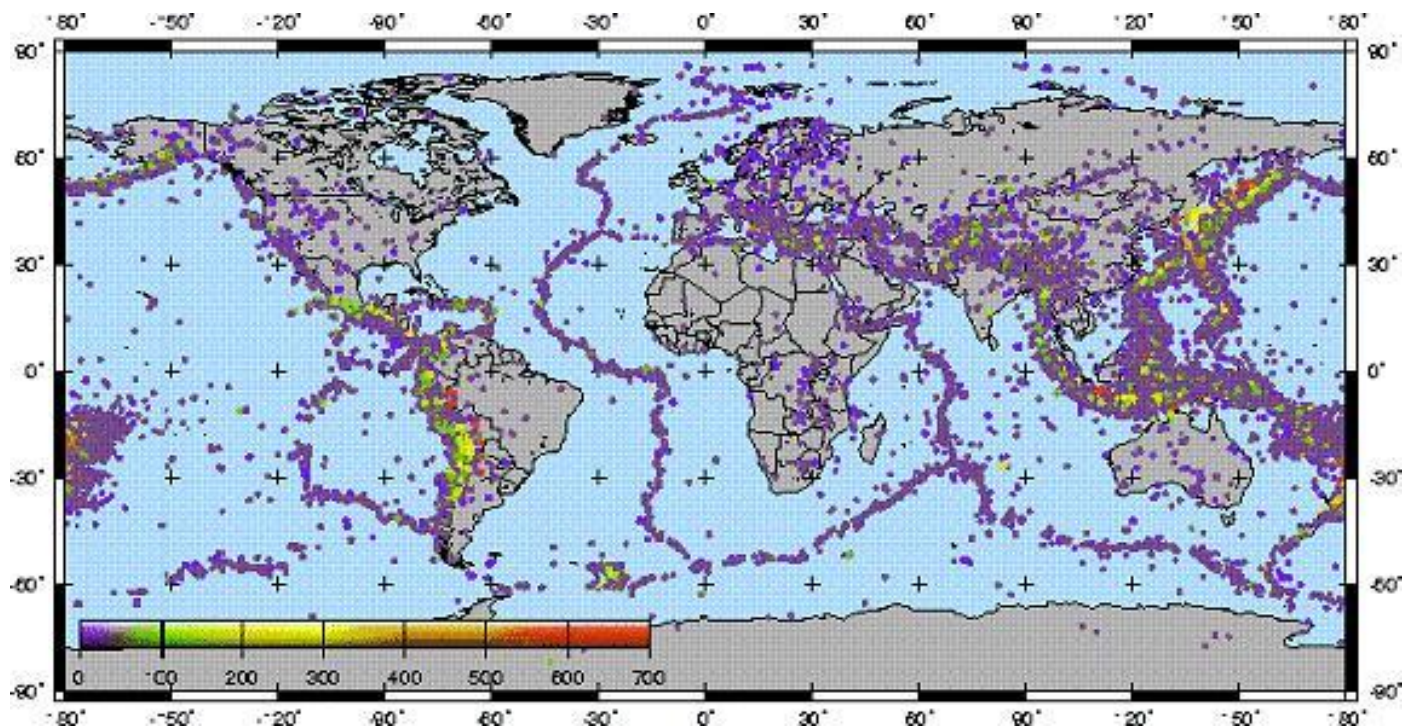


Princípio de um sismógrafo de movimentos verticais

3. Sismicidade mundial e previsão sísmica

A sismicidade mundial é associada á:

- Limites distensionais de placas - rifts continentais e cadeias meso-oceânicas.
- Limites convergentes de placas.
- Reativação de antigas estruturas (Sismos intraplaca)
- Vulcões



Sismicidade Mundial

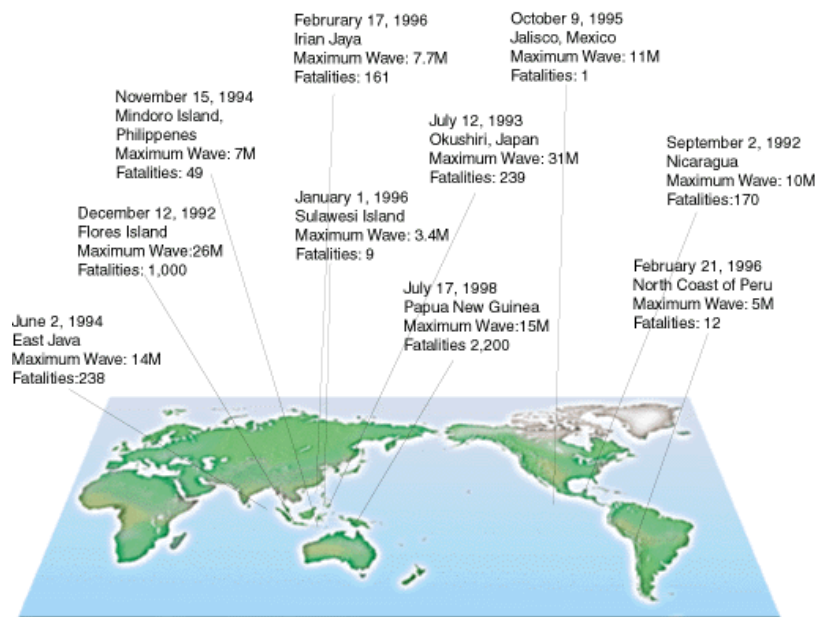
Brasil, por estar situado no interior da placa Sul-Americana, não está sujeito a grandes abalos sísmicos, como ocorrem, por exemplo, na região da cordilheira dos Andes, que está sobre o limite da placa Sul-Americana. Ainda assim, pequenos tremores ocorrem com frequência no território brasileiro, causados por forças que denominamos esforços intra-placa. É comum na região sudeste do Brasil a percepção de abalos sísmicos que ocorrem na região andina, pelos pequenos efeitos detectáveis geralmente em altos edifícios, que oscilam lentamente quando as ondas de um grande tremor conseguem chegar até suas estruturas.

Muitas pesquisas têm sido realizadas nos últimos anos para a previsão de terremotos. Apesar do grande avanço alcançado pela ciência, muito esforços são ainda necessários para se prever terremotos com segurança e de maneira rotineira. A previsão de terremotos pode ser feita da seguinte forma:

a) Estudando-se a variação da sismicidade com o tempo, localizando regiões onde ocorreram terremotos grandes no passado, mas que nas últimas décadas têm apresentado baixa sismicidade. Nessas regiões pode haver grande acúmulo de forças tectônicas que poderão ser liberadas numa única ruptura provocando um terremoto catastrófico;

b) Medindo-se as pequenas variações nas propriedades das rochas crustais quando estas estão prestes a se romperem, pois quando estas estão submetidas a tensões muito grandes a ponto de se fraturar, algumas das suas propriedades mudam ligeiramente. Assim medidas tais como: deformação da crosta, diminuição da resistividade elétrica, diminuição das velocidades de propagação de ondas sísmicas, variações do campo magnético e aumento da emissão de radônio pelas rochas, podem indicar se numa certa região a crosta está preste a se fraturar.

Previsões sísmicas não são comuns pelo fato de que os efeitos dos fenômenos precursoros são muito pequenos e difíceis de se observar e também, principalmente, porque nem sempre ocorrem. Como a previsão de tremores é difícil, a solução é prevenir-se contra os efeitos causados por eles. Estudos têm sido feitos para projetar e construir casas e prédios mais resistentes às vibrações durante um terremoto, investigando-se os parâmetros dos terremotos como amplitudes, períodos de vibração, duração, e de que maneira eles afetam as estruturas.



4. Propagação de ondas sísmicas

4.1. Os diferentes tipos de ondas

As ondas sísmicas são ondas elásticas capazes de atravessar um meio físico sem modificar-o. Durante um terremoto, as vibrações se propagam em todas as direções. Distinguem-se dois tipos de ondas, as ondas de volumem que atravessam a Terra e as ondas de superfície que se propagam na superfície. Nos sismógrafos, essas ondas se sucedam e se superpoem. A velocidade de propagação e a amplitude são modificadas pela estruturas geológicas que elas atravessam. Os sinais gravados são desta maneira relacionados à combinação de efeitos ligados à fonte, ao meio atravessado e aos equipamentos de medida.

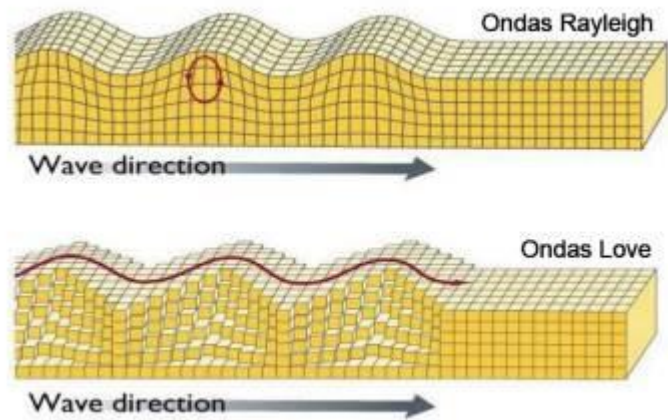
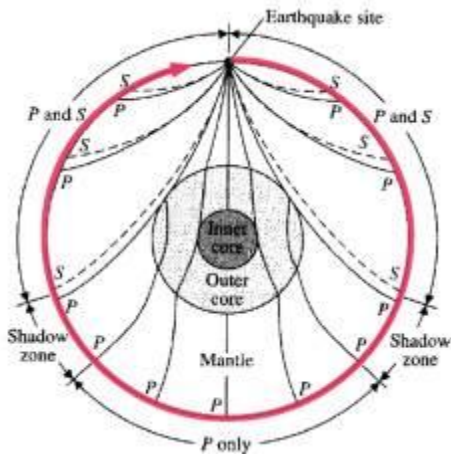
4.1.1. Ondas de volume

As ondas de volumem se propagam no interior da Terra. A velocidade de propagação depende do material atravessado e, de uma maneira geral, ela aumenta com a profundidade, sendo que o material se torna mais em mais denso. Distinguem-se :

- As ondas P, ou ondas primárias, chamadas igualmente de ondas de compressão ou ondas longitudinais. O deslocamento do solo que acompanha a passagem da onda é feito por dilatação e compressões sucessivas. As ondas P se movimentam paralelamente à direção de propagação da onda. São as mais rápidas (6 km.s^{-1}) e as primeiras a ser gravadas nos sismogramas.
- As ondas S, ou secundarias, também chamadas de ondas de cisalhamento ou ondas transversais. Os movimentos do solo ocorrem perpendicularmente à direção de propagação de onda. As ondas S não se propagam nos meios líquidos e são particularmente limitadas pelo núcleo externo da Terra. A velocidade das ondas S é de $4,06 \text{ km.s}^{-1}$ e aparecem em segundo lugar nos sismogramas.

A diferencia entre os tempos de chegada das ondas P e S é suficiente, conhecendo a suas velocidades, para poder informar sobre o afastamento do terremoto. Pode assim localizar seu epicentro usando pelo menos três sismogramas. As ondas de volumem se propagam da mesma maneira que um raio de luz: elas podem ser refletidas ou refratadas, seguindo assim percursos complexos no interior da Terra.

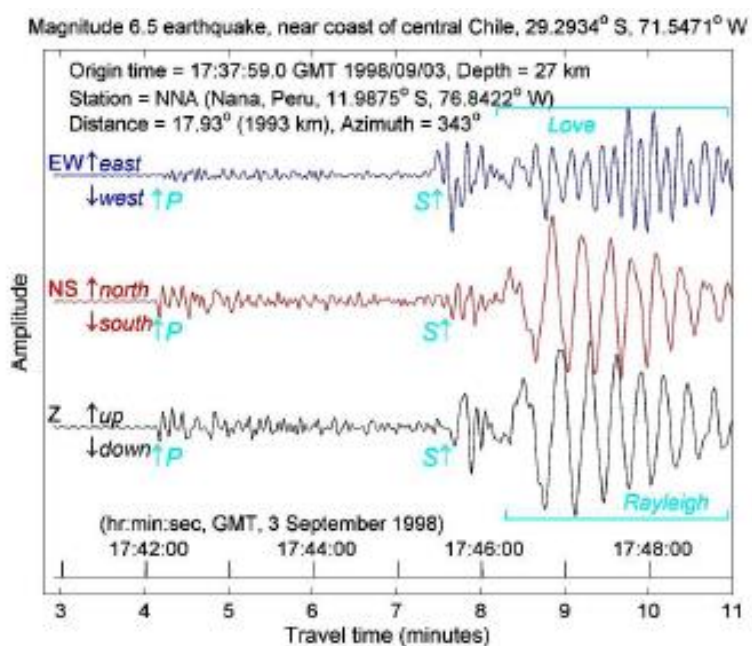
Apesar da velocidade das ondas variar com as propriedades das rochas (densidade, rigidez, compressibilidade), a razão entre a velocidade das ondas P e S é praticamente constante. Se o sismo for adequadamente registrado por no mínimo três estações, isto permite que, observando o tempo de chegada destas ondas, possamos estimar a distância do local onde ocorreu o sismo (epicentro); basta multiplicar o tempo S-P, em segundos, pela velocidade de 8 km/s para uma estimativa grosseira da distância entre o foco e a estação.



4.1.2. Ondas de superfície

As ondas de superfície são ondas guiadas na superfície da Terra. Os efeitos são comparáveis à das ridas que se observam na superfície de lago. Elas são menos rápidas que as ondas de volume, mas com amplitude geralmente maior. Distinguem-se:

- As ondas Love: do Inglês A.E.H. Love que as descobriu em 1911. O movimento das ondas Love é comparável a das ondas S sem o movimento vertical. As ondas Love provocam um abalo horizontal que causa numerosas assolações aos edifícios que não são para-sísmicos. A velocidade das ondas Love é aproximadamente de 4 km.s^{-1} .
- As ondas de Rayleigh: descoberta por J.W.S. Rayleigh em 1885. A movimentação de uma onda Rayleigh é complexa, similar a de uma poeira levada pela onda, constituindo movimento tanto horizontais que vertical.



4.2. Teoria da elasticidade e constantes elásticas

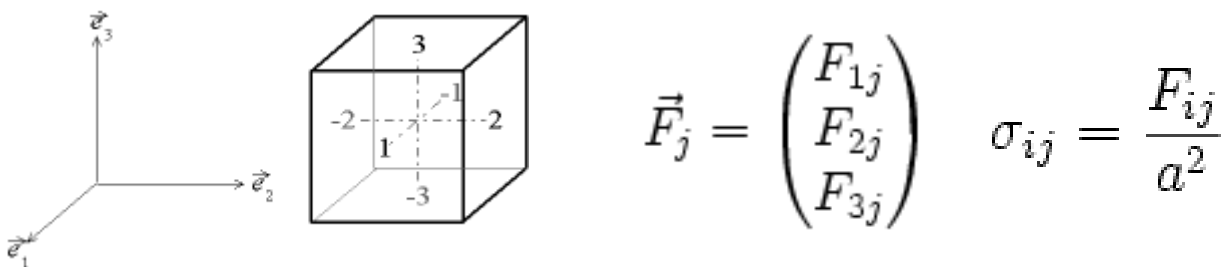
4.2.1. Noções elementares

Tensão: o estado de tensão num ponto pode ser representado pelas 9 componentes do tensor dos tensões σ_{ij} ($i, j = 1, 2, 3$) que atua nas faces de um cubo elementar de lados paralelos aos eixos 1, 2, 3 de um sistema cartesiano de referencia:

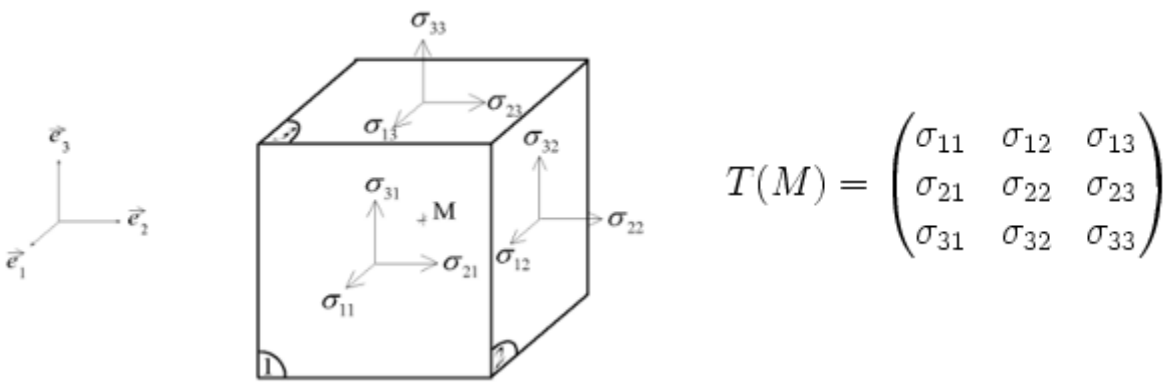
$$\text{Tensão} = \text{Força} / \text{Área}$$

Tensor de tensão: é um tenso de 9 componentes (σ_{ij}). O primeiro índice (i) se refere a normal ao plano onde a tensão atua. O segundo índice (j) define a direção da tensão. As componentes σ_{ii} são chamadas as tensões normais; as componentes σ_{ij} são designadas por tensões de corte. Se as forças que atuam no corpo estiverem compensadas (de modo a não haver rotação): $\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$. Apenas 6 componentes do tensor são independentes. O conhecimento de todas as componentes do tensor permite-nos definir o estado de tensão de um corpo.

Considerando uma base $(\vec{e}_1, \vec{e}_2, \vec{e}_3)$ e um ponto M localizado dentro do cubo de lado $dx = a$. Numeramos as faces, i e $-i$ são as faces normais a \vec{e}_i , a face $-i$ sendo a face oposta. Em primeiro lugar consideramos que as faces são numeradas positivamente. Na face j exerça-se um vetor força \vec{F}_j de três componentes, F_{ij} sendo a componente seguindo \vec{e}_i do vetor força que se exerça na face j .



A superfície de cada face sendo a^2 pode definir-se 9 componentes homogêneas às tensões. Descreve-se o estado de tensão pelo tensor:

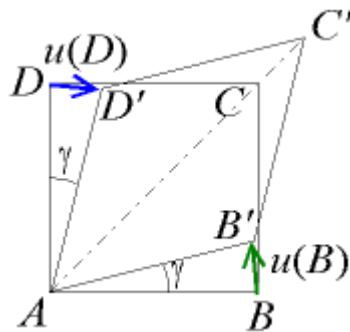


T é um tensor de ordem 2, com 3 linhas e 3 colunas, e é definido para um certo dado ponto.

Quando o sólido está em equilíbrio (as tensões e deformações ficam constantes no tempo) e se nos negligenciamos as forças de volume (particularmente o peso), então o tensor de tensão é simétrico: $\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$ (Lei de Cauchy), e se escreve :

$$T_{ij} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{12} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{13} & \sigma_{23} & \sigma_{33} \end{pmatrix}$$

Deformação: Um corpo sujeito a um dado estado de tensão desenvolve uma deformação. A deformação não tem dimensões. Distingue-se a deformação longitudinal que corresponde à variação fraccional do elemento de comprimento ao longo do eixo, e a deformação de corte que resulta das tensões de corte. Tal como a tensão, a deformação é um tensor de 9 componentes, onde apenas 6 são independentes.



Define-se **deformação** como a variação em forma e dimensão de um corpo elástico, quando submetido a

um esforço: $\xi = \frac{\Delta l}{l}$

A deformação será *cisalhante* (ϵ) se corresponder a variação na forma e a deformação corresponderá a *dilatação* (θ) se houver variação em volume.

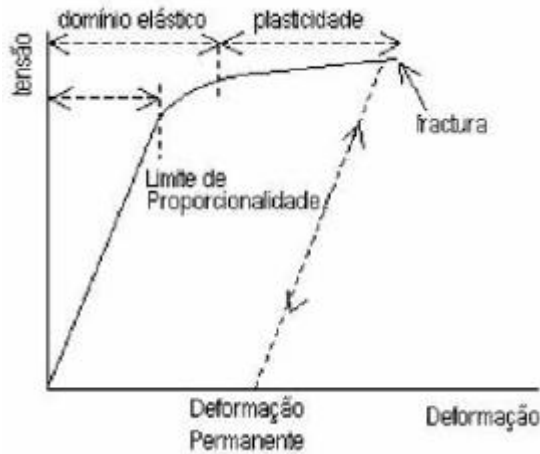
Relação Tensão-Deformação

O estudo dos corpos reais (reologia) mostra que eles podem ser considerados como tendo, a diversos graus, dependendo das condições de temperatura e pressão, as propriedades de três sólidos ideais: sólido de Hooke, perfeitamente elástico, líquido de Newton perfeitamente viscoso, e os corpos plásticos (ou rígido-plásticos).

Um meio elástico pode ser definido como aquele que se recupera totalmente depois de ser deformado. Embora a Terra não seja elástica, ela é quase elástica para pequenos deslocamentos, como aqueles produzidos por ondas acústicas. As deformações produzidas por essas ondas podem ser descritas

matematicamente usando a teoria das ondas elásticas em meio elástico. Estas são na verdade *ondas de deformação*.

A deformação plástica se traduz pela deformação irreversível do material com o rearranjo da posição dos átomos. Os materiais ditos frágeis se rompem se a tensão for suficiente. Os materiais ditos dúcteis deformam-se e guardam as dimensões finais mesmo as tensões retiradas.

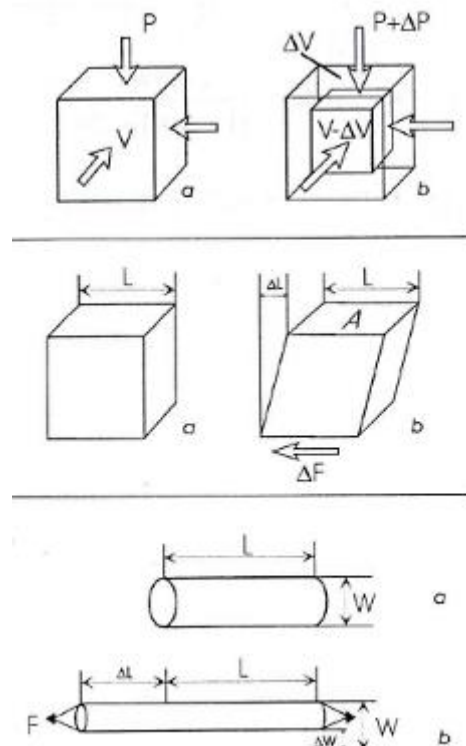


Lei de Hooke

A lei de Hooke é uma lei de comportamento dos sólidos submetidos a uma deformação elástica de baixa amplitude. Em meios elásticos com pequenas deformações, a deformação é diretamente proporcional ao esforço que a produziu. A deformação total é a soma das deformações produzidas por esforços individuais. Então, cada deformação é uma função linear de todos os esforços.

Módulos de elasticidade

- Módulo de volume (bulk modulus) – K : razão entre a pressão hidrostática e a variação de volume.
- Módulo de rigidez – μ : medida de resistência de um material à tensão de corte.
- Módulo de Young – E : relaciona a tensão normal com a deformação longitudinal ao longo de um eixo.
- Razão de Poisson – σ : relaciona a deformação longitudinal com a deformação lateral.



Quando maior a rigidez do material, maior a velocidade das ondas P e S. Em geral a rigidez aumenta com a densidade, mas mais rapidamente. Nos fluidos $\mu = 0$, não há propagação de ondas S.

As velocidades são:

$$V_p = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{\rho(1+\nu)(1-2\nu)}} = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}G}{\rho}}$$

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1}{2}(1+\nu)}$$

onde:

V_p = velocidade da onda longitudinal

V_s = velocidade da onda transversal

E = módulo de Young ou de Elasticidade

G = módulo de Rigidez ou de Cisalhamento

K = módulo de Volume ou de Incompressibilidade

ν = coeficiente de Poisson

ρ = densidade

Coeficiente de Poisson:

$$\nu = \frac{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 2}{2\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 2}$$

Módulo de Young:

$$E = V_p^2 \cdot \rho \cdot \frac{(1-2\nu)(1+\nu)}{(1-\nu)}$$

Módulo de rigidez:

$$G = \rho \cdot V_s^2$$

Módulo de volume:

$$K = \rho \cdot V_p^2 - \frac{4}{3} \rho \cdot V_s^2$$

Constante de Lamé

As componentes de tensão e deformação são definidas por σ_{ij} e ϵ_{ij} respectivamente onde i e j podem ter os valores x, y ou z. Desta maneira para um meio sólido elástico e isótropo a lei de Hooke se escreve:

$$\sigma_{ij} = \lambda \cdot \theta \cdot \delta_{ij} + 2\mu \cdot \epsilon_{ij}$$

onde:

θ = dilatação

δ_{ij} = Krönecker delta; $\delta_{ij} = 0$ quando $i \neq j$; $\delta_{ij} = 1$ quando $i = j$

μ, λ = constantes de Lamé

$$\lambda = k - \frac{2\mu}{3}$$

$$E = \frac{(3\lambda + 2\mu)\mu}{(\lambda + \mu)}$$

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} = \frac{3k - 2\mu}{2(3k + \mu)}$$

4.3. Propagação de ondas

4.3.1. Velocidades e propagação das ondas P e S

A velocidade das ondas sísmicas é função dos parâmetros elásticos. Num meio homogêneo, para pequenas deformações e para as ondas sísmicas fora da região fonte, a equação de propagação das ondas sísmicas escreve-se:

$$\rho \frac{\partial^2 \vec{u}}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla \nabla \cdot \vec{u} - \mu \nabla \times \nabla \times \vec{u}$$

onde ρ é a densidade e u o vetor de deslocamento.

Para as ondas P e S as velocidades escrevem-se:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

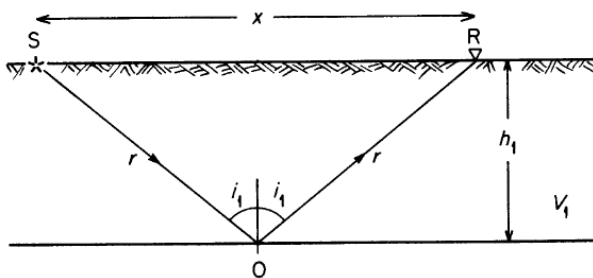
A propagação das ondas sísmicas é comparável a de um raio de luz. O raio sísmico é representado por uma linha perpendicular à frente de onda e é muito utilizado para mostrar graficamente o percurso da onda. A frente da onda é definida pelo lugar geométrico das partículas que possuem o mesmo tempo de percurso. Em meio homogêneo e isotrópico a frente de onda é representada por uma circunferência.

A propagação de ondas sísmicas obedece a dois princípios:

- Princípio de Huyguens: cada ponto de uma frente de ondas funciona como uma fonte de onda
- Princípio de Fermat: uma onda faz o percurso de tempo menor.

4.3.2. Mecanismos de reflexão – refração

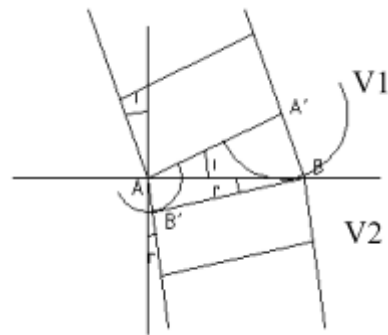
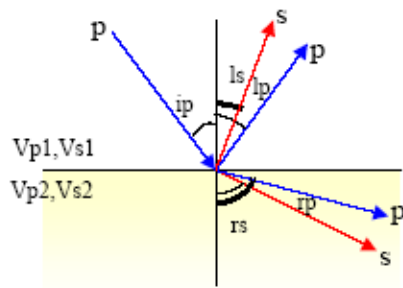
Reflexão



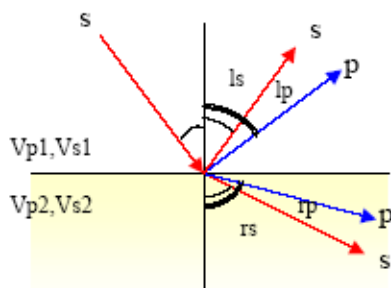
$$tx = \frac{2r}{V_1}$$

$$\frac{tx^2}{4h_1^2/V_1^2} - \frac{x^2}{4h_1^2} = 1$$

Refração



$$\begin{matrix} V_{p1} < V_{p2} \\ V_{s1} < V_{s2} \end{matrix}$$



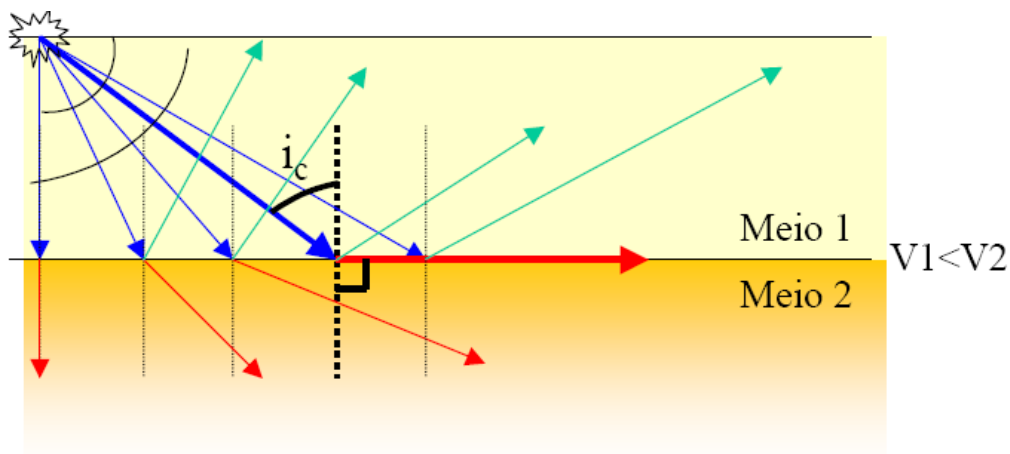
Lei de Snell

$$\frac{\text{sen}(i)}{\text{sen}(r)} = \frac{V_1}{V_2}$$

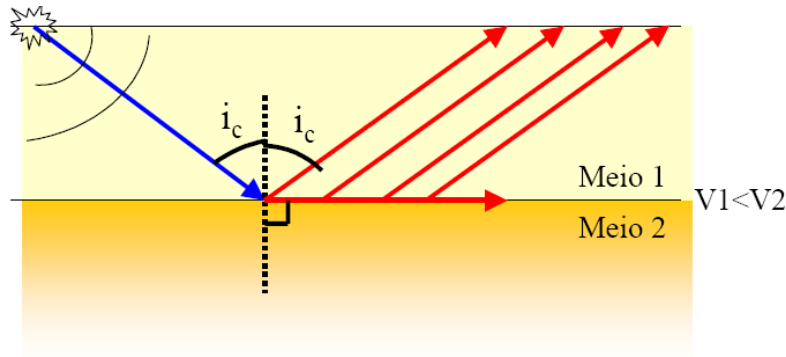
A refração sísmica é um fenômeno que causa um desvio na direção de propagação de uma onda quando ela passa de um meio para outro, onde a velocidade de propagação das ondas seja diferente. Este desvio é calculado pela lei de Snell.

Refração crítica

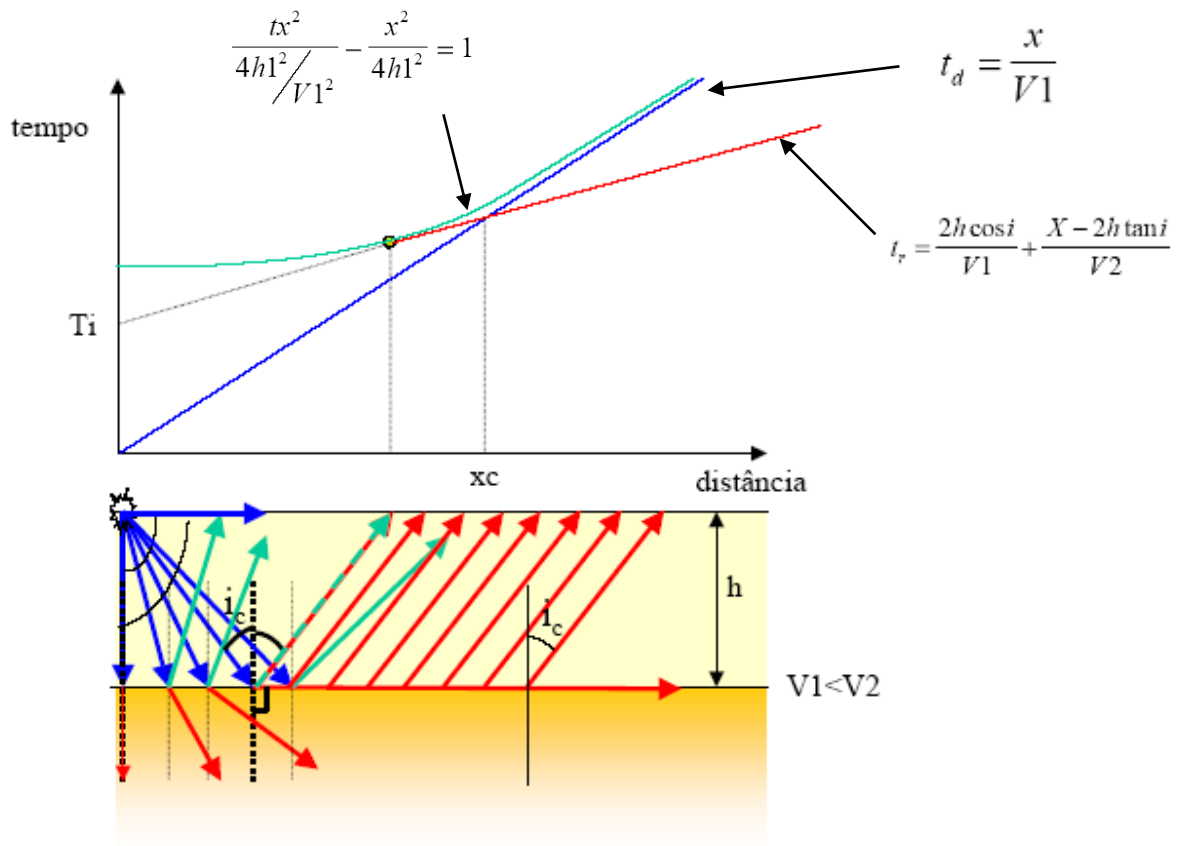
A refração total ou crítica é um fenômeno que ocorre quando a onda atingir uma interface com meio de maior velocidade, cujo raio sísmico faça um ângulo de incidência tal, que o ângulo de refração resulte em um ângulo reto (90°). Este ângulo de incidência é dominado de ângulo crítico.



A onda ao sofrer de refração total vai se propagar na interface entre os meios 1 e 2, com velocidade do meio 2, isto é V_2 . Desta maneira as partículas desta interface vão gerar novas frentes de ondas (princípio de Huyguens), cujos raios vão retomar a superfície formando ângulo crítico i_c .



A técnica de sísmica de refração tem por objetivo detectar em superfície as ondas sísmicas refratadas em profundidade (refração total) e desta maneira determinar as velocidades de propagação das ondas bem como as espessuras dos estratos em superfície. Para tanto se dispõe de metodologia de campo, processamento de dados e interpretação que possibilitam atingir este objetivo. Para interpretação a propagação das ondas diretas, refletidas e refratadas em uma interface de profundidade h , é representada por um gráfico tempo x distancia (dromocrônicas).



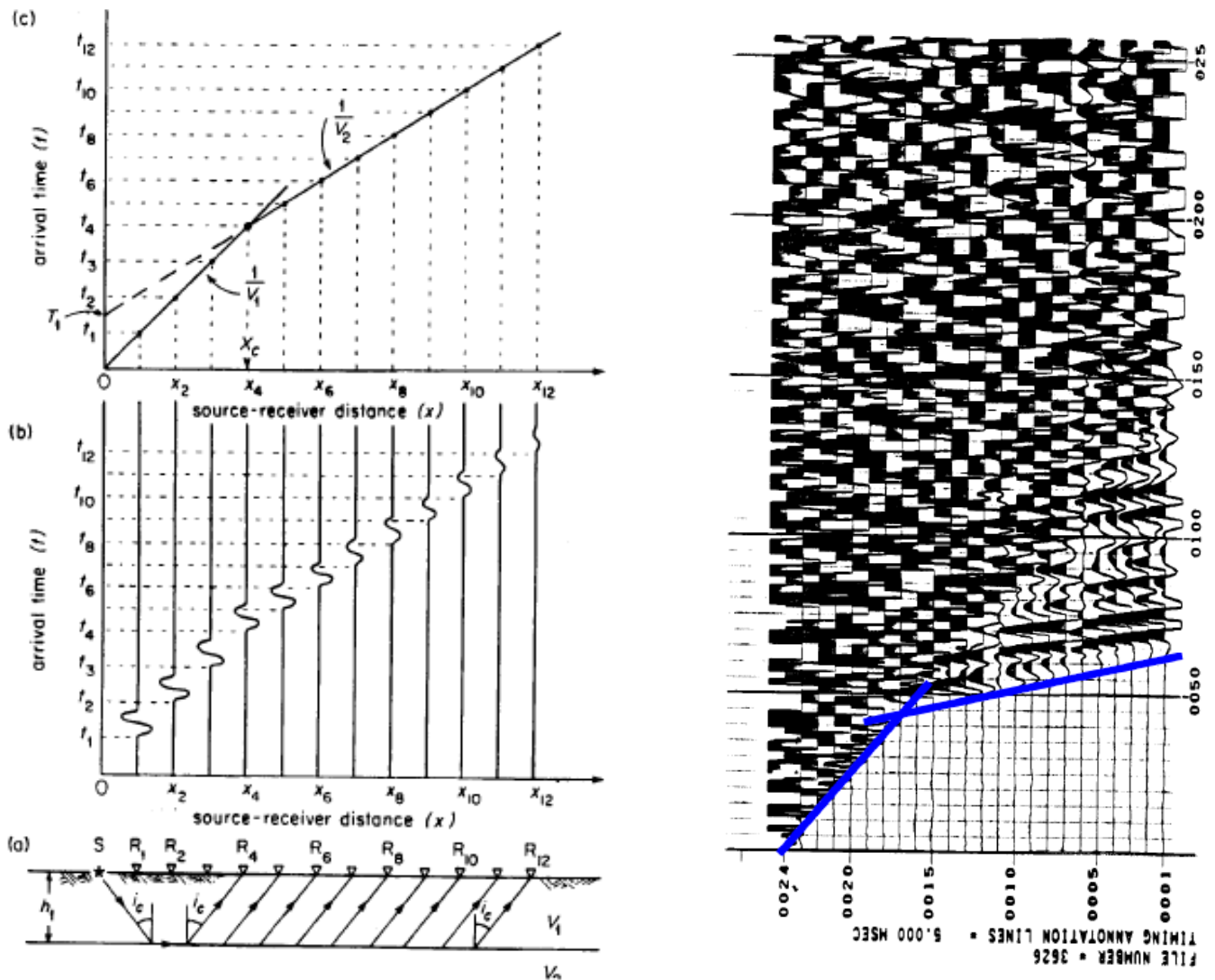
Pode-se notar no gráfico tempo-distancia que as ondas diretas e refratadas serão as primeiras a serem registradas em um sismograma. A hipérbole que representa as ondas refletidas tem como assíntota a reta das ondas diretas. A curva das ondas refletidas tem um ponto em comum com o início da reta das ondas refratadas. O T_i é o tempo em que a reta das ondas refratadas intercepta o eixo do tempo. X_c é a distancia na qual a onda refratada começa a chegar antes do que a onda direta.

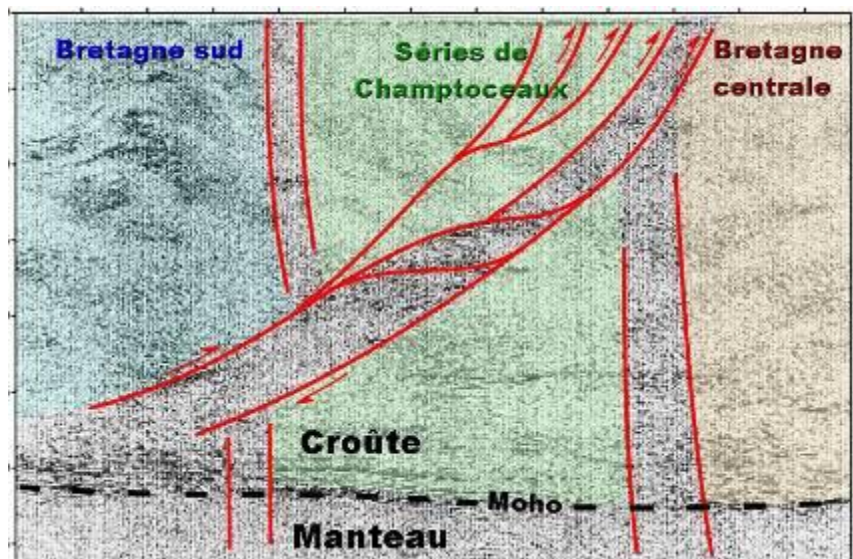
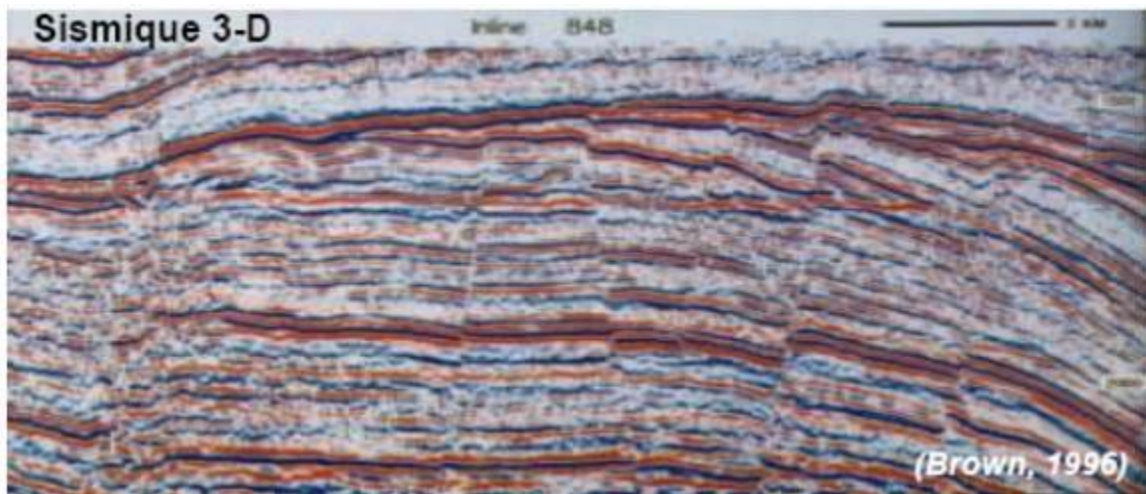
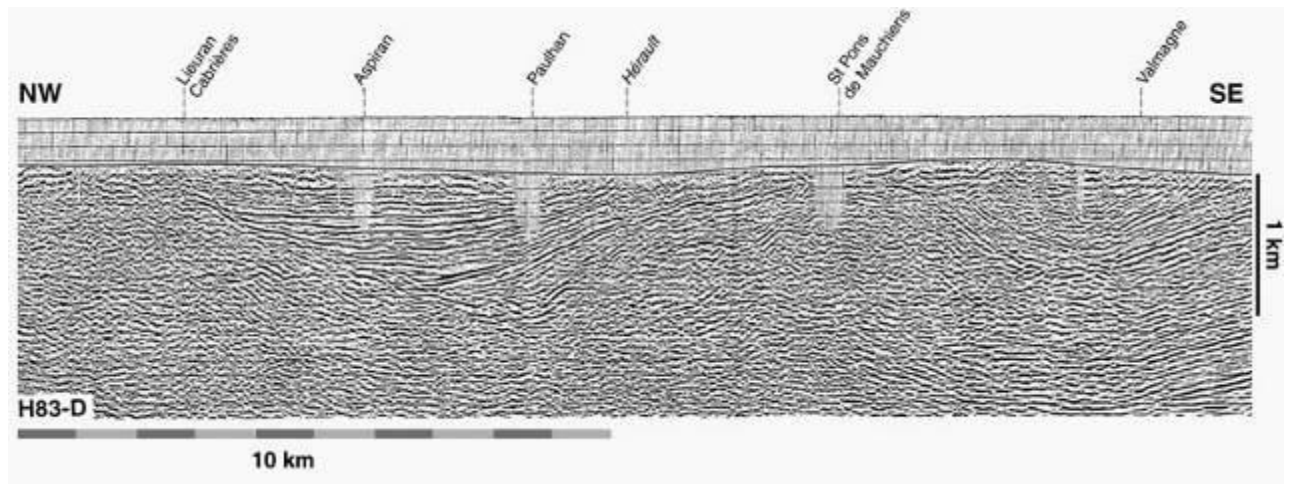
Seguindo a lei das velocidades aparentes, a velocidade com que uma frente de onda aparenta se propagar é igual à razão entre a velocidade real e o seno do ângulo de emergência:

$$V_{ap} = \frac{dx}{dt} = \frac{ds}{\text{sen } \theta \cdot dt} = \frac{V_1}{\text{sen } \theta}$$

Se $\theta = i_c$ então $V_{ap} = V_2$.

Desta maneira, considerando um sistema de duas camadas, a onda refratada na interface dos dois meios emerge na superfície com velocidade V_2 .





5. Tomografia sísmica e estrutura da Terra

5.1. Tomografia sísmica

A tomografia sísmica é a análise dos dados sísmicos obtidos pelos sismógrafos que permitiu renovar totalmente os conceitos do modelo da Terra ao longo do século XX. O princípio é relativamente simples: após um terremoto, determina-se a posição do epicentro com maior precisão e gravam-se as vibrações que se propagam através da Terra. Os fenômenos ondulatórios envolvidos são controlados por leis físicas com Reflexão e Refração. Além as ondas sísmicas se propagam com velocidade diferente dependendo do meio atravessado o que permite a caracterização do conteúdo da Terra pela análise das curvas de tempos em função das curvas de distancia. Na tomografia sísmica, usa-se somente as ondas de volume que percorram a Terra toda. As ondas de superfície que se propagam somente na superfície da Terra não informam sobre a sua estrutura interna.

As ondas P, igualmente chamadas ondas de compressão, podem propagar-se em sólido, líquido ou gás. Ao contrario as ondas S, ondas de cisalhamento, propagam-se unicamente nos materiais líquidos. Quando uma onda P chega não perpendicularmente a uma zona de transição (interface manto-núcleo por exemplo), uma parte da sua energia é convertida numa outra forma de onda (uma fração de P se torna S). A interpretação dos sismogramas se torna então complicada quando superpõem-se numerosos tipos de onda. Para simplificar o tratamento, usa-se uma nomenclatura em função da interface envolvida:

	Onda P	Onda S
manto	P	S
núcleo externo	K	
núcleo interno	I	J

Desta maneira, uma onda PP é uma onda depois de ter refletido na superfície da Terra, fico localizada no manto antes de reaparecer em superfície onde será detectada. Uma onda PKP seria uma onda P que aparece em superfície depois de ter atravessado o núcleo externo líquido (manto/núcleo ext./manto).A nomenclatura pode ser estendida até o necessário.

Ao longo do século XX, descobertas importantes foram feitas:

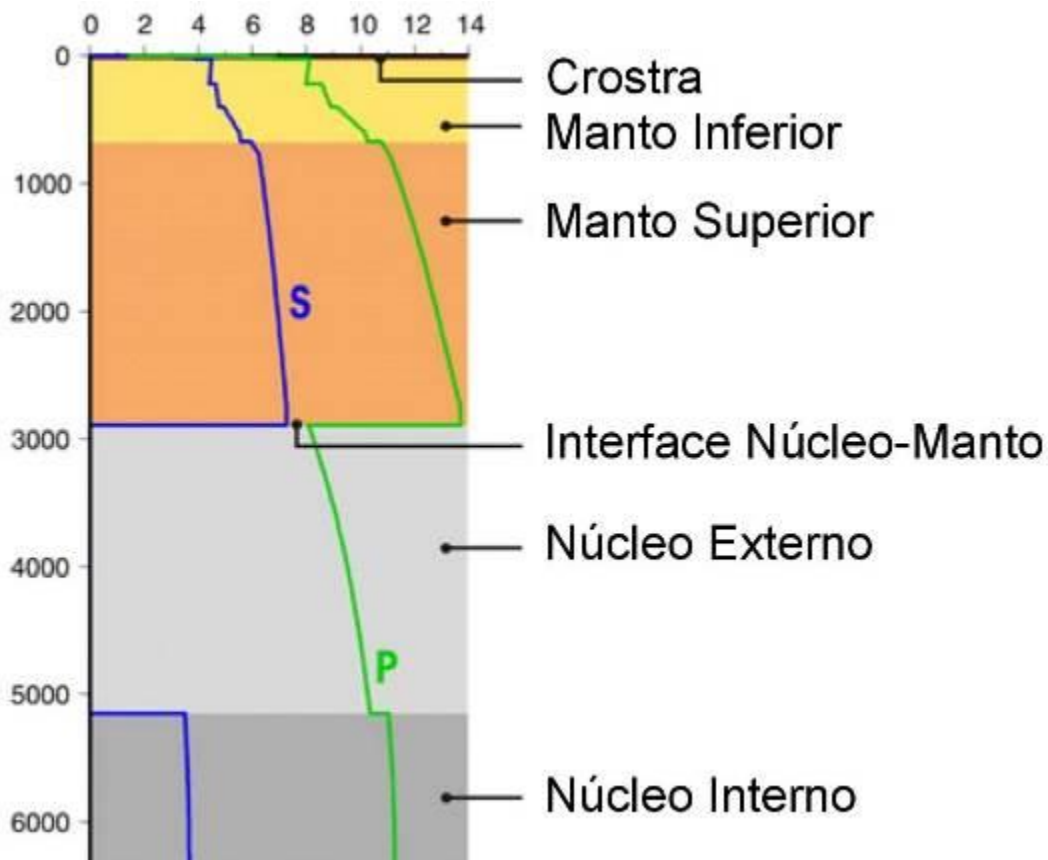
- Em 1909 Andrija Mohorovičić localiza a interface crosta/manto embaixo da Croácia
- Em 1912 Beno Gutenberg (1889-1960) localiza a interface manto/núcleo externo a 2900 km de profundidade com a interpretação das ondas P.
- Em 1926 Harold Jeffreys (1891-1989) estabelece a fluidez do núcleo metálico.

- Em 1936, Inge Lehmann (1888-1993) descobre o núcleo interno cuja comportamento sólido será estabelecido dos décadas a seguir.
- No mesmo momento, de 1923 a 1952, outros geofísicos como Adams, Williamson, Bullen, Birch... trabalham sobre equações que permitem de determinar a variação da densidade com a profundidade.

Hoje em dia a estrutura da Terra é bem conhecido, porém esforços suplementares são necessários ao entendimento da sua dinâmica para compreender melhor a sua evolução.

5.2. Estrutura física da Terra

A diferencia de densidade entre as rochas superficiais (~2,7) e a densidade média da Terra (5,52) sugere que a composição da Terra varia com profundidade. Considerando a natureza das rochas de superfície, essencialmente granítica, e a composição em ferro e níquel da maioria dos meteoritos, a Terra foi subdividida em três envelopes encaixada: o *Sial*, de silício e alumínio, para a superfície; o *Sima*, de silício e magnésio, embaixo, e o *Nife* de níquel e ferro, no centro da Terra. No início do século XX, a geofísica, particularmente a tomografia sísmica, ia dar um impulso considerável na concepção da estrutura do globo terrestre, dando o modelo atual de crosta-manto-núcleo. O estudo das ondas sísmicas permitiu determinar a profundidade das diferentes camadas da Terra:

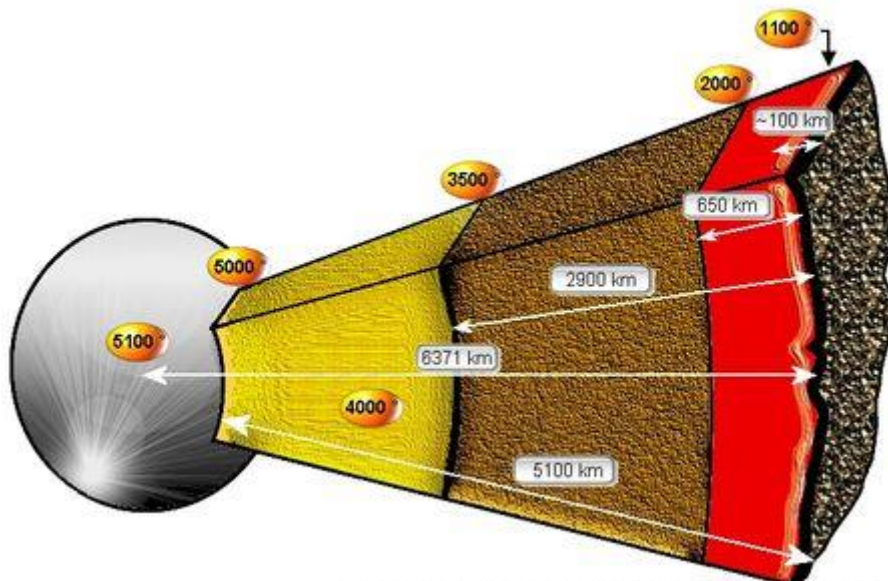


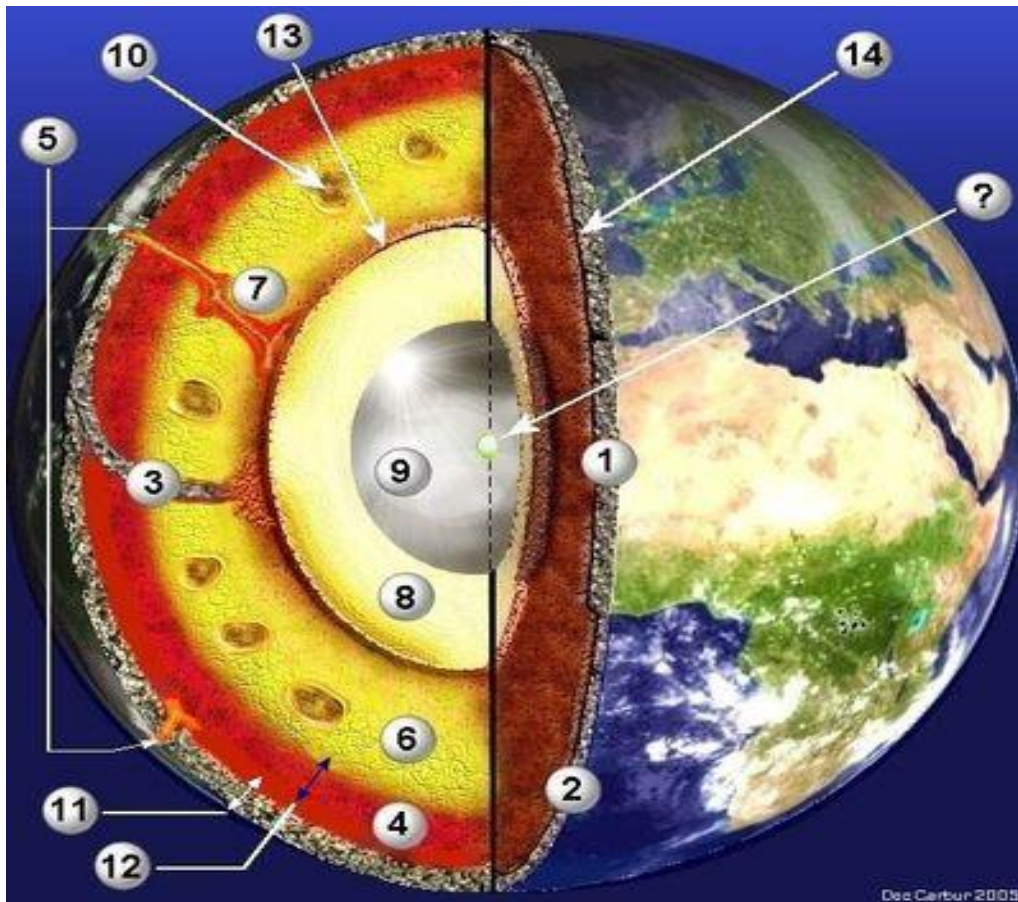
As camadas da Terra são separadas por interface ou descontinuidades:

- Descontinuidade de Mohorovicic (do croata Andrija Mohorovicic), ou Moho, acerca de 30 k de profundidade, marcada pela reflexão e refração das ondas sísmicas, e que separa a crosta do manto. Na realidade a profundidade do moho é variável considerando a crosta oceânica ou a crosta continental e pode atingir 70 km na Cordilheira dos Andes.
- Descontinuidade de Gutenberg (do alemão Beno Gutenberg), acerca de 2900 k que limita o manto do núcleo.

Subseqüentemente a crosta terrestre foi subdividida em uma crosta inferior e uma crosta superior por a descontinuidade de Conrad, freqüentemente discutida, enquanto que um núcleo interno foi individualizado a partir de 5155 km. Um estudo mais detalhado da transmissão das ondas sísmicas nas partes superficiais permitiu separar os meios sólidos dos meios líquidos, os primeiros conduzem mais rapidamente que os segundos. Assim foi distinguida a litosfera (sólida) que inclui a crosta e a parte superior do manto superior e a astenosfera (viscosa) composta por o resto do manto. Essa diferenciação constitui os fundamentos da Tectônica de placas.

Mas recentemente os progressos científicos, notadamente a aparição da sísmica-reflexão de longa escuta, estudaram a estrutura da crosta com mais precisão com, por exemplo, o projeto francês E.C.O.R.S (*Étude des continents et des océans par réflexion sismique*). Os trabalhos de tomografia permitiam distinguir zonas do manto quentes (com velocidades altas) e zonas frias (velocidade mais baixa) e autenticar o conceito das correntes de convecção ascendentes acima das dorsais médio-oceânicas e descendentes na periferia do oceano, onde subducta a litosfera fria. Os pontos quentes (*hot spots*) espalhados na base do manto determinam igualmente correntes ascendentes permanentes gerando um vulcanismo contínuo.





(1) Crosta Continental : SIAL, $d = 2,7$ à 3 , $e = 30$ km à 100 km.

(2) Crosta oceânica : SIMA (Si+Mg) sólida e composta por rochas basálticas. $E = 5$ km, $d = 3,2$.

(3) Zona de subducção

(4) Manto superior : mais viscoso que o manto inferior, é formada essencialmente de peridotitas (olivina, piroxênio grená). Delimita-se da crosta pela LVZ.

(5) Erupções de zonas vulcânicas ativas : Hot spot e MORB.

(6) Manto inferior : sólido elástico, viscosidade de 1021 à 1024 Pa.s. $d = 4,5$ (de $3,3$ à 6).

(7) Hot Spot

(8) Núcleo externo : Fe+Ni, viscosidade comparável a da água, $T^{\circ} = 4000^{\circ}\text{C}$. Origina o campo magnético terrestre.

(9) Núcleo interno : metálico, a pressão favoreça um estado sólido apesar de temperaturas superiores a 5000°C .

(10) Células de convecção do manto

(11) Litosfera : placas tectônicas+ parte superior do manto superior. O limite se encontra a $100 - 200$ km de profundidade onde piroxênio e olivina aproximam-se do ponto de fusão. Por esta razão o limite entre litosfera e astenosfera é escolhido na isoterma 1300°C . Localiza-se a LVZ caracterizada por uma diminuição das velocidades das ondas P e S, fenômeno ligado a fusão dos peridotitos, gerando grande fluidez.

(12) Astenosfera

(13) Descontinuidade de Gutenberg

(14) Descontinuidade de Mohorovicic

5.3. Prospecção sísmica

As técnicas desenvolvidas para o conhecimento da estrutura da Terra são igualmente utilizadas na prospecção do petróleo e no controle dos poços. As técnicas de prospecção sísmica utilizam ondas naturais ou artificiais (do martelo à explosão nuclear) medidas por dispositivos emissor-receptor cujas configurações são fundamentais para determinar o tipo de dados desejado, o tipo de método a ser desenvolvido e o resultado esperado.

A aquisição de dados pode ter várias dimensões dependendo do objetivo da pesquisa. A aquisição pode ser 1D com uma fonte emissora e vários receptores alinhados ou o contrário, 2D quando as fontes emissoras e os receptores são contidos num plano vertical, e 3D e 4D quando se trata de estudar a variação no tempo. Outra característica da configuração é a distância entre a fonte e o receptor. Quando a distância é pequena, as energias registradas vêm principalmente da reflexão da energia nas descontinuidades de impedância do meio; trata-se de ondas refletidas. Quando a distância é maior, a energia registrada vem das fases sísmicas atravessando o meio ou espalhando-se nas descontinuidades; trata-se de ondas refratadas.

Os conceitos de sísmica de reflexão e refração são bastante relacionados à prospecção marinha. No caso da sísmica de reflexão, um navio carrega linhas de receptores enquanto que emita energia (tiros) com cânones a ar. No caso da sísmica de refração, o receptor é fixo e o navio se afasta tirando. Essas aquisições são principalmente 2D ou 3D (multi 2D). As novas técnicas de prospecção misturam os dois conceitos numa aquisição só (sísmica de reflexão de alto ângulo). A aquisição dos dados terrestres é geralmente mais delicada sendo que os meios são mais difíceis a serem interpretados.

