A TERRA

Yára Regina Marangoni e Anne L. Scarinci

Do ponto de vista astronômico, a Terra é o astro mais próximo de nós e o mais acessível - afinal, habitamos sua superfície! O estudo das características, da estrutura e da história do planeta Terra é feito por várias áreas do conhecimento, em especial a geofísica e a geologia. Porém é de enorme importância também para a astronomia, pois nosso planeta é tomado como parâmetro para o estudo dos demais.

Quais são as informações sobre o planeta especialmente relevantes para a astronomia? Dentre tantas, poderíamos citar:

- A aparência geral: qual o formato da Terra, qual sua massa, qual sua densidade, qual seu tamanho?
- A idade da Terra e sua evolução: há quanto tempo nosso planeta existe? Como ele era no passado? Quais foram as mudanças que ocorreram e o que desencadeou essas mudanças?
- A estrutura interna da Terra: O que há dentro da Terra? Como o que há dentro da Terra poderia influenciar o planeta como um todo? Sabemos que a superfície da Terra não é estática - de que forma as mudanças na superfície são influenciadas pela sua estrutura interna?
- A região habitável da Terra: quais são as condições que permitem a vida?

Algumas dessas questões serão tratadas neste capítulo – especialmente as três primeiras. A última questão – relacionada à vida no planeta, será deixada para o capítulo de astrobiologia, adiante.

Uma nota importante a ser feita, de início, é sobre a ênfase metodológica que faremos no texto. Nosso objetivo não será 'apenas' o de tomar ciência de fatos sobre a Terra, tais como os da figura 1.

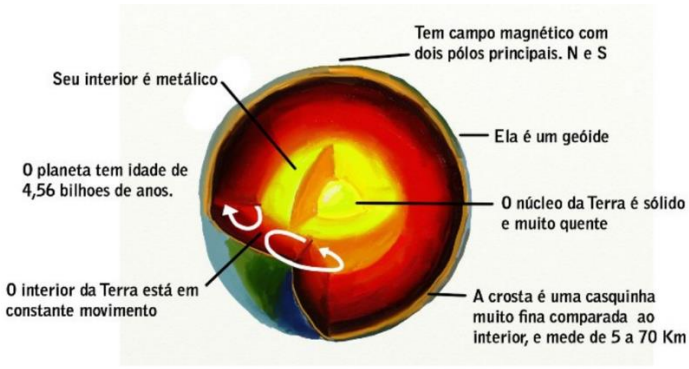


Figura 1: Alguns fatos sobre a estrutura da Terra.

Precisamos de um aprofundamento muito maior do que este: saber como tais informações foram obtidas, que indícios temos, que métodos, diretos ou indiretos, nos proporcionaram esse conhecimento, e qual o grau de incerteza associado a cada informação.

No livro "O mundo habitado pelos demônios", Carl Sagan defende enfaticamente que "o estudo dos resultados da ciência nunca é um estudo científico" (REF). Em outras palavras, aprender que a Terra tem "x" anos de idade e que tem massa "y" ou que o raio do seu núcleo sólido é "z", está muito aquém do suficiente para compreendermos de fato (e nos relacionarmos com) o conhecimento científico que essas informações espelham.

Em se tratando de história e estrutura da Terra, especialmente, é preciso ter muita clareza sobre como chegamos às conclusões científicas atuais. Os métodos tornam-se mais relevantes que os fatos, pois estes podem eventualmente ser comparados a ideias cosmogônicas, desenvolvidas pelas várias religiões para explicar o sentido de nossa existência. Apenas sabendo quais foram os indícios – quais as evidências empíricas, quais os argumentos teóricos, que fundamentam uma dada informação, é que temos condições integrais de compreendê-la.

Por exemplo, algumas teses religiosas ocidentais estimam a idade da Terra com base na Torá (Velho Testamento), como de alguns milhares de anos. Os defensores de tais teses muitas vezes as reforçam com argumentos supostamente empíricos, tais como:

> Qual a idade da Terra? – Cronômetros Naturais
>
> "Qual é a idade da Terra?" Esta pergunta está mais uma vez alimentando um debate acalorado. Com as descobertas dos seguintes Cronômetros Naturais, estamos à beira de uma revolução da Terra Jovem:
>
> - Nossos oceanos contêm concentrações de alumínio, antinomia, bário, bicarbonato, (...). Os sistemas fluviais acrescentam a estas concentrações em taxas aparentemente fixas. Comparando as quantidades já nos oceanos com as taxas que estão sendo despejadas, o resultado indica que a Terra, bem como os seus sistemas de rios e oceanos, é bastante jovem.
> - Os sedimentos estão sendo corroídos em nossos oceanos a uma taxa fixa. A quantidade de sedimentos no fundo do oceano indica apenas alguns milhares (não milhões) de anos.
> - O campo magnético da Terra tem sido medido com precisão desde 1829. Desde 1829, ele diminuiu cerca de 7%. Está decaindo exponencialmente a uma taxa fixa. Ao representar graficamente a curva, vemos que cerca de 22.000 anos atrás o campo da Terra teria sido tão forte como o do sol. Vida teria sido impossível.
>
> Trecho retirado de: http://www.allaboutcreation.org/portuguese/qual-a-idade-da-terra.htm

Sabemos que muitas vezes a razão é usada para corroborar os desejos e crenças humanas, e esse é um dos motivos pelos quais tais teses são geralmente desprezadas pela ciência – mas ao nos depararmos com argumentos que se baseiam em dados empíricos, é importante compreendermos qual o seu limite de validade. A primeira questão, mais fundamental, seria: tais dados empíricos são corretos? (O campo magnético da Terra está diminuindo de intensidade? Os sedimentos são corroídos a uma taxa fixa? Etc.). Em seguida, supondo que estejam corretos, podemos perguntar se o dado empírico, tomado como premissa, corrobora a conclusão. Por exemplo, poderíamos supor um comportamento previsível e exponencial da diminuição da intensidade do campo magnético da Terra, baseados num gráfico de 20 ou 30 anos de medidas? Teríamos outras fontes de dados sobre o campo magnético? Sabemos o que gera o campo magnético da Terra, e o que pode estar ocasionando a queda de intensidade?

Em resumo, somente podemos nos relacionar efetivamente com a informação sobre a idade da Terra (e com o conjunto de informações sobre as características e história do planeta), se soubermos como foi construído tal conhecimento. Ou seja, os métodos, os indícios empíricos, as teorias que os interpretam, são essenciais.

Por isso, esse capítulo está estruturado de forma a ressaltarmos a evolução histórica da geofísica, as questões principais que surgiram e de que formas foram solucionadas; que natureza de dados foram obtidos para responder às questões, como foram interpretados, como foram relacionados com o conhecimento teórico disponíveis (teorias e leis físicas, etc.).

1. A estrutura da Terra no presente

Fig 2: Terra vista do Espaço. Créditos: http://apod.nasa.gov/apod/ap070325.html

Fotos da Terra vista do espaço mostram uma linda esfera azul, quase sempre recoberta por nuvens brancas. Essa é hoje a nossa ideia da forma da Terra. Mas nem sempre foi assim.

1.1 – A Forma da Terra e seu diâmetro

É claro que muito antes de astronautas fotografarem a Terra do espaço, já sabíamos que ela era "redonda" – ou, falando mais precisamente, quase-esférica. Como evoluiu o conhecimento ocidental a respeito da forma da Terra?

A Terra é reconhecidamente esférica, no ocidente, desde os egípcios e gregos antigos. Na Grécia antiga (da qual temos maior quantidade de registros históricos), muitos argumentos para a esfericidade da Terra tinham uma natureza um tanto filosófica – ou seja, continham poucos elementos empíricos. Aristóteles, por exemplo, fundamentou seus argumentos principalmente na teoria filosófica dos 4 elementos – o elemento Terra tinha lugar natural no ponto central do universo (que era o centro da Terra), então fazia sentido que se agregasse em torno desse ponto.

No entanto, houve um grego, chamado Eratóstenes, que estabeleceu um método empírico muito engenhoso para calcular a circunferência da Terra. Esse foi o primeiro registro de um procedimento empírico de determinação do tamanho da Terra, e é pedagogicamente muito

importante, porque não só parte de uma observação empírica (que é um forte indício de que a Terra é realmente esférica), mas além disso, determina objetivamente o tamanho da esfera.

Eratóstenes viveu entre 275 e 195 a.C., e era, entre outras coisas, bibliotecário chefe da biblioteca de Alexandria, no Egito. Nessa biblioteca ele teve conhecimento de que no dia 21 de junho, Solstício de Verão no Hemisfério Norte, o Sol ao meio dia iluminava o fundo de um poço na cidade de Syene (atual Aswan), ou seja, a sombra era vertical. Em Alexandria, no mesmo dia e hora, a sombra não era vertical, fazendo um ângulo de 1/50 (7,2º) de círculo com a vertical (a figura 3 mostra uma forma de simular esse fenômeno em sala de aula: o papel deve ser dobrado para que uma sombra fique vertical e outra não).

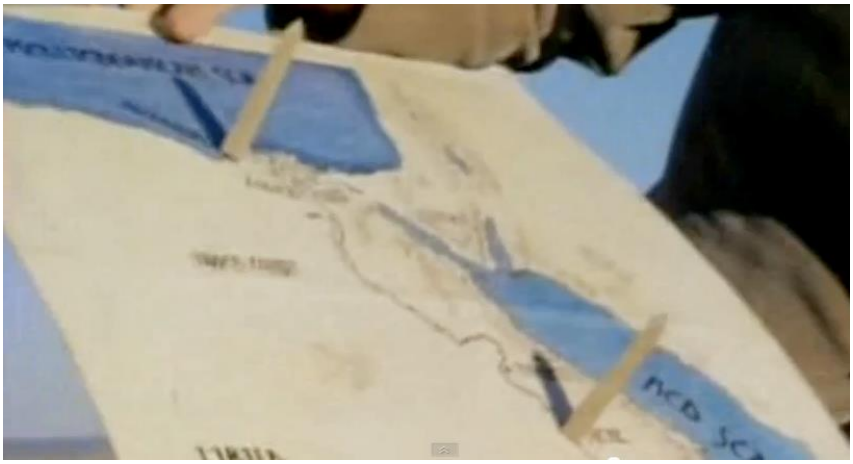


Fig 3: Simulação de sombras em Syene e Alexandria (imagem obtida do vídeo Cosmos de Carl Sagan: http://www.youtube.com/watch?v=en5UktcNujI)

A distância aproximada entre Syene e Alexandria era cerca de 5000 estádios (1 estádio corresponde a aproximadamente de 185 m). Multiplicando essa distância pelo arco, Eratóstenes obteve 250.000 estádios, que corresponde a 46.250 km (15% maior que o valor moderno de 40.030 km, segundo Lowrie, 2007).

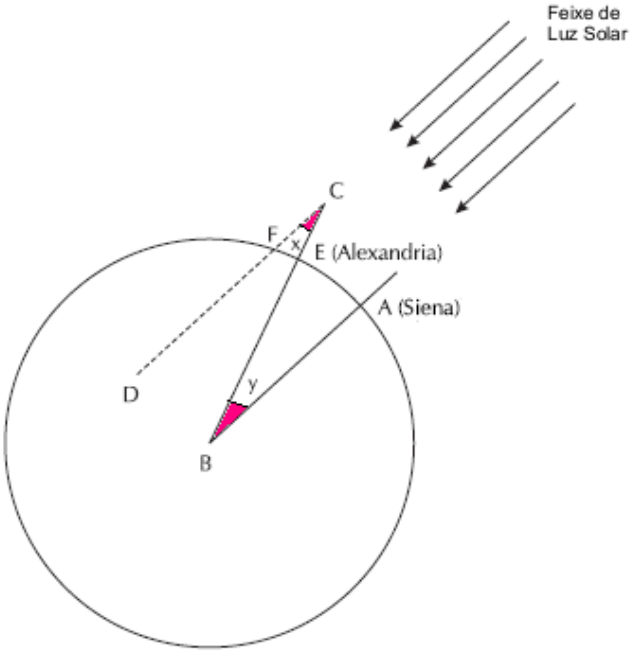


Figura 4: Esquema da medida do raio da Terra. Site http://www.if.ufrgs.br/historia/eratostenes.html . O ângulo (x) projetado pelas sombras em Alexandria é igual ao ângulo (y) criado pelos dois raios cujo vértice está ao centro da Terra e que passa por Alexandria e Siena (o desenho não está em escala). Assim, a fração que o arco de uma sombra (EF) representa, em Alexandria, um círculo completo é igual à fração que a distância (AE) de Siena a Alexandria mede na circunferência da Terra. Dessa forma, o raio da Terra pode ser calculado por R = (AE)/ y.

Uma observação importante é que Eratóstenes não "descobriu" que a Terra é esférica. Ele *partiu dessa hipótese*. Mas o procedimento de cálculo dele, para alguém que, eventualmente, pensasse numa Terra plana, era bastante convincente, pois fundamentou-se em uma importante observação empírica: quando o Sol passava pelo Zênite em Syene, ele não estava no Zênite em Alexandria no mesmo horário. Uma concepção de Terra plana dificilmente explicaria esse fato[i].

A sociedade europeia medieval tentou compatibilizar o formato da Terra com as escrituras bíblicas (que sugeriam uma Terra plana) e com a física aristotélica (Terra esférica como centro do universo). Assim, as concepções sobre o formato da Terra na Idade Média escondiam contradições: em algumas obras, a Terra era descrita como esférica, porém com o ecúmeno habitável plano (e uma metade inferior não habitada ou imersa em água). Em outras, a Terra era redonda no sentido do círculo. Algumas obras chegaram a rejeitar a física aristotélica e, com ela, a concepção de Terra esférica.

Por isso, na sociedade europeia, pouco (ou nenhum) conhecimento foi acrescentado, em relação ao conhecimento grego, até o século XVII. No século XV, com as Grandes Navegações, a geografia do planeta (na mentalidade dos europeus) passa por uma revolução, pois a possibilidade de transposição do equador e, mais tarde, a descoberta de novos continentes, entraram em franco conflito com a geografia aceita com base nos escritos bíblicos (para mais aprofundamento sobre as concepções históricas acerca do formato da Terra, consultar Randles, 1994). Assim, do século XV ao XVI, o conhecimento sobre a Terra sofreu profundas modificações.

Em 1669-70, o astrônomo francês Jean Picard fez novas medidas para o raio da Terra, encontrando o valor de 6372 km. Pouco mais de uma década mais tarde, em 1687, Sir Isaac Newton teceu considerações sobre a forma da Terra baseada nas suas leis de gravitação universal, concluindo que a Terra não deveria ser uma esfera perfeita, mas ter um achatamento nos polos. Para entender qual foi o raciocínio de Newton – e por que a Terra deve ser achatada nos polos – consulte o anexo 1, ao final deste texto.

1.2 – A Massa da Terra

Quanta matéria existe na Terra? Para determinarmos a quantidade de massa de um corpo, usamos uma balança de pratos – ou seja, comparamos este corpo com outros cuja massa conhecemos. Uma alternativa é usarmos uma balança de mola, que mede a força gravitacional (peso) do corpo, e converte esse valor com base numa tabela.

Analogamente a como medimos as massas no cotidiano, a massa da Terra também não pode ser medida diretamente. Ela deve ser determinada por meio da força que essa massa exerce sobre outras massas – ou seja, a força gravitacional.

Como a força gravitacional pode ser usada para medir massa?

Na determinação da força, utilizamos os valores das massas que se atraem. Digamos que a Terra, com massa M_T, esteja interagindo com uma bolinha de massa m_b. Então, conseguimos medir uma força F (essa força geralmente é medida na bolinha, utilizando um dinamômetro), e a teoria da Gravitação nos diz que essa F está relacionada com ambas as massas pela equação:

$$F = G.\frac{M_T.m_b}{d^2}$$

Agora, veja que há uma constante aí na equação (G), e também uma distância (que é a distância entre a Terra e a bolinha). Se queremos saber o valor da massa da Terra, precisamos possuir os valores de todas as demais grandezas.

No século XVIII, quando o geólogo John Michell estava pensando em como determinar a massa da Terra, essa constante G ainda não estava determinada. Por isso, ele imaginou uma comparação entre duas forças gravitacionais, de modo a poder eliminar o problema da constante.

Por que uma comparação elimina o problema da constante?

O problema é que eu não tenho a constante G. Mas se eu conseguir medir duas forças e dividir uma pela outra, a constante G é cancelada nessa divisão:

Medida de força 1: entre M_T e m_b, como no quadro anterior:	Medida de uma outra força, entre m_b e uma outra massa qualquer m_q:
$F_1 = G.\frac{M_T.m_b}{d_1^2}$	$F_2 = G.\frac{m_b.m_q}{d_2^2}$

Dividindo uma força pela outra, temos que:

$$\frac{F_1}{F_2} = \frac{G.\frac{M_T.m_b}{d_1^2}}{G.\frac{m_b.m_q}{d_2^2}} = \frac{M_T/d_1^2}{m_q/d_2^2}$$

Veja que a constante G "sumiu" com a divisão. Então se soubermos a medida das forças, o valor de m_q e as distâncias, conseguimos calcular M_T. O problema está agora em medir a força F_2, entre duas massas quaisquer.

Michell projetou então um aparato para medir a força gravitacional F entre duas massas: a balança de torção. No entanto, ele faleceu antes de completar o trabalho. A balança acabou chegando às mãos do cientista britânico Henry Cavendish, que melhorou o aparato e fez a experiência, entre 1787 e 1798.

O que é uma balança de torção?

Duas pequenas bolas de chumbo (0,73 kg) foram presas em uma barra de madeira suspensa por um fio. Duas bolas maiores de chumbo (158 kg) estavam a 23 cm das pequenas bolas, e estavam presas por um sistema independente de suspensão em lados opostos à barra de madeira.

Figura 5: Balança de torção, réplica daquela construída por Michell. Fonte: http://www.ssplprints.com/image/94282/henry-cavendishs-torsion-balance-1798

A atração gravitacional entre as esferas pequenas e as maiores faz com que a barra de madeira gire, torcendo o fio. A barra se imobiliza quando a força de torção do fio é contrabalanceada pela força de atração gravitacional entre a massa grande e a massa pequena. Medindo-se o ângulo de torção da barra e conhecendo o torque necessário aplicado ao fio para cada ângulo da barra, é possível determinar a força gravitacional entre os pares de massas[ii].

Para que Cavendish obtivesse um resultado preciso, a balança de torção foi construída dentro de uma caixa de madeira em um ambiente isolado na casa de Cavendish, e as observações do movimento da barra e da torção do fio foram feitas usando telescópios em dois furos na caixa para evitar que correntes de ar movimentassem a barra[iii].

Usando a balança, e já sabendo o raio da Terra, Cavendish pôde calcular a densidade o planeta. Ele obteve o valor de 5,448±0,033 vezes a densidade da água (com isso, a massa da Terra seria estimada em 5,9 $x10^{24}$ quilogramas). Compare o valor da densidade da Terra com a densidade de alguns materiais (tabela 1):

Tabela 1: Densidade de algumas substâncias

Substância	Densidade (g/cm^3)
Água	1
Rocha – granito	2,64
Rocha – arenito	2,35
Rocha – basalto	2,99
Ferro	7,87
Níquel	8,91
Bauxita (Alumínio)	2,7

A superfície da Terra é coberta basicamente por rochas. As rochas mais comuns são os granitos e arenitos, nos continentes, e os basaltos, no assoalho oceânico. A densidade média destas rochas não passa de 2,99 g/cm^3 – ou seja, as rochas possuem densidade muito menor que a densidade média da Terra encontrada por Cavendish – por isso esse resultado foi muito surpreendente. O valor encontrado por Cavendish está mais próximo da densidade de alguns metais como o gálio (5,91 g/cm^3), ferro (7,87 g/cm^3), níquel (8,91 g/cm^3). Este fato levou os cientistas a pensarem que o interior da Terra deveria ter composição diferente da superfície – possivelmente metálico.

1.3 – A investigação sobre a estrutura interna da Terra

Alguns poderiam se perguntar por que, apesar de já termos ido tão longe para fora do planeta, não conseguimos explorar seu interior. O furo mais profundo feito até hoje (em Kola, Rússia) é de 12 km, muito pequeno comparado ao raio da Terra (6.371 km). O que ocorre é que o calor e a pressão são enormes em profundidade, de modo que a estrutura interna da Terra não pode ser conhecida de forma direta através de furos. Todas as informações que temos provêm de medidas indiretas das propriedades físicas como densidade (por isso o experimento de Cavendish nos é relevante!), parâmetros elásticos, propriedades elétricas e magnéticas, propriedades térmicas – objeto do estudo da Geofísica. Outra fonte de conhecimento é o estudo de meteoritos encontrados na superfície – estudados mais pela astrofísica.

A investigação sobre o interior do planeta se dá a partir de uma variedade de indícios, especialmente a partir de fenômenos que ocorrem no interior da Terra, cujos efeitos possam ser de alguma forma percebidos na superfície. Dentre eles, citamos:

- Medições de aceleração da gravidade. O valor da aceleração da gravidade (g) varia ao longo da superfície, o que indica regiões mais e menos densas abaixo de nossos pés.

- Fluxo de calor. Sabemos que o interior da Terra é muito quente. Analisa-se o fluxo de calor que chega a superfície do planeta, proveniente do interior da Terra, e com isso se obtém informações sobre as fontes de energia do planeta. Para tal, são feitos furos de sondagem e medido o gradiente térmico.

- Campo geomagnético. Hoje sabemos que o campo magnético da Terra é produzido por movimentações do núcleo externo da Terra, que é líquido e de constituição metálica.

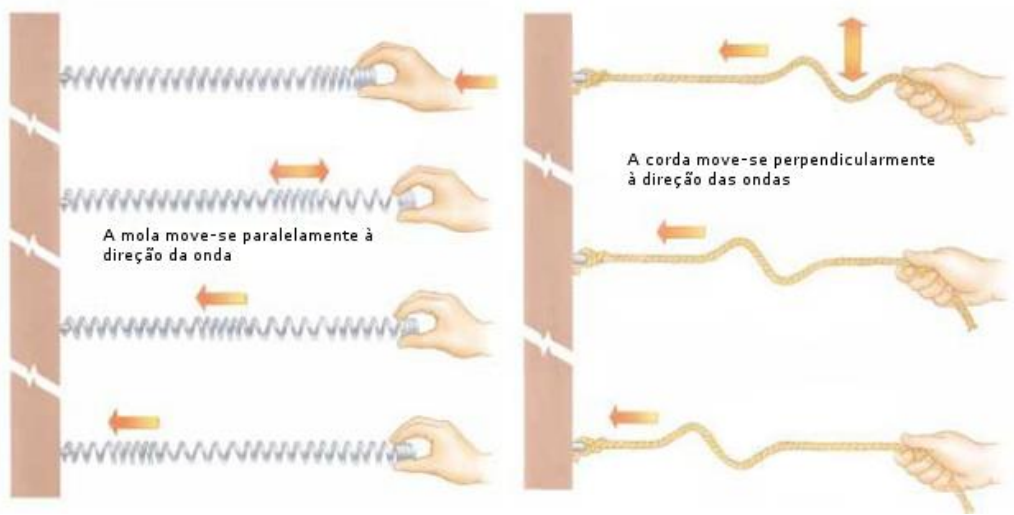
Através da obtenção de dados sobre a variação do campo magnético da Terra, obtemos informações sobre como se movimenta esse líquido.

- Ondas sísmicas. A ocorrência de terremotos e a passagem das ondas sísmicas pelo interior do planeta são as fontes mais importantes para conhecermos a estrutura interna da Terra. Por isso, falaremos um pouco mais sobre esse método a seguir.

As ondas sísmicas podem ser de quatro tipos principais: P, S, Love e Rayleigh. Porém, apenas as duas primeiras *atravessam* a Terra; as duas últimas estão confinadas em regiões próximas à superfície, sendo muito destrutivas, mas sem trazer informações sobre o interior da Terra (mais detalhes em Rogers, 2007). Que tipo de informações as ondas P e S nos são capazes de fornecer?

A onda **P** é longitudinal; envolve movimentos de compressão e dilatação, nos quais as partículas do meio movem-se para frente e para trás na direção de propagação da onda (figura 5), como a onda de som. Ao chegar à superfície, a onda **P** produz um som parecido com o de um trovão ao longe.

A onda **S** envolve movimentos transversais, ou seja, as partículas do meio movimentam-se formando ângulo reto com a direção de propagação (figura 6), podendo ser vertical ou horizontal. O movimento da onda **S** parece com o produzido ao balançarmos uma corda esticada.



Representação de uma onda **P** (analogia com onda na mola). A onda é longitudinal, ou seja, as partículas se movem paralelas à direção de propagação da onda.

Representação de uma onda **S** (analogia com onda na corda). A onda é transversal, ou seja, as partículas se movem perpendicularmente à direção de propagação da onda.

Figura 6: propagação das ondas P (à esquerda) e S (à direita). Retirado de http://www.sismo.iag.usp.br/sismologia/ondasSismicas.php

Um exemplo da observação das ondas sísmicas encontra-se na figura 7, que contém um sismograma do sismo de são Vicente, que aconteceu em 23 de abril de 2008, na costa de São Paulo, perto da cidade de São Vicente. Essa figura é um exemplo de um sismograma, um registro digital ou em papel, feito por um sismógrafo (aparelho que detecta as vibrações).

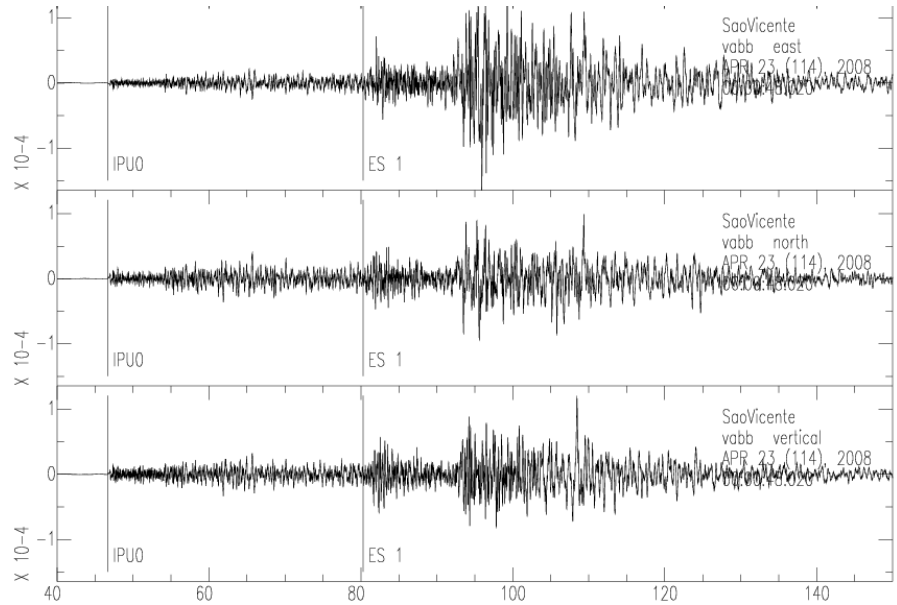


Figura 7: Sismo de São Vicente, que ocorreu em 23/04/2008. Registros da Estação de Valinhos do IAG-USP. Componentes leste, norte e vertical. A primeira linha vertical marca a chegada da onda P e a segunda linha vertical marca a chegada da onda S. Sismogramas cedidos pelo Laboratório de Sismologia do IAG-USP.

Conhecendo a localização do epicentro do terremoto (ponto na superfície sobre foco do terremoto) e a hora em que ele ocorreu, mais a distância do sismógrafo e a hora em que ele registrou o terremoto é possível calcular a velocidade da onda sísmica. Sabendo a velocidade, conseguimos calcular os módulos de cisalhamento e compressibilidade do meio por onde a onda passou e esses valores nos indicam sobre a composição do meio (para vislumbrar a relação matemática correspondente, veja o anexo 2). Esse foi o processo inicial para determinar a estrutura interna da Terra e um modelo de velocidades.

A partir disso, como foi possível saber se esse interior é sólido ou líquido, e se apresenta camadas? (Ou seja, em outras palavras, como sabemos que temos um núcleo com propriedades diferentes do manto, e um núcleo externo líquido, e um núcleo interno sólido?)

O comportamento das ondas P e S, ao passar por diferentes materiais, é o seguinte:

- As ondas P atravessam meios sólidos e líquidos. Isso ocorre porque as ligações químicas entre as partículas do material são comprimidas e distendidas no sentido longitudinal, o que permite a propagação da energia da onda. Já a propagação da onda S depende de ligações químicas que sejam estáveis no sentido transversal – e que possam, ao serem distendidas e comprimidas, fazer as partículas voltarem ao ponto original. Por isso, ondas S não conseguem se propagar por meios líquidos.

- A velocidade das ondas mecânicas (tais como os sismos) é maior em sólidos do que em líquidos.

- Ao mudar de meio de propagação, a onda muda de velocidade e, a não ser que esteja viajando exatamente na direção perpendicular à superfície de separação dos meios, ela muda também de direção, conforme esquematizado na figura 9.

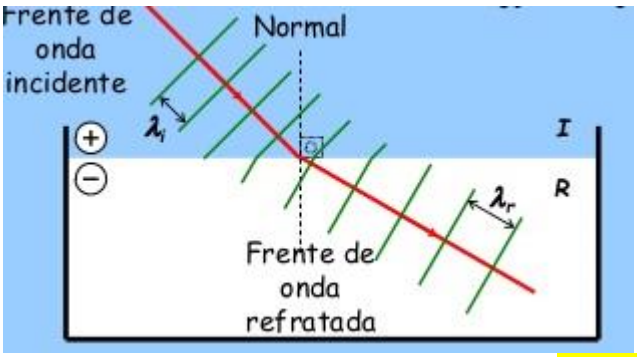


Figura 9: frentes de onda passando por meios diferentes. (Limpar figura)

- Conforme o meio seja mais denso (resultado de maior pressão da camada), a velocidade da onda será maior, portanto a refração ocorre de modo que a direção de propagação se afaste da Normal.

Imaginando que as camadas de matéria no interior da Terra fiquem cada vez mais densas, podemos esperar uma refração sucessiva da onda, ao atravessar várias camadas, de modo que ela seja detectada novamente na superfície a alguma distância da fonte sísmica, conforme a figura 11:

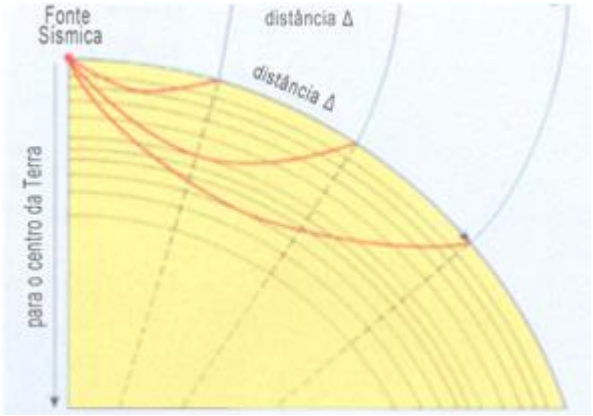


Figura 11: resultado de refrações sucessivas em camadas finas, com eventual retorno da onda em superfície. A distância epicentral (Δ) marca o ângulo entre o foco do sismo e o sismômetro que registra a chegada da onda. Adaptado de Rogers (2007).

Podemos então posicionar instrumentos de detecção dessas ondas e de medição da sua intensidade (sismômetros[iv]) em diversos pontos da superfície, esperando detectar as ondas refratadas. De fato, essas medições indicam que dentro da Terra o aumento da velocidade das ondas sísmicas é praticamente contínuo. A pressão aumenta muito, o que aumenta os módulos elásticos. Para a passagem das ondas sísmicas o efeito é como se a Terra fosse composta de várias camadas finas, todas concêntricas. O resultado é que a onda é refratada em um ângulo cada vez mais baixo em cada camada e acaba retornando à superfície.

Dispondo vários sismômetros ao longo da superfície da Terra, a geofísica obteve o seguinte resultado:

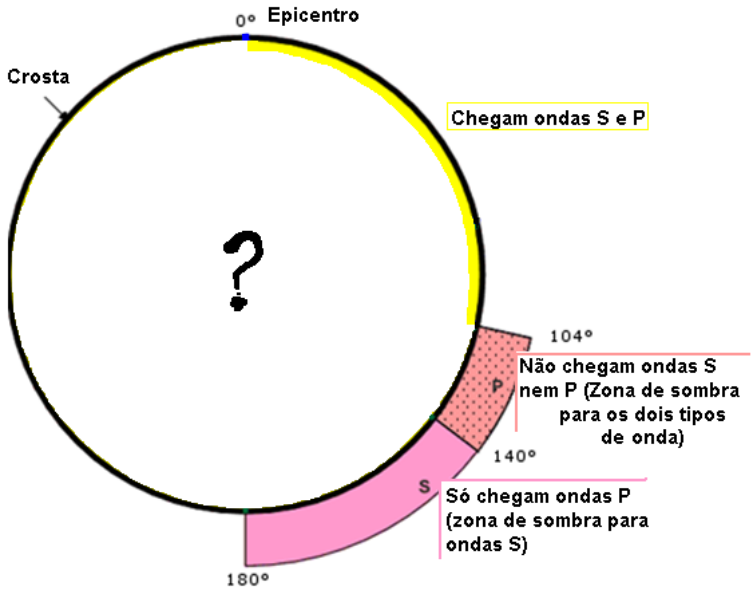


Figura 10: Esquema do resultado de detecção de ondas para vários sismômetros posicionados ao longo da crosta (a figura teria simetria esférica, portanto imagine a mesma configuração para os demais semicírculos da esfera toda).

As ondas S chegam apenas até cerca de 104º do epicentro. As ondas P também não são mais detectadas a partir dos 104º, mas retornam depois de 140º. Essas áreas foram denominadas de zonas de sombra e há uma regularidade importante em sua ocorrência: as zonas de sombra são mais ou menos as mesmas para *qualquer* terremoto.

Além das zonas de sombra, há uma observação também com respeito às velocidades das ondas dentro da Terra – determinadas pelo tempo de chegada dessas ondas ao sismômetro: Os tempos de chegada das ondas P e S crescem até cerca de 104º. Depois da zona de sombra, as ondas P retornam em cerca de 142º, mas muito atrasadas, ou seja, o tempo é maior do que o esperado se a curva da onda P fosse contínua.

Como a geofísica interpretou esses dados?

- A zona de sombra para as ondas S indica que há um núcleo líquido: pois as ondas S não se propagam nos líquidos. Então, imaginar um núcleo líquido com raio correspondente àquele ângulo de 104º parece uma hipótese razoável, pois explica adequadamente o "sumiço" dessas ondas.

- A análise das velocidades das ondas P de 104º a 180º nos fornece informações sobre a densidade desse líquido (pois a velocidade de propagação da onda fornece informações sobre o material no qual ela se propaga). Informações adicionais sobre essa parte interna líquida da Terra também podem ser obtidas analisando-se o ângulo de refração das ondas P ao entrar e sair do líquido – que originam a zona de sombra dos 104º aos 140º.

- a velocidade da onda P que chega a regiões próximas aos 180º do epicentro é maior do que a esperada se houvesse um núcleo interno *inteiro* líquido. Para explicar essa velocidade, os cientistas adicionaram ao modelo uma parte central sólida, como na figura abaixo.

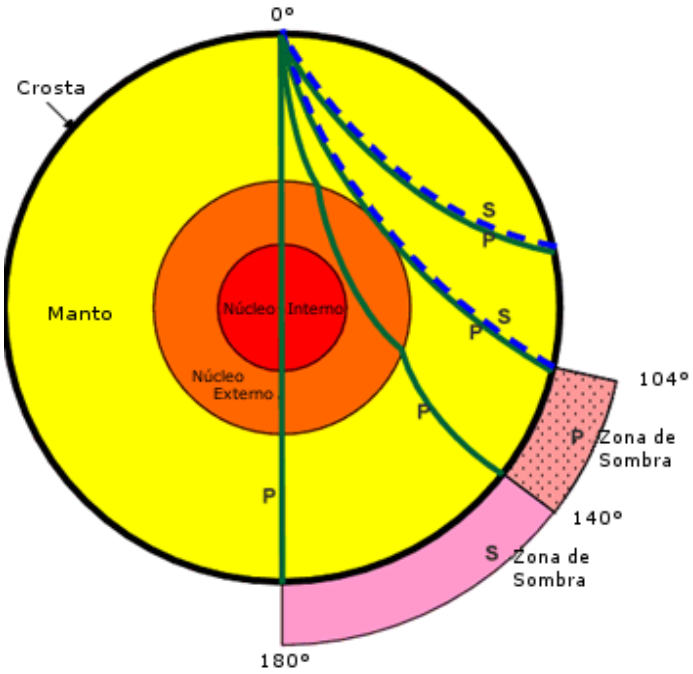


Figura 11: interpretação das zonas de sombra como devidas à presença de um núcleo externo líquido e um interno sólido (Ahern, 2004).

Na verdade, antes dessas evidências sísmicas, a existência de um núcleo central muito diferente da camada externa já fora proposta por Wiechert, físico e geofísico alemão, em 1897. Pelo valor de densidade encontrado por Cavendish e observando meteoritos metálicos compostos de ferro e níquel e meteoritos com composição rochosa e metálica em museus, ele propôs a existência de um núcleo central metálico dentro da Terra, semelhante às observações dos meteoritos (Herndon, 2005).

As evidências sísmicas (como as descritas) para a existência do núcleo foram obtidas por Oldham, sismólogo inglês, em 1906. Ele observou que a velocidade das ondas sísmicas aumentava com a profundidade, mas só até uma determinada profundidade, quando elas diminuíam muito de forma abrupta. Gutemberg, sismólogo alemão discípulo de Wiechert, estimou a profundidade da interface do núcleo em 2900 km abaixo da superfície, em 1913. Jeffreys, sismólogo inglês, em 1930, em um trabalho mais preciso conseguiu o valor de 2898 ± 4 km para a profundidade dessa interface (Bullen, 1963).

Essa zona de sombra para $104^o < \Delta < 142^o$ não é totalmente sem ondas sísmicas. Inicialmente pensou-se que as ondas P e PKP (onda P que viaja pelo manto, entra no núcleo e depois retorna ao manto como onda P) eram difrações na interface manto-núcleo. Lehmann, sismóloga sueca, sugeriu que as amplitudes dessas ondas eram muito grandes para serem difrações e que deveria haver um núcleo interno onde a velocidade das ondas P seria maior do que no núcleo central que o circundava (Bullen, 1963). Brilhante raciocínio de Lehman! Era o ano de 1936; o núcleo interno sólido havia sido descoberto e toda a estrutura da Terra estava desvendada pela sismologia.

A análise de milhares de terremotos durante muitas décadas permitiu construir curvas tempo-distância de todas as ondas refratadas e refletidas no interior da Terra. Essas análises, associadas a considerações sobre a composição da Terra e possíveis limites para a densidade, permitem compor um modelo de referência para a Terra, com a distribuição da densidade, velocidades sísmicas, pressão e temperatura (figura 12).

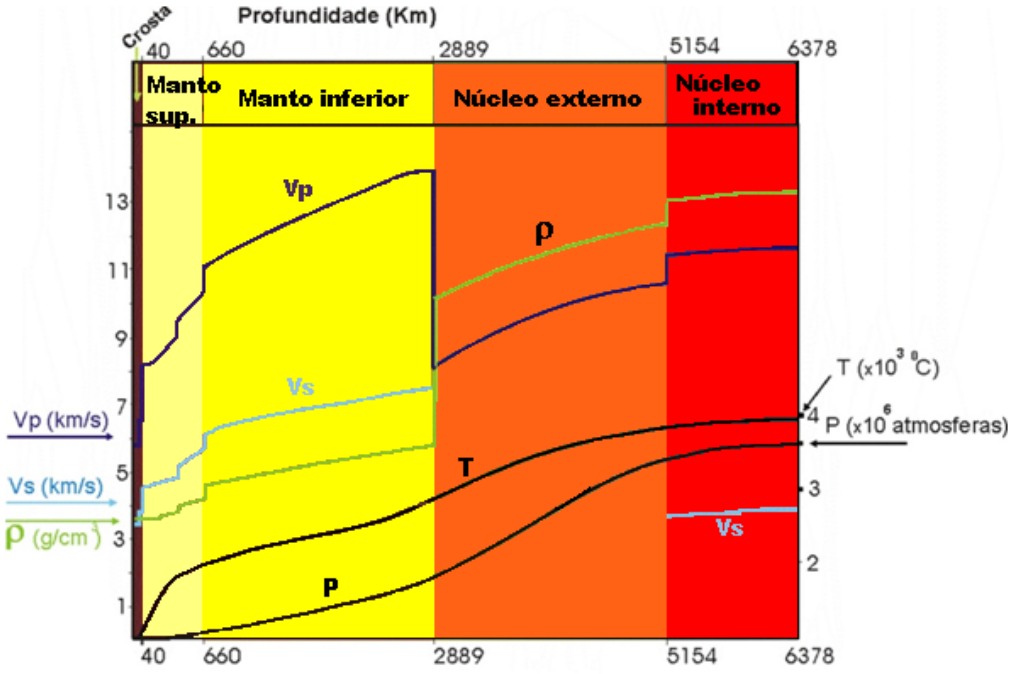


Figura 12: Modelo de Terra através da variação da velocidade das ondas P (V_P azul escuro) e S (V_S azul claro), densidade (ρ verde), pressão (P preto) e temperatura (T preto).

A partir desses estudos, a estrutura interna da Terra hoje é descrita como na figura 13:

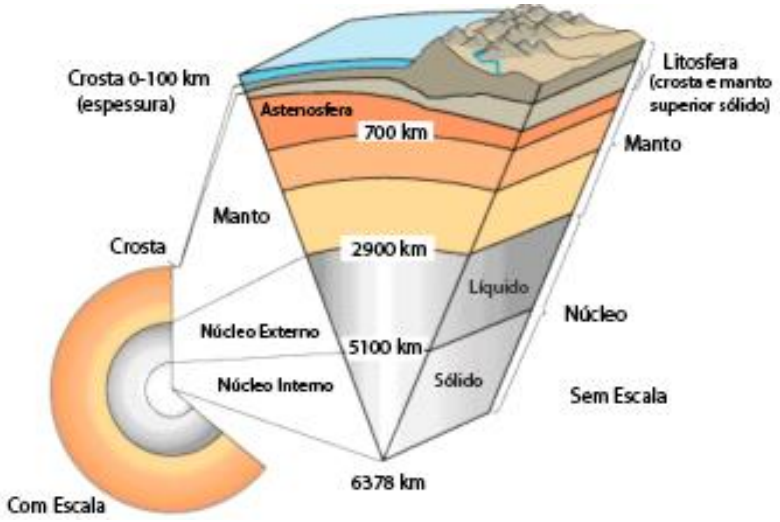


Figura 13: Modelo de camadas da Terra.

A Terra apresenta três grandes camadas compostas por materiais bem diferentes. Essas camadas são conhecidas por: crosta, manto, núcleo, usualmente subdivididas, e são separadas por superfícies que marcam fortes descontinuidades na velocidade das ondas sísmicas.

Crosta: camada superficial limitada em profundidade por uma superfície onde ocorre um brusco aumento na velocidade das ondas sísmicas P. Em regiões continentais, a crosta tem espessura média de 35 km, enquanto que nas bacias oceânicas este valor é 6,3 km. As espessuras são maiores onde existem cadeias montanhosas. As densidades variam entre 2,6-2,8 g/cm^3 (crosta continental) e 3,0-3,3 g/cm^3 (crosta oceânica).

Manto: região situada logo abaixo da crosta se estende até a interface com o núcleo, em cerca de 2900 km de profundidade. A densidade do manto varia entre 3,5 g/cm^3 a 5,5 g/cm^3 aumentando sempre com a profundidade. De acordo com a velocidade das ondas sísmicas, pode ser dividido em:

- Manto superior: pode atingir profundidades de até 400 km e apresenta um aumento pouco atenuado da densidade em função da profundidade.

- Zona de transição: situa-se entre 400 e 700 km de profundidade e caracteriza-se por apresentar dois saltos, com aumentos significativos, nos valores de densidade e da velocidade das ondas sísmicas nas profundidades de 410 e 670 km.

- Manto inferior: situa-se entre 700 e 2.900 km de profundidade e caracteriza-se por apresentar um aumento suave da densidade em função da profundidade.

- Camada D: parte mais inferior do manto inferior, situada entre 2.700 e 2.900 km de profundidade, apresenta propriedades sísmicas anômalas e variáveis, com uma diminuição da velocidade das ondas sísmicas com o aumento da profundidade.

Núcleo: situa-se logo abaixo do manto inferior e é basicamente composto da liga ferro-níquel. As condições de temperatura e pressão no núcleo são extremamente altas e a densidade varia entre 9,9 g/cm^3 e 13 g/cm^3. A análise da velocidade das ondas sísmicas nos leva a dividir o núcleo em:

- Núcleo externo: variando de 2900 a 5150 km de profundidade, encontra-se em estado fundido, pois não há a transmissão das ondas S. É o local mais provável para geração do campo magnético terrestre.

- Núcleo interno: localizado entre 5150 a 6378 km de profundidade. Encontra-se em estado sólido, com velocidade das ondas P em cerca de 11 km/s e densidade de 12 a 13 g/cm^3.

1.4 – A composição da Terra:

Apenas as rochas da superfície e dos primeiros quilômetros podem ser recolhidas e analisadas para conhecermos a composição da Terra. O interior mais profundo só é conhecido através de correlações com meteoritos[v] e suposições usando resultados da Geofísica. Vendo a estrutura da Terra em termos da sua composição temos:

Crosta: a crosta continental pode ser dividida em superior e inferior. Na porção mais superficial encontram-se rochas vulcânicas e sedimentares não metamorfisadas ou com baixo grau de metamorfismo. A composição média da crosta continental superior é de rochas com grande conteúdo de quartzo (de 20 a 40%) e feldspato, enquanto que a crosta continental inferior é composta por rochas metamórficas com uma textura granular de composição intermediária a básica (menor quantidade de sílica - SiO_2). Costuma-se dividir a crosta oceânica em três camadas:

Camada 1 ou camada superior: composta por sedimentos, com espessura média de 0,5 km (mas podem atingir espessuras de até 1 km).
Camada 2 ou camada vulcânica: é composta essencialmente por basaltos oceânicos. Apresenta espessura média de 1,71 ± 0,75 km.
Camada 3 ou camada oceânica: apresenta espessura média de 4,86 ± 1,42 km. É caracterizada por intrusões de material básico (como basaltos) em sua porção superior e sua porção inferior rochas ricas em minerais escuros, com pouca sílica e muito feldspato.

Manto: constituído de minerais silicáticos ricos em ferro e magnésio (olivinas e piroxênios), sendo que a composição química é determinada a partir de experimentos de laboratório (petrologia experimental), análises de meteoritos e rochas terrestres.

Núcleo: é basicamente composto da liga ferro-níquel. Dados experimentais indicam que o ferro presente núcleo externo deve fazer liga com outro elemento mais leve que pode ser silício, oxigênio, magnésio ou enxofre, sendo o silício e o oxigênio os mais prováveis.

1.5 – O campo magnético da Terra

Foi a curiosidade sobre o comportamento de minerais contendo magnetita que levou o ser humano a se interessar e descobrir o campo magnético da Terra e as propriedades magnéticas dos materiais. Os chineses já conheciam algumas propriedades da magnetita desde 300 AC, e as bússolas mais primitivas são datadas entre 200 e 300 AC. Foram também os chineses que perceberam que a bússola não apontava exatamente para o Norte geográfico como indicado pelas estrelas, e que, antes do ano 1000 D.C., desenvolveram o sistema de bússola com agulha suspensa e apoiada no ponto central.

Em 1269 Petrus Peregrinus, um estudioso francês, escreveu o primeiro tratado de física experimental, *Epistola de Magnete*, que descreve as leis de atração magnética. Fazendo experiências com uma esfera de magnetita e uma barra de ferro, ele foi capaz de desenhar as linhas de força e observar a existência de dois pontos de convergência dessas linhas, os quais ele denominou de polos do magneto. Durante os séculos 15 e 16, usando informações magnéticas terrestres junto com métodos celestiais de posicionamento, foi estabelecido o comportamento da declinação magnética. Georg Hartmann (engenheiro alemão) em 1544 e Robert Norman (marinheiro inglês) em 1576 descobriram independentemente que uma agulha magnetizada em um plano vertical não fica horizontal (o desvio da horizontal é conhecido como inclinação magnética; que é de 90º nos polos e 0 º no equador).

Em 1600, William Gilbert, físico e médico inglês, foi capaz de fazer a analogia entre as observações sobre a esfera magnetizada com o comportamento do campo magnético da Terra conhecido na época, reconhecendo que este era similar ao de uma esfera magnetizada. Essa é a primeira propriedade geofísica reconhecida.

Outra descoberta intrigante foi feita em 1634 pelo matemático inglês Henry Gellibrand – usando três medidas independentes feitas em 1580, 1622 e 1634 em um mesmo ponto, ele verificou que a declinação magnética *muda com o tempo* – ou seja, o campo magnético da Terra não é constante no tempo (pois a intensidade magnética varia), nem no espaço (os locais dos polos magnéticos não são permanentes).

Entre 1698 e 1700, Edmund Halley, astrônomo e matemático britânico, foi encarregado de uma expedição oceanográfica com o objetivo de estudar as variações da bússola no Atlântico. Em 1702 esses resultados foram publicados no primeiro mapa de declinação[vi].

Como se percebe, o interesse pelas propriedades magnéticas das rochas e da Terra está presente no conhecimento humano há mais de 2000 anos! Talvez o campo magnético da Terra tenha sido o primeiro comportamento geofísico da Terra a ser estudado.

Na superfície, o campo magnético se parece com o de um imã dipolar colocado no centro da Terra, com as linhas de força do campo magnético, entrando próximo ao Polo Norte Geográfico e saindo do Polo Sul Geográfico (figura 21).

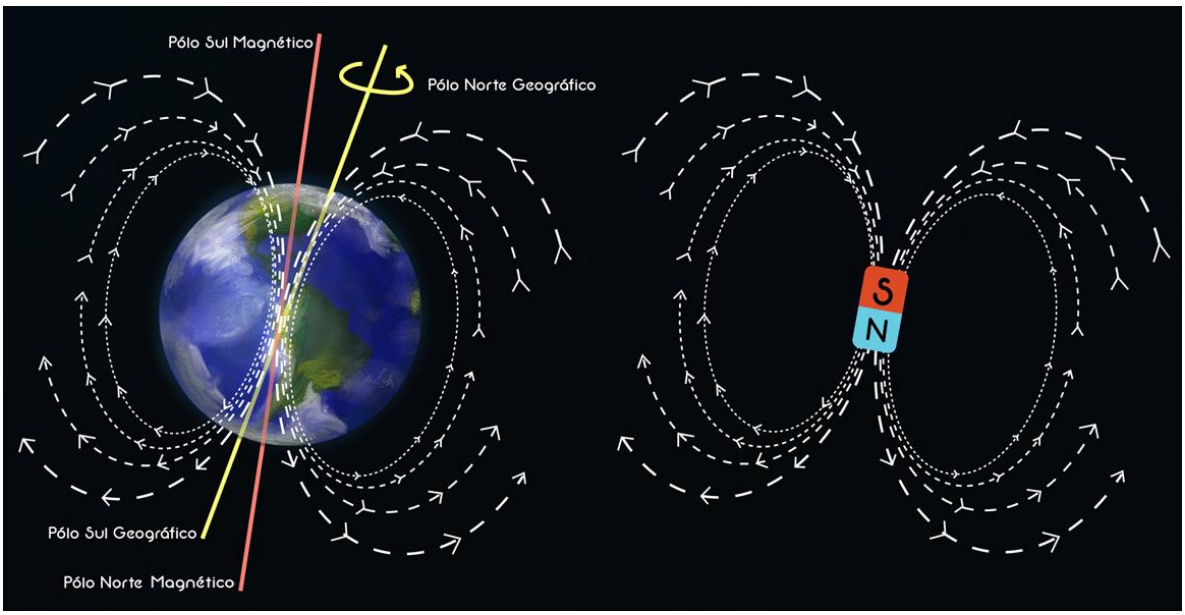


Figura 21: O campo magnético na superfície da Terra e sua semelhança com o campo gerado por um ímã de barra.

O que poderia ser a fonte do campo magnético da Terra? A hipótese mais simples seria a ilustrada pela figura 21, ou seja, de que no núcleo da Terra houvesse um ímã simples, de barra. No entanto, variações no campo magnético da Terra e o conhecimento atual sobre sua estrutura interna do planeta sugerem outra origem para o campo geomagnético.

De acordo com a teoria eletromagnética, cargas elétricas em movimento geram campos magnéticos. Uma forma de movimentar cargas elétricas de modo a produzir um campo com a mesma configuração daquele do ímã de barra é construindo-se um eletroímã:

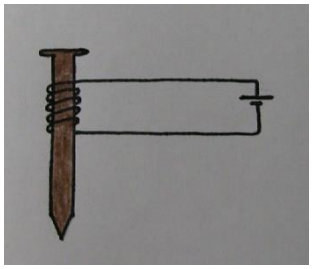


Figura x: uma possível construção de eletroímã: elétrons se movimentam pelo fio com corrente elétrica. O prego no meio faz aumentar a intensidade do campo magnético produzido pelos elétrons.

A configuração das linhas de força de um eletroímã é idêntica àquela de um ímã de barra, como mostra a figura x+1.

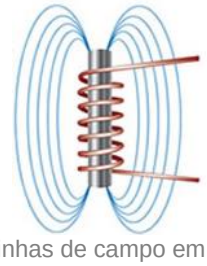


Figura x+1: linhas de campo em um eletroímã.

Modelos computacionais e de laboratórios indicam que o campo magnético é gerado no núcleo externo da Terra. O núcleo, como já dito anteriormente, deve ser composto por uma liga metálica formada entre Fe-Ni e alguns elementos mais leves, como enxofre e oxigênio. Com a alta temperatura no núcleo, esse material se encontra em estado ionizado – portanto, com partículas eletricamente carregadas.

Supõe-se que esse material, com viscosidade próxima à da água, movimenta-se continuamente, gerando correntes elétricas que por sua vez geram um campo magnético. A ideia é que o campo magnético da Terra é gerado por um dínamo autossustentável – ou seja, que, uma vez que o campo magnético foi iniciado, ele continuaria produzindo o seu próprio campo sem precisar de energia externa. Esse modelo foi desenvolvido na década de 1950 por Bullard e Elsasser, geofísicos britânico e americano, respectivamente. Segundo essa teoria, a energia mecânica do movimento do fluido é transformada em energia elétrica que por sua vez gera campo magnético. Para que o dínamo começasse a funcionar bastaria a presença de um campo fraco, como o do próprio sistema solar. Mas para manter o material do núcleo em movimento seria necessário o suprimento constante de energia. De onde viria a energia para manter o movimento do núcleo?

Uma fonte para essa energia seria a movimentação do fluído causada pelo seu resfriamento, com a cristalização e fracionamento dos materiais, liberando energia potencial (Ernesto e Marques, 2000). Esse movimento, também conhecido por corrente de convecção, associado às forças de Coriolis que agem em qualquer massa que descreva o movimento de rotação, formaria correntes em espiral que gerariam o campo magnético da Terra (figura 22).

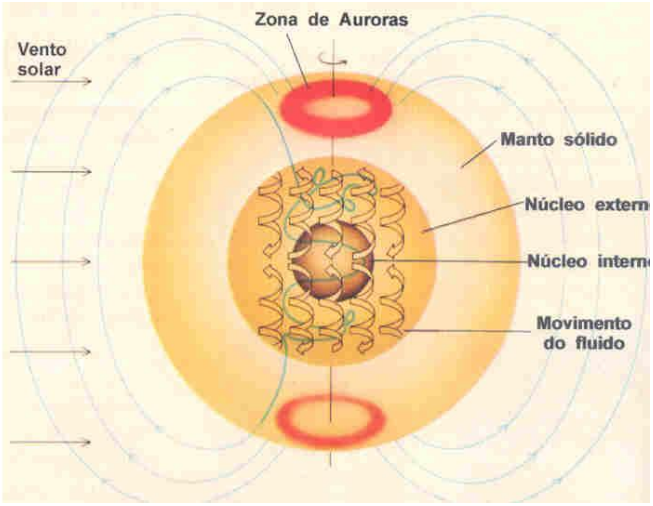


Figura 22: movimento do fluido condutor do núcleo externo e a geração do campo magnético dipolar (Ernesto e Marques, 2000).

O campo magnético na interface manto-núcleo não apresenta forma de um dipolo, em vez disso, tem uma estrutura complicada, como pode ser visto na figura 23. Esse campo é conhecido como campo não dipolar. Possivelmente essas correntes e linhas de força associadas se enroscam e provocam variações no campo magnético da Terra.

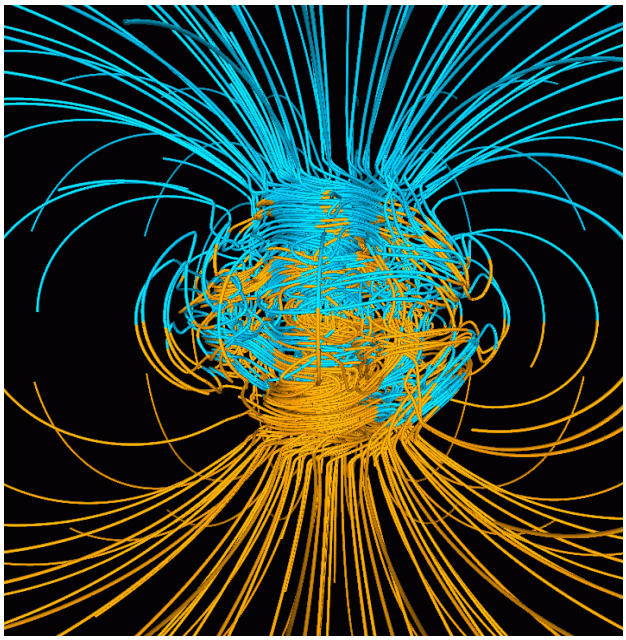


Figura 23: Campo magnético da Terra na interface manto núcleo. Simulação 3D da estrutura do campo magnético com as linhas de força entrando (em azul) e saindo (em amarelo) http://www.psc.edu/science/glatzmaier.html

O campo magnético da Terra varia em diferentes escalas de tempo. Algumas variações são muito curtas como semanas, dias, horas e até segundos (conhecimento muito necessário para os sistemas de orientação de navios e aviões), outras variações podem durar milhões de anos. As variações curtas têm relação com a interação entre o campo magnético da Terra e o vento solar.

Algumas variações de período longo (1.800 a 10.000 anos) são relacionadas ao campo magnético de origem interna. O polo sul magnético está atualmente no Canadá. Ele está diminuindo em intensidade e experimentando uma deriva para oeste. Essas variações são modeladas a cada cinco anos usando dados de observatórios geomagnéticos espalhados pelo mundo.

Alguns minerais que contêm ferro, ao serem submetidos a um campo magnético, assumem uma magnetização correspondente à do campo no qual estão submetidos. Rochas que contêm tais minerais guardam, por conseguinte, uma memória magnética, do campo da Terra da época em que tais rochas se solidificaram. O estudo da orientação magnética de rochas muito antigas revelou um fato intrigante: algumas rochas têm polaridade oposta relação à configuração atual dos polos magnéticos da Terra. Tais rochas foram chamadas de *reversas*. Elas indicam que os polos podem, não somente mudar de intensidade e de localização no globo, mas podem se inverter completamente.

Inicialmente, houve uma dificuldade em elaborar uma escala temporal precisa de reversões magnéticas, pois a datação de rochas continentais apresentava grandes incertezas. Porém, os cientistas descobriram que as rochas oceânicas estavam dispostas em uma linearidade temporal, em torno da cadeia meso-oceânica do Oceano Atlântico (fig x+3).

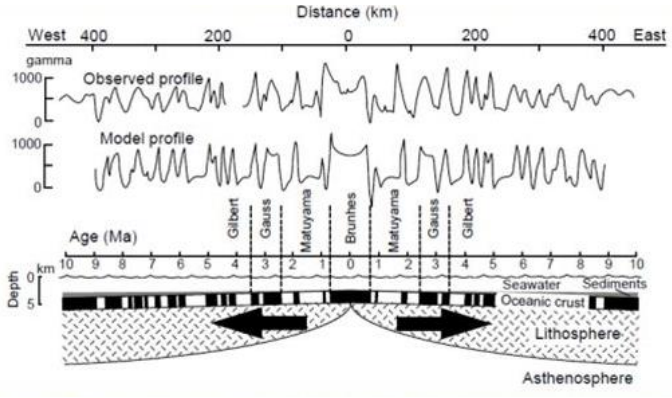


Figura x+3: mapa das polaridades magnéticas das rochas oceânicas, a partir da cadeia meso-oceânica do oceano Atlântico.

Isso nos permitiu perceber que tais reversões são frequentes na história geológica do planeta pois ocorreram ao menos 170 reversões magnéticas nos últimos 100 milhões de anos. Além disso, nota-se que ocorrência de uma reversão é aleatória no tempo, seja quando acontece e quanto dura.

A memória magnética das rochas revelou-se extremamente útil à ciência, pois as reversões de polaridade permitem estudar o movimento dos continentes e formação do assoalho oceânico no passado. Estudando essa magnetização fóssil é possível determinar a posição geográfica onde as rochas que contem esses minerais foram formadas e como elas se movimentaram. A esse estudo damos o nome de Paleomagnetismo[vii].

As linhas de força do campo magnético extrapolam a superfície da Terra, indo até o espaço. No espaço, essas linhas de força interagem com os íons proveniente do vento solar, de modo que o formato das linhas de campo resultante é alterado (figura 24).

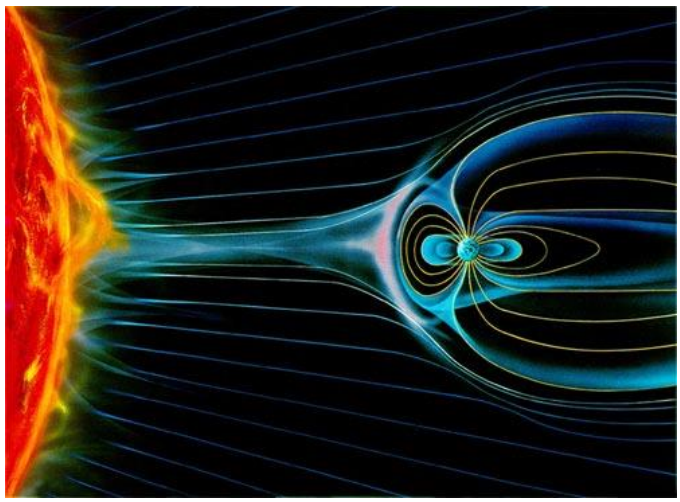


Figura 24: Vento solar ao interagir com o campo magnético da Terra achata as linhas de força na direção do Sol e produz uma longa cauda na direção oposta. Fonte: http://www.teara.govt.nz/en/atmosphere/1/5

É interessante notar que nem todos os planetas possuem campo magnético. Vênus não tem. Já Júpiter tem um campo cerca de 20 mil vezes mais intenso que o da Terra.

2. O passado da Terra – sua idade e evolução

2.1 – A idade da Terra

As tentativas de estimar a idade da Terra foram muitas. Talvez a primeira delas, no ocidente, foi através dos registros da Bíblia. Na época pós-iluminista, a ciência começou a procurar por métodos que pudessem ser relacionados evidências empíricas. Uma das propostas pioneiras partia do pressuposto que as águas oceânicas seriam, originalmente, não salinizadas, e que o sal teria sido levado ao mar a partir da dissolução de rochas continentais, por rios e chuvas. Essa primeira estimativa resultou num cálculo para a idade da Terra, de 90 milhões de anos. No entanto, além de a premissa não ter se revelado completamente verdadeira (o sal do mar não vem somente dos rios e nem diretamente deles), evidências empíricas posteriores sugeriram que a salinidade do mar era constante no tempo.

Outra tentativa foi através da taxa de perda de calor da Terra. Essa estimativa chegava a uma idade de cerca de milhões de anos (isso ocorreu porque se subestimava a alta pressão no interior e se desconhecia a produção de calor por radiatividade).

Há muito se observa que a superfície da Terra não é estática: além das modificações lentas (erosão, depósitos de sedimentos em vales, mudanças de curso de rios e alterações em costas oceânicas) há também alterações bruscas (devidas principalmente à atividade tectônica do planeta, como terremotos e vulcões). Assim, é natural pensar que a história da Terra possa ser conhecida ao serem estudadas tais modificações – geralmente, preservadas de alguma forma nas rochas. A estimativa da idade do planeta através das camadas sedimentares também foi tentada.

No entanto, a descoberta da radioatividade no final do século XIX proporcionou um método muito mais confiável e definitivo para se determinar a idade de rochas e fósseis: a datação radioativa.

Em linhas gerais, o método parte de uma observação de que há nas rochas alguns elementos químicos instáveis, que paulatinamente se transformam em outros elementos por decaimento radiativo. O tempo que demora para que metade dos átomos de um elemento radioativo decaiam no elemento-filho é chamado de meia-vida. A tabela 2 mostra alguns elementos químicos comumente usados para datação de rochas e suas respectivas meias-vidas:

Tabela 2: Meias-vidas de alguns elementos radioativos

Elemento Pai (radioativo)	**Elemento filho (estável)**	**Meia vida (em bilhões de anos)**
Samário 147	Neodímio 146	106
Rubídio 87	Estrôncio 87	48,8
Rênio 187	Ósmio 187	42,3
Urânio 238	Chumbo 206	4,47
Potássio 40	Argônio 40	1,3

O método da datação radioativa consiste em determinar a porcentagem dos elementos pai e filho em uma amostra de rocha a ser datada, e comparar com a porcentagem esperada de cada elemento no momento de formação da rocha. Dessa forma, é possível determinar a quanto tempo o processo de decaimento começou – que será a idade da rocha.

A datação radioativa das rochas proporcionou um enorme salto no conhecimento sobre os processos geológicos do planeta. Algumas das descobertas foram:

- As rochas mais antigas encontradas no planeta têm alguns bilhões de anos. A rocha mais antiga foi encontrada na Austrália e data de 4,4 bilhões de anos.
- As rochas oceânicas mais antigas datam de 200 milhões de anos – portanto, o assoalho oceânico é muito mais jovem do que as massas continentais.
- Meteoritos têm idade de 4,56 bilhões de anos.

Dessa forma, a idade da Terra foi determinada através da datação de meteoritos, pois a teoria atual sobre a formação do Sistema Solar estabelece que todos os astros foram formados à mesma época. A explicação para não encontrarmos rochas terrestres datadas do início da formação do planeta é que os processos dinâmicos que ocorreram na crosta não permitiram a preservação de rochas do período embrionário da Terra.

2.2 – Uma superfície terrestre móvel

A geologia do início do século XX colecionava alguns fatos intrigantes que careciam de explicação em termos da dinâmica e da história do planeta. Dentre eles:

- A geometria dos continentes levava a inferir que eles “se encaixavam” lado a lado, como num quebra-cabeças. Isso se tornava ainda mais evidente quando eram comparadas as plataformas continentais submersas.
- Estudos paleontológicos encontraram plantas e animais de mesmas espécies, fossilizados num mesmo período, na África e na América do Sul. Um artigo da época chegou a sugerir que pudesse existir uma ponte de terra entre esses dois continentes no passado. Fato semelhante era observado entre espécimes fossilizados de outros continentes como Europa e América do Norte, ou Índia e Madagascar.
- Rochas antigas muito semelhantes em idade e constituição eram também encontradas em continentes diferentes.

Em 1912, o meteorologista alemão Alfred Wegener reuniu esses dados e propôs uma hipótese corajosa: de que os continentes não seriam imóveis. Segundo sua teoria, há 200 milhões de anos, todas as massas continentais estariam unidas num único supercontinente, que ele chamou de *pangea*. A quebra desse supercontinente teria dado origem a dois grandes continentes: Laurásia, no norte, e Gondwana, ao sul, que posteriormente se fragmentaram nos blocos continentais atuais (Trindade e Molina, 2007).

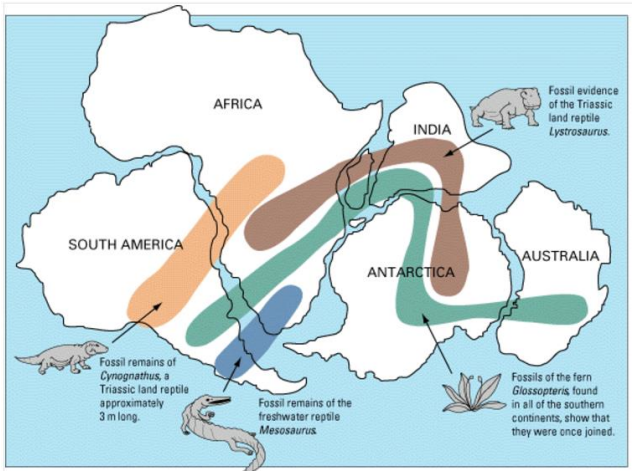


Figura x+3: proposta de Wegener produzia uma explicação para a ocorrência de fósseis similares em diferentes continentes.

O maior problema da teoria proposta por Wegener, e que dificultava sua aceitação pela comunidade científica (além do preconceito à ideia de que continentes pudessem se mover), era encontrar um mecanismo capaz de produzir a quebra e o afastamento das enormes massas continentais. Wegener propôs que a rotação da Terra e a força de Coriolis teria produzido a deriva dos continentes. Também conjecturou que o movimento poderia ter sido causado pela influência gravitacional do Sol e da Lua. Ambas as hipóteses foram rapidamente rejeitadas, pois nem uma nem outra força teria intensidade suficiente para mover continentes inteiros.

Em 1929, o geólogo britânico Arthur Holmes, tentando recuperar a teoria de Wegener, propôs um mecanismo onde o manto teria correntes de convecção que arrastavam os continentes apoiados sobre ele.

As correntes de convecção teriam explicação no aquecimento do manto, por diversos mecanismos, e o seu resfriamento na parte exterior próxima à crosta. O calor gerado pelo decaimento radioativo de elementos como Urânio, Tório e Potássio, presentes nas rochas do manto, mais o calor residual da formação da Terra, aqueceriam porções mais internas do manto, diminuindo a sua densidade. Dessa forma, ele tenderia a mover-se para regiões mais superficiais, da ordem de 150 km, na base da litosfera. Nessa região o manto perderia calor, tornando-se mais denso e afundando.

Ainda de acordo com o modelo de Holmes, o material mais fluido e menos denso subiria na região das dorsais oceânicas, formando novas placas oceânicas e empurrando oceanos e continentes. Em outra região, a litosfera resfriada pelo contato com a superfície tornaria-se mais densa e afundaria no manto (essas regiões são chamadas de zonas de subducção), carregando a placa oceânica fria e antiga.

A explicação de Holmes, entretanto, recebeu pouca atenção na época, e o modelo de deriva continental apenas foi recuperado três décadas mais tarde, quando várias análises do solo oceânico descobriram atividade vulcânica submarina, trincheiras e fossos submersos, e anomalias magnéticas simétricas nas rochas de cada lado das cadeias meso-oceânicas – todas evidências de que o assoalho oceânico era móvel e estava se formando.

A primeira proposta foi publicada em 1960, por Hess, Dietz e Heezen, três geofísicos estadunidenses. Eles coletaram uma enorme quantidade de dados sobre o relevo do fundo oceânico, parte do resultado do desenvolvimento tecnológico de pesquisa do fundo do mar, que aconteceu durante e logo após a segunda guerra mundial. Uma das feições mais intrigantes do fundo oceânico eram as imensas e contínuas cadeias de montanhas vulcânicas que cortam todas as bacias oceânicas. Esses três cientistas sugeriram que esse era o local onde novo material vulcânico era agregado ao

material antigo formando nova crosta oceânica. Eles chamaram esse processo de *Espalhamento do Assoalho Oceânico*.

O modelo também era coerente com outra investigação – em 1961 foi obtido o primeiro mapa detalhado de anomalias magnéticas nos oceanos na região oeste do Canadá e Estados Unidos, revelando uma feição surpreendente: faixas *alternadas* de altos e baixos valores de intensidade magnética que cobriam toda a região (mais tarde constatou-se que essa é uma característica geral dos oceanos). Essas anomalias eram paralelas e simétricas com respeito ao eixo das cordilheiras.

Em 1963 Vine e Matthews, dois geofísicos britânicos, juntaram as ideias – da teoria do espalhamento oceânico e das reversões do campo geomagnético – e propuseram uma explicação para o padrão observado, de acordo com a qual *o solo oceânico estava se movendo e se formando continuamente*. O modelo era bastante semelhante à proposta de Holmes, porém, agora contava com muito mais evidências.

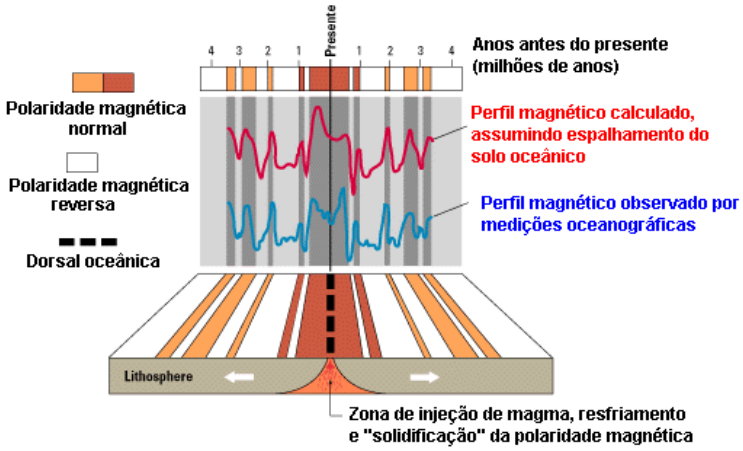


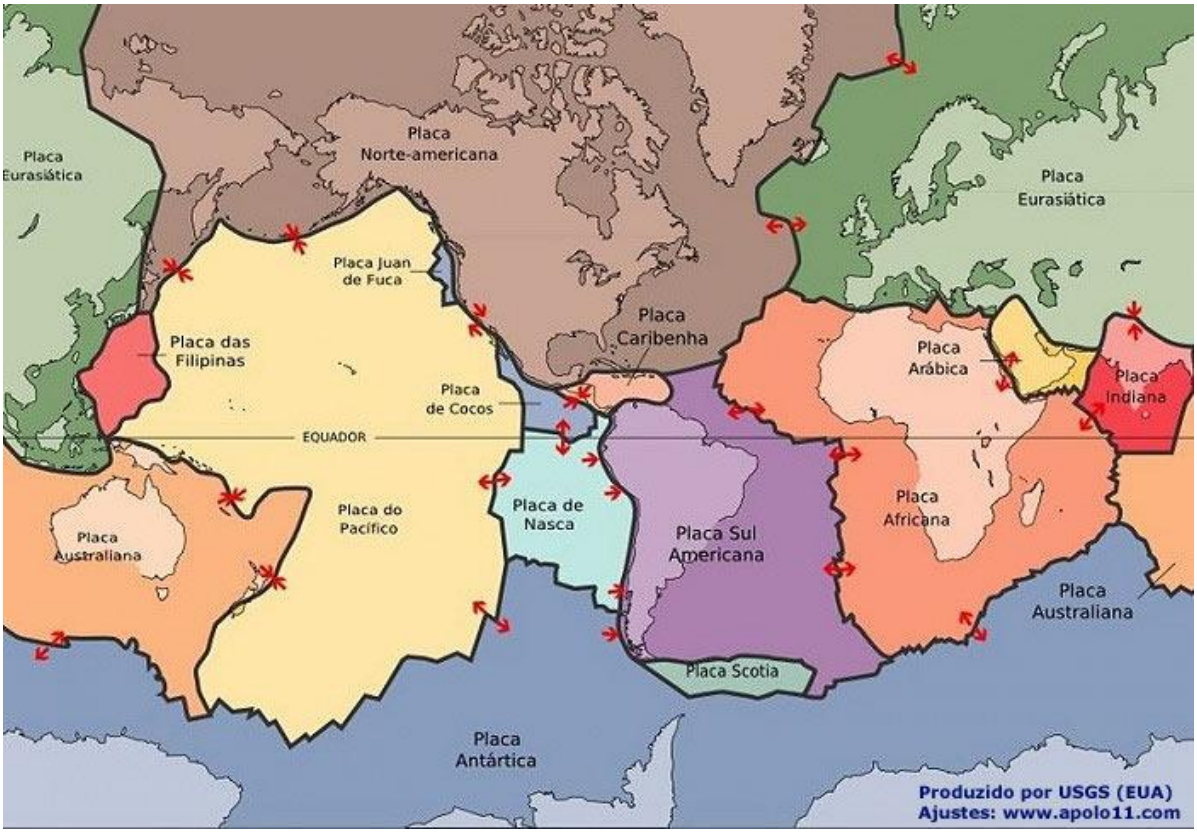
Figura 14: Espalhamento da dorsal oceânica formando nova placa em ambos os lados. As faixas coloridas marcam campo magnético com polaridade normal (igual ao atual) e as faixas brancas o campo magnético da Terra com polaridade reversa. Como o magma agrega-se aos dois lados formam-se um padrão de faixas magnetizadas paralelas à dorsal, de ambos os lados da cadeia. É possível modelar essas faixas, as reversões do campo magnético da Terra e criar um modelo para o espalhamento do assoalho oceânico nos últimos 180 milhões de anos. Fonte: http://pubs.usgs.gov/gip/dynamic

Segundo aquele modelo, a litosfera oceânica surge nas dorsais (figura 14), o magma ao extrudir adquire magnetização permanente na direção do campo magnético da época. A extrusão ocorre dos dois lados da dorsal sendo que as anomalias serão simétricas com respeito ao eixo da dorsal (concordando, portanto, com as observações empíricas). A largura das faixas é determinada pela distância que a placa se move (metade da velocidade entre as placas) e pelo intervalo de tempo entre as reversões. As anomalias, portanto aparecem devido ao contraste de magnetização permanente (remanente) entre blocos adjacentes que se magnetizaram em épocas de campo de polaridade oposta (isso também levou à descoberta de que os polos magnéticos da Terra sofrem reversões).

Usando as anomalias magnéticas, foi possível verificar que os oceanos são muito mais jovens que os continentes. Os oceanos mais antigos têm 180 milhões de anos, enquanto que a maior parte das rochas dos continentes tem entre 2 bilhões e 550 milhões de anos. A resposta para essa diferença de idade é a densidade desse material. As rochas que fazem parte dos continentes são menos densas (2,8 g/cm^3) que as rochas do oceano (3,0 g/cm^3) e por isso não sofrem subducção em direção ao manto.

A ideia da mobilidade dos continentes, dessa forma, integrou hoje muito conhecida **Teoria de Tectônica de Placas**, um dos pilares fundamentais das geociências.

Figura 15: Distribuição das principais placas tectônicas. Setas vermelhas indicam a direções de movimento.



Referências

1- Ahern, J.L., 2004. Seismology and Erath´s interior. Em http://geophysics.ou.edu/solid_earth/notes/seismology/seismo_interior/seismo_interior.html

2- Bullen, K.E., 1963. An introduction to the theory of seismology. Cambridge University Press, 3 ed.

3- Ernesto, M. e Marques, L.S., 2000. Investigando o interior da Terra. Em: Teixeira et al. (org.) Decifrando a Terra. Oficina de Textos, São Paulo, cap. 4.

4- Herndon, J.M., 2005. Scientific basis of knowledge on Earth´s composition. Current Science, 88 (7): 1034-1037.

5- Lowrie, W., 2007, Fundamentals of Geophysics, Cambridge University Press, 381 pp. Marques L. S, 2008. Notas de aula de “Evolução e dinâmica interna da Terra”.Museu de Geociências – IG/USP, 2002.

6- Rogers, N. (ed.), 2007, An introduction to our dynamic planet, Cambridge University Press.

7- Trindade, R.I.F. e Molina, E.C., 2007, Geofísica: a Terra vista pelo buraco da fechadura, IAG-USP, 24 pp. Material obtido em http://www.iag.usp.br/~eder/a_terra_pela_fechadura.pdf

Sites:

Bom desenho sobre a geometria usada por Erastóstenes encontra-se em www.zenite.nu?eratostenes

Informações detalhadas sobre o experimento de Cavendish e dos resultados obtidos: http://en.wikipedia.org/wiki/Cavendish_experiment

Sismologia na Escola, WebLab, http://www.sismo.iag.usp.br/GnE/sites/default/files/aula_01.pdf

Informações sobre meteoritos: http://www2.igc.usp.br/museu/met_oque.htm

Texto bem ilustrativo e didático sobre a tectônica de placas, do USGS, http://pubs.usgs.gov/gip/dynamic/dynamic.html

Texto bom sobre as auroras, http://pt.wikipedia.org/wiki/Aurora_polar

Site mostrando o caminho das várias ondas pode ser visto em: http://www.iris.edu/edu/onepagers/no5.pdf

---

Anexo 1: Por que a Terra é achatada nos polos?

Para entendermos a forma da Terra podemos fazer a mesma visualização feita por Newton (figura 26): primeiro vamos imaginar que a Terra não gira e que é um corpo em equilíbrio hidrostático. Se fosse possível fazer dois furos da superfície até o centro, um no equador e outro no polo, e enchê-los de água, a pressão hidrostática no centro da Terra manteria as duas colunas de água em níveis iguais, como mostrado na figura 26a. Vamos agora permitir que a Terra gire ao redor do eixo de rotação, mas ainda mantendo o equilíbrio hidrostático. A força centrífuga atua no equador, mas não nos polos. Ela diminui a gravidade no equador, já que a força gravitacional e a força centrífuga têm sentidos opostos e também porque a amplitude da aceleração centrífuga é maior no equador. Com uma aceleração da gravidade menor no equador, a coluna de água tende a ser puxada para fora, como mostrado na figura 26b. Isso reduz a pressão hidrostática da coluna no Polo. Essa pressão menor não é mais capaz de suportar o peso da coluna de água ao longo do eixo de rotação, e esta diminui o seu nível (figura 26b). O resultado final é uma esfera achatada nos polos e avolumada no equador, conhecida como elipsoide de rotação. Cálculos modernos encontram que o achatamento da Terra é de 1/298, cerca de 0,3%. O raio equatorial é de 6.378,136 km e o raio polar de 6.356,751 km (diferença de apenas 21,4 km). A esfera que contém o mesmo volume desse elipsoide de rotação tem raio[viii] de 6.371 km.

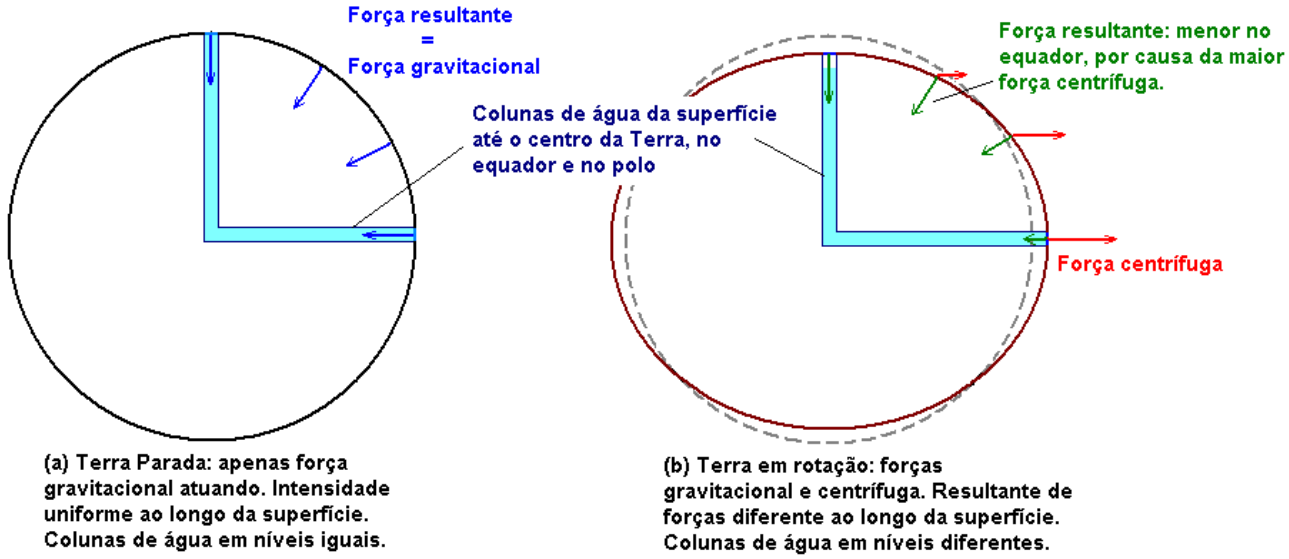


Figura 26: argumento de Newton que a forma da Terra em rotação e em equilíbrio hidrostático pode ser representada por um elipsóide oblato de revolução (modificada de Lowrie, 1997). Veja que no equador há uma força resultante para dentro menor que nos polos, por causa da força centrífuga[ix], que age no sentido oposto.

Anexo 2: O que a velocidade da onda sísmica nos conta sobre as propriedades do meio pelo qual a onda passou?

A velocidade da onda sísmica é relacionada com as propriedades físicas do meio: o módulo elástico e a densidade (Rogers, 2007):

$$velocidade = \left(\frac{módulo\ elástico}{densidade} \right)^{1/2}$$

O módulo elástico é uma medida de quanta deformação ocorre em uma rocha quando ela é submetida a uma pressão. Como a rocha pode se deformar de várias formas existem alguns módulos elásticos. Para a passagem das ondas sísmicas falamos em módulo de **compressibilidade**, que indica quanto uma rocha pode ser comprimida (apertada), e do módulo de **cisalhamento**, uma medida da rigidez do material. Um líquido, por exemplo, apresenta rigidez nula. A velocidade da onda P depende do módulo de compressibilidade e do módulo de cisalhamento. A velocidade da onda S depende apenas do módulo de cisalhamento. Isto é importante, pois explica porque as ondas S não se propagam em meios líquidos, já que estes não são rígidos como os sólidos. A velocidade da onda P, V_P, e a velocidade da onda S, V_S, são dadas por:

$$V_P = \left(\frac{K + \frac{4\mu}{3}}{\rho} \right)^{1/2} \qquad V_S = \left(\frac{\mu}{\rho} \right)^{1/2}$$

onde K é o módulo de compressibilidade, μ é o módulo de cisalhamento e ρ é a densidade. Como K e μ são positivos a velocidade da onda P será sempre maior, sendo a primeira a chegar.

[i] Informações mais detalhadas sobre as medidas ao longo dos séculos, ideias sobre a forma da Terra e sugestão de atividade usando a experiência de Eratóstenes podem ser encontradas em Trindade e Molina (2007). Uma boa discussão sobre a determinação da forma e dimensão da Terra, em Lowrie (2007).

[ii] O sistema de balança de torção é usado até hoje para medir a constante gravitacional G da lei de gravitação universal de Newton.

[iii] Se você lê em inglês, acesse o interessante relato dessa experiência, escrito pelo próprio Cavendish, e note especialmente sua descrição sobre todos os cuidados que ele teve que tomar, para conseguir calibrar a balança, eliminar possíveis efeitos de magnetismo, temperatura, etc. e fazer uma medida precisa e confiável! O original está disponível online, em:
http://babel.hathitrust.org/cgi/pt?view=1up;size=100;id=wu.89048365928;page=root;seq=73;9;orient=0;2;num=59

[iv] O sismômetro é o aparelho que mede as vibrações da Terra quando a onda sísmica passa pelo ponto onde ele está localizado. Essas vibrações são mandadas para um registrador, sismógrafo. Os sismógrafos podem ser digitais (modelos atuais), mas também podem ser mecânicos fornecendo registro em papel. O registro do movimento das partículas do terreno é chamado de sismograma.

[v] Por definição, um meteorito é um fragmento de material extraterrestre que não foi desintegrado pela atmosfera da Terra, caindo em sua superfície (Marques, 2008). Os meteoritos podem diferir entre si em termos da composição química (proporção entre metal e silicatos), mineralogia, estrutura e cor. Acredita-se que os meteoritos do tipo metálico (ou sideritos), constituídos por ligas metálicas de Fe e Ni, (e que reúnem 4% dos meteoritos catalogados), sejam representativos do núcleo da Terra. Essa classe reúne alguns dos maiores meteoritos conhecidos.

[vi] Para um histórico da descoberta quantitativa das leis do magnetismo, sugerimos a leitura do livro de Lowrie (2007).

[vii] Para maiores informações sobre o campo magnético da Terra, suas variações no passado e como estudá-lo, consulte Ernesto e Marques (2000).

[viii] Um geofísico escreveria esse número como 6.371,000 km. O que significam essas 3 casas decimais de zeros? Isso indica que a medida foi feita com a precisão de um metro. Obviamente, então, esse raio deve tomar por referência o nível do mar.

[ix] Lembramos que, num referencial inercial, a força centrífuga é uma “força fictícia”, explicada pela inércia do corpo ao fazer o giro, ou seja, sua tendência em manter-se em movimento retilíneo.