

Apostila de divulgação da Geofísica para o Ensino Médio



Geofísica: a Terra vista pelo buraco da fechadura

Ricardo I.F. Trindade e Eder C. Molina
IAG-USP

A TERRA: FORMA E DIMENSÕES

Qual a forma da Terra ? Esta é uma questão que tem preocupado o homem desde os tempos mais remotos. A mais antiga atribuição de forma à Terra que se conhece é a de um disco chato. Já no séc. VII a.C., Homero e os filósofos gregos afirmavam que a Terra era um disco suportando o céu. Mais tarde, no século VI a.C., Tales de Mileto e os babilônios, acreditavam que a Terra era um disco que flutuava sobre a água. Para outros, como Anaxímenes, também de Mileto, o disco Terra estaria suspenso sobre um buraco infinito, sustentado pelo ar que o circundava.

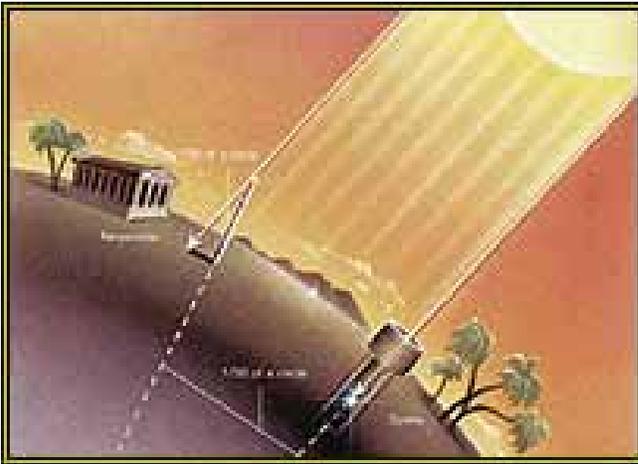
Em todas estas idéias dois fatos merecem atenção: se a Terra é um disco chato, então existe somente um horizonte, ou seja, as estrelas visíveis em um ponto da Terra seriam vistas exatamente da mesma forma em qualquer outra localidade, do mesmo modo a hora do alvorecer e a duração do dia deveriam ser iguais em todo o planeta. Na prática isto não é observado. Sabia-se, já naquela época, que em algumas períodos do ano a duração dos dias é bastante diferente se estamos mais ao norte ou mais ao sul.

Ainda no séc. VI a.C., Pitágoras e a sua escola deram um grande passo para que a concepção esférica da Terra fosse difundida. Ironicamente, isto se deveu mais a suas crenças sobre a perfeição da forma esférica e do número 10 do que propriamente pela razão. Foi Aristóteles, no séc. IV, quem apresentou os primeiros argumentos convincentes para a esfericidade da Terra: o contorno circular da sombra da Terra projetada na Lua durante os eclipses lunares, a diferença no horário de observação de um mesmo eclipse para observadores situados em locais diferentes, a mudança no aspecto do céu conforme a latitude do observador, e o fato de que todos os objetos caem em direção à Terra.

O tamanho da Terra

No século III a.C., Arquimedes afirmava que a Terra era uma esfera menor do que o Sol e maior do que a Lua e sugeria que a sua circunferência teria uma dimensão máxima de 300.000 estádios (estádio era uma unidade de medida que podia valer de 147 a 192 metros). Mas foi Eratóstenes de Alexandria, nascido em Cirene, norte da África, em 276 a.C., que realizou o primeiro experimento científico para medição da circunferência da Terra. O seu experimento até hoje surpreende pela concepção simples e pelo resultado muito próximo ao valor correto. A engenhosa idéia de Eratóstenes era baseada na hipótese de que, caso a Terra fosse esférica, a sombra de uma bastão observada no

mesmo instante em locais diferentes permitiria, a partir de considerações geométricas, o cálculo do diâmetro da esfera (ver Figura abaixo). O valor por ele obtido, apesar da precariedade dos métodos de medição utilizados para estimar a distância entre os dois pontos de medida, foi de 250.000 estádios. Se considerarmos o valor médio de um estádio, teremos um meridiano terrestre de 46.230 km, muito próximo do valor atualmente observado de 39.941 km.



Eratóstenes era bibliotecário-chefe do Museu de Alexandria, no Egito. Um relato em um dos livros da biblioteca indicava que ao meio-dia do solstício de verão podia-se ver o reflexo do Sol em um poço na cidade de Siena, 800 km a sul de Alexandria, indicando assim que o Sol estaria incidindo exatamente na vertical. Na mesma hora, em Alexandria, um obelisco apresentava uma sombra em função da curvatura da Terra. Sabendo o comprimento da sombra e a distância entre as duas cidades ele pôde calcular a circunferência da Terra. Refaça você mesmo esta experiência seguindo o roteiro dado na Sugestão de atividade prática.

Um século mais tarde, Posidônio determinou o raio terrestre por um método semelhante, mas utilizando a posição de uma estrela, obtendo um valor de 240.000 estádios para o comprimento da circunferência. Claudio Ptolomeu, no século II d.C., autor do sistema geocêntrico, atribuiu ao planeta um valor similar ao de Posidônio, reafirmando a esfericidade da Terra.

Depois de Ptolomeu, somente no séc. IX é que outra tentativa para a determinação das dimensões da Terra foi realizada, pelos árabes. O valor obtido foi de 56 $\frac{2}{3}$ milhas árabes, o que daria algo em torno de 42.840 km para a circunferência terrestre, considerando que uma milha árabe corresponde a 2,16 km.

Valores mais precisos só foram conseguidos no séc. XV, com a medida de um arco de meridiano por Picard, que obteve o valor de 6.372 km para o raio do planeta, o que corresponde a um diâmetro médio de 40.036 km para a Terra. O valor obtido por Picard ficou famoso pelo fato de ter sido utilizado por Isaac Newton para a verificação da Lei da Gravitação Universal.

Com a negação do sistema geocêntrico por Copérnico, admitiu-se para a Terra um movimento de rotação e translação ao redor do Sol, o que permitiu que Newton concluísse, a partir de estudos teóricos, que o movimento de rotação causaria um achatamento do planeta nos pólos, de forma que a razão entre o diâmetro da Terra no equador e no pólo fosse de 230/229, ou seja, o raio da Terra seria ligeiramente menor no pólo.

Um fato curioso ocorreu em 1718, quando Jacques Cassini realizou uma série de medidas, dando continuidade a um trabalho de Picard, e concluiu que a Terra deveria ser achatada no equador, ao contrário do que a teoria newtoniana previa. Uma grande controvérsia foi criada na Europa a respeito destes resultados, dando origem a duas expedições patrocinadas pela Academia de Ciências de Paris, com o objetivo de realizar medições de um arco de meridiano próximo ao equador, no Peru, e próximo ao pólo, na Lapônia.

O resultado das medições mostrou que um arco de 1° no equador media 110.614 m, e próximo ao pólo, um arco de 1° correspondia a 111.949 m. Estava confirmada, assim, a teoria de Newton, e a Terra a partir de então foi vista em primeira aproximação como um elipsóide de revolução, com o semi-eixo menor coincidindo com o eixo de rotação terrestre.

A massa da Terra

O problema de determinar a massa da Terra só foi resolvido em 1798 por Henry Cavendish. Utilizando a Lei da Gravitação Universal formulada em 1687 por Isaac Newton, Cavendish utilizou um engenhoso método que consistia em medir o deslocamento de pequenas esferas de chumbo suspensas por um fio, quando delas se aproximava esferas muito maiores. Pela Lei da Gravitação Universal, deveria haver uma força de atração entre as massas, que poderia ser detectada pelo deslocamento das massas menores. O experimento permitiu a determinação não só da massa, mas da densidade média da Terra (que pode ser obtida dividindo-se a massa da Terra por seu volume, uma vez que as dimensões da Terra já eram conhecidas).

Cavendish ficou surpreso com o resultado, que mostrava que “a densidade da Terra é 5,48 vezes superior à da água”, uma vez que as rochas encontradas na superfície terrestre apresentam uma densidade média de 2,7 g/cm³, ou seja, são 2,7 vezes mais densas do que a água. Isto indicava que as camadas do interior terrestre deveriam ter uma densidade muito superior à densidade das rochas da superfície, e, por conseguinte,

que a composição das camadas interiores poderia não ser similar à composição das rochas superficiais. De fato, posteriormente comprovou-se que o núcleo da Terra é composto em sua maior parte por ferro e níquel, materiais que apresentam uma densidade muito maior do que a densidade das rochas encontradas comumente na superfície terrestre.

COMO É A TERRA POR DENTRO?

As evidências de que a Terra não é homogênea foram mais tarde comprovadas por meio de métodos geofísicos, que investigam as diferentes propriedades físicas e químicas das rochas de forma indireta. Assim, por exemplo, o estudo da velocidade da propagação de uma onda sísmica em diferentes materiais terrestres permite estimar a composição e a estrutura da região em questão.

Considerando as diferenças de composição química e de propriedades físicas e mecânicas, como por exemplo, a densidade, a Terra pode ser dividida em **crosta, manto e núcleo**.

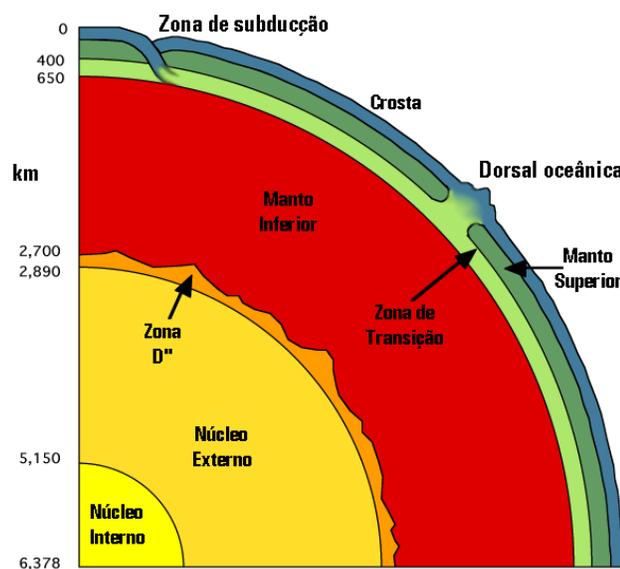


Diagrama esquematizando as camadas que compõem a Terra. As cores são ilustrativas.

A crosta é a camada superficial da Terra, rígida, que atinge a profundidade média de 35 km sob os continentes, onde apresenta densidade variando entre 2,6 a 2,8 g/cm³, e 6 km sob os oceanos, onde a densidade é de 3,0 a 3,3 g/cm³. Na base da crosta, a velocidade das ondas sísmicas sofre um aumento brusco que marca claramente a mudança da propriedade física dos materiais. Esta descontinuidade que separa a crosta das camadas inferiores é chamada descontinuidade de Mohorovicic, em homenagem a um sismólogo iugoslavo que a estudou no início do século XX.

Abaixo da crosta encontra-se o manto, constituído de minerais silicáticos ricos em ferro e magnésio. O manto terrestre é sólido. Entretanto, em função das condições de temperatura e pressão em que se encontram as rochas no manto, elas tendem a se comportar como um fluido muito viscoso quando submetidas a esforços de longa duração e grande magnitude, como os esforços geológicos. A densidade do manto varia entre 3,5 g/cm³ e 5,5 g/cm³. De acordo com a velocidade das ondas sísmicas, podemos dividir o manto em três regiões: manto superior, zona de transição e manto inferior.

O manto superior vai da base da crosta até a profundidade de 400 km, e apresenta um aumento gradual de densidade com a profundidade. A partir dele, e chegando à profundidade de 1000 km, temos a zona de transição, onde a densidade passa por aumentos significativos em seu valor.

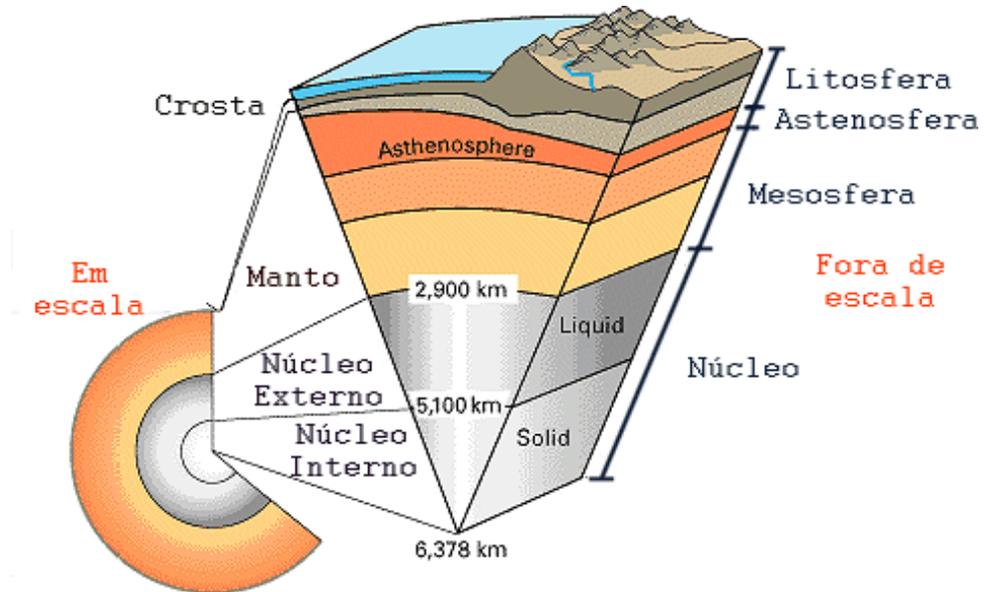
Abaixo de 1000 km temos o manto inferior, onde a densidade volta a aumentar gradualmente, até a profundidade de 2900 km, onde termina o manto e tem início uma nova camada: o núcleo terrestre.

A análise das ondas sísmicas mostra que o núcleo é constituído por material de alta densidade, e está dividido em duas camadas: o núcleo externo e o núcleo interno.

O núcleo externo é fluido, indo de 2900 a 5100 km de profundidade, e possui cerca de 30% da massa da Terra, sendo homogêneo pelos movimentos de convecção que nele ocorrem. Seu principal constituinte é o ferro, com pequenas quantidades de silício e enxofre.

A partir de 5.100 km de profundidade e indo até o centro da Terra, temos o núcleo interno, que é sólido e constituído basicamente por ferro e níquel. A interação entre o núcleo externo e o núcleo interno dá origem ao campo magnético terrestre, que é muito importante para a vida no planeta, por gerar uma “blindagem” que nos protege das partículas carregadas provenientes do Sol.

Levando-se em conta as características de rigidez e fluxo de material, podemos dividir as camadas mais externas da Terra de uma outra forma: litosfera, astenosfera e mesosfera.



Esquema das camadas da Terra considerando-se as propriedades físicas e químicas (à esquerda) e as características de rigidez (à direita). As cores são ilustrativas, não correspondendo à realidade.

A litosfera é a camada superficial rígida que possui mobilidade, que vai da superfície ao ponto onde a temperatura atinge os 1200°C , que ocorre normalmente a 100 km de profundidade nas regiões das bacias oceânicas, e a 200 km nas regiões continentais. Nesta camada as rochas estão à pressão e temperatura tais que apresentam um comportamento rúptil, ou seja, apresentam condições de acumular esforços até o seu limite de ruptura, quando liberam a energia acumulada, normalmente sob a forma de um terremoto.

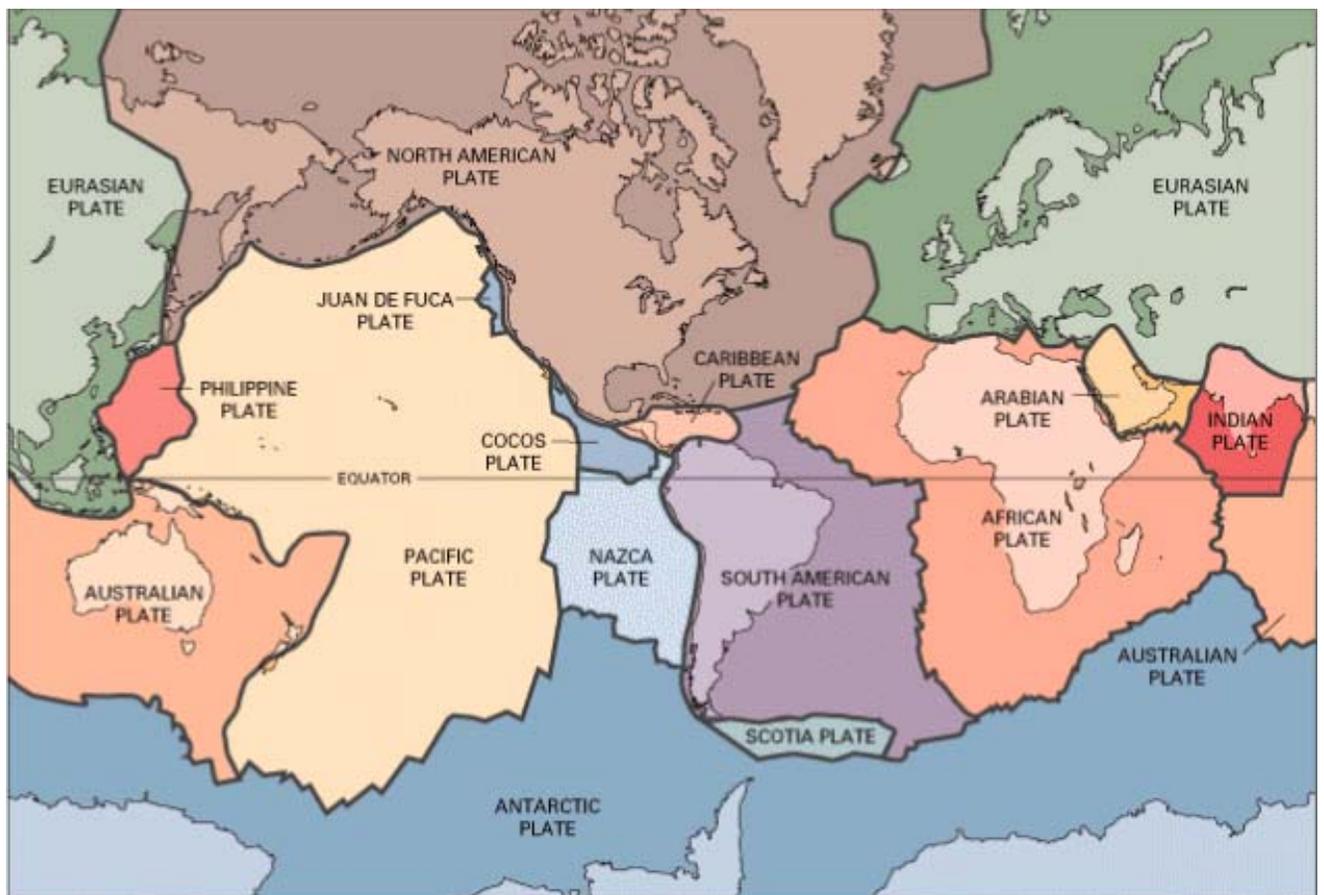
A astenosfera vai da base da litosfera até o ponto onde ocorre o terremoto mais profundo, o que ocorre a aproximadamente 700 km de profundidade. As propriedades desta camada são tais que permitem que ela seja considerada um fluido muito viscoso para grandes esforços atuantes em longos períodos, como é o caso do deslocamento da litosfera acima dela. Para eventos de curta duração, porém, a astenosfera comporta-se como um sólido elástico, o que pode ser comprovado pela propagação das ondas sísmicas.

Abaixo da astenosfera, o aumento de pressão com a profundidade é tão acentuado que a viscosidade do material dificulta os movimentos de convecção. Temos nesta região a mesosfera, que vai dos 700 km até a interface com o núcleo externo, a 2900 km de profundidade.

É importante notar que as definições de crosta e litosfera são distintas, e os dois termos não devem ser utilizados como sinônimos, pois envolvem propriedades diferentes e apresentam características particulares.

COMO A SUPERFÍCIE DA TERRA SE MOVE?

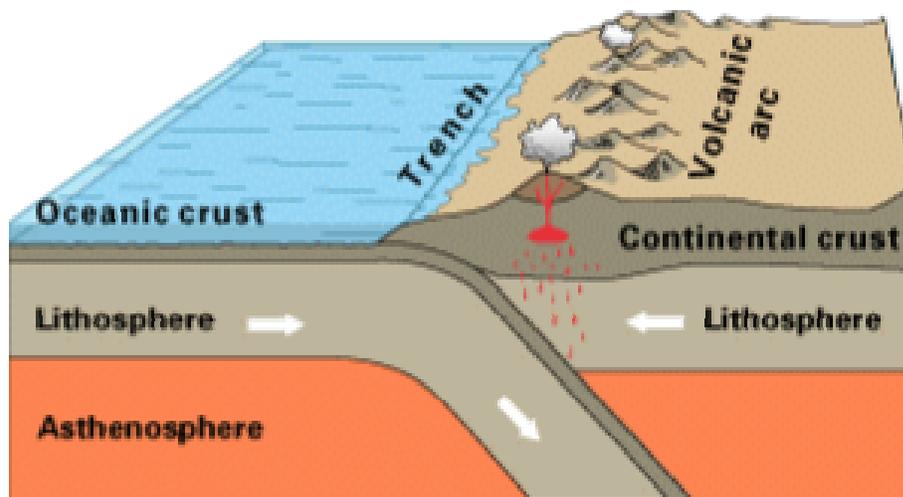
A distribuição dos terremotos e do vulcanismo na superfície terrestre permite delimitar estreitas faixas onde estes fenômenos normalmente ocorrem. Estas zonas são regiões de fraqueza na litosfera, que permitem dividi-la em grandes pedaços, que podem englobar tanto porções continentais quanto oceânicas: as placas litosféricas.



Esquema mostrando as principais placas litosféricas, em cores ilustrativas.

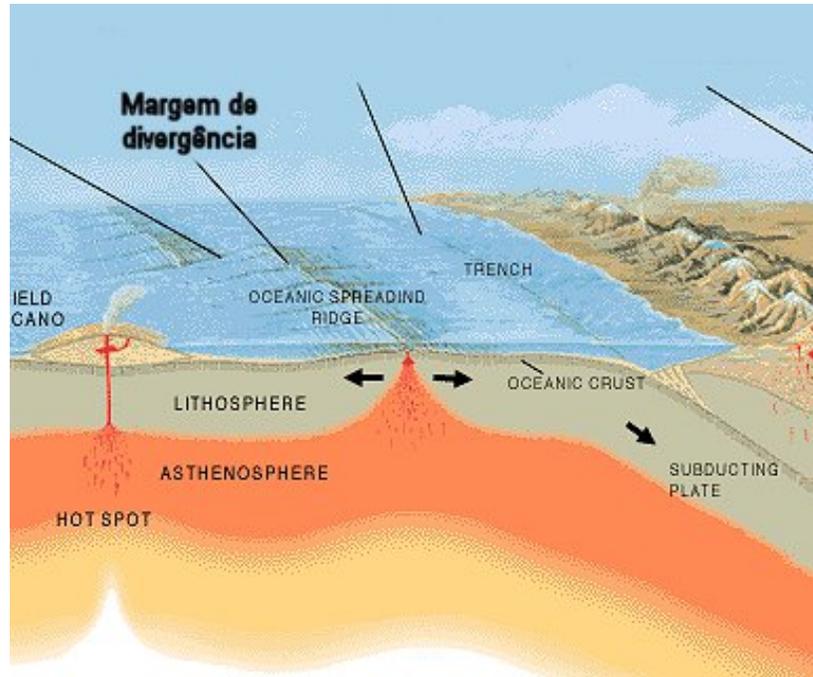
As regiões de bordas das placas litosféricas podem ser de três tipos: convergência, divergência e transcorrência.

Nas margens de convergência, duas placas colidem e uma delas é forçada a descer sob a outra, em um processo chamado de subducção. Neste tipo de colisão de placas, uma delas acaba sendo lentamente destruída, ao atingir a profundidade na qual as condições de pressão e temperatura são adequadas para que ocorra o processo de fusão. Um exemplo típico deste tipo de margem ocorre na região dos Andes, onde a placa de Nazca sofre subducção sob a placa da América do Sul. Neste processo foram geradas as cadeias de montanhas da região andina, bem como os inúmeros vulcões ativos ali presentes. A colisão das placas nesta região também é responsável pela grande quantidade de terremotos, muitos deles com magnitude muito grande, mostrando a enorme quantidade de energia envolvida no processo.



Esquema mostrando uma margem de convergência. A placa oceânica à esquerda, por ser mais densa, afunda sob a placa continental à direita, e no processo ocorrem terremotos e vulcanismo. A figura não se encontra em escala e as cores utilizadas são ilustrativas.

Nas margens de divergência ocorre a separação de duas placas litosféricas, com saída de material da astenosfera, que se solidifica ao longo das bordas das placas envolvidas no processo, aumentando-as gradativamente de tamanho. Nesta região ocorrem muitos abalos sísmicos de pequena magnitude, originados pelo rompimento de porções da placa durante o afastamento. Um exemplo de região deste tipo é a dorsal meso-atlântica, uma longa cadeia de montanhas submarinas que atravessa o Oceano Atlântico desde a Islândia até as regiões antárticas.



Esquema mostrando uma margem de divergência, na dorsal oceânica. A figura não está em escala e as cores utilizadas são ilustrativas.

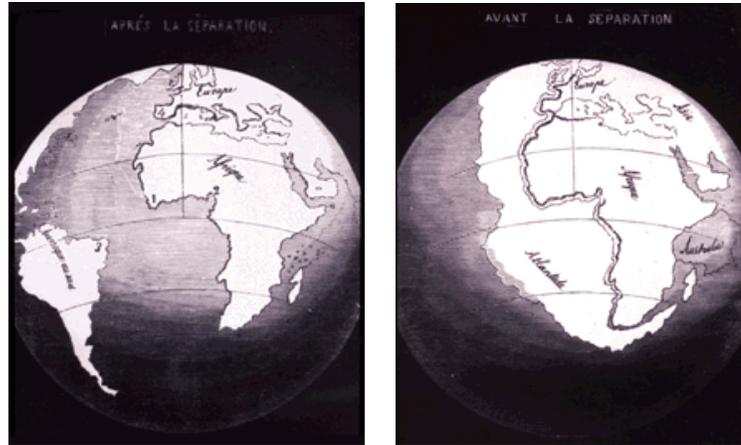
Nas margens de transcorrência, não há criação nem destruição de placas, mas somente o movimento lateral entre elas. Normalmente ocorrem terremotos neste tipo de margem, como é o caso da falha de San Andreas, na Califórnia.



Imagem da falha de San Andreas, na Califórnia, onde há o deslocamento relativo entre as placas.

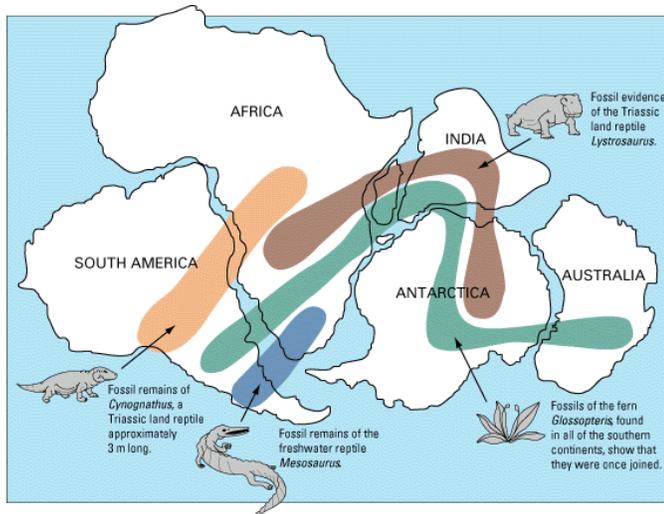
Deriva continental e tectônica de placas

A mobilidade das camadas superficiais da Terra foi proposta inicialmente em 1596 por um cartógrafo alemão chamado Abraham Ortelius, que notou a similaridade das linhas de costa de costa da América do Sul e da África, sugerindo que os dois continentes estivessem unidos no passado.



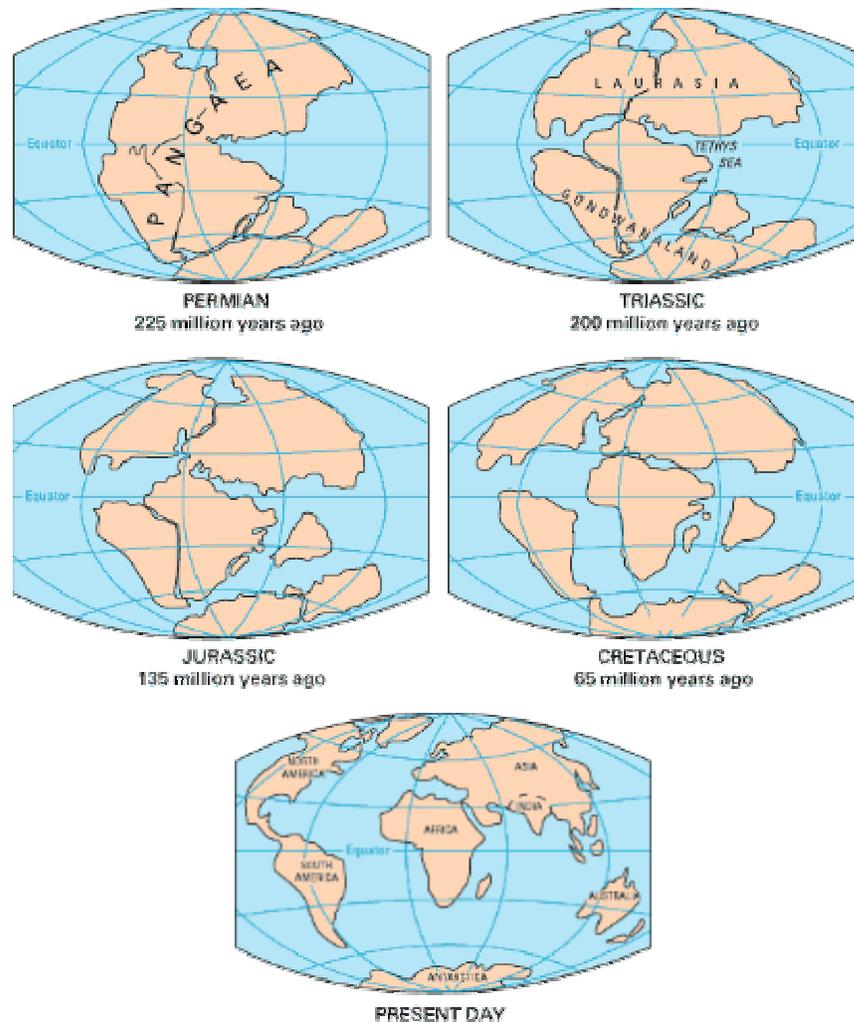
Esquema mostrando a similaridade entre as linhas de costa da América do Sul e África, observada por Abraham Ortelius.

Em 1912, um meteorologista alemão chamado Alfred Wegener propunha a teoria da Deriva Continental, baseado nas observações sobre o ajuste das linhas de costa, a distribuição de fósseis e as evidências sobre as dramáticas mudanças de clima ocorridas no passado geológico da Terra.



A distribuição de certos fósseis mostrava um padrão que só seria possível caso os continentes estivessem juntos no passado geológico.

A teoria da Deriva Continental propunha que há 200 milhões de anos todas as massas continentais faziam parte de um único bloco, que Wegener denominou de Pangea. A quebra deste supercontinente daria origem a duas grandes massas continentais: a Laurásia, ao norte, e o Gondwana, ao sul. Posteriormente estes dois blocos também se fragmentariam, dando origem às massas continentais que conhecemos na atualidade.



Esquema mostrando a configuração das massas continentais nos últimos 225 milhões de anos.

O principal problema com a teoria da Deriva Continental estava na força necessária para movimentar os blocos continentais, fazendo-os deslizar sobre o assoalho oceânico. Não se conhecia nenhuma força capaz de realizar tal tarefa, e, mesmo que

existisse tal força, ela seria tamanha que fragmentaria completamente o continente. As críticas à teoria foram violentas, e ela acabou caindo no esquecimento após a morte de Wegener, durante uma expedição na Groelândia em 1930.

Posteriormente, na década de 1960, novas evidências geofísicas, como a constatação de que o assoalho oceânico é recente e repleto de feições fisiográficas, a distribuição dos terremotos e vulcanismo em faixas estreitas, delimitando as bordas das placas litosféricas, e o padrão simétrico de magnetização das rochas em relação à dorsal meso-oceânica, levaram à retomada da teoria da mobilidade das massas continentais, sob outra formulação, denominada Teoria da Tectônica de Placas.

A Tectônica de Placas postula que as placas litosféricas, que englobam tanto massas continentais quanto parte do assoalho oceânico, interagem entre si, afastando-se nas margens de divergência, como é o caso das dorsais oceânicas, e colidindo nas zonas de convergência, como é o caso dos Andes e Himalaias.

É importante notar, portanto, que a teoria da Deriva Continental foi uma primeira tentativa de explicar a mobilidade das massas continentais, mas mostrou-se em muitos pontos incorreta e foi substituída pela Tectônica de Placas, que é distinta, por considerar que não somente os continentes estão em movimento, mas toda a placa litosférica que os contém, além de utilizar diversas observações geofísicas que comprovam esta movimentação e explicam as forças envolvidas.

COMO PERCEBEMOS ESTE MOVIMENTO?

Os indícios mais evidentes da tectônica de placas são os **terremotos** e os **vulcões**. Não é à toa que os polinésios e os gregos atribuíram divindades a estes tipos de catástrofe natural, tão comuns nas ilhas do Pacífico central e na Grécia. Para os polinésios são os humores da bela deusa *Pele* que regem as erupções dos vulcões do Havaí. Na Grécia antiga acreditava-se que os terremotos eram causados pela fúria de *Poseidon*, irmão de *Zeus* e deus dos mares. Já os vulcões eram emanções do mundo subterrâneo, onde habitava o filho de Zeus *Hefaestos* (ou *Vulcano*, para os Romanos). Na verdade, os terremotos e vulcões são um dos produtos do movimento contínuo da litosfera terrestre e não por acaso ocorrem com maior frequência nas bordas das placas litosféricas.



Esta gravura, da catedral de Catania, Itália, mostra a erupção do vulcão Etna em 1669. A catedral, com sua torre, representada no centro da figura foi parcialmente destruída no terremoto de 1693 assim como boa parte da cidade. O Castelo de Ursino, que está cercado pela lava incandescente nesta figura sobreviveu tanto à erupção quanto ao terremoto.

Terremotos

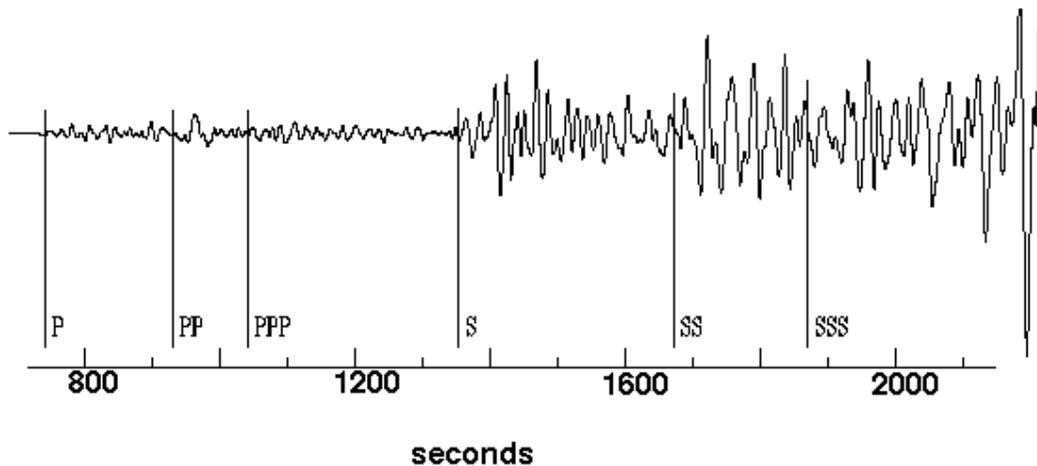
Os terremotos são fruto da liberação dos esforços acumulados quando as placas vão forçando sua passagem umas junto às outras. Durante esse lento movimento as placas vão sendo comprimidas (envergadas) ou distendidas (esticadas) até que atinjam o seu limite de ruptura. Neste momento, uma porção da litosfera se rompe bruscamente ao longo de uma *falha geológica*. Esta ruptura gera vibrações, as *ondas sísmicas*, que se propagam tanto em superfície quanto em sub-superfície a diferentes velocidades, dependendo do tipo de material no qual elas se movem, fazendo vibrar todo o planeta. É a partir das ondas sísmicas geradas pelos terremotos que se estuda a estrutura do planeta.



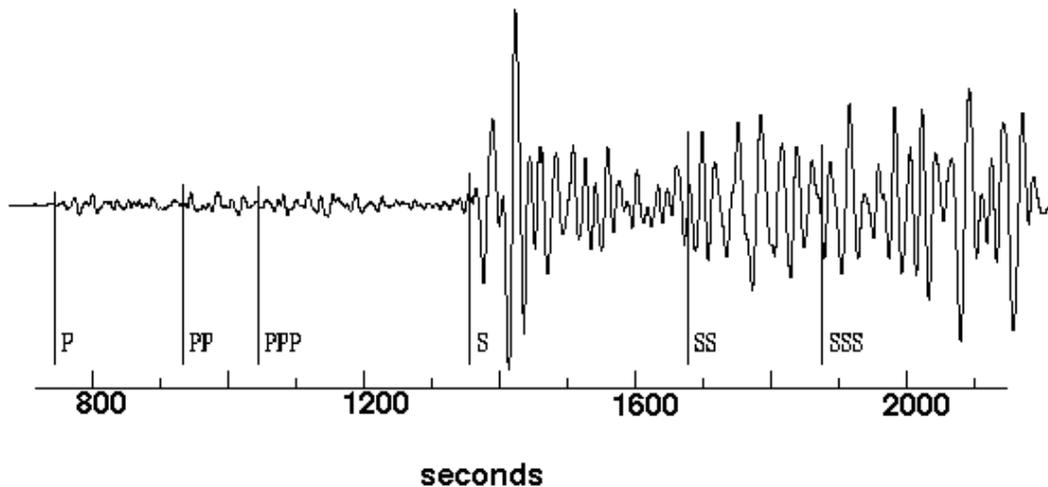
Vista aérea de San Francisco (EUA) após o terremoto de 18 de abril de 1906 (magnitude 7,8).

O local onde a litosfera se rompe, originando o terremoto, é chamado de *foco*. O *epicentro* é o ponto na superfície terrestre situado diretamente acima do *foco*. A localização de um terremoto é geralmente descrita pela posição geográfica do *epicentro* e pela profundidade do *foco*, ou *profundidade focal*. A localização exata de um terremoto é calculada a partir dos registros de vários *sismógrafos* distribuídos em diversos pontos da superfície da Terra. Os sismógrafos registram em um *sismograma* (ver Figura abaixo) a intensidade da vibração do chão e a hora em que as vibrações ocorreram.

1906 – EW component recorded at Gottingen, Germany



1906 – NS component recorded at Gottingen, Germany



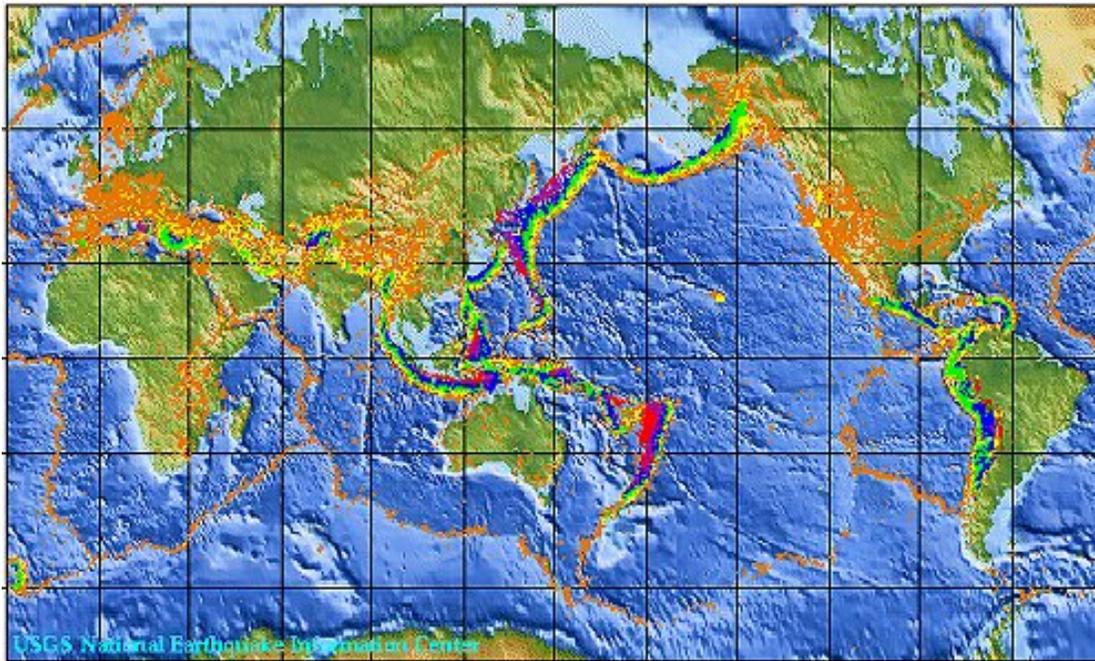
Sismograma do terremoto de San Francisco ocorrido em 1906. Este sismograma foi registrado pela estação sismográfica de Gottingen, na Alemanha. Estão representadas as componentes EW (vibrações na direção leste-oeste) e N-S (vibrações na direção norte-sul)

Os sismólogos atribuem a cada sismo uma *intensidade* e uma *magnitude*.

A *intensidade* de um terremoto é determinada a partir dos seus efeitos nas pessoas, nos objetos, nas construções e na natureza. A escala de intensidades mais utilizada é a escala de *Mercali Modificada (MM)*, que varia do *grau I* ao *grau XII* (ver a Escala de Mercali Modificada na Tabela 1). Por exemplo, o terremoto de Mogi-Guaçu (SP) de 1922 foi sentido a mais de 300 km da região epicentral. No epicentro todas as pessoas sentiram o terremoto, as paredes de várias casas racharam e muitas pessoas acordaram em pânico. Estes efeitos permitem atribuir um grau VI MM àquele tremor de terra.

A *magnitude* de um terremoto é calculada a partir da energia total liberada pelo sismo e se baseia nos registros das estações sismográficas. A escala utilizada foi elaborada por Charles F. Richter e se baseia na amplitude das vibrações. Esta escala não apresenta limites inferiores ou superiores. Sismos muito pequenos podem mesmo apresentar valores negativos. Cada incremento na *escala Richter* corresponde a um aumento de dez vezes na amplitude da vibração. Terremotos com grande poder de destruição têm magnitude superior a 7.

Os sismos estão distribuídos predominantemente ao longo de faixas que delimitam as placas litosféricas. Mais raramente alguns sismos ocorrem no interior das placas.

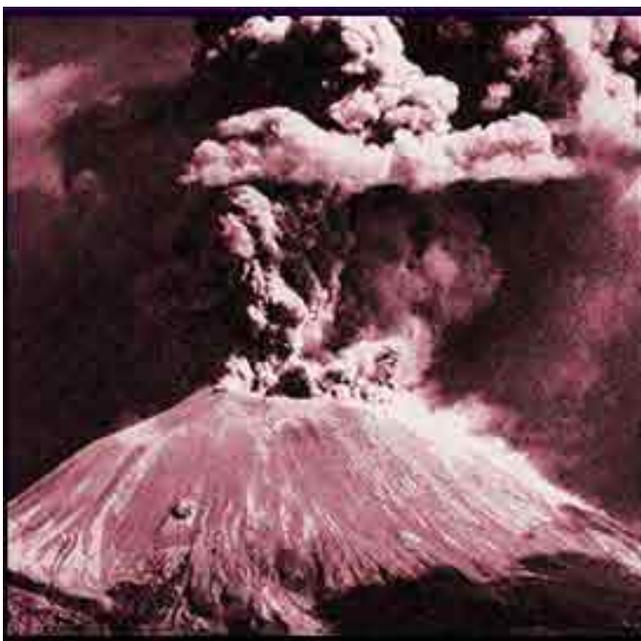


Distribuição dos abalos sísmicos, mostrando a concentração nas bordas das placas litosféricas. As cores referem-se às diferentes profundidades de ocorrência dos abalos (vermelhos: profundidade inferior a 35 km).

O Brasil ocupa o centro da placa sul-americana, o que explica a sua baixa atividade sísmica. Entretanto, há registros de sismos com magnitude de até 6,2 no território brasileiro nos últimos 50 anos. Os estados com maior atividade sísmica no Brasil são o Ceará, o Rio Grande do Norte e o Mato Grosso.

Vulcões

Junto aos limites das placas o manto da Terra, que é sólido, se funde, formando *magma*. Isto ocorre tanto nas dorsais meso-oceânicas, onde ocorre alívio de pressão e o material mantélico é alçado à superfície, atingindo o ponto de fusão, quanto nas zonas de subducção, onde a placa que mergulha carrega consigo água, que favorece a fusão mantélica. O magma tende a subir em função da pressão de gases e de sua menor densidade, chegando algumas vezes à superfície da Terra, formando os vulcões.



Erupção do Vesúvio em 1944 (à esquerda) e representação artística (direita) da erupção de 79 a.C. tal como foi relatada por Plínio. A foto da erupção de 1944 foi tirada de um navio de guerra situado na Baía de Nápoles por ocasião da Segunda Guerra Mundial, e deve representar o mesmo ponto de vista de Plínio, historiador romano que acompanhou a erupção de dentro de sua embarcação há mais de dois mil anos atrás.

O magma é formado por um líquido rico em sílica e oxigênio, cristais, fragmentos das rochas circundantes, água e gases dissolvidos. Quando o magma atinge a superfície ele é extravasado na forma de lava, que logo em seguida resfria e se cristaliza formando

as rochas vulcânicas. Durante a erupção os gases contidos no magma são liberados, algumas vezes de forma explosiva, gerando erupções violentas. Nestes casos eles podem carregar consigo partículas finas (cinzas vulcânicas) ou mesmo grandes fragmentos de rocha e grandes bolhas de magma que se solidificam no ar após a sua ejeção da cratera (bombas vulcânicas).

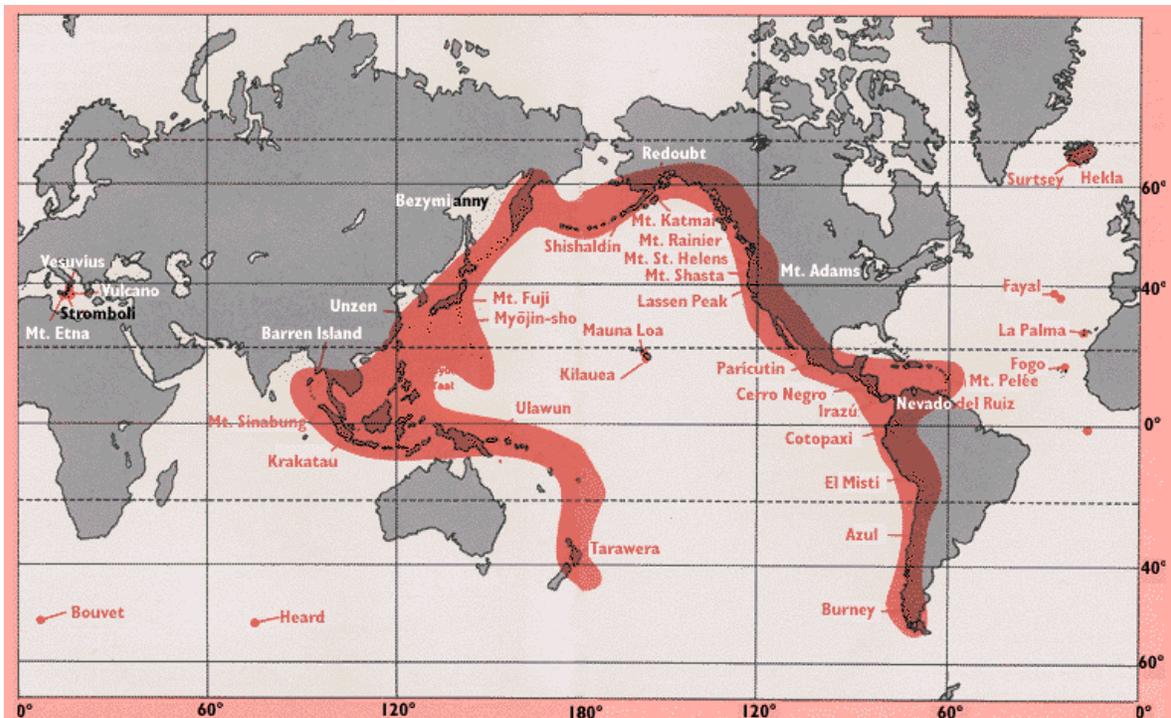
As erupções mais violentas são as chamadas erupções “plinianas” em referência às descrições de Plínio, para a erupção do Vesúvio (Itália) em 79 a.C. Nestas erupções magmas bastante viscosos são extravasados de forma explosiva. Durante a erupção os gases e as cinzas vulcânicas podem formar nuvens com dezenas de quilômetros de altura. Duas erupções recentes apresentaram essas características: a erupção do Monte Santa Helena (EUA), em 18 de maio de 1980 e a erupção do Monte Pinatubo (Filipinas) em 15 de junho de 1991.

Já no Havaí, as erupções são freqüentemente menos explosivas, em função da baixa viscosidade dos magmas gerados sob aquele arquipélago. Em diversos casos as lavas escorrem ao longo de fissuras e formam “rios” de lava seguindo até o mar.



“Rios” de lava formados durante a erupção do vulcão Pu’u’O’o, no Havaí, em 1983.

Cerca de 500 vulcões na Terra são considerados ativos, ou seja, aqueles que apresentam pelo menos um registro de erupção no tempo histórico. Boa parte destes vulcões encontra-se submersa e a maioria deles está distribuída ao longo de uma faixa que circunda o litoral do Oceano Pacífico, conhecida como Círculo do Fogo.



O Círculo do Fogo (em vermelho) com a indicação dos vulcões mais importantes. Note a correspondência entre os vulcões e os terremotos representados em uma das figuras acima.

RECONSTRUINDO O MOVIMENTO DAS PLACAS

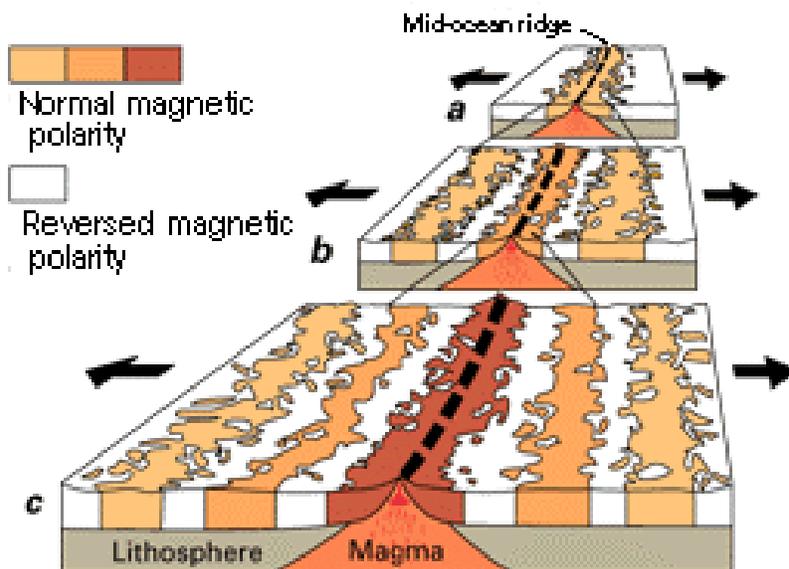
O movimento atual das placas litosféricas é constantemente monitorado, seja por medidas em terra, seja por meio de satélites. Para desvendarmos o movimento das placas no passado geológico nós utilizamos o magnetismo registrado nas rochas. Ambos os métodos revelam que a superfície de nosso planeta vem se movendo continuamente alguns centímetros por ano.

Anomalias magnéticas do fundo oceânico: medindo o movimento do passado

A Terra se comporta como um grande ímã, e o pólo norte magnético situa-se próximo do pólo norte geográfico. É por isso que a agulha da bússola se orienta sempre em direção ao norte. Mas nem sempre o campo magnético terrestre apresentou a orientação que apresenta hoje em dia. De tempos em tempos ele inverteu a sua polaridade, ou seja, o norte magnético passou a ocupar uma posição próxima à do pólo sul geográfico. Cada mudança de polaridade dura cerca de 3.500 a 5.000 anos. Após a

mudança o campo magnético permanece com a mesma polaridade por centenas de milhares de anos ou até dezenas de milhões de anos.

Os minerais magnéticos contidos nas rochas do assoalho oceânico, formadas pelo resfriamento dos magmas extrudidos nas dorsais, registram a orientação do campo magnético terrestre. Estes minerais adquirem um magnetismo permanente, paralelo ao campo magnético da Terra, quando atingem temperaturas inferiores a um ponto crítico, denominado *ponto de Curie* e que para as *magnetitas* é igual a 580° C. Levantamentos magnéticos do fundo dos oceanos revelaram que rochas com a mesma polaridade magnética formam longas faixas, paralelas às dorsais meso-oceânicas. Além disso faixas com polaridades normais e reversas se repetem de um lado e do outro das dorsais formando um padrão simétrico.



Modelo para a formação das anomalias magnéticas do fundo oceânico.

As figuras de (a) a (c) mostram o processo de formação de crosta oceânica em uma dorsal (mid-ocean ridge). À medida em que o assoalho oceânico se expande, faixas de rocha com magnetização normal (em colorido) e reversa (em branco) vão sendo formadas e gradativamente se afastam umas das outras.

Ora, este padrão simétrico pode ser explicado se considerarmos que as placas estão se afastando continuamente em torno das dorsais. Cada nova faixa de crosta oceânica formada vai registrar a orientação do campo magnético terrestre na época de resfriamento. A crosta oceânica, formada em centenas de milhões de anos, vai apresentar então um registro contínuo das mudanças de polaridade do campo magnético da Terra. Esta hipótese foi formulada por dois jovens geofísicos ingleses, F.J. Vine e D.H. Matthews, em 1963, e serviu para consolidar a teoria da Tectônica de Placas.

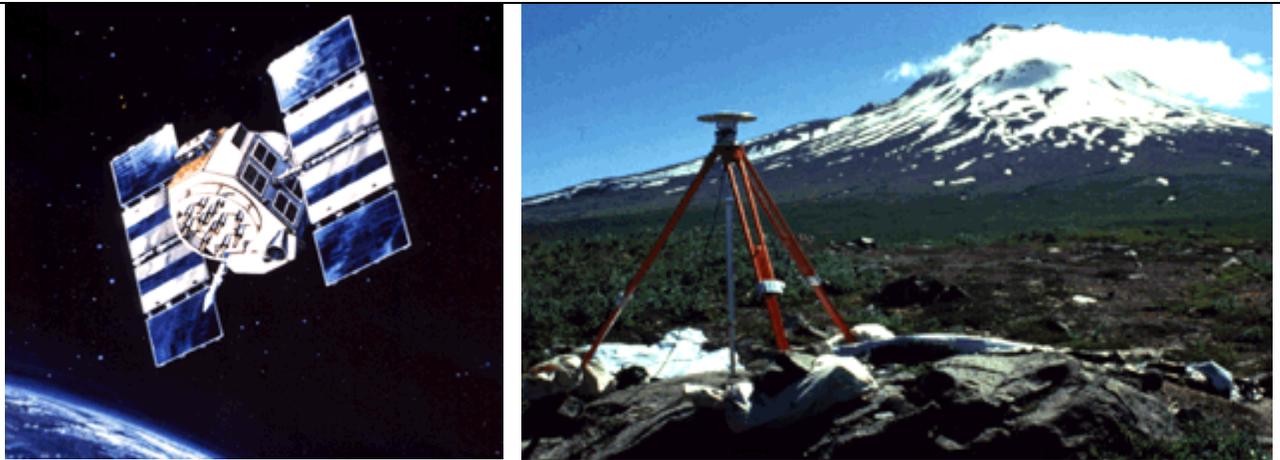
Combinando-se os padrões das anomalias magnéticas com as idades determinadas para diversos pontos da crosta oceânica, podemos reconstruir o seu movimento e calcular a velocidade de movimentação relativa de cada placa ao longo do tempo geológico. Essas velocidades variam bastante de placa para placa. Por exemplo, no centro de espalhamento do Ártico as placas se afastam lentamente, a uma velocidade de 2,5 cm por ano (que é mais ou menos a velocidade em que crescem as nossas unhas!), enquanto a placa do Pacífico de aproxima à velocidade de 18 cm por ano da costa leste do Chile.

Geodésia: medindo o movimento das placas hoje

A *geodésia* é a ciência que se ocupa do estudo da forma da Terra e de sua variação no tempo. O movimento atual das placas é monitorado a partir de medidas geodésicas em terra ou a partir de satélites.

As medidas em terra são feitas há séculos utilizando praticamente as mesmas técnicas utilizadas atualmente, muito embora os avanços tecnológicos tenham permitido o desenvolvimento de aparelhos de medida mais precisos hoje em dia. Para medir a movimentação horizontal de uma dada região utiliza-se uma *rede de triangulação*. Define-se um conjunto de pontos de medida, devidamente marcados em solo firme, e mede-se a distância e os ângulos entre eles. Como os pontos de medida estabelecidos antigamente ainda permanecem marcados eles podem ser re-medidos de tempos em tempos. Deste modo, pode-se determinar os movimentos horizontais relativos em uma dada região ao longo do tempo.

Para determinar a movimentação de todo o planeta é mais conveniente utilizar as medidas efetuadas do espaço, pelos satélites. O GPS (abreviação em inglês para *Sistema de Posicionamento Global*) é a técnica espacial mais comumente utilizada para medir de forma precisa a variação na forma da Terra. O sistema GPS conta com vinte e um satélites em órbita a 20.000 km acima da superfície terrestre. Estes satélites enviam sinais de rádio continuamente para a Terra. Uma medida precisa da localização de uma base geodésica na superfície terrestre deve ser obtida a partir do sinal de pelo menos quatro satélites. Do mesmo modo que no levantamento terrestre, o movimento das placas pode ser determinado a partir de repetidas medidas nos mesmos pontos ao longo do tempo.



Satélite GPS (à esquerda) e receptor GPS (à direita) em uma base geodésica no Alaska (EUA).

As velocidades das placas medidas a partir dos satélites nas últimas décadas têm confirmado as estimativas efetuadas para o passado mais distante utilizando as anomalias magnéticas.

Leitura adicional recomendada:

Teixeira, W., Toledo, M.C.M., Fairchild, T.R., Taioli, F (organizadores). 2000. *Decifrando a Terra*. Oficina dos Textos. 558pp.

Skinner, B.J. e Porter, S.C. 1995. *The Dynamic Earth*. John Wiley & Sons, Inc. 567pp.

Kious, J e Tilling, R.I. 1996. *The Dynamic Earth: the history of Plate Tectonics*. U.S. Government Printing Office. (disponível gratuitamente na *internet* em formato hipertexto no endereço: <http://pubs.usgs.gov/publications/text/dynamic.html>).

Leitura mais avançada:

Lowrie, W. 1997. *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press. 354pp.

SUGESTÕES DE ATIVIDADES PRÁTICAS PARA CADA SEÇÃO DA APOSTILA

A TERRA: FORMA E DIMENSÕES

1) Repita a engenhosa experiência de Eratóstenes com os alunos.

Material necessário: (a) cabo de vassoura serrado na altura de um metro, (b) fita métrica ou trena, (c) prumo de pedreiro (ou um peso pendurado a um barbante), (d) giz.

A experiência:

A experiência deve ser executada no mesmo dia por alunos de outra Escola distante a norte ou a sul. Ao meio-dia cada grupo deve medir, com a fita métrica ou a trena, a extensão da sombra do cabo de vassoura. O grupo deve se certificar que o cabo de vassoura encontra-se perfeitamente na vertical utilizando o prumo de pedreiro (o cabo de vassoura deve estar paralelo ao fio de prumo).

Os cálculos:

Para calcular o tamanho da Terra deve-se fazer o seguinte (ver esquema na primeira figura da Apostila). Os cálculos são simples, mas recomenda-se trabalhar em conjunto com o professor de matemática, que pode utilizar a experiência para introduzir conceitos de trigonometria e dimensão de objetos tridimensionais:

- a) usando o teorema de Pitágoras calcula-se o ângulo de incidência do Sol obtido pelos alunos da turma e pelos colegas da Escola situada a sul ou a norte;*
- b) Subtrai-se um ângulo do outro para se obter o arco entre os dois pontos (δ);*
- c) Divide-se a diferença angular (δ) por 360;*
- d) Multiplica-se o valor obtido em (c) pela distância (D) entre as duas localidades de medida na direção N-S.*

Obs: Os passos (c) a (d) correspondem a uma regra-de-três, onde:

$$\frac{\delta}{360} = \frac{D}{x}$$

x é o valor, em quilômetros, da circunferência da Terra.

- e) Para se obter o raio da Terra (R) divide-se o valor de x por 2π ($2 \times 3,1416$; da equação $x=2\pi R$).*

COMO É A TERRA POR DENTRO?

2) Trace, junto com os alunos, os limites das placas litosféricas.

Material necessário: (a) cópias do mapa-mundi, (b) canetas coloridas.

Aproveite a atividade para indicar a cadeia de montanha submarina situada no meio do Oceano Atlântico (a cadeia Meso-Atlântica) e para comentar a coincidência de alguns destes limites com as grandes cadeias de montanha situadas nos continentes, tais como os Andes, as Montanhas Rochosas, os Himalaia e os Alpes.

3) Monte o quebra-cabeça dos continentes.

Material necessário: (a) cópias dos mapas da América do Sul (ou do Brasil) e da África, (b) tesoura, (c) cartolina;

Peça aos alunos para colarem os mapas na folha de cartolina, recortarem os dois continentes e encaixarem as duas peças da melhor forma possível. Durante o exercício aproveite para comentar sobre as outras evidências da Deriva Continental, tais como: a existência de rochas de origem glacial no sul do Brasil e no sul da África, que também se encaixariam, e a existência de fósseis semelhantes e da continuidade de antigas cadeias de montanha em ambos os continentes.

COMO PERCEBEMOS ESTE MOVIMENTO?

4) Simule as ondas P (longitudinais) e S (transversais).

Material necessário: uma mola grande e bastante flexível.

Segure a mola em uma das extremidades e peça para um dos alunos segurar a outra ponta. Mostre como as ondas P se propagam fazendo movimentos longitudinais com a mola. Depois mostre com uma onda S se propaga fazendo movimentos transversais com a mola. Depois mostre em um sismograma (Anexo) como os geofísicos registram a chegada de cada uma destas vibrações.

5) Localize os vulcões e terremotos.

Material necessário: (a) mapa-mundi e (b) canetas coloridas.

Utilizando um mapa-mundi com os limites das placas traçados (de preferência aquele do exercício 2), peça para os alunos localizarem alguns vulcões ativos e os terremotos que foram noticiados nos últimos anos. A localização dos vulcões e dos terremotos pode ser obtida a partir de pesquisa na biblioteca da Escola, em casa ou na internet. Alternativamente eles podem utilizar os exemplos das Tabelas 2 e 3 desta Apostila. Mostre a coincidência dos vulcões e terremotos com os limites das placas.

6) Faça uma bússola.

Material necessário: (a) agulha, (b) imã, (b) pequeno objeto que bóie na água (pedaço de isopor ou cortiça), (c) bacia com água.

Esfregue o imã na ponta da agulha 10 a 20 vezes, de modo a imantar a agulha. Ponha o objeto flutuante para boiar no meio da bacia com água. Posicione a sua agulha imantada sobre o objeto flutuante. A agulha vai girar até se orientar com o norte magnético. Você criou uma bússola! Você pode mostrar as diversas utilidades da bússola (orientação, localização) e também explicar que é dessa mesma forma que os minerais se orientam paralelamente ao campo magnético da Terra. Como o campo de tempos em tempos muda de polaridade, as diferentes camadas de rocha vão formar faixas com minerais apresentando orientações opostas.

