



6

**TECTÔNICA GLOBAL**

**Colombo C. G. Tassinari**

**A**Terra é um planeta dinâmico. Se fosse fotografada do espaço a cada século, desde a sua formação até hoje, e estas fotos compusessem um filme, o que veríamos seria um planeta azul se contorcendo com os continentes ora colidindo, ora se afastando entre si. Atualmente, acreditamos que a litosfera terrestre é fragmentada em cerca de uma dúzia de placas, que se movem por razões não muito bem compreendidas, mas cujo motor situa-se no manto. Placas são originadas nas dorsais meso-oceânicas e ao se chocarem provocam o mergulho da placa mais densa sob a outra e o seu conseqüente retorno ao manto. A constatação da existência das placas tectônicas deu uma nova roupagem às antigas idéias de Deriva Continental, explicando satisfatoriamente muitas das grandes feições geológicas da Terra, como as grandes cordilheiras de montanhas, como os Andes, e respondendo a questões, por exemplo, sobre as concentrações dos sismos e vulcões atuais ou sobre as rochas que já estiveram no fundo dos oceanos e estão hoje no topo de grandes cadeias montanhosas, como nos Himalaias. A Tectônica Global ou Tectônica de Placas é a chave para a compreensão da história geológica da Terra e de como será o futuro do planeta em que vivemos.

Neste capítulo será mostrado um breve histórico do desenvolvimento da Teoria da Deriva Continental até chegar à moderna Tectônica de Placas. Também serão enfatizados aspectos sobre a constituição das placas tectônicas, as causas de seus movimentos, bem como as feições fisiográficas e os produtos gerados a partir da dinâmica destas placas. Além disso serão discutidos os mecanismos de crescimento dos continentes e a movimentação das massas continentais através do tempo geológico.

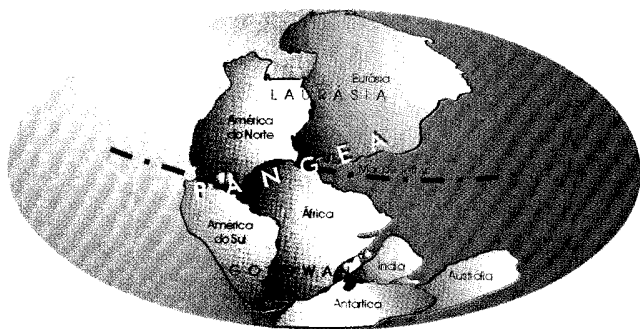


Fig. 6.1 Pangea e sua divisão em dois continentes, Laurásia a norte e Gondwana a sul, pelo Mar de Tethys.

◀ Imagem de satélite mostrando a cordilheira do Himalaia como resultado da colisão da Índia com a Ásia. NSIDC/SPL/Stock Photos.

## 6.1 O Surgimento da Teoria da Deriva Continental: o embrião de uma revolução nas ciências geológicas

A teoria da Tectônica de Placas – que revolucionou as Geociências assim como a teoria da Origem das Espécies modificou as Biociências e as teorias da Relatividade e da Gravitação Universal mudaram os conceitos da Física – nasceu quando surgiram os primeiros mapas das linhas das costas atlânticas da América do Sul e da África. Em 1620, Francis Bacon, filósofo inglês, apontou o perfeito encaixe entre estas duas costas e levantou a hipótese, pela primeira vez historicamente registrada, de que estes continentes estiveram unidos no passado. Nos séculos que se seguiram, esta idéia foi diversas vezes retomada, porém raramente com argumentações científicas que lhe dessem suporte teórico.

A origem da teoria da Tectônica de Placas ocorreu no início do século XX com as idéias visionárias e pouco convencionais para a época do cientista alemão Alfred Wegener, que se dedicava a estudos meteorológicos, astronômicos, geofísicos e paleontológicos, entre outros assuntos. Wegener passou grandes períodos de sua vida nas regiões geladas da Groenlândia fazendo observações meteorológicas e misturando freqüentemente atividades de pesquisa com aventuras. Entretanto, sua verdadeira paixão era a comprovação de uma idéia, baseada na observação de um mapa-múndi no qual as linhas de costa atlântica atuais da América do Sul e África se encaixariam como um quebra-cabeças gigante, de que todos os continentes poderiam se aglutinar formando um único megacontinente. Para explicar estas coincidências, Wegener imaginou que os continentes poderiam, um dia, terem estado juntos e posteriormente teriam sido separados. Poucas idéias no mundo científico foram tão fantásticas e revolucionárias como esta.

A este supercontinente Wegener denominou **Pangea**, onde Pan significa todo, e Gea, Terra, e considerou que a fragmentação do Pangea teria iniciado há cerca de 220 milhões de anos, durante o Triássico, quando a Terra era habitada por Dinossauros, e teria prosseguido até os dias atuais. O Pangea teria iniciado a sua fragmentação dividindo-se em dois continentes, sendo o setentrional chamado de *Laurásia* e a austral de *Gondwana* (Fig. 6.1).

Apesar de não ter sido o primeiro nem o único de seu tempo a considerar a existência de movimentos horizontais entre os continentes, Wegener foi o primeiro a pesquisar seriamente a idéia da deriva continental e a influenciar outros pesquisadores. Para isto, procurou evidências que comprovassem sua teoria, além da coincidência entre as linhas de costa atuais dos continentes. Wegener enumerou algumas feições geomorfológicas, como a cadeia de montanhas da Serra do Cabo na África do Sul, de direção leste-oeste, que seria a continuação da Sierra de la Ventana, a qual ocorre com a mesma direção na Argentina, ou ainda um planalto na Costa do Marfim, na África, que teria continuidade no Brasil. Entretanto, as evidências mais impressionantes apresentadas pelo pesquisador foram:

- Presença de fósseis de *Glossopteris* (tipo de gimnosperma primitiva) em regiões da África e Brasil, cujas ocorrências se correlacionavam perfeitamente, ao se juntarem os continentes.

- Evidências de glaciação, há aproximadamente 300 Ma na região Sudeste do Brasil, Sul da África, Índia, Oeste da Austrália e Antártica. Estas evidências, que incluem a presença de estrias indicativas das direções dos movimentos das antigas geleiras, sugeririam que, naquela época, grandes porções da Terra, situadas no hemisfério sul, estariam cobertas por camadas de gelo (Fig. 6.2a), como as que ocorrem hoje nas regiões polares e, portanto, o planeta estaria submetido a um clima glacial. Caso isto fosse verdade, como explicar a ausência de geleiras no hemisfério norte, ou a presença de grandes florestas tropicais, que teriam dado origem naquela época aos grandes depósitos de carvão? Este aparente paradoxo climático poderia ser facilmente explicado, como mostrado na Fig. 6.2b, se os continentes estivessem juntos há 300 Ma, pois neste caso a distribuição das geleiras estaria restrita a uma calota polar no Sul do planeta, aproximadamente como é hoje.

Em 1915, Wegener reuniu as evidências que encontrou para justificar a teoria da Deriva Continental, o que para ele já seriam provas convincentes, em um livro denominado *A origem dos Continentes e Oceanos*. Entretanto, ele não conseguiu responder a questões fundamentais, como por exemplo: Que forças seriam capazes de mover os imensos blocos continentais? Como uma crosta rígida como a continental deslizaria sobre uma outra crosta rígida como a oceânica, sem que fossem quebradas pelo atrito? Infelizmente na-

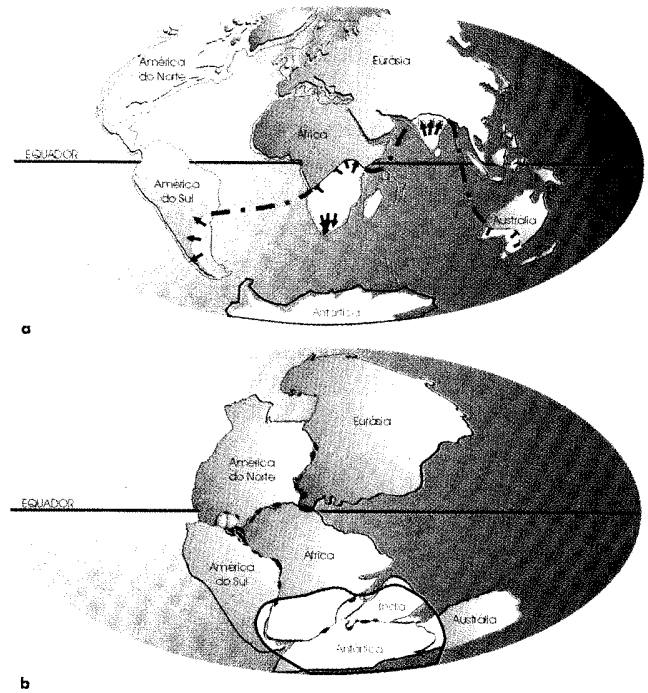


Fig. 6.2 a) Distribuição atual das evidências geológicas de existência de geleiras há 300 Ma. As setas indicam a direção de movimento das geleiras. b) Simulação de como seria a distribuição das geleiras com os continentes juntos, mostrando que estariam restritas a uma calota polar no hemisfério Sul.

quele época as propriedades plásticas da **astenosfera** não eram ainda conhecidas, o que impediu Wegener de explicar sua teoria. Em virtude destas importantes objeções colocadas principalmente pelos geofísicos, o livro de Wegener não foi considerado sério por grande parte do mundo científico. Com a morte de Wegener, em 1930, a Teoria da Deriva Continental começou a ficar esquecida, não obstante ainda houvesse tentativas de alguns cientistas em buscar provas, que acabaram por descartar a idéia, uma vez que não conseguiam encontrar uma explicação lógica e aceitável do mecanismo capaz de movimentar as imensas massas continentais.

## 6.2 Anos 50: O Ressurgimento da Teoria da Deriva Continental

A chave para explicar a dinâmica da Terra, ao contrário do que muitos cientistas pensavam, não estava nas rochas continentais, mas no fundo dos oceanos. Na década de 1940, durante a Segunda Guerra Mundial, devido às necessidades militares de localização de submarinos no fundo dos mares, foram desenvolvidos equipamentos, como os sonares, que permitiram

traçar mapas detalhados do relevo do fundo oceânico, muito distintos da planície monótona com alguns picos e planaltos isolados que se imaginava na época para o fundo do mar. Surgiram cadeias de montanhas, fendas e **fossas** ou **trincheiras** muito profundas, mostrando um ambiente geologicamente muito mais ativo do que se pensava.

No final dos anos 40 e na década seguinte, expedições constituídas principalmente por pesquisadores das universidades de Columbia e Princeton (EUA) mapearam o fundo do Oceano Atlântico, utilizando novos equipamentos e coletando amostras de rochas. Estes trabalhos permitiram cartografar uma enorme cadeia de montanhas submarinas, denominadas **Dorsal** ou **Cadeia Meso-Oceânica**, que constituíam um sistema contínuo ao longo de toda a Terra, estendendo-se por 84.000 km e apresentando uma largura da ordem de 1.000 km; no eixo destas montanhas constatou-se a presença de vales de 1 a 3km, associado a um sistema de **riftes** (Cap. 19), indicando a presença de um regime tensional. Posteriormente foi constatado que ao longo da cadeia meso-oceânica o **fluxo térmico** era mais elevado que nas áreas contíguas de crosta oceânica, e que esta era uma zona de forte atividade sísmica e vulcânica. Esta cadeia de montanhas emerge na Islândia, onde seus habitantes levam uma vida pacata, mas freqüentemente afetada por sismos e vulcanismo. O mais importante, porém, era que esta dorsal meso-oceânica dividia a crosta submarina em duas partes, podendo representar, portanto, a ruptura ou a cicatriz produzida durante a separação dos continentes. Se assim fosse, a teoria da Deriva Continental poderia ser aceita.

Por outro lado, **no final dos anos 50** e início da década de 1960, o **surgimento** e aperfeiçoamento da geocronologia permitiu a **obtenção** de importantes informações sobre a idade das rochas do fundo oceânico, onde novamente, **ao contrário** do que se imaginava na época, a crosta oceânica não era composta pelas rochas mais antigas do planeta mas apresentava idades bastante jovens, não ultrapassando 200 milhões de anos. Datasções de rochas vulcânicas do Atlântico Sul efetuadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo contribuíram para o estabelecimento do padrão de idades da crosta oceânica, no qual faixas de rochas de mesma idade situam-se simetricamente dos dois lados da dorsal meso-oceânica, com as mais jovens próximas da dorsal e as mais velhas ficando mais próximas dos continentes, conforme ilustrado na Fig. 6.3.

O estudo do magnetismo das rochas (Cap. 4) também contribuiu para uma melhor compreensão dos movimentos da crosta continental. Estudos de paleomagnetismo revelaram que as posições primitivas dos pólos magnéticos da Terra tinham mudado ao longo do tempo geológico em relação às posições atuais dos continentes. Como era sabido que o eixo magnético da Terra coincidia com o seu eixo rotacional, os dados paleomagnéticos poderiam indicar, ao invés de mudanças do eixo magnético, um movimento relativo entre os continentes. As novas informações provenientes do estudo da crosta oceânica e de paleomagnetismo fizeram com que parte dos geofísicos passassem a considerar uma deriva dos continentes mais seriamente.

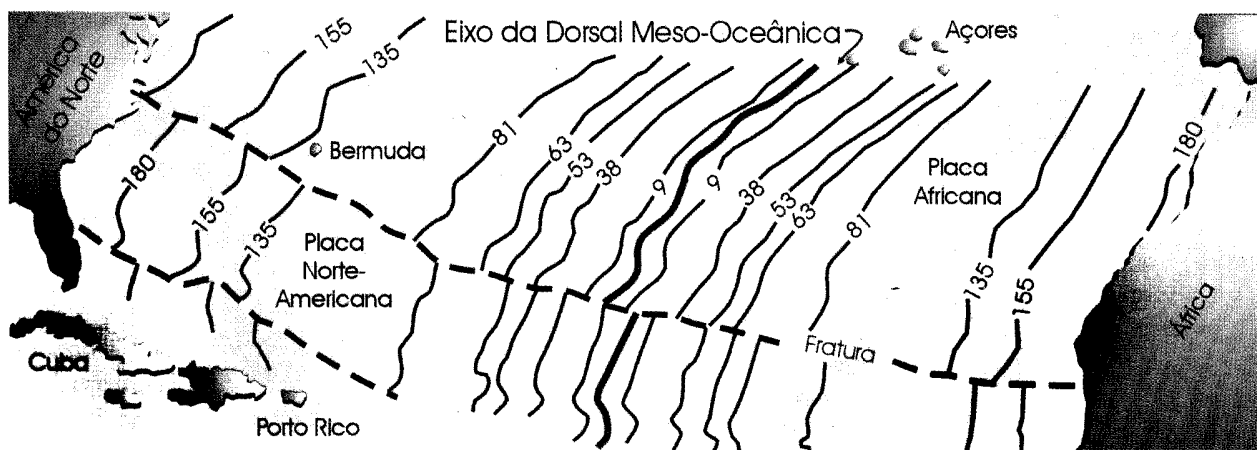


Fig. 6.3 Distribuição das idades geocronológicas do fundo oceânico do Atlântico Norte, onde se observam as idades (em Ma) mais jovens próximas à dorsal meso-oceânica.

### 6.3 O Surgimento da Teoria da Tectônica Global

No final dos anos 50, estudos de magnetismo das rochas do fundo oceânico, realizados na porção nordeste do Oceano Pacífico, mostraram anomalias magnéticas (desvios dos valores do campo magnético em relação à média medida), que exibiam em mapa padrão simétrico bandado, com as sucessivas bandas indicando alternadamente anomalias positivas e negativas (Cap. 4). Em 1963, F. J. Vine e D. H. Mathews, ambos da Universidade de Cambridge, sugeriram que as bandas magnéticas observadas eram relacionadas a bandas magnetizadas de lavas vulcânicas do fundo oceânico, geradas durante a expansão deste fundo e que guardavam o registro do campo magnético terrestre na época de extrusão das lavas submarinas.

Esta interpretação trouxe subsídios a favor do conceito da expansão do assoalho oceânico postulado por Harry Hess da Universidade de Princeton (EUA) no início da década de 1960, quando a atenção dos pesquisadores estava voltada para o estudo de bacias oceânicas. Foi neste contexto que surgiu a hipótese de expansão do fundo oceânico, publicada em 1962 no trabalho de Harry Hess, "History of the Ocean Basins". Com base nos dados geológicos e geofísicos disponíveis, este autor propunha que as estruturas do fundo oceânico estariam relacionadas a processos de convecção no interior da Terra. Tais processos seriam originados pelo alto fluxo calorífico emanado na dorsal meso-oceânica, que provocaria a ascensão de material do manto, devido ao aumento de temperatura que o tornaria menos denso, conforme ilustrado na Fig. 6.4, onde se encontra representada uma célula de convecção. De acordo com o modelo de Hess, este material, ao atingir a superfície, se movimentaria lateralmente e o fundo oceânico se afastaria da dorsal. A fenda existente na crista da dorsal não continua a crescer porque o espaço deixado pelo material que saiu para formar a nova crosta oceânica é preenchido por novas lavas, que, ao se solidificarem, formam um novo fundo oceânico. A continuidade deste processo produziria, portanto, a expansão do assoalho oceânico. A Deriva Continental e a expansão do fundo dos oceanos seriam assim uma consequência das **correntes de convecção**.

Assim, em função da expansão dos fundos oceânicos, os continentes viajariam como passageiros, fixos em uma placa, como se estivessem em uma esteira

rolante. Com a continuidade do processo de geração de crosta oceânica, em algum outro local deveria haver um consumo ou destruição desta crosta, caso contrário a Terra expandiria. A destruição da crosta oceânica mais antiga ocorreria nas chamadas **Zonas de Subducção**, que seriam locais onde a crosta oceânica mais densa mergulharia para o interior da Terra até atingir condições de pressão e temperatura suficientes para sofrer fusão e ser incorporada novamente ao manto.

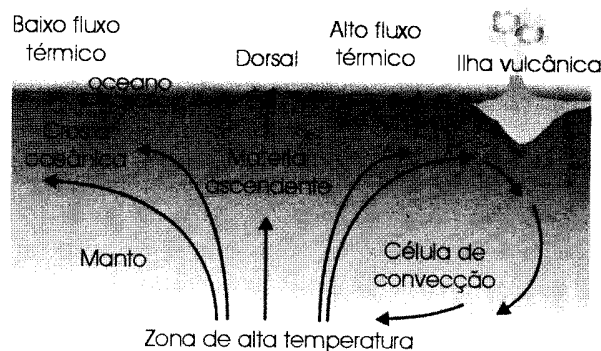


Fig. 6.4 Esquema de correntes de convecção atuantes na dorsal meso-oceânica.

### 6.4 Placas Tectônicas

Como visto em capítulos anteriores, o planeta Terra está reologicamente dividido em domínios concêntricos maiores, sendo o externo constituído pela **Litosfera**. A parte superior da litosfera é chamada de crosta e a parte inferior, mais interna, é composta por rochas do manto superior, sendo que uma das diferenças principais entre elas é sua composição química. A crosta da Terra é constituída pela crosta continental, que inclui predominantemente rochas de composição granítica e pela crosta oceânica, que contém rochas basálticas. As rochas crustais ocorrem sobre o manto superior.

A espessura média da crosta varia de 5 a 10 km para a oceânica e entre 25 e 50 km para a continental, sendo que sob as grandes cordilheiras, como os Himalaias, esta espessura pode atingir até 100 km. Estas camadas de crosta mais uma porção rígida do manto superior sotoposta constituem a litosfera.

A litosfera tem espessuras variadas, com uma média próxima a 100 km. É compartimentada por falhas e fraturas profundas em **Placas Tectônicas**. A distribuição geográfica destas placas na Terra é ilustrada na Fig. 6.5.



des de gnaisses na região centro-norte do Canadá. Por isso apresenta estruturas complexas, produzidas pelos diversos eventos geológicos que afetaram as rochas após a sua formação. Em geral, a espessura média da crosta continental é da ordem de 30 a 40 km, adelgaçando-se à medida que se aproxima da zona de transição com a crosta oceânica.

A crosta oceânica tem uma composição litológica muito mais homogênea, consistindo de rochas ígneas básicas (basaltos), cobertas em várias partes por uma fina camada de material sedimentar. É bem menos espessa do que a crosta continental, em geral da ordem de 6 a 7 km, adelgaçando-se à medida que se aproxima das dorsais meso-oceânicas.

#### 6.4.2 Tipos de limites entre placas litosféricas

Os limites das placas tectônicas podem ser de três tipos distintos:

a- **Limites Divergentes:** marcados pelas dorsais meso-oceânicas, onde as placas tectônicas afastam-se uma da outra, com a formação de nova crosta oceânica.

b- **Limites Convergentes:** onde as placas tectônicas colidem, com a mais densa mergulhando sob a outra, gerando uma zona de intenso magmatismo a partir de processos de fusão parcial da crosta que mergulhou. Nesses limites ocorrem fossas e províncias vulcânicas, a exemplo da Placa Pacífica (Cap. 17).

c- **Limites Conservativos:** onde as placas tectônicas deslizam lateralmente uma em relação à outra, sem destruição ou geração de crostas, ao longo de fraturas denominadas Falhas Transformantes (Cap. 19). Como exemplo de limite conservativo temos a Falha de San Andreas, na América do Norte, onde a Placa do Pacífico, contendo a cidade de Los Angeles e a zona da Baixa Califórnia se desloca para o norte em relação à Placa Norte-Americana, que contém a cidade de São Francisco.

É em torno destes limites de placas que se concentra a mais intensa atividade geológica do planeta, como sismos (Cap. 3), vulcanismo (Cap. 17) e **orogênese**. Atividades geológicas semelhantes também ocorrem no interior das placas, mas em menor intensidade.

#### 6.4.3 Que forças movem as placas tectônicas?

Uma das principais objeções à Teoria da Deriva Continental era que Wegener não conseguia explicar as forças que moveriam os continentes. Hoje sabemos qual o motor que faz as placas tectônicas se moverem, mas não sabemos explicar exatamente como os processos naturais fazem este motor funcionar. Entretanto, nós podemos modelar as causas dos movimentos e testar estes modelos com base nas leis naturais. O que sabemos é que a astenosfera e a litosfera estão intrinsecamente relacionadas. Se a astenosfera se mover, a litosfera será movida também. Sabemos ainda que a litosfera possui uma energia cinética cuja fonte é o fluxo térmico interno da Terra, e que este calor chega à superfície através das correntes de convecção do manto superior. O que não sabemos com certeza é como as convecções do manto iniciam o movimento das placas.

O princípio básico de uma célula de convecção pode ser observado esquentando uma grande panela com mel, no qual bóiam duas rolhas de cortiça. Ao aquecer o centro da base da panela o mel esquenta mais rapidamente no centro do que nas bordas da panela, diminuindo ali a densidade do mel. Conseqüentemente, o mel aquecido subirá enquanto o mel mais frio da borda descerá para ocupar o lugar do mel que subiu, instalando-se uma circulação de fluidos, que afastará as duas rolhas para a borda da panela, segundo o sentido das correntes de convecção geradas.

De forma análoga este movimento de convecção ocorre no manto. Entretanto, a convecção no manto refere-se a um movimento muito lento de rocha, que sob condições apropriadas de temperatura elevada, se comporta como um material plástico-viscoso migrando lentamente para cima. Este fenômeno ocorre quando um foco de calor localizado começa a atuar produzindo diferenças de densidade entre o material aquecido e mais leve e o material circundante mais frio e denso. A massa aquecida se expande e sobe lentamente. Para compensar a ascensão destas massas de material do manto, as rochas mais frias e densas descem e preenchem o espaço deixado pelo material que subiu, completando o ciclo de convecção do manto, conforme ilustrado na Fig. 6.6. O movimento de convecção das massas do manto, cuja viscosidade é  $10^{18}$  vezes maior do que a água, ocorre a uma velocidade da ordem de alguns centímetros por ano.

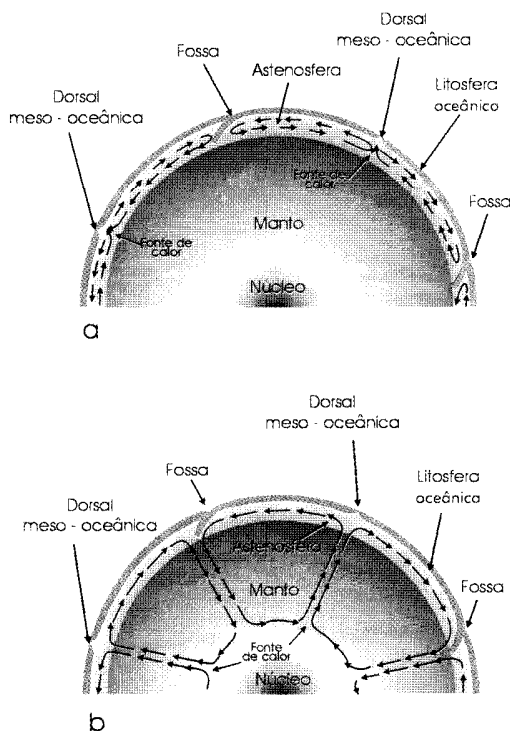


Fig. 6.6 Modelos sugeridos para mecanismos de correntes de convecção. a - Correntes de convecção ocorrendo somente na astenosfera. b - Correntes de convecção envolvendo todo o manto.

Muitos cientistas acreditam que as correntes de convecção do manto por si só não seriam suficientes para movimentar as placas litosféricas mas constituiriam apenas um dentre outros fatores que em conjunto produziriam esta movimentação. O **processo de subducção** teria início quando a parte mais fria e velha da placa (portanto mais distante da dorsal meso-oceânica) se quebra e começa a mergulhar por debaixo de outra placa menos densa, e a partir daí os outros fatores ilustrados na Fig. 6.7 começariam a atuar em conjunto com as correntes de convecção. Estes outros fatores incluem:

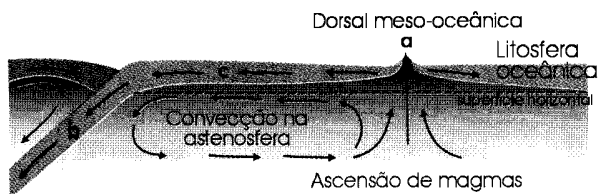


Fig. 6.7 Processos geológicos que causam a movimentação das placas tectônicas: a) criação de nova litosfera oceânica na dorsal meso-oceânica; b) mergulho da litosfera para o interior do manto, puxada pela crosta oceânica descendente mais densa; c) espessamento da placa litosférica, à medida que se distancia da dorsal meso-oceânica, tornando o limite entre a placa e a astenosfera uma superfície inclinada.

a- Pressão sobre a placa provocada pela criação de nova litosfera nas zonas de dorsais meso-oceânicas, o que praticamente empurraria a placa tectônica para os lados.

b- Mergulho da litosfera para o interior do manto em direção à astenosfera, puxada pela crosta descendente mais densa e mais fria do que a astenosfera mais quente a sua volta. Portanto, por causa de sua maior densidade, a parte da placa mais fria e mais antiga mergulharia puxando parte da placa litosférica para baixo.

c- A placa litosférica torna-se mais fria e mais espessa à medida que se afasta da dorsal meso-oceânica onde foi criada. Como consequência, o limite entre a litosfera e a astenosfera é uma superfície inclinada. Mesmo com uma inclinação muito baixa, o próprio peso da placa tectônica poderia causar uma movimentação de alguns centímetros por ano.

#### 6.4.4 A velocidade do deslocamento das placas tectônicas

Em média, a velocidade de movimentação das placas tectônicas é considerada de 2 a 3 cm/ano, embora a velocidade relativa constatada entre algumas placas seja muito maior do que entre outras. Geralmente, as diferenças de velocidade estão relacionadas à proporção de crosta continental presente nas placas. As placas Sul-Americana e Africana mostram baixas velocidades, enquanto as placas com pouco ou nenhum envolvimento de crosta continental, como a do Pacífico, tendem a exibir velocidades maiores. Além disso, a velocidade das placas depende também da geometria do movimento da placa em uma superfície esférica, como será visto a seguir.

Em um primeiro momento, podemos pensar que todos os pontos situados em uma placa litosférica teriam a mesma velocidade. Isto seria verdade se a placa fosse plana e deslizasse sobre uma superfície chata e aplainada, como uma balsa navegando sobre a água. Na verdade, as placas são convexas e deslizam sobre uma superfície esférica em torno de um eixo e de um pólo de expansão, que nada têm a ver com o eixo rotacional da Terra e os pólos norte e sul geográficos. O pólo de expansão é definido como um ponto em volta do qual uma placa tectônica gira, representado na Fig. 6.8 por  $p^\circ$ . Para uma dada velocidade angular de uma placa, a velocidade de distintos pontos sobre a placa será diferente, aumentando à medida que os pontos



se distanciam do pólo. Por exemplo, o pólo  $p^\circ$  gira, mas não percorre nenhuma distância e portanto sua velocidade é zero, enquanto os pontos mais distantes do pólo, dentro de um mesmo intervalo de tempo, terão de percorrer distâncias maiores e conseqüentemente terão maior velocidade, conforme pode ser visto na Fig. 6.8.

Embora todas as placas litosféricas possam se mover, não são todas que atualmente estão em movimento. Existem algumas, como a Placa Africana, que parecem estacionárias, por estarem bordejadas quase inteiramente por limites divergentes de placas que se afastam a taxas similares.

A velocidade medida de placas litosféricas geralmente é relativa, mas a velocidade absoluta pode ser determinada através da utilização de pontos de referência, como os **Hot Spots** ou **Pontos Quentes**. Estes pontos quentes na superfície terrestre registram atividades magmáticas ligadas a porções ascendentes de material quente do manto denominadas **Plumas do Manto** e originadas em profundidades diversas do manto, a partir do limite entre o núcleo externo e o manto inferior. As marcas que eles deixam nas placas que se movimentam sobre eles incluem vulcões (ilhas vulcânicas, como o Havaí), platôs meso-oceânicos e cordilheiras submarinas.

As plumas do manto, em comparação com as placas, são relativamente estacionárias, de modo que as placas litosféricas se movimentam sobre elas. Frequentemente, a passagem de uma placa sobre um *Hot Spot* resulta em um rastro de feições lineares na superfície da placa, cuja direção indica a movimentação desta placa. No caso de placas oceânicas, como a do Pacífico, o traço dos *Hot Spots* pode ser uma cadeia de montanhas vulcânicas ou uma série de ilhas vulcânicas, que quando datadas radiometricamente permitem calcular a velocidade de movimentação das placas, a partir da distância entre as ilhas e as idades das erupções vulcânicas, como mostrado na Fig. 6.9.

As plumas do manto explicam muitas das atividades vulcânicas que ocorrem no interior das placas, para o caso de crosta oceânica gerando ilhas oceânicas, e no caso de crosta continental, gerando um espessamento da crosta com uma cadeia de vulcões, como por exemplo a costa oeste da América do Norte. Quando o *Hot Spot* se situa sob ou próximo da dorsal meso-oceânica, ele produz um aumento do fluxo de material fundido, causando um espessamento maior do que no resto da dorsal, muitas vezes sob a forma de um platô sobre o

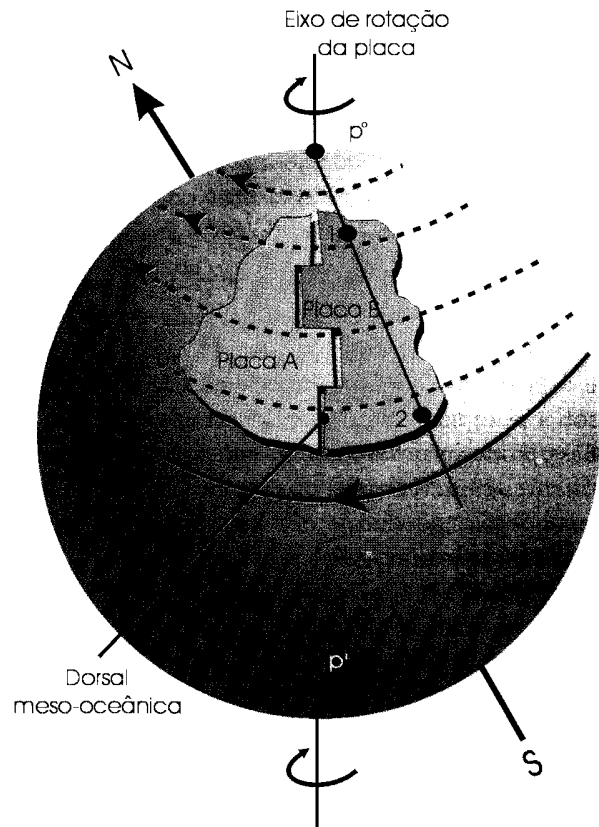


Fig. 6.8 Modelo de movimento de uma placa curva sobre uma superfície esférica. Notar que os pontos 1 e 2, na placa B, exibem diferentes velocidades, pois têm de percorrer diferentes distâncias no mesmo intervalo de tempo, tendo o ponto 2 uma velocidade maior do que o ponto 1.

assoalho oceânico. Um exemplo espetacular desta feição é a Islândia, onde a atividade magmática relacionada ao *Hot Spot* foi tão intensa que o platô, na dorsal meso-oceânica, se expõe acima do nível do mar (Cap. 17).

#### 6.4.5 As colisões entre placas tectônicas

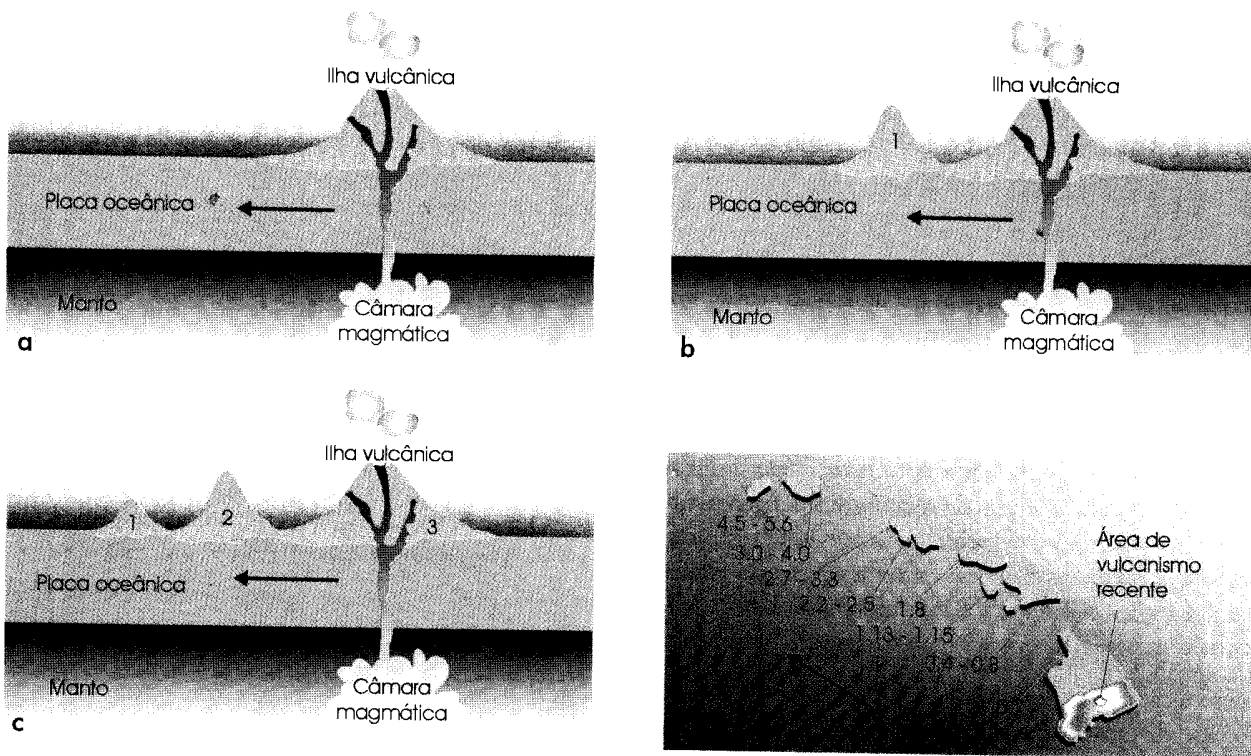
O movimento das placas tectônicas produz ao longo de seus limites convergentes colisões que, em função da natureza e composição das placas envolvidas, irão gerar rochas e feições fisiográficas distintas. Nesse sentido, o choque entre placas litosféricas pode envolver crosta oceânica com crosta oceânica, crosta continental com crosta oceânica ou crosta continental com crosta continental, como ilustrado na Fig. 6.10.

Quando placas oceânicas colidem, a placa mais densa, mais antiga, mais fria e mais espessa mergulha sob a outra placa, em direção ao manto, carregando consigo parte dos sedimentos acumulados sobre ela, que irão se fundir em conjunto com a crosta oceânica em

subducção. O processo produz intensa atividade vulcânica de composição andesítica, comumente manifestada sob a forma de arquipélagos, conhecidos como “**Arcos de Ilhas**” (Fig. 6.10a), de 100 a 400 km atrás da zona de subducção. Na zona de subducção forma-se uma fossa que será mais próxima do arco de ilhas, quanto mais inclinado for o ângulo de mergulho. As ilhas do Japão constituem um exemplo atual de arco de ilhas.

A colisão entre uma placa continental e uma oceânica (Fig. 6.10b) provocará a subducção desta última sob a placa continental, que, a exemplo dos arcos de ilhas, produzirá um **arco magmático** na borda do continente, caracterizado por rochas vulcânicas de composição andesítica e dacítica e rochas plutônicas de composição principalmente diorítica e granodiorítica, acompanhado de deformação e metamorfismo tanto das rochas continentais pré-existentes como de parte das rochas formadas no processo. As feições fisiográficas geradas neste processo colisional são as grandes cordilheiras de montanhas continentais como os Andes na América do Sul.

O choque entre placas continentais (Fig. 6.10c) pode ocorrer após o processo colisional do tipo Andino, onde a continuidade do processo de subducção da crosta oceânica sob a crosta continental leva uma massa continental ao choque com o arco magmático formado inicialmente. Quando os dois continentes colidem, a crosta continental levada pela crosta oceânica mais densa mergulha sob a outra. Este processo não gera vulcanismo expressivo como nos outros dois processos anteriores, mas produz intenso metamorfismo de rochas continentais pré-existentes e leva à fusão parcial de porções da crosta continental gerando magmatismo granítico. Os exemplos clássicos de feições geradas por este processo são as grandes cordilheiras de montanhas do tipo dos Alpes e dos Himalaias, esta última gerada a partir da colisão entre as placas da Índia e a Asiática, processo este iniciado cerca de 70 milhões de anos atrás que continua até os dias atuais.



**Fig. 6.9** Esquema de formação de ilhas vulcânicas a partir de Hot spots: a) O Hot Spot produz a primeira Ilha Vulcânica; b) com o movimento da placa e o Hot Spot fixo a Ilha Vulcânica 2 irá se formar em outro lugar; c) com a continuidade de movimento da placa, as ilhas 1 e 2 se deslocam e a ilha vulcânica 3 se forma; d) mapa mostrando as ilhas que compõem o Arquipélago do Havá formadas por ação de Hot Spot desde 5,6 milhões de anos atrás. Os números correspondem às idades das rochas vulcânicas em milhões de anos. Notar que as idades aumentam conforme o movimento da placa, indicado pela seta, a partir da ilha mais jovem, que contém o vulcanismo recente, para a ilha mais antiga de 5,6 Ma.

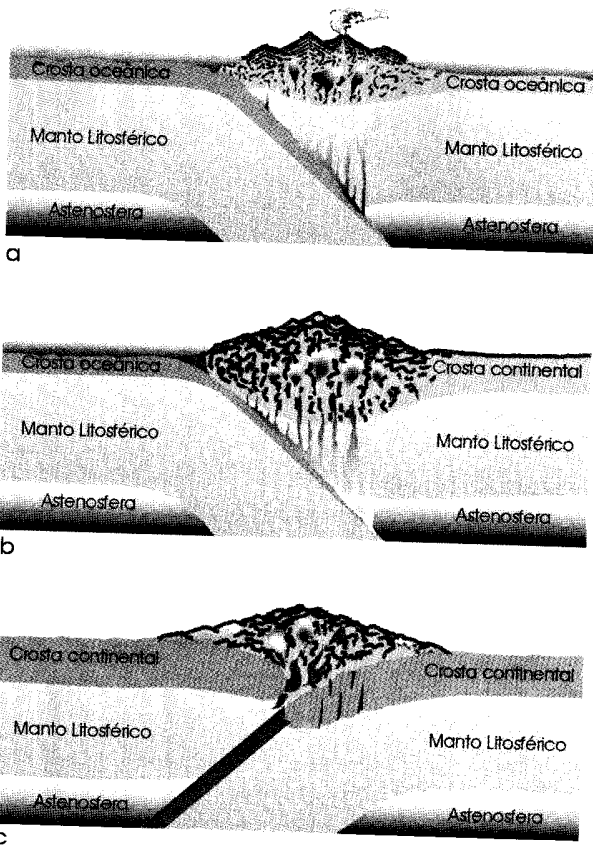


Fig. 6.10 Processos colisionais envolvendo: a) crosta oceânica com crosta oceânica; b) crosta continental com crosta oceânica; c) crosta continental com crosta continental (os traços representam rupturas).

Associados aos processos colisionais entre **placas** tectônicas ocorrem uma série de feições geológicas e associações litológicas características ilustradas na Fig. 6.11, como as **bacias de Ante-Arco** e **Retro-Arco**, fossas e associações de rochas típicas de zonas de subducção como **mélanges e ofiolitos**.

As bacias do tipo ante-arco são formadas na placa continental, na frente do arco entre este e a fossa (Fig. 6.11), uma vez que o choque de placas produz uma elevação (soerguimento) na borda da placa e como consequência forma-se uma bacia entre esta elevação e o arco. Geralmente, estas bacias contêm importante contribuição de sedimentos provenientes da erosão de rochas vulcânicas e sedimentares do próprio arco adjacente. Por outro lado, a formação de uma bacia do tipo Retro-Arco em um processo colisional envolvendo crosta oceânica pode ou não ocorrer. Essas bacias são formadas a partir de fenômenos distensivos que produzem o adelgaçamento da crosta atrás do arco. Este processo de distensão ocorre em função de vários fatores relacionados, tais como idade, densidade e velocidade da placa oceânica em subducção, que vão resultar no ângulo de mergulho da placa. Se o ângulo for maior do que  $45^\circ$ , o que implica uma placa oceânica mais velha e mais densa, a zona de subducção migrará para a frente e a placa que contém o arco sofrerá distensão, gerando a bacia de retro-arco. Os dois tipos de bacias são paralelos ao arco e as bacias retro-arco são preenchidas por sedimentos marinhos típicos de mar raso, podendo ocorrer vulcanismo basáltico associado aos movimentos tensionais (rupturas).

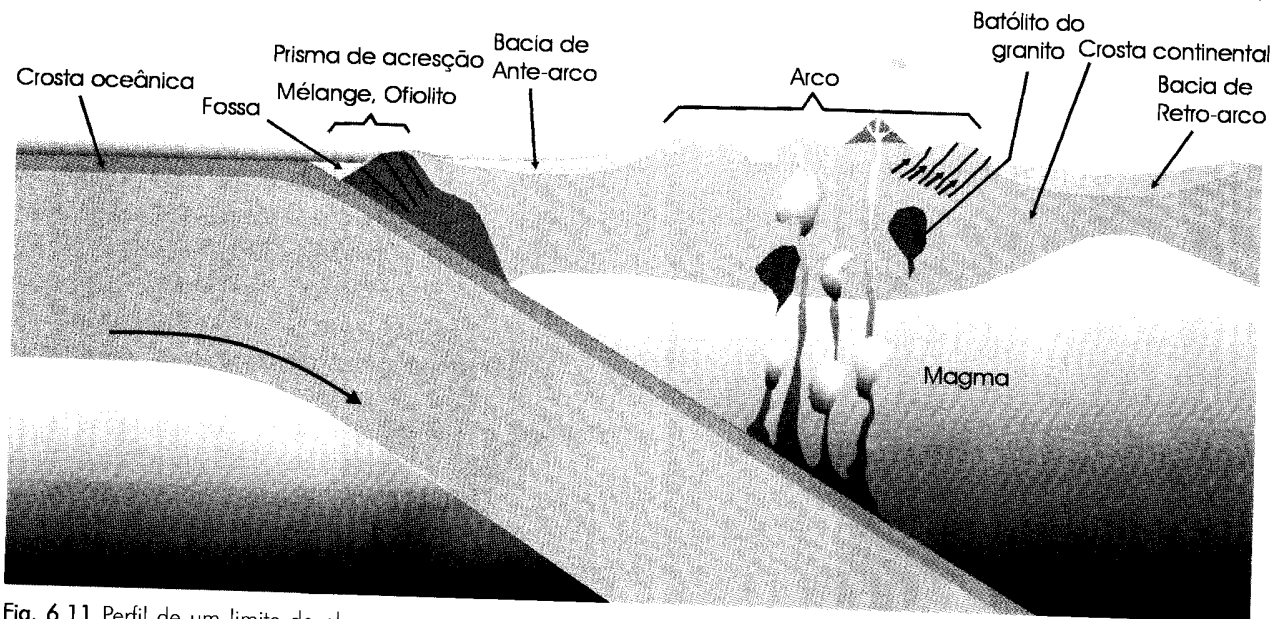


Fig. 6.11 Perfil de um limite de placa convergente mostrando as principais feições geológicas formadas e as associações de rochas relacionadas.

Muitos materiais rochosos ocorrem como resultado de processos colisionais e constituem as denominadas “**associações petrotectônicas**”, sendo as mais típicas as *Mélanges* e os Ofiolitos.

As fossas ou trincheiras comumente contêm pequenas quantidades de sedimentos marinhos e sedimentos provenientes do arco, dos quais uma parte é carregada para baixo pela placa que mergulha na zona de subducção, e outra parte, mais significativa, é deformada e quebrada pelo tectonismo que ocorre nas margens convergentes. A esta mistura caótica de rochas quebradas e desordenadas, que ocorrem nas fossas por uma extensão que varia de metros a algumas dezenas de quilômetros, denomina-se *mélange* (palavra francesa que significa mistura). Como estes sedimentos são de baixa densidade, não podem ser levados para o interior do manto. Conseqüentemente, são pressionados pela colisão das duas placas, sendo cisalhados, fraturados e metamorfisados em condições de alta pressão e baixa temperatura, já que estão próximos da superfície. As rochas típicas deste processo são os eclogitos, rochas mantélicas e os xistos azuis, cuja cor azulada é proveniente de um anfibólio chamado **glaucofânio**. Como as *mélanges* são feições superficiais, dificilmente são encontradas em terrenos pré-cambrianos como no Brasil porque são erodidas com facilidade. Na América do Sul, exemplos de *mélanges* podem ser encontrados nos Andes.

Os ofiolitos são rochas máficas-ultramáficas (Figs. 6.12 e 6.13) que representam fatias e fragmentos de crosta oceânica ou manto superior posicionados em meio a rochas da crosta continental, geralmente associados a sedimentos marinhos na zona de contato entre as placas. Os processos de cavalgamentos de frações de ofiolitos sobre margens continentais não podem



Fig. 6.12 Ofiolitos com pillow-lavas cortados por diques (complexo de Troodos, Chipre) Foto: B. B. de Brito Neves.



Fig. 6.13 Ofiolitos com pillow-lavas (Complexo de Troodos, Chipre). Foto: B. B. de Brito Neves.

ser explicados pelos processos normais de subducção, onde a placa oceânica mergulha por debaixo da placa continental. Nesse sentido foi definido o termo **obducção**, que estaria relacionado ao deslocamento de partes de crosta oceânica sobre uma crosta continental através de processos tectônicos complexos. A Fig. 6.14 ilustra três mecanismos de colocação de pedaços de crosta oceânica em meio à crosta continental, onde os dois primeiros modelos mostram eventos de obducção.

O primeiro diagrama mostra um modelo de obducção através do cavalgamento da crosta oceânica sobre **margem continental passiva** durante um processo colisional. O segundo exemplo também de obducção ilustra o fraturamento da parte superior da litosfera oceânica em subducção e posterior cavalgamento dos fragmentos assim gerados por sobre um arco pré-existente. O último esquema mostra a adição tectônica ao complexo de subducção ou **prisma de acreção** de uma fatia de crosta oceânica através de seu deslocamento para fora da fossa e sua respectiva introdução no prisma. Os melhores exemplos de ofiolitos são encontrados no Complexo de Troodos em Chipre (Figs. 6.12 e 6.13) e nas Montanhas de Omã, próximo à Arábia Saudita.

#### 6.4.6 Margens continentais

Como consequência da tectônica de placas, os continentes fragmentam-se e juntam-se periodicamente ao longo do tempo geológico. As evidências geológicas destas aglutinações e rupturas são encontradas em áreas de margens dos continentes atuais ou que foram no passado geológico e hoje se encontram suturadas no meio dos continentes. Nesse contexto podemos reconhecer dois tipos de margens continentais:

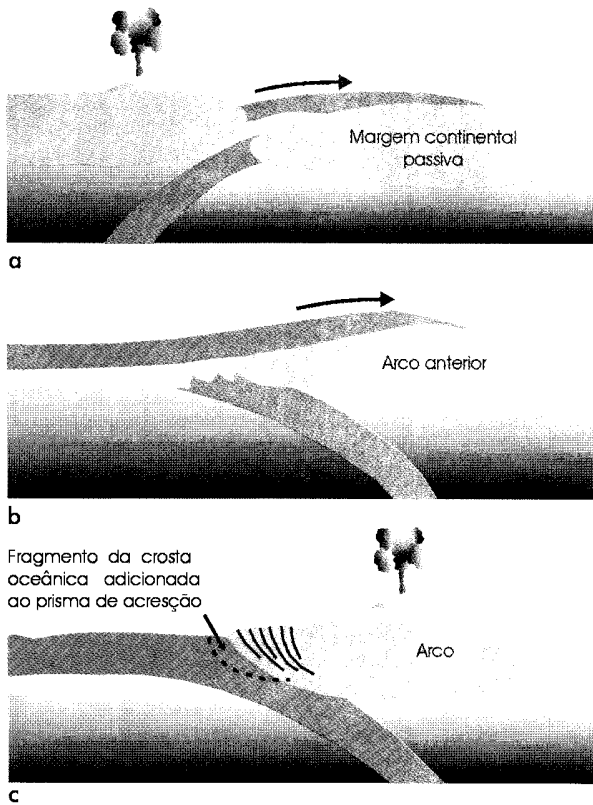


Fig. 6.14 Mecanismos possíveis para a colocação tectônica de fragmentos de crosta oceânica em meio a rochas continentais. Fonte: Condie, 1989.

a - **Margens Continentais Ativas**, situadas nos limites convergentes de placas tectônicas onde ocorrem zonas de subducção e falhas transformantes; nestas margens estão em desenvolvimento atividades tectônicas importantes, como por exemplo, formação de cordilheiras, no processo chamado de **orogênese**. Na América do Sul, o exemplo de **margem continental ativa** é a costa do Pacífico, onde a Cadeia Andina encontra-se atualmente em desenvolvimento. As margens continentais ativas constituem os ambientes geológicos onde se formam mélanges e ofiolitos, que irão compor o denominado prisma de acreção de um arco. Este prisma acrecionário é composto por rochas basálticas e sedimentos provenientes da raspagem da parte superficial da placa oceânica descendente, que foram adicionadas ao arco.

b - **Margens Continentais Passivas** desenvolvem-se durante o processo de formação de novas bacias oceânicas quando da fragmentação de continentes. Este processo é denominado de rifting, palavra proveniente do termo geológico em inglês **Rift Valley**, que significa um vale de grande extensão formado a partir de um movimento distensivo na crosta, que produz falhas subverticais e abatimento de blocos (Cap.19). Este processo, ilustrado na Fig. 6.15, inicia-se com o aumento pontual do fluxo térmico no manto, que irá causar o soerguimento e abaulamento da crosta continental sobre este ponto, eventualmente provocando o fraturamento e extrusão de rochas máficas (Fig. 6.15a). Com a subsequente instalação de correntes de convecção no manto subjacente a esta região, inicia-se um processo distensivo gerando falhamentos normais e o desenvolvimento de estruturas do tipo rift valley (Fig. 6.15b). Com a continuidade do movimento distensivo, ocorre o adelgaçamento da crosta continental até que finalmente ocorra a ruptura desta crosta e o desenvolvimento de uma crosta basáltica oceânica incipiente (Fig. 6.15c). Um novo oceano começa a se formar. À medida que o processo distensivo continua, a crosta oceânica e o oceano vão também aumentando (Fig. 6.15d). Ao longo das margens adelgadas dos continentes ocorre a movimentação tectônica de blocos, caracterizada, principalmente,

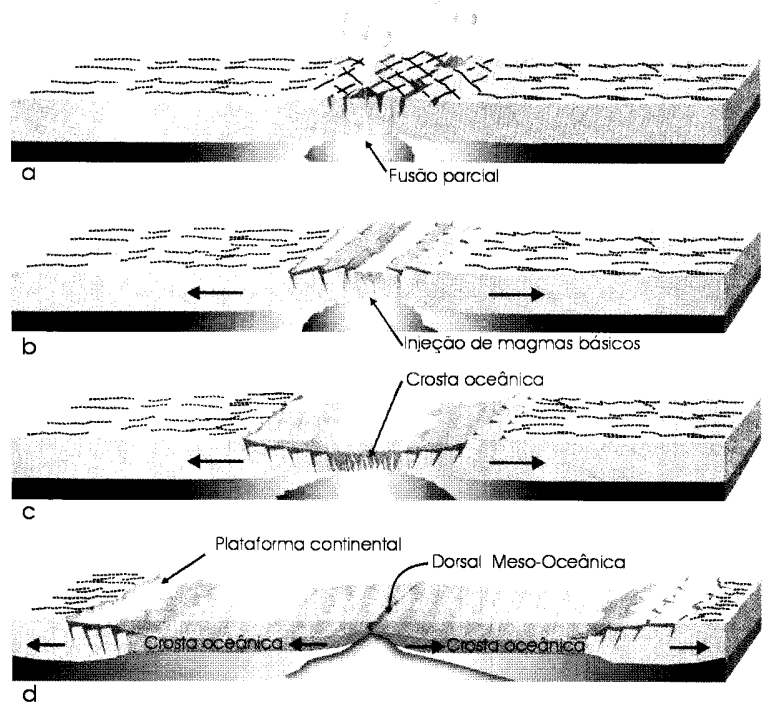


Fig. 6.15 Esquema evolutivo de fragmentação de uma massa continental e desenvolvimento de margens continentais passivas.

por sistemas de falhas subverticais. Atualmente este processo ocorre no Oceano Atlântico, onde as costas leste da América do Sul e oeste da África constituem as margens continentais passivas. Portanto, este tipo de margem continental situa-se ao longo de limites divergentes de placas tectônicas e não sofre tectonismo importante em escala regional.

Quando o processo de rifteamento é iniciado, possivelmente induzido pela ascensão de uma pluma do manto (*Hot Spot*), é comum que a crosta continental se rompa ao longo de um sistema de três fraturas separadas por ângulo de 120°, sendo que duas delas evoluem para a formação de oceanos e de margens continentais passivas e a terceira

fratura em geral forma um vale que se estende para dentro de áreas continentais, mas não chega a desenvolver uma bacia oceânica. Este terceiro braço constitui um rifte abortado.

O ponto de encontro destes três riftes é denominado **junção tríplice** ou **ponto tríplice** e marca o ponto geográfico onde se iniciou a fragmentação de continentes. Um dos exemplos atuais de junção tríplice ocorre entre a Arábia Saudita e o noroeste da África, onde os dois riftes ativos formam o Golfo de Aden e o Mar Vermelho, e o terceiro rifte constitui o Rift Valley Africano que se estende para o interior do continente africano, como mostrado na Fig. 6.16.

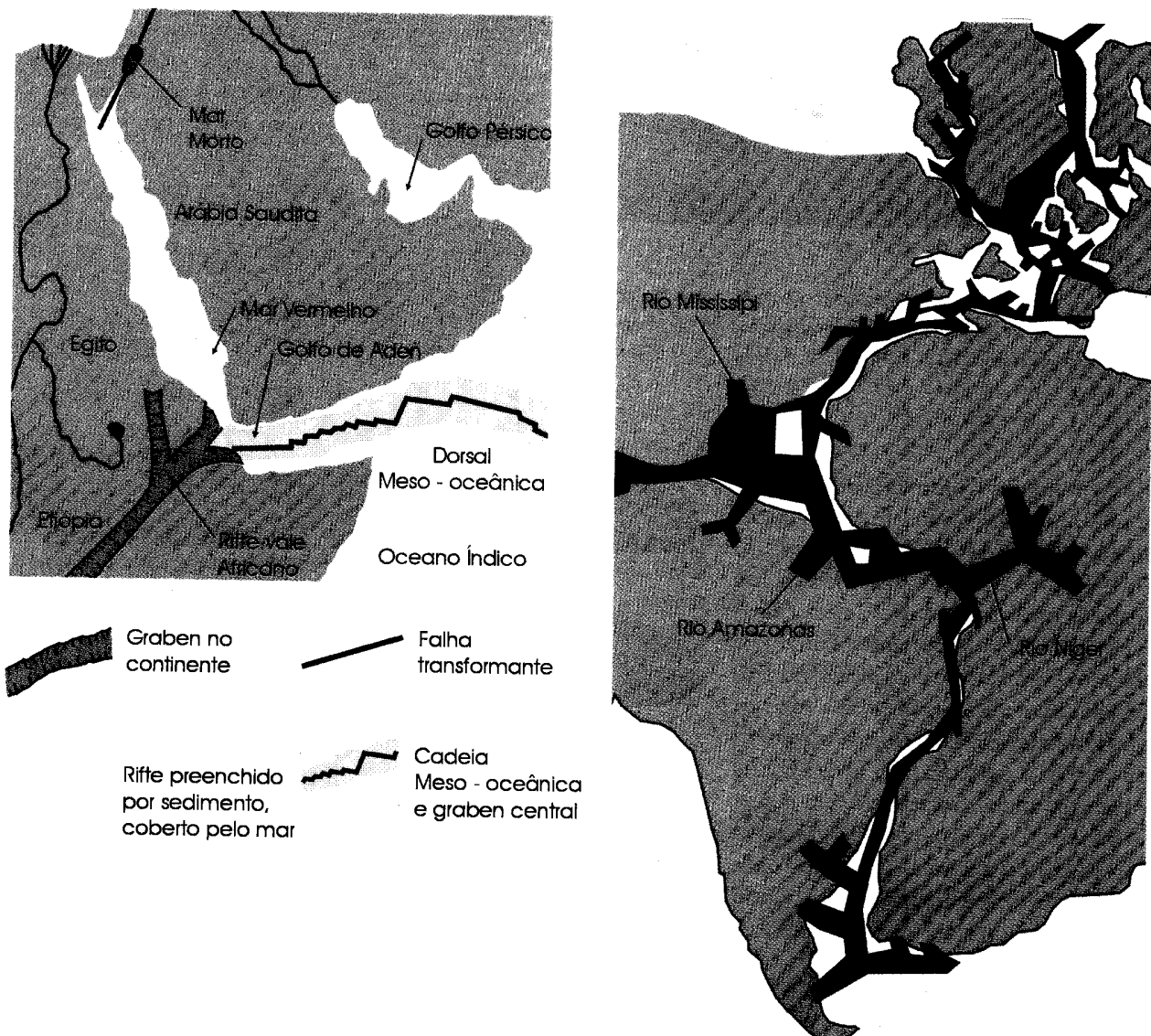


Fig. 6.16 Ilustração mostrando a junção tríplice no Oriente Médio: a) riftes do Golfo de Aden, do Mar Vermelho e do interior da África; b) junção tríplice entre a América do Norte, África e América do Sul, no início da fragmentação do Pangea.

A abertura e o fechamento de bacias oceânicas ou oceanos é conhecida como “Ciclo de Wilson”, nome dado por Burke e colaboradores, em 1976, em homenagem a J. T. Wilson, que foi um dos idealizadores da Teoria de Expansão do Assolho Oceânico. Este ciclo inicia-se com a ruptura de uma massa continental, através do desenvolvimento de fraturas e de sistemas de riftes, como os que ocorrem atualmente no “Rift Valley da África”, seguido pela abertura de uma pequena bacia oceânica/oceano, como o Mar Vermelho hoje; este deverá expandir-se até uma extensão indeterminada, que poderia ser similar à do atual Oceano Atlântico Sul.

Posteriormente, o ciclo se inverte, iniciando-se uma subducção de crosta oceânica em uma ou ambas as margens continentais, que passam de passivas para ativas. Pode ocorrer, então, o fechamento total ou parcial das bacias oceânicas, gerando uma orogênese. O registro geológico existente indica que o Ciclo de Wilson ocorreu várias vezes na história da Terra, o que produziu uma movimentação contínua dos continentes em diversas direções, ora se aglutinando ora se fragmentando.

### 6.5 A Dança dos Continentes

Um processo geológico da importância e magnitude da fragmentação do supercontinente Pangea não ocorreu somente nos últimos 200 milhões de anos da história da Terra. As informações geológicas disponíveis, principalmente as geocronológicas, paleomagnéticas e geotectônicas, demonstram que a aglutinação e a fragmentação de massas continentais ocorreram diversas vezes no passado geológico e que o Pangea foi apenas a última importante aglutinação de continentes. Antes do Pangea as massas continentais se juntavam em blocos de dimensões e formatos diferentes dos continentes atuais, pois os primeiros blocos de crosta continental formaram-se há 3,96 bilhões de anos e foram crescendo com o desenvolvimento de nova crosta continental, através de orogêneses, até atingir as dimensões atuais. Há 550 milhões de anos cerca de 95% das áreas continentais atuais já estavam formadas.

A Fig. 6.17 mostra a reconstituição da aglutinação de blocos continentais elaborada para os últimos 2 bilhões de anos (2,0 Ga) da história geológica da Ter-

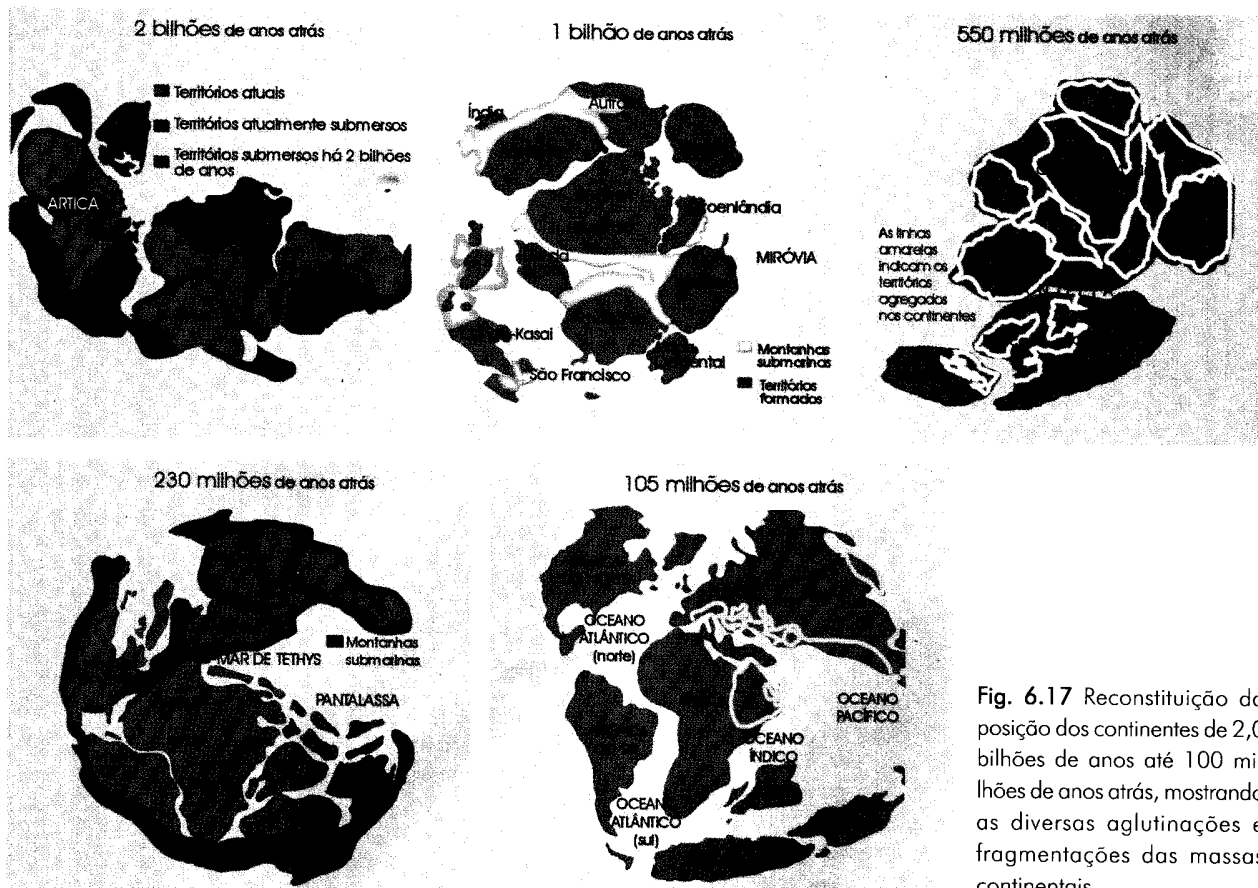


Fig. 6.17 Reconstituição da posição dos continentes de 2,0 bilhões de anos até 100 milhões de anos atrás, mostrando as diversas aglutinações e fragmentações das massas continentais.

ra. Nessa figura pode ser observado que, no início, as massas continentais estavam reunidas em três microcontinentes, Ártica, Atlântica e Ur, com partes do que seria a futura América do Sul fazendo parte da Atlântica. Entre 2,0 e 1,0 bilhão de anos atrás, estes microcontinentes se fragmentaram, através de processos de rifteamentos, com os fragmentos colidindo entre si, para gerar novas configurações continentais maiores. Entre 1,3 e 1,0 bilhão de anos atrás, os principais blocos de crosta continental se juntaram originando o primeiro supercontinente, que foi denominado Rodínia, rodeado pelo oceano Miróvia. Ambas as denominações são de origem russa significando respectivamente mãe-pátria e paz. A América do Sul faria parte dos blocos Amazônia, Rio da Prata e São Francisco. Entre 1.000 e 800 milhões de anos atrás, o continente Rodínia teria sido fragmentado e entre 800 Ma e 500 Ma os

fragmentos de crosta continental teriam tornado a colidir entre si formando um novo supercontinente denominado Gondwana, que incluiu a América do Sul e outros dois menores, Laurentia-Báltica e Sibéria. Há 550 Ma, estes três continentes estiveram juntos, formando, por um curto período de tempo geológico, o supercontinente denominado Panótia, o que em grego significa “tudo no Sul”, já que este supercontinente situou-se no hemisfério Sul. Há cerca de 500 Ma, Panótia teria iniciado a sua fragmentação, permanecendo o Gondwana inteiro no hemisfério Sul, incluindo a América do Sul e África, e uma outra massa continental constituída pela Laurentia-Báltica e Sibéria, que incluía partes do que seria hoje a América do Norte, Europa e Ásia. Há aproximadamente 340 Ma todas as massas continentais começaram novamente a se juntar, culminando há cerca de 230 Ma com a formação do supercontinente Pangea, circundado por um único oceano denominado Pantalassa (em grego significa “todos os mares”). Há 200 milhões de anos o Pangea vem se fragmentando, e a América do Sul iniciou sua separação da África há 180 Ma. Nesta mesma época, a Austrália e a Antártica também se separaram do Pangea, e a Índia, que estava na parte sul do Gondwana, iniciou sua viagem até o hemisfério Norte, onde foi colidir com a Ásia, sendo a Cordilheira dos Himalaias o produto dessa colisão.

A Fig. 6.18 mostra as posições da América do Sul e da África, ao longo do tempo geológico, desde 750 milhões de anos atrás.

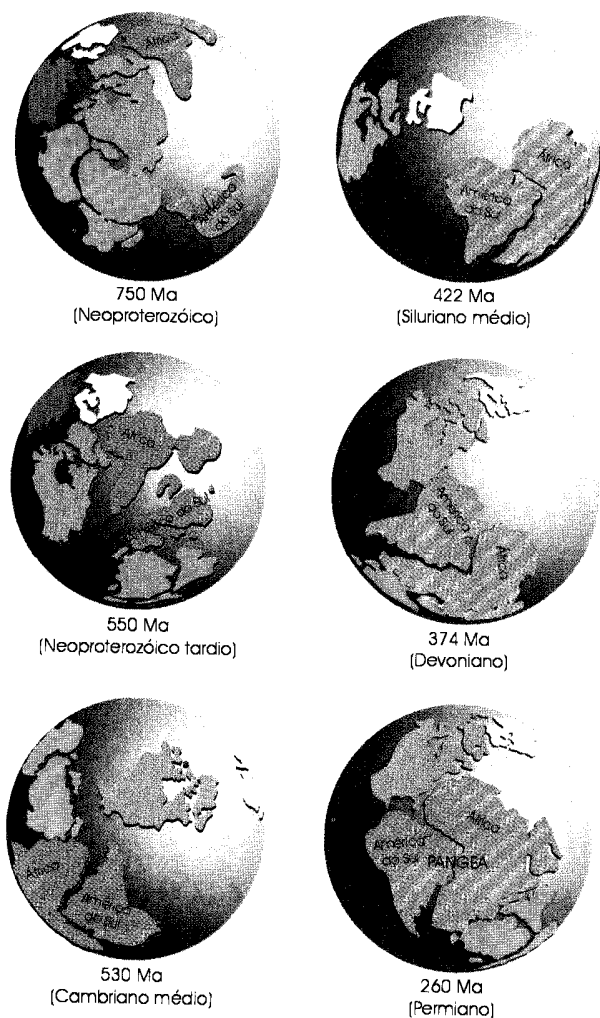


Fig. 6.18 Posições das massas continentais da América do Sul e África de 750 milhões de anos atrás. Fonte: Dalziel, 1995.

### Leituras recomendadas

BURCHFIEL, B. C. *The Continental Crust*. Scientific American, v. 249, 1983.

SKINNER, B.J.; PORTER S.C. *The Dynamic Earth*. N. York: J. Wiley, 1995.

TAKEUCHI, H.; UYEDA, S.; KANAMORI, H. *A terra, um planeta em debate: introdução à geofísica pela análise da deriva continental*. São Paulo: EDART/EDUSP, 1974.

VINK, G.E.; MORGAN, J.W.; VOGT, P.R. "The Earth's Hot Spots", in: *Scientific American*, v.252, 1985,

WYSESSION M. *The Inner Workings of the Earth*. *American Scientist*, v. 83, 1995.