

APRESENTAÇÃO

Esta apostila resume diversas notas de aula da disciplina Dinâmica Física da Terra, Sistema Terra e Elementos de Geologia, oferecidas pelo Curso de Geografia, Biologia e Engenharia Ambiental da Universidade Luterana do Brasil aos seus respectivos discentes.

Longe da pretensão de se constituir uma fonte completa sobre o assunto, essa compilação mostra os conceitos básicos de parte do programa das referentes disciplinas.

Pretende-se, com este material, auxiliar os alunos para que possam dispor de um conteúdo complementar às aulas, contribuindo, assim, para que tenham um melhor entendimento das informações e conteúdos ministrados nessas disciplinas.

Prof. Dr. Dakir Larara Machado da Silva

UNIVERSIDADE LUTERANA DO BRASIL
CURSO DE GEOGRAFIA

DISCIPLINA: DINÂMICA FÍSICA DA TERRA

NOTAS DE AULA

Capítulo 1 – Aspectos Introdutórios

I – Conceito de Geociências e de Geologia

O que é Geologia?

GEO - LOGIA - Estudo da Terra

É a ciência da Terra, de seu arcabouço, de sua composição, de seus processos internos e externos e de sua evolução.

Diversos Aspectos desse Estudo

- ⇒ Um corpo no espaço
- ⇒ Interior da Terra
- ⇒ Transformações dinâmicas
- ⇒ Constituintes essenciais: minerais e rochas
- ⇒ Suas superfícies e processos que moldam
- ⇒ História geológica

Objeto da Geologia

O estudo dos agentes de formação e transformação das rochas, da composição e disposição das mesmas na crosta terrestre.

Alguns Termos Iniciais

- **Petrografia e Petrologia** - são as ciências que estudam as rochas no sentido restrito. Aspectos descritivos e genéticos, respectivamente.

- **Paleontologia** - é a ciência que descreve e classifica os antigos seres que se encontram nas rochas (fósseis).

- **Geologia Histórica** - descreve os eventos geológicos, biológicos e estruturais cronologicamente.

- **Estratigrafia** - é a ciência que ordena as rochas, sistematizando-as a partir das mais antigas até as mais jovens.

Histórico da Geologia

Conceitos Primitivos - até meados do século XVIII persistiu o obscurantismo (desinteresse decorrente da observância ao Livro Gênesis), considerava que todo o tempo geológico não ultrapassava alguns milhares de anos.

“Considerava as rochas sedimentares como de origem diluviana e os fósseis como evidências de seres diabólicos afogados pelo dilúvio”.

- Na segunda metade do Sec. XVIII, **Steno** (Itália) e **Hooke** (Inglaterra) :

“Produziram interpretações do significado cronológico da sucessão de rochas estratificadas”.



- **Hutton** (1726-1797) - Recusou-se a imaginar a Terra criada a partir do dilúvio (um evento repentino e único). Examinando rochas sedimentares, encontrou evidências de repetidas perturbações nas rochas em alternância com longos períodos de colunas de sedimentos.

Princípio do Uniformitarismo:

“O presente é a chave do Passado”

II – GEOLOGIA COMO CIÊNCIA

Método Científico: coleta de dados → tratamento dos dados → formulação de hipóteses → testes das hipóteses → conclusões → divulgação dos resultados.

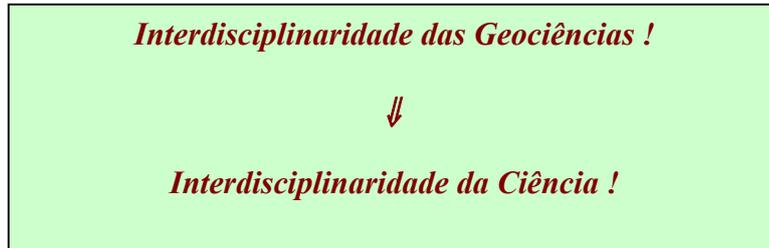
Investigação Geológica → trabalho de detetive:

Informações do presente ⇒ Reconstituição do passado!

Prof. Dr. Dakir Larara Machado da Silva

III – ATIVIDADES PRINCIPAIS DO GEÓLOGO

No Brasil as Universidades estão preparando o **geólogo não-especialista**. A finalidade é formar um técnico em condições de atuar no mapeamento, na prospecção, na lavra, na pesquisa científica, etc., com uma visão crítica da sua atuação no plano social e da interferência de sua atividade no meio-ambiente:



Conclusões da “Jornada sobre o ensino do conteúdo geológico nos 1º e 2º graus”, realizada durante a **35ª. Reunião Anual da SBPC (8 à 13/07/83)** em Belém.

- O conteúdo geológico é importante para o 1º e 2º graus, pois fornece a criança a tomada de consciência do Planeta e da história do seu desenvolvimento. Deve ser concebido de **forma integrada** com as outras ciências;

- O conhecimento geológico permite reavaliar a intervenção do homem na natureza e deve ser amplamente divulgado.

Atuações do Profissional Geólogo:

* Além de atuar nos órgãos governamentais, como base para a produção do melhor conhecimento geológico do País, o geólogo pode também atuar na :

Urbanização e Industrialização: ordenamento da ocupação urbana, confecção de mapas (geologia, estruturas, solos, etc.), selecionando áreas para proteção ambiental, agricultura, indústrias, estradas, barragens, etc.

Mineração: otimizar a atividade mineira em cada município, buscando fontes de matéria prima para construção, agricultura, etc.

Aproveitamento de água e disposição de efluentes: planejar o melhor aproveitamento da água, seu abastecimento para as cidades, evitar a poluição dos mananciais. Localizar a melhor forma de eliminar águas servidas e como reciclá-las;

Vias de transporte: planejamento das vias secundárias, em termos de material para a confecção de estrada e estudos topográficos com ordenação das curvas de nível no sentido de evitar interrupções de tráfego nos períodos chuvosos;

Desenvolvimento e ocupação agrícola: zoneamento da ocupação agrícola, junto com outros técnicos (engenheiros, agrônomos, etc), estabelecer as áreas mais aptas para cada tipo de cultura.

Prospecção: na procura de bens minerais, utilizando diversas técnicas de metalogênese e prospecção mineral.

Elucidação da História da Terra : baseado nas diversas pesquisas de cunho paleontológico.

Construção Civil: análise do arranjo estrutural e seleção de locais favoráveis à edificações.

Sismologia : previsão de terremotos em diversas escalas, com proteção populacional.

Recursos Energéticos: busca de recursos renováveis e não-renováveis, a exemplo de petróleo, urânio, etc...

IV – GEOLOGIA E SOCIEDADE

As **Geociências**, como um todo, estudam a Terra, seus materiais, seus processos, história e posição no espaço. Permitem assim uma visão ampla e integrada dos fenômenos da natureza.

Em tempos geológicos recentes surgiu no mundo um ser que, aparentemente, passou a se relacionar com o **ambiente** de maneira diferente dos demais seres vivos - **O Homem**.

O homem tem provocado alterações na composição química das diversas partes do ambiente terrestre (ar, água, terra, fabricando substâncias não naturais: plásticos, etc.), modificado o relevo, a vegetação, o clima a sua própria sobrevivência e distribuição no planeta.

Cabe a nós o pensamento crítico sobre o tipo de interação que estamos tendo com o nosso planeta e sobre os riscos de transformá-lo numa terra inabitável. O conhecimento do ambiente geológico é fundamental para essa reflexão. A sociedade pós-moderna é hoje altamente dependente dos materiais geológicos:

Argilas → construção civil (telhas, tijolos, cimento, etc...)

Cobre, Alumínio → eletricidade e indústrias

Ferro → utensílios domésticos

Elementos Radioativos → energia nuclear

Carvão, petróleo, gás natural, pedras preciosas, etc...

Recursos Hídricos

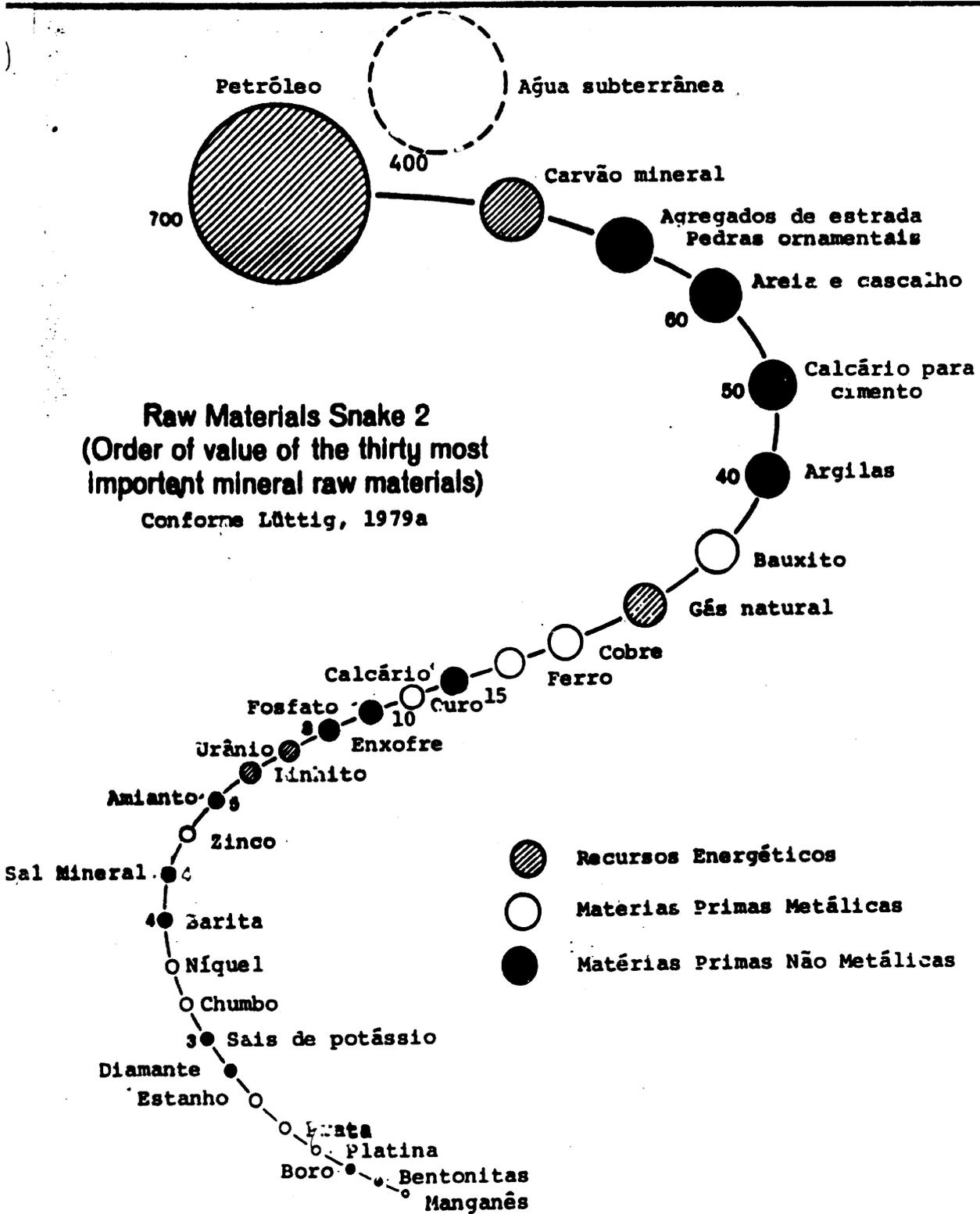


Fig. 1 - Cobra de Matérias-Primas. A ordem das trinta mais importante matérias-primas minerais.

Capítulo 2 – A Terra: Um Planeta Dinâmico

I – O Exterior e o Interior Terrestre

A Terra está subdividida em camadas concêntricas, desde seu exterior.

- | | |
|--------------------------------------|-------------|
| ❖ <u>Atmosfera</u> → camada gasosa | |
| ❖ <u>Hidrosfera</u> → camada líquida | ↕↕ Biosfera |
| ❖ <u>Litosfera</u> → camada sólida | |

Como estudar o interior da Terra?

Métodos Indiretos ⇒ Geofísica (Sismologia)

Na ocorrência de abalos sísmicos são produzidos 3 tipos de ondas:

- * Ondas Primárias (P) = longitudinais (tipo onda sonora)
- * Ondas Secundárias (S) = transversais (tipo onda luminosa)
- * Ondas Superficiais (L) = longas (destruição)

A Figura 2 mostra o esquema de um terremoto com seu epicentro e a Figura 3 mostra as características dos tipos de propagação dessas ondas sísmicas. Pode ser percebido que as ondas S necessitam de um meio mais rígido para se propagar, uma vez que elas vibram perpendicularmente à direção de propagação.

Através do estudo das discontinuidades e/ou variações bruscas nas velocidades de propagação das ondas P e S, chegou-se ao reconhecimento das diversas camadas concêntricas no interior da Terra (Fig. 4).

CROSTA : mais externa
MANTO : intermediária
NÚCLEO : interior

- As diversas camadas apresentam diferenças no aspecto físico, químico e litológico, conforme mostrado pela Tabela 1.2

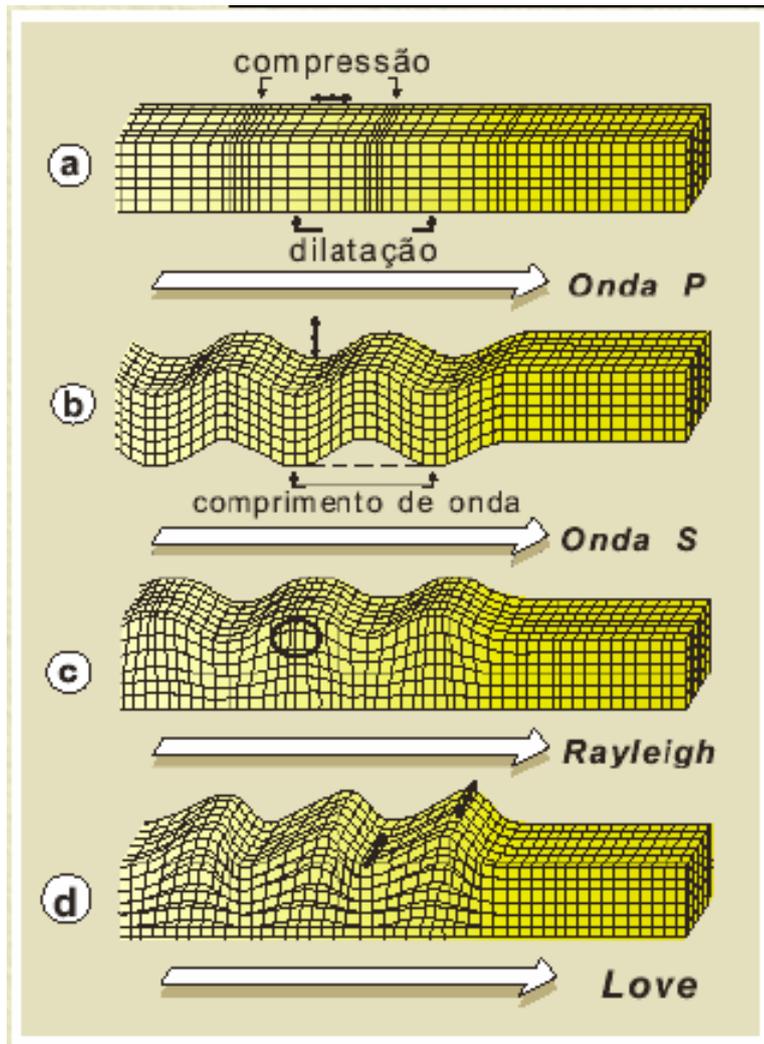


Fig. 2 – Esquema mostrando um foco de terremoto e seu respectivo epicentro.

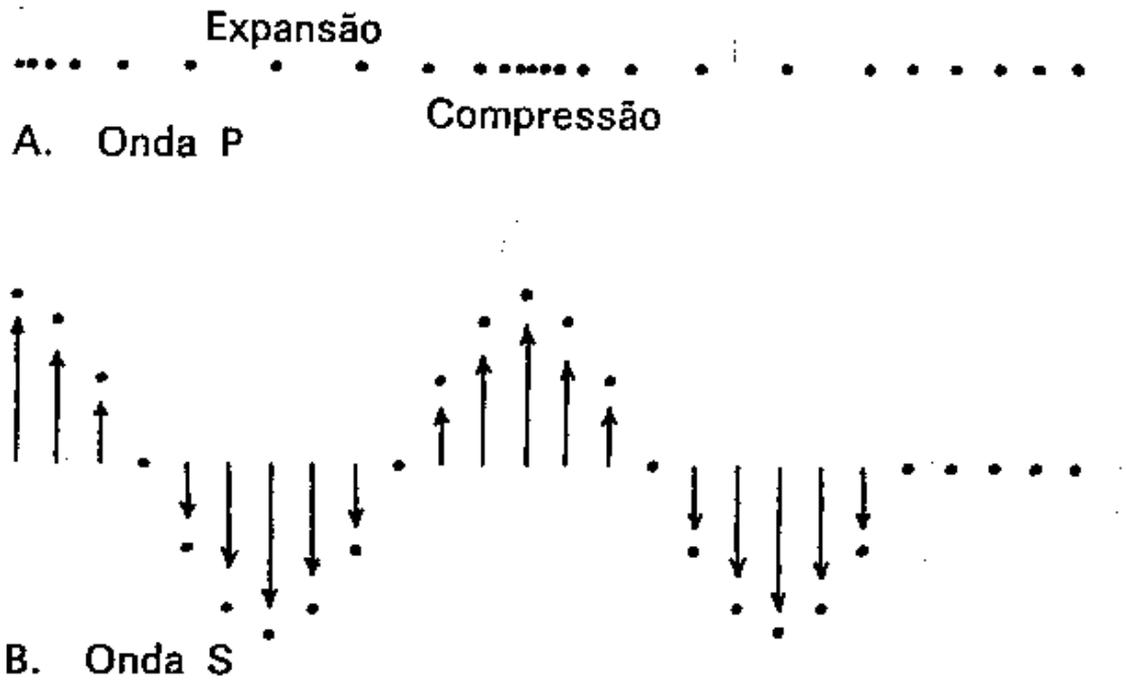


Fig. 3 – Esquema de propagação das ondas P (primárias e longitudinais) e S (secundárias e transversais) formadas por um evento sísmico.

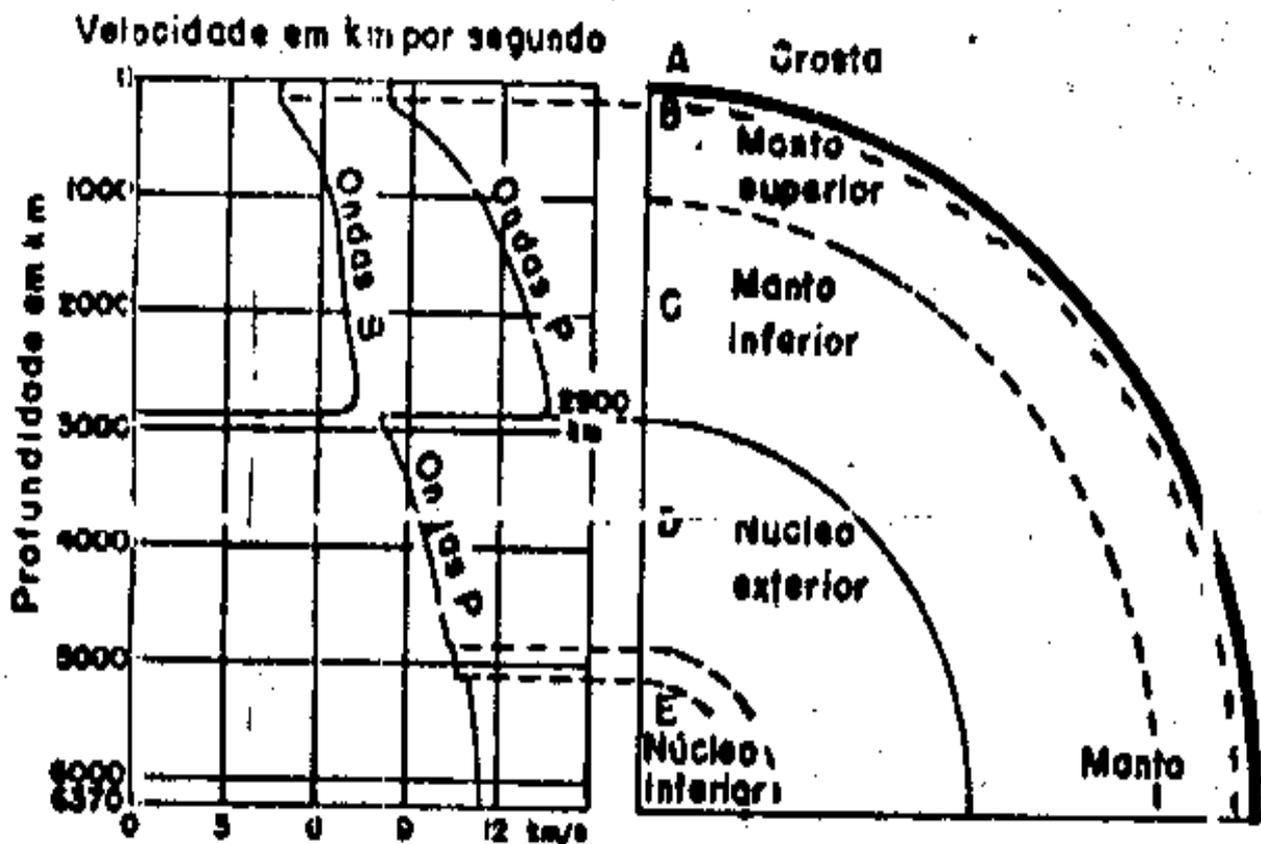


Fig. 4 - Variações nas velocidades de propagação das ondas P e S e a interpretação do interior da Terra.

Tabela 1.2 Características da estrutura interna

Profundidade em km	Denominação	Constituição Litologia	Densidade	Temp. e vóz. (°C)
15 a 25	LITOSFERA Crosta superior	Sedimento granito (sial)	2,7	60 °
30 a 50		Crosta inferior Basalto (sima)	2,95	1 200 °
1 200	Manto superior	Periodito (semelhante, siderito)	3,3	3 400 °
2 900	Camada intermediária (manto inferior)	Silicatos c/ sulfetos e óxidos (similar, meteoritos)	4,7	4 000 °
6 370	Núcleo (nife)	Ferro metálico c/ Ni (similar, sideritos)	12,2	4 000 °

II – Deriva Continental

a) Histórico

1910 : Alfred Wegner

- ❖ formas continentais que pareciam se encaixar em ambos os lados do Atlântico (Fig. 5);
- ❖ idéia muito criticada (fantástica e audaciosa) na época;
- ❖ comparação com “jornal rasgado”



Fig. 5 – Semelhança entre a costa leste da América do Sul e a costa oeste da África

• **Busca de evidências a favor da teoria:**

Principais evidências:

- 1 - Cadeias de montanhas semelhantes (África-Buenos Aires)-**Fig. 6**;
- 2 - Formações rochosas semelhantes África-Brasil (< cretáceo)
Europa-América do Norte
- 3 - Ocorrência de geleiras em regiões equatoriais **Fig. 7**
- 4 - ocorrência de depósitos de carvão na Antártica

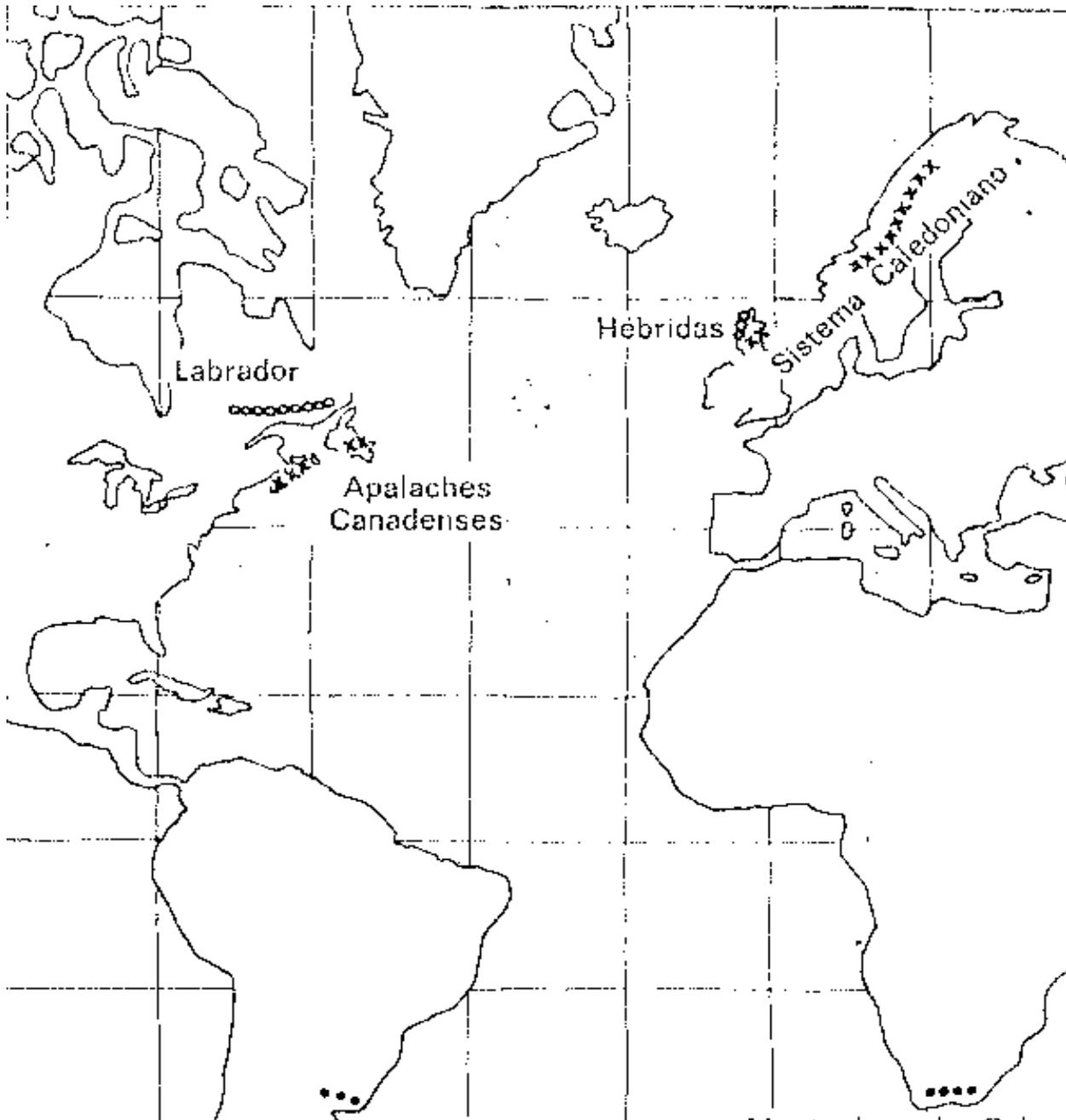


Fig. 6 – Cadeias de montanhas com aspectos geológicos semelhantes em ambas as margens do Oceano Atlântico.

* Reconstituição dos Continentes segundo a Teoria da Deriva Continental (Fig. 8)

5 - Localização das principais cadeias de montanhas no globo em regiões preferenciais - bordas dos continentes (Fig. 9) se adequando à teoria de migração dos continentes;



Fig. 7 – Distribuição da glaciação Permocarbonífera. As setas indicam a movimentação do gelo. (Adaptado de A. Holmes, 1945)

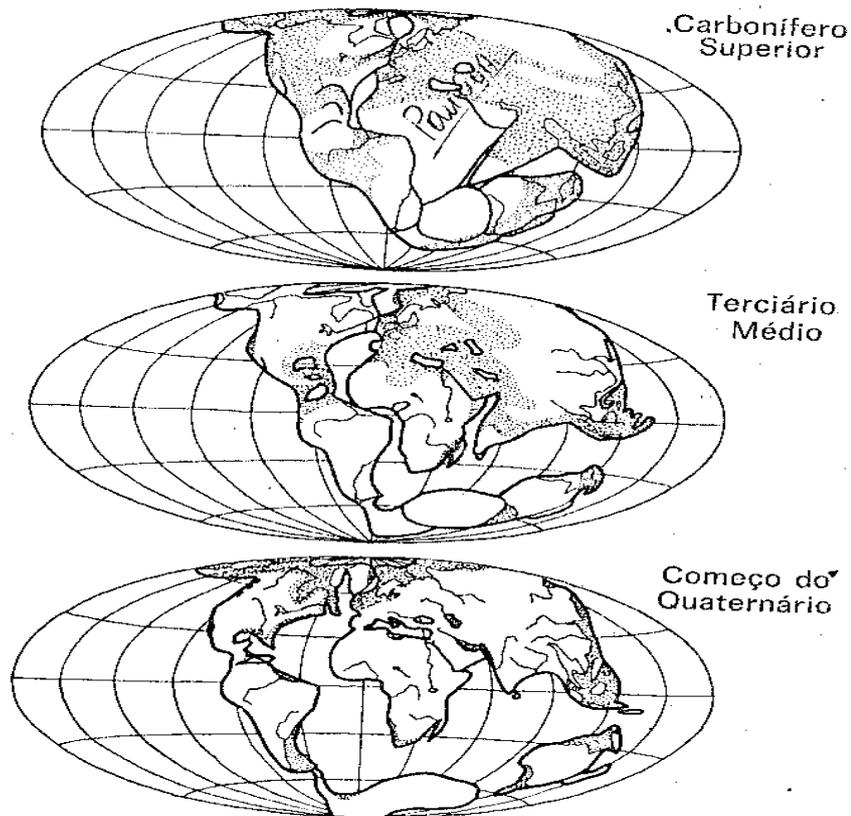


Fig. 8 – Reconstituição da história da fragmentação do Pangéia em diversas porções continentais.

Prof. Dr. Dakir Larara Machado da Silva

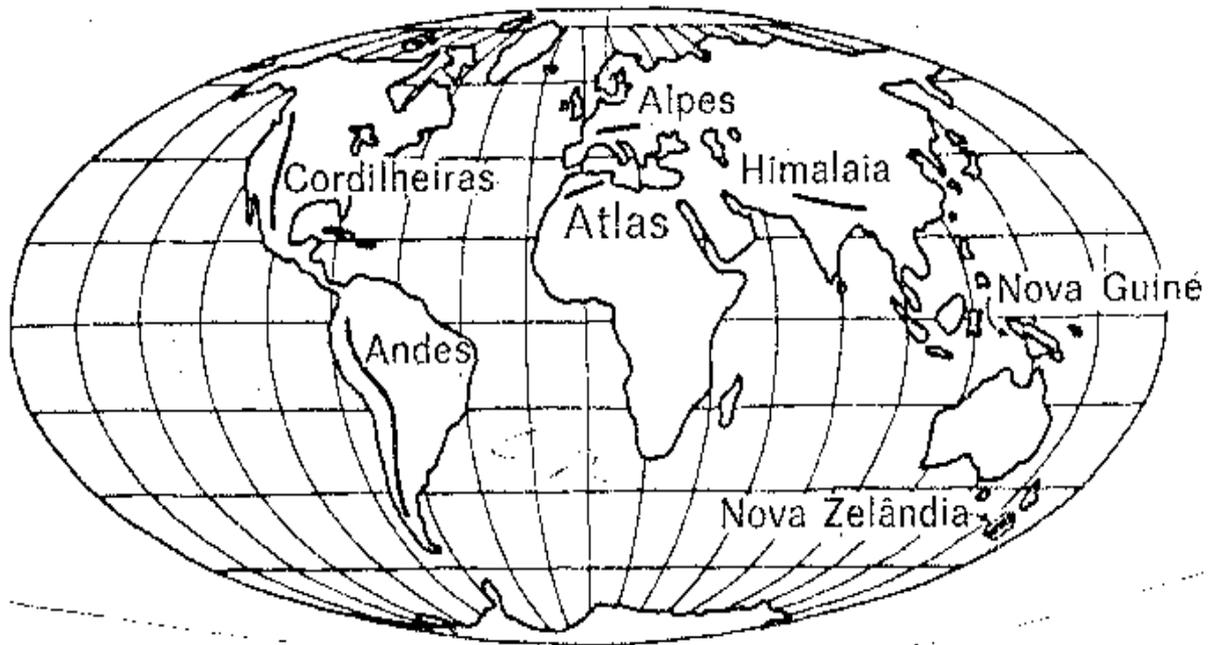


Fig. 9 – Localização sistemática das principais cadeias de montanhas da Terra nas bordas dos continentes.

Teoria existente, até então, para a formação das cadeias de montanhas:

- *enrugamento superficial em função do resfriamento terrestre - analogia com o enrugamento da maçã.*
- perfil simplificado de uma cadeia de montanha: encurtamento (Fig. 10) e o esquema mostrado na Figura 11 explicando o processo teórico de formação das montanhas aceito pelos geólogos representa problemas para a teoria de Wegener.

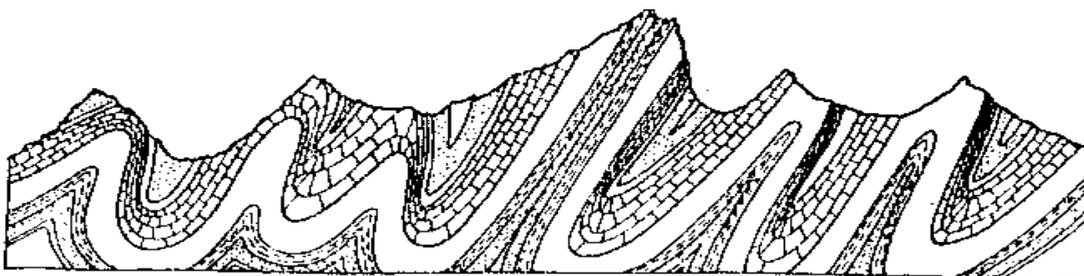


Fig. 10 – Perfil de uma cadeia de montanhas mostrando as camadas dobradas como resultado de uma compressão e conseqüente encurtamento.

- dados físicos para os Alpes: problema com a teoria !
 - 150 km (600-1200) : 3% de encurtamento da circunferência terrestre e 2400°C de resfriamento da Terra

- outro problema: como explicar as posições preferencias das principais cadeias de montanhas, conforme mostrada na Figura 9 ?

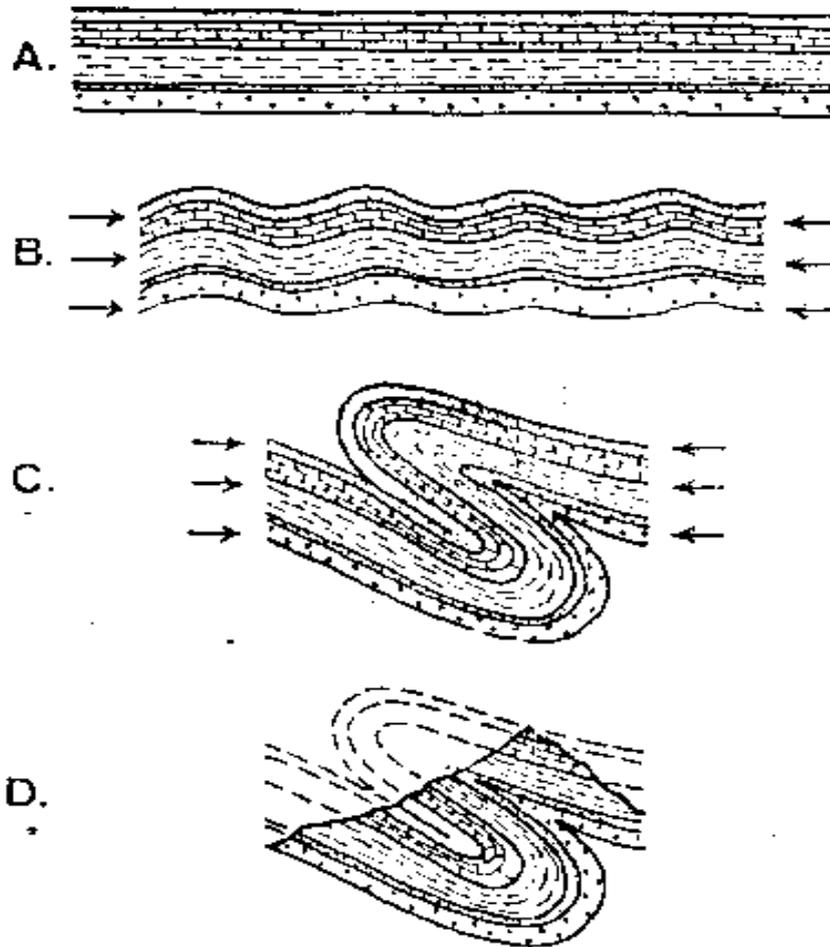


Fig. 11 – Modelo teórico para a formação de uma montanha através de erosão sobre camadas dobradas.

Como a teoria da Deriva Continental explicaria a formação das cadeias de montanhas ?

- continente a deriva: parte frontal enrugaria parte traseira solitaria fragmentos (ilhas)

Principais Objeções à Teoria da Deriva Continental

- semelhança questionada
- força motora do processo ?

Teoria da Convecção do Manto (esteira rolante) - Arthur Holmes - **Fig.12**

*** Transformação em Teoria da Tectônica de Placas**

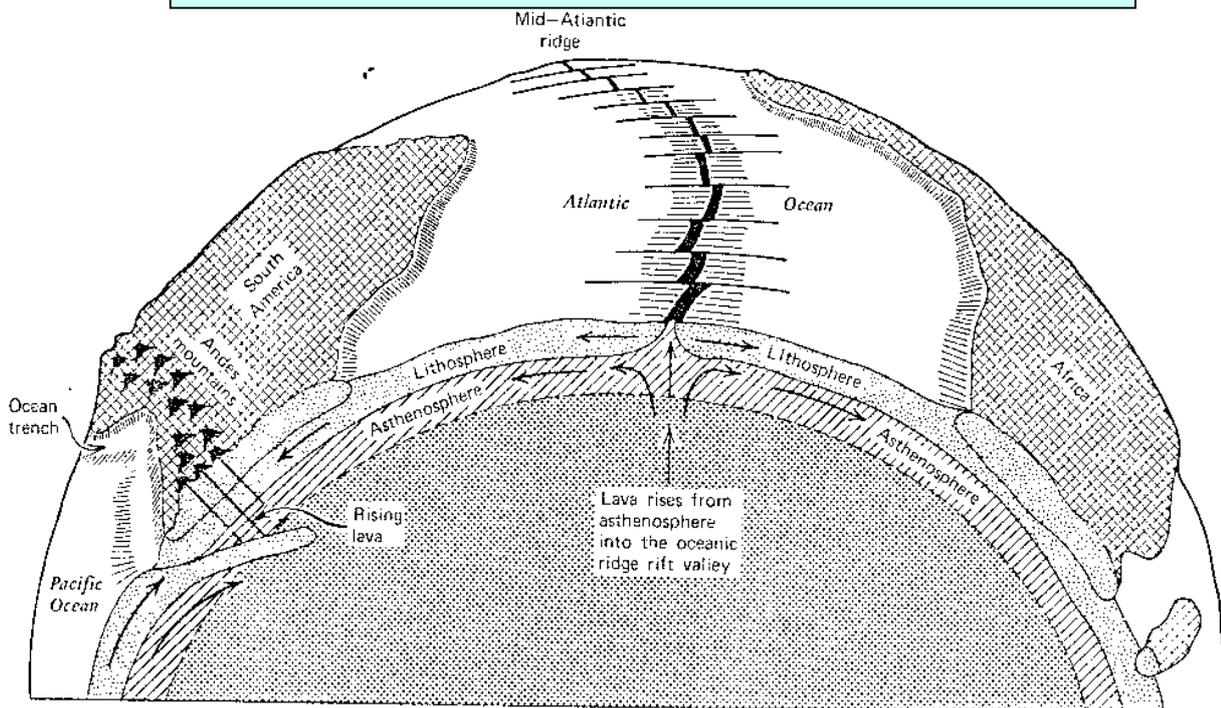


Fig. 12 – Esquema das correntes de convecção do manto e a movimentação dos blocos rígidos subjacentes, segundo o modelo de A. Holmes.

III – Teoria da Tectônica de Placas

***Base da Teoria:** a litosfera, constituída pela crosta (oceânica ou continental) e parte superior do manto se constitui uma camada superficial formada por um mosaico de placas rígidas, que se deslocam umas em relação às outras. Abaixo da litosfera se encontra a astenosfera, que se constitui uma zona plástica responsável pela movimentação das placas.

*Limites das Placas

- Existem dezenas de placas litosféricas, entre as quais podem ser citadas:

- ❑ Americana
- ❑ Pacífica
- ❑ Índica
- ❑ Africana
- ❑ Euro-Asiática
- ❑ Antártica

- Os limites das placas não correspondem às atuais bordas de

continentes e oceanos;

- As placas podem ser oceânicas, continentais, ou mistas.

* Movimentos das Placas

- As placas se deslocam umas em relação às outras, segundo três tipos de movimentos:

Movimento Convergente ⇒ Pacífica e América do Sul

Movimento Divergente ⇒ África e América do Sul

Movimento Lateral ⇒ Borda Oeste da América do Norte

*Consequências dos tipos de Movimento:

- **Bordas Ativas** : * Ex: limite oeste da placa Sul-Americana
 - * movimentação convergente
 - * processos de colisão ou subdução
 - * destruição da crosta (borda destrutiva)
 - * vulcanismo e deformação intensa
- **Bordas Passivas**: * Ex: borda leste da Placa Sul-Americana
 - * movimentação divergente
 - * processo de “spreading”: formação e espalhamento de fundo oceânico
 - * formação da crosta (borda construtiva)
 - * relativa ausência de fenômenos tectônicos
- **Bordas Conservativas**: * Ex: Falha de Santo André (EUA)
 - * movimentação lateral
 - * conservação da crosta
 - * zonas de intensos terremotos (Fig. 13)

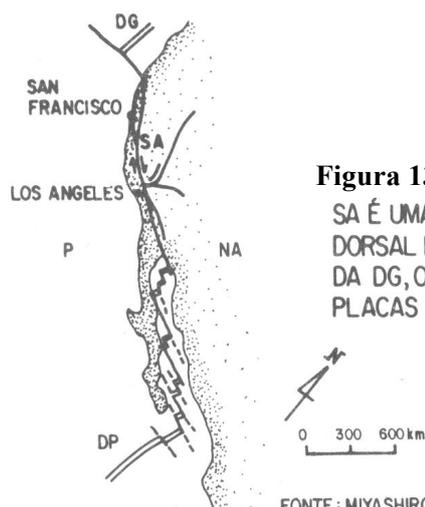


Figura 13 - SISTEMA SAN ANDREAS. A FALHA SA É UMA ZONA TRANSFORMANTE LIGANDO A DORSAL DO PACÍFICO DP COM A DORSAL DE GORDA DG, O CONJUNTO MARCANDO O LIMITE DAS PLACAS NORTE-AMERICANA NA E PACÍFICA P.

- **Epícentros de Terremotos e Paleomagnetismo**

Duas entre as principais evidências a favor da Tectônica de Placas é a distribuição dos epicentros dos terremotos sobre a superfície terrestre. Essa distribuição se verifica segundo um padrão regular. Esse padrão estaria relacionado com os limites das placas tectônicas.

A Figura 14 mostra a distribuição mundial dos epicentros dos terremotos ocorridos durante uma faixa de tempo e percebe-se, por comparação com a Figura 15, que essa distribuição dos sismos na superfície da terra permitem perceber a configuração das principais placas tectônicas e a identificação das dorsais meso-oceânicas

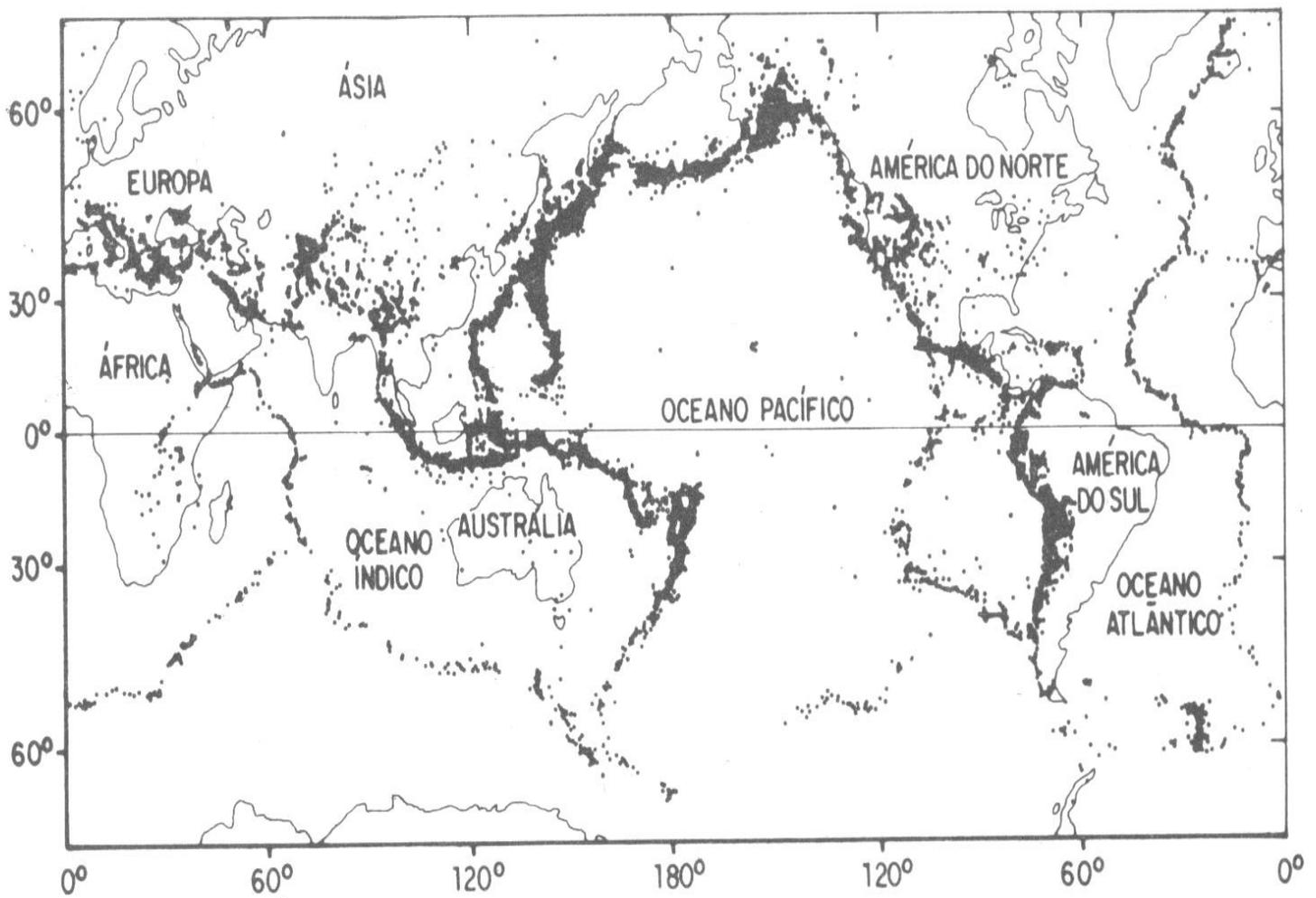


Figura 14 – Distribuição de epicentros de sismos ocorridos no período de 1961-67. As maiores concentrações correspondem às zonas de subducção. Os alinhamentos menos densos correspondem às dorsais e zonas transformantes. (Fonte Wyllie (1971))

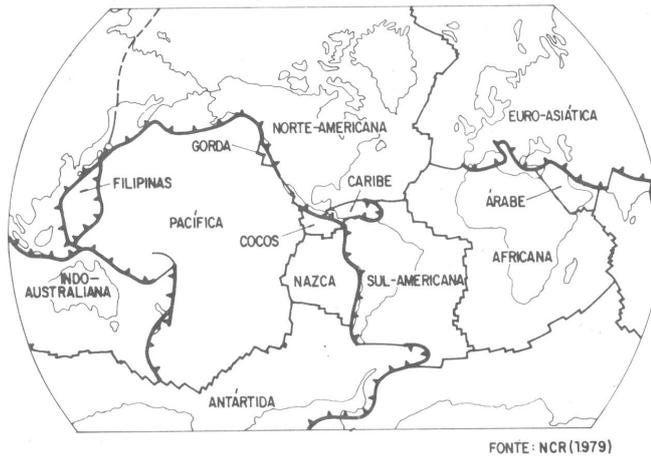


Figura 15 – Distribuição das placas litosféricas maiores. Limites endentados correspondem às zonas de subducção.

Paleomagnetismo: as massas fundidas de magma quando experimentam diminuição de temperatura em suas subidas desde as profundezas da Terra até sua superfície, ao ultrapassarem determinada temperatura, adquirem a direção do campo magnético da Terra naquele momento e guardam esse registro (magnetismo fóssil). Com é sabido que existem as chamadas reversões nas posições do N e S magnético da Terra com o decorrer dos tempos, as rochas essas variações em seus registros de magnetismo fóssil.

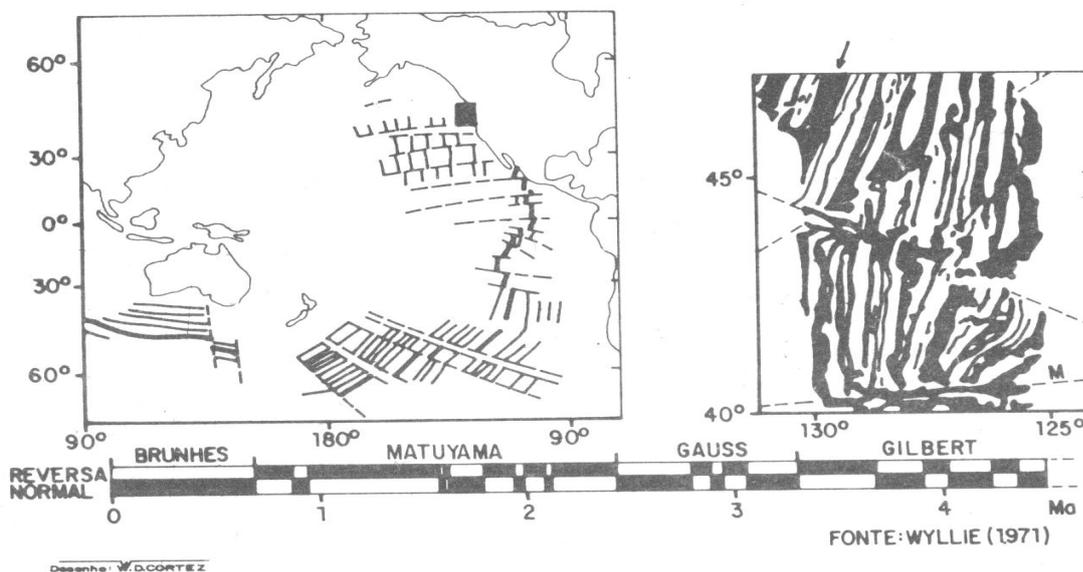


Figura 16 – Anomalias magnéticas a direita mostrando os reversões de polaridade magnéticas que são datadas (gráfico inferior). A esquerda, linhas das idades do fundo oceânico: traço grosso = dorsal do Pacífico; Traços finos = limites de 10 em 10 Ma crescentes a medida que se afastam da dorsal. Tracejado = zonas transformantes e de fraturas; Pequeno retângulo = área do mapa magnético a direita. Em baixo = escala de magnetização normal e reversa para os últimos 4 Ma.

• *o paleomagnetismo e a datação da velocidade do movimento das placas e do espalhamento dos fundos oceânicos* ⇒ como são conhecidas as épocas em que a Terra experimentou reversões nos campos magnéticos, é possível que se date as velocidades de espalhamento dos oceanos e a própria velocidade de movimento das placas tectônicas.

As placas se movimentam segundo **polos de rotação** específicos para cada fragmento de placa conforme pode ser visto nas Figuras 17 e 18.

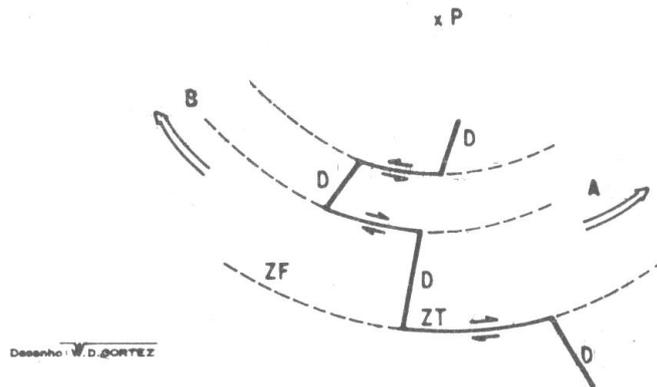


Figura 17 – Polo de rotação P de duas placas (A e B) limitadas por zonas de divergência D e zonas transformantes ZT. Em tracejado, zonas de fratura ZF

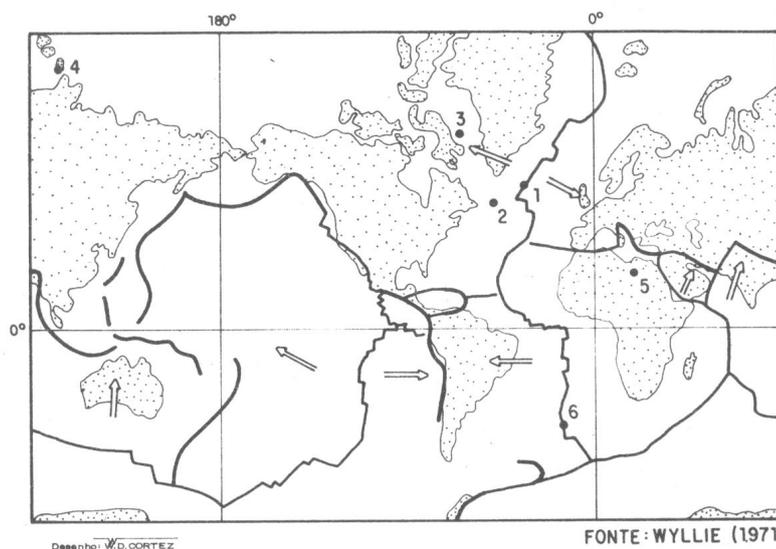


Figura 18 PÓLOS DE ROTAÇÃO DE PLACAS. 1-ATLÂNTICO SUL; 2- PACÍFICO NORTE; 3-PACÍFICO SUL; 4-ÁRTICO; 5-ÍNDICO OCIDENTAL; 6- ÍNDICO ORIENTAL. SETAS = SENTIDO DE DESLOCAMENTO.

*Tectônica de Placas e os Principais Fenômenos Geológicos

- ❑ Formação e crescimento de oceanos
- ❑ Processos de tectonismo, vulcanismo, terremotos e formação de ilhas (Figs. 19 e 20)
- ❑ Formação de depósitos minerais de interesse econômico (Fig. 20)
- ❑ Transformação de assoalhos oceânicos em montanhas (Fig. 21)
- ❑ Diferenças entre tipos de costas continentais (ex: leste e oeste da América do Sul) (Figs. 21 e 22)
- ❑ Formação das principais cadeias de montanhas (Figs. 21 a 24)

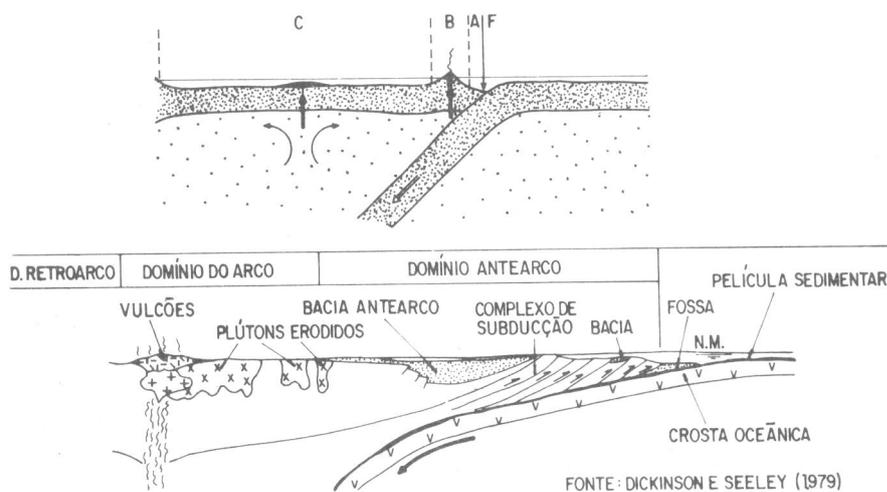


Figura 19 – Esquema geral de uma borda convergente. Acima : esquema da fossa F e os domínios antearco A, arco B e do retroarco C. Abaixo: detalhe do domínio antearco. (Hasui & Mioto, 1992)

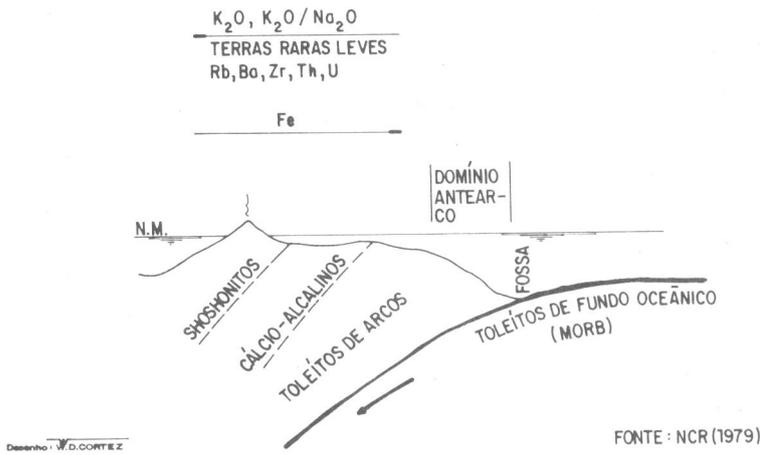


Figura 20 – Suítes magmáticas do arco. As setas indicam o sentido em que os componentes aumentam as quantidades. (Hasui & Mioto, 1992).

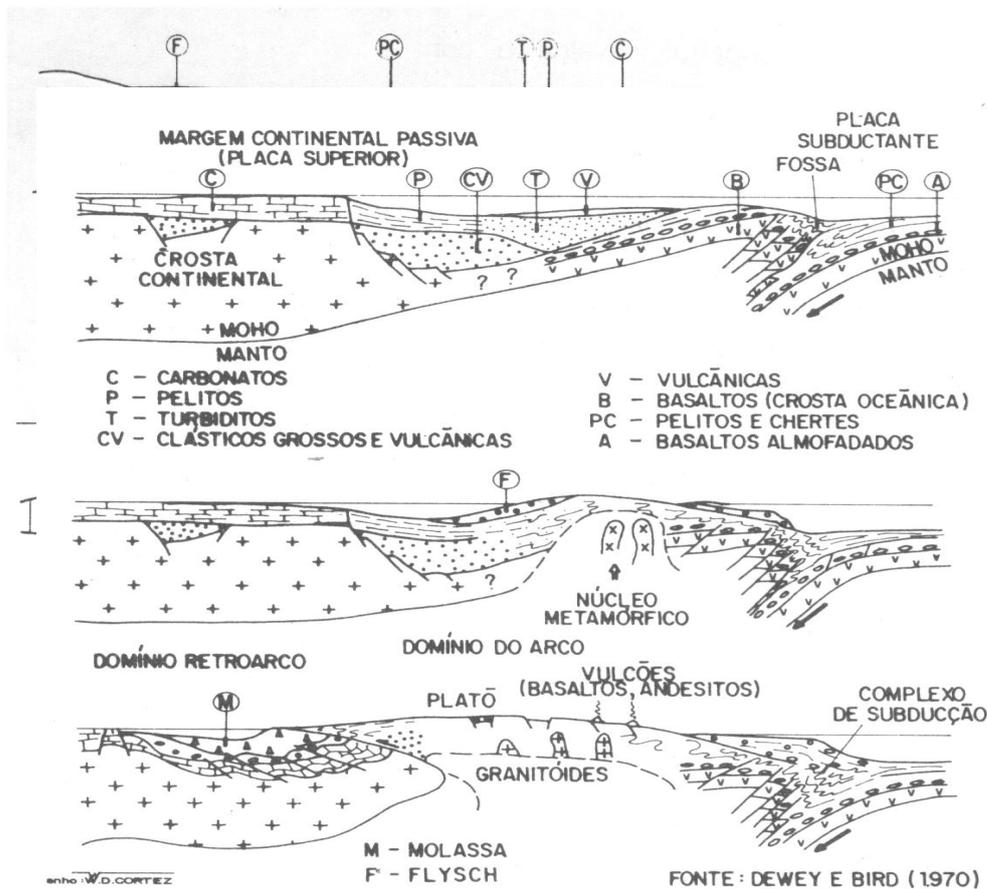


Figura 21 – Modelo Himalaiano ou de colisão de continentes, caracterizado pela subducção de placa com continente sob outra placa com continente na borda. Legenda como na Figura 22 (Hasui & Mioto, 1992).

Figura 22 – Modelo Cordilheirano, com subducção da placa oceânica sob placa superior com continente na borda (Hasui & Mioto, 1992).

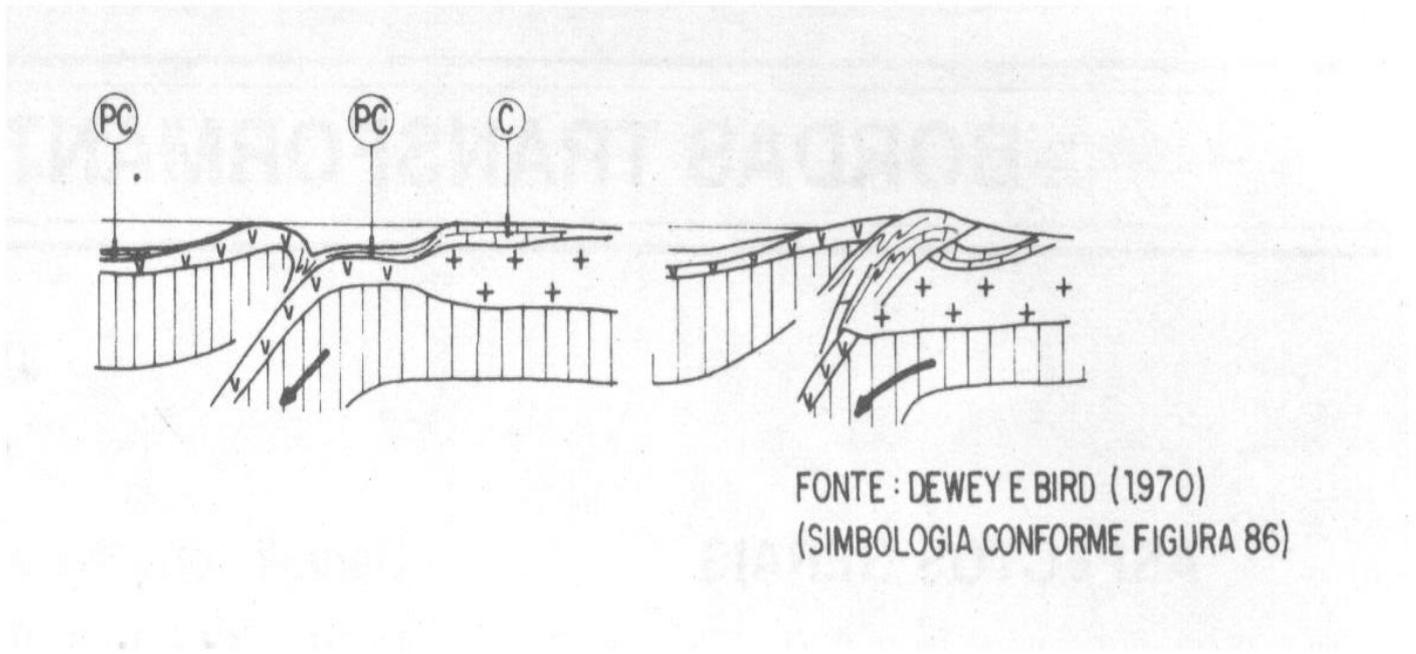


Figura 23 – Modelo de Obducção, com subducção de placa com continente sob placa Oceânica. Legenda como na Figura 22 (Hasui & Mioto, 1992).

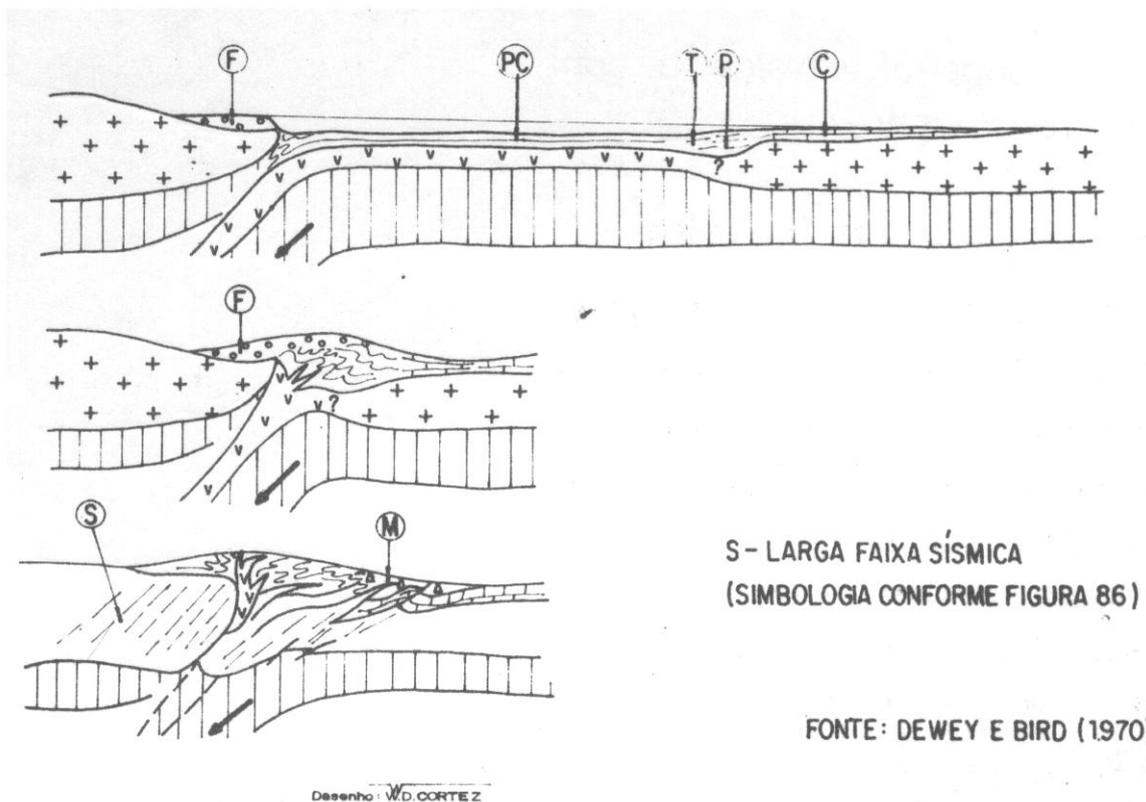
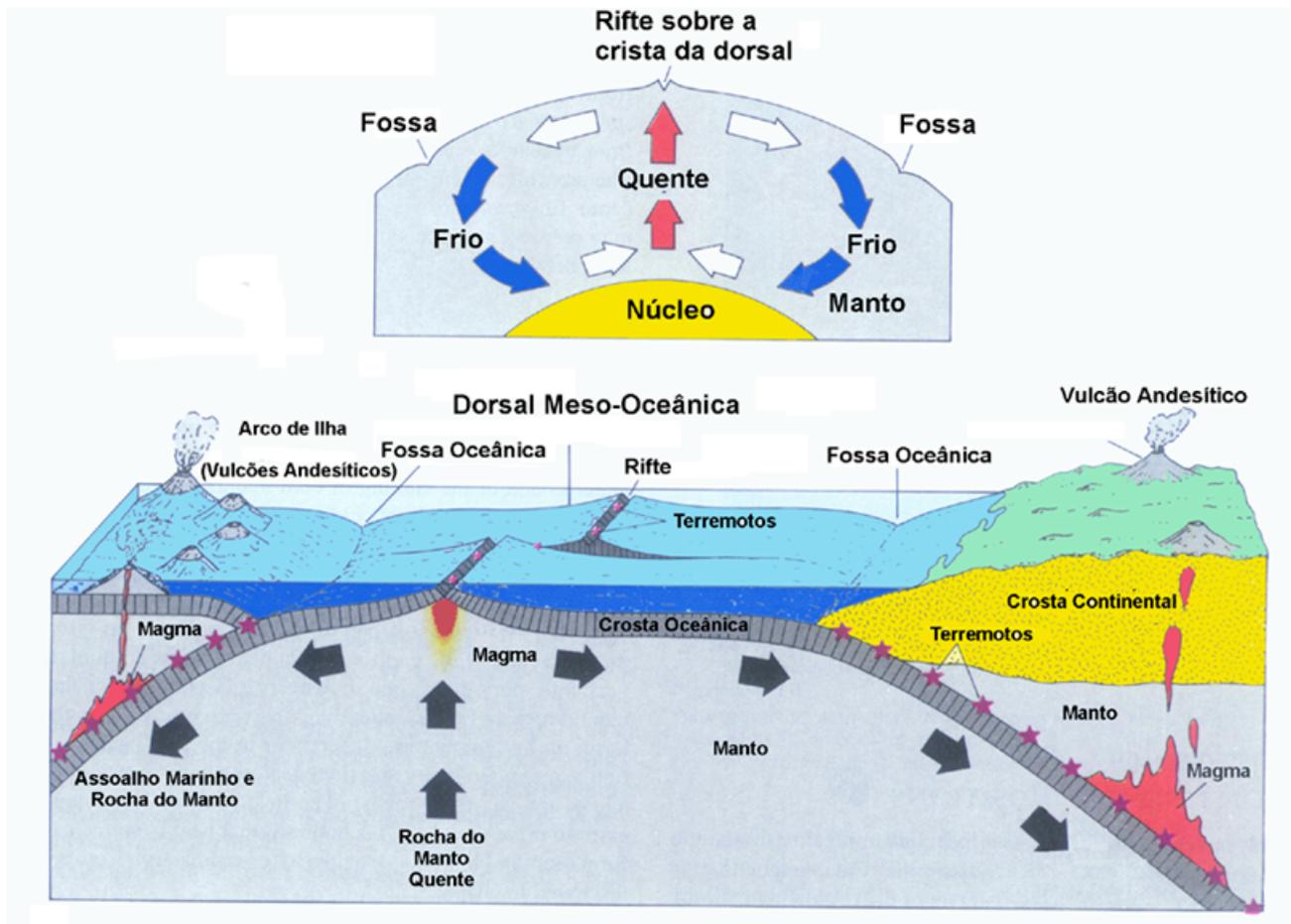


Figura 24 – Modelo de colisão continente – arco, com subducção de placa com continente sob placa oceânica com arco insular. Legenda como na Figura 22 (Hasui & Mioto, 1992).



DA DERIVA CONTINENTAL À TECTÔNICA DE PLACAS

Os processos que alteram a superfície da Terra podem ser divididos em duas categorias. Os processos que desgastam as terras como intemperismo e erosão. Diferente da Lua, onde o intemperismo e erosão progridem com taxas infinitamente baixas, esses processos estão continuamente alterando a paisagem da Terra. De fato, essas forças destrutivas teriam nivelado a superfície dos continentes há muito tempo se não fossem os processos construtivos. Os processos construtivos são vulcanismo e formação de montanhas (orogênese) que aumentam a elevação média das terras em oposição à gravidade. Como veremos, essas forças dependem do calor interno da Terra para sua fonte de energia.

A idéia estabelecida por muitos séculos era de que os continentes e bacias oceânicas eram feições permanentes e estacionárias. A hipótese da deriva continental proposta formalmente por Wegener no início do século foi inicialmente rejeitada, mas com os estudos das bacias oceânicas, numerosos dados foram obtidos sugerindo a mobilidade dos oceanos e continentes e que a superfície da Terra é composta por um mosaico de placas individuais. A teoria que finalmente emergiu, chamada ¹**Tectônica de Placas**, forneceu aos geólogos um modelo que permitiu entender melhor os processos geológicos que operam na Terra. Essas placas movimentam-se lenta e continuamente na superfície da Terra.

¹ Tectônica é o estudo das deformações de grande escala da litosfera da Terra que resulta na formação das feições estruturais maiores tais como aquelas associadas com montanhas

Tal movimento é acreditado ser dirigido por um motor termal (correntes de convecção), como resultado de uma distribuição desigual do calor no interior da Terra. A medida que material quente sobe das profundezas da Terra e se espalha lateralmente, as placas são colocadas em movimento.

O resultado deste movimento das placas litosféricas é a **geração de terremotos, atividade vulcânica, deformação de grandes massas de rochas formando montanhas, agregação e desagregação de continentes.**

Devido que cada placa se move como uma unidade distinta, quase toda interação entre placas individuais ocorre ao longo de seus limites. O primeiro critério para definir os limites de placas foram a presença de vulcões e terremotos (atividade sísmica). Existe três tipos de limites



O assoalho submarino da Terra

de placas, que são identificados pelo movimento que exibem. Eles são:

Limites divergentes - zonas onde placas se separam deixando espaço entre eles preenchidos por rochas básicas.

Limites Convergentes - zonas onde placas convergem, causando uma avançar por baixo da outra, como acontece quando placa oceânica é envolvida ou onde placas colidem, quando as margens das placas são feitas de crosta continental.

Limites conservativos ou **transformantes** - zonas onde uma placa desliza ao lado da outra, deformando-se mutuamente em sua passagem na zona de contato. Cada placa apresenta os três limites em posições diferentes.

O movimento ao longo de um limite requer que ajustes sejam feitos nos outros. A margem da placa conservativa é limitada por uma **falha transformante**. A falha de Santo André é uma falha transformante, que limita a placa do Oceano Pacífico com placa Norteamericana. A falha transformante liga feições tectônicas distintas, por exemplo, uma dorsal se transforma em uma falha transformante ou uma zona de subducção se transforma em uma falha transformante. Numa extremidade da falha Santo André existe uma dorsal e na outra uma zona de subducção.

Nesta zona de falha ocorrem inúmeros terremotos, alguns bastante violentos, pois pode existir compressão entre as placas.

Nas dorsais meso-oceânicas são acrescentadas rochas vulcânicas básicas que aumentam o tamanho das placas oceânicas. Sucessivas separações e preenchimentos acrescentam nova litosfera oceânica entre as placas divergentes.

Este mecanismo, que tem produzido o assoalho do Oceano Atlântico durante os últimos 200 milhões de anos, é chamado **expansão do assoalho marinho (sea-floor spreading)**. A idéia de que existiu um continente gigante que posteriormente fragmentou-se em continentes menores causou uma revolução nas ciências geológicas comparável ao efeito da teoria da evolução nas ciências biológicas um século atrás. Nosso conhecimento crescente da geologia da superfície do mundo, combinado com os grandes avanços recentes na investigação do interior da Terra, fez possível dizer que não só os continentes faziam parte de um continente maior e que então se separaram como também os assoalhos sólidos dos oceanos tomaram parte neste movimento.

As provas

As primeiras evidências de que Wegener lançava mão para comprovar sua teoria eram baseadas nas propriedades físicas do globo terrestre, ou *geofísica*.

A simples observação da topografia da Terra demonstra a existência de dois planos ou altitudes predominantes em lugar de uma variação contínua de altura: uma altitude correspondente aos continentes e outra ao fundo dos oceanos. Isso, para Wegener, já correspondia à evidência de que se tratava, na verdade, de duas camadas superpostas: uma mais leve, correspondente aos continentes, repousando sobre outra mais densa, constituída por pesadas rochas ferromagnesianas, as quais formavam também o assoalho dos oceanos.

Além disso, havia a importante questão da isostasia. Já havia sido comprovado que as altas cordilheiras, como o Himalaia, possuíam uma base constituída do mesmo material rochoso, afundando-se no magma proporcionalmente ao que estava emergindo nas montanhas.

Wegener concluía, pois, que se os blocos continentais podiam afundar-se ou levantar-se dentro da camada inferior de magma em sucessivos movimentos verticais, por que motivo não poderiam também deslocar-se horizontalmente? A existência de poderosas forças horizontais capazes de produzir tais movimentos, mesmo que de origem desconhecida, era facilmente comprovada pelas deformações que se observavam nas camadas rochosas dos Alpes, dos Andes ou do Himalaia, formando verdadeiras montanhas dobradas.

A existência de tais movimentos, quer no sentido horizontal, quer no vertical, dependia evidentemente de supor-se que a camada de rocha abaixo dos continentes, isto é, o manto de material basáltico, deveria estar em estado semilíquido, mesmo que de alta viscosidade, o que era verossímil, dadas as altas temperaturas ali existentes. Wegener comparava esse estado pastoso, quase sólido, ao de um bloco de piche, que pode estilhaçar-se com uma martelada, mas se deforma, em algumas horas, pelo seu próprio peso. Os geofísicos afirmavam que seria fisicamente impossível para uma grande massa de rocha sólida deslizar sobre o assoalho oceânico sem quebrar-se.

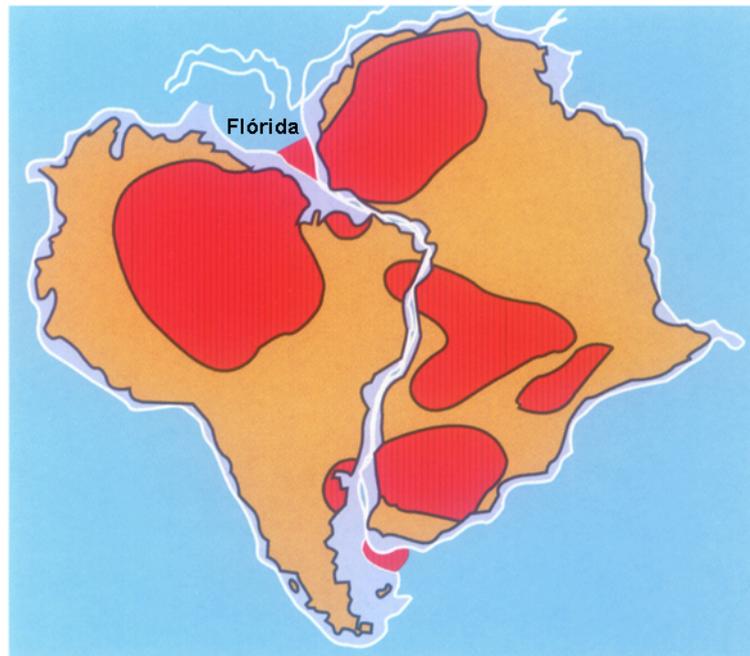
A descoberta, por volta de 1920, de que o embasamento dos oceanos era constituído de rochas basálticas, e não de granitos como os continentes, veio corroborar a idéia de que estes últimos, na verdade, flutuavam sobre o basalto, conforme pensava Wegener.

Identidade geológica

Wegener encontrava outra série de argumentos a seu favor nas semelhanças geológicas entre a África e a América do Sul. Por exemplo: o grande planalto brasileiro é todo formado de

rochas metamórficas, *gnaiesses*, que contêm no seu interior porções de rochas eruptivas, dando-lhe aspecto e composição muito característicos.

Essa conformação e essa composição são semelhantes às rochas que formam os planaltos africanos, especialmente junto à costa atlântica, inclusive com as mesmas intrusões eruptivas, isto é, lavas vulcânicas que nelas se intrometeram posteriormente. Mais tarde, foi verificado também que a datação das rochas de ambos os lados do Oceano Atlântico apresentavam idades semelhantes, conforme a figura abaixo. A coluna geológica da Bacia Paleozóica do Paraná é semelhante à coluna da Bacia do Karoo na África do Sul. Assim como

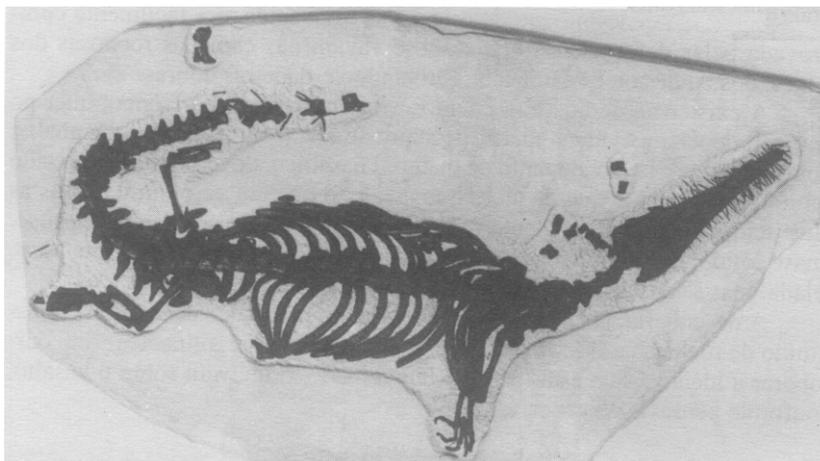


O ENCAIXE DOS CONTINENTES EM AMBOS LADOS DO ATLÂNTICO SUL ATÉ A COTA DE 1000 m.. AS FRONTEIRAS DAS PROVÍNCIAS DO EMBASAMENTO E DE VÁRIOS HORIZONTES DO PRÉ-CAMBRIANO TAMBÉM SE ENCAIXAM.

essas, inúmeras outras semelhanças geológicas foram conhecidas entre os dois continentes, bem como entre a América do Norte e a Europa.

A propósito dessas semelhanças, Wegener escreveu: "Tudo se passa como se tivéssemos que juntar os pedaços de uma página de jornal rasgada, baseados apenas nos contornos desses pedaços para somente depois verificarmos que as linhas escritas apresentam uma perfeita concordância". E prosseguia dizendo que, se apenas uma linha concordasse, ainda poderíamos falar de coincidência, mas, se dispusermos de várias linhas escritas e todas elas concordarem, a possibilidade do acaso desaparecerá.

Além da identidade geológica das rochas de um lado e do outro do Atlântico, no entanto, há ainda uma incrível semelhança de faunas, em estado fóssil, até a data da suposta separação. Um dos exemplos mais conhecidos é o de um pequeno lagarto aquático, o *Mesosaurus*, que vivia em lagos do Estado de São Paulo há cerca de 200 milhões de anos, podendo ser encontrado com alguma facilidade em estado fóssil em jazidas calcárias dessa região.



Esqueleto fóssil do *Mesosaurus brasiliensis*

O único outro lugar do mundo em que são encontrados fósseis desse mesmo animal é a África, em regiões que corresponderiam exatamente às latitudes de São Paulo e junto à costa atlântica. O lagarto terrestre não poderia ter atravessado o oceano a nado.

Muitos outros exemplos dessas semelhanças são encontrados entre esses continentes - como a presença de minhocas - ou entre a América do Sul e a Austrália - como os gambás -, inclusive com os mesmos tipos de parasita. Quanto às minhocas, que são vermes mais ou menos cosmopolitas, verifica-se uma extrema semelhança entre as que habitam a América do Norte e as do norte da Europa; entre as sul-americanas e as africanas, e entre as da Austrália e as do sul da África, Índia e Patagônia. Tendo em vista a dificuldade que teriam esses vermes para atravessar o mar, a hipótese da Pangéia tornava-se indiscutível.

Mesmas árvores, como a árvore *glossopteris* vivia na América do Sul, África, Austrália, Antártida e Índia. Como as sementes dessas árvores poderiam atravessar tantos oceanos. Seria muito mais lógico que houvesse conexão terrestre entre todos esses continentes. Finalmente, a maior coleção de argumentos de que dispunha Wegener para defender e comprovar sua teoria era no terreno da sua especialidade, a paleoclimatologia.

Há muito os geólogos e paleontólogos vinham se surpreendendo com aparentes incoerências que encontravam no estudo das formações geológicas em várias partes do mundo. Um dos exemplos mais notáveis desses disparates geológicos é representado pelo enigmático fator bem comprovado - da existência de enormes depósitos sedimentares de origem **glacial**, isto é, resultantes de geleiras há cerca de 280 milhões de anos em regiões tropicais atuais, como, por exemplo, grandes extensões do sul da América do Sul (desde o Uruguai até Mato Grosso e Goiás), sul da África e norte da Índia, ao mesmo tempo em que no sul da Europa reinava um clima quente nessa época.

Há ainda o fato de enormes depósitos de carvão fóssil encontrados em locais como a Inglaterra ou mesmo a Groenlândia, sabendo-se que as grandes florestas que os originaram só podiam proceder de regiões equatoriais! Também, temos a existência de depósitos salinos - típicos de ambientes áridos - em regiões hoje férteis do norte da Europa ou do sul dos Estados Unidos. A Europa e América do Norte colidiram, formando as montanhas Apalaches na América do Norte e Hercinianas na Europa. Mais tarde com a ruptura do continente Pangea houve a separação novamente através da antiga zona de colisão, isto é, na **geossutura**. As montanhas Apalaches apresentam a mesma idade que as montanhas Hercinianas das ilhas Britânicas e da Escandinávia, todas nas margens do Oceano Atlântico Norte.

Montanhas no sul da África do Sul apresentam correspondência com as montanhas da Sierra de la Ventana, na Argentina.

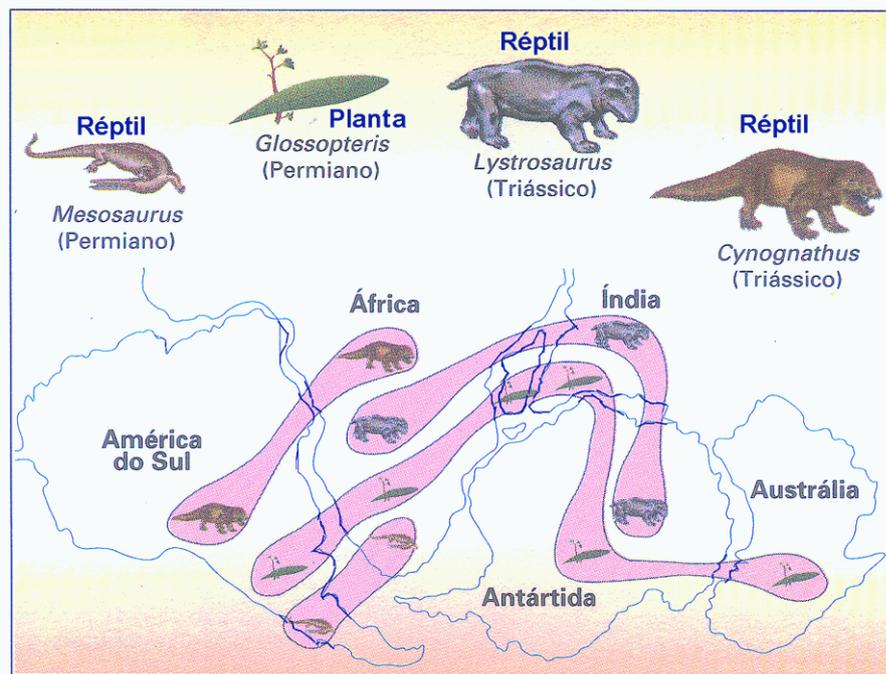
Em 1885 Edward Suess, um geólogo austríaco, publicou um trabalho chamado "The face of the Earth" Ele propôs que acerca de 180 milhões de anos atrás os continentes eram

condensados em duas grandes massas de Terra. O continente ao sul era o continente **Gondwana** e ao norte era **Laurasia**. Wegener em 1912 propôs a existência de um único continente denominado Pangeia que existiria a cerca de 300 milhões de anos atrás e que se fraturou em partes menores formando os continentes atuais.

Todas essas aparentes incoerências em alguns casos ou coincidências em outros seriam facilmente explicadas pela Teoria da Deriva dos Continentes, supondo-se que os vários pedaços que se destacaram da primitiva Pangéia teriam desenvolvido caminhos mais ou menos sinuosos,



passando por latitudes muito diferentes das que hoje ocupam, antes de chegar a constituir os atuais continentes que conhecemos. A figura abaixo mostra espécies animais e vegetais comuns aos vários continentes que formaram o Supercontinente Gondwana. O Supercontinente Gondwana colidiu posteriormente com o Continente Laurásia no Carbonífero e Permiano, formando o Supercontinente Pangéia que começou a romper-se por partes no fim do Triássico, Jurássico e início do Cretáceo.



Fonte: DAVIS, P. W.; SOLOMON, E. P.; BERG, L. R. *The world of biology*. 4. ed. Orlando, Saunders College, 1990. p. 337.

A distribuição de fósseis dos mesmos tipos de planta e de animal por diferentes continentes sugeriu que esses continentes estiveram, um dia, unidos.

A proposta de Wegener não foi aceita por seus contemporâneos. Como poderiam os continentes se movimentar? Qual seria a força e o mecanismo?

Em 1913 Arthur Holmes com a idade de 23 anos escreveu o livro "A idade da Terra", baseado em datação radiométrica e mais tarde propôs (1927 e 1929) a presença de correntes de convecção no manto movidas pelo calor gerado pela desintegração radioativa de elementos radioativos das rochas, como responsável pela deriva continental, mas isto também não convenceu os geofísicos da época e outros cientistas posteriores.

Somente na década de 60, foram obtidas novas evidências importantes para a comprovação da teoria da Deriva Continental. Os novos dados geofísicos e geológicos indicaram que a superfície da Terra é composta por placas tectônicas, que se comportam como "jangadas de pedra" flutuando sobre material em parte fundido abaixo delas. Há 180 milhões de anos, começou a haver a separação do único continente que então existia, chamado "Pangéia" (toda a Terra em grego), em fragmentos continentais que foram se afastando um do outro, convergindo para as posições atuais.

Novas Evidências

Constituição geológica dos oceanos

Desde meados da década de 50 até meados da década de 60, os geofísicos realizaram notáveis descobertas que reabriram o debate sobre a deriva continental. Estudos oceanográficos mostraram que a camada de sedimentos que cobre o assoalho oceânico é muitíssimo mais fina e

Prof. Dr. Dakir Larara Machado da Silva

bastante jovem do que seria de se esperar pelo acúmulo de sedimentos durante alguns bilhões de anos. Tornou-se evidente que as rochas formadoras do assoalho dos oceanos, datadas por isótopos radioativos, e sedimentos sobrejacentes, datados por fósseis, são muito mais jovens do que a maior parte daquelas rochas que constituem os continentes.

As rochas e a topografia dos assoalhos oceânicos são diferentes daquelas dos continentes.

O geólogo Harry Hess (1960) descobriu que nas dorsais meso-oceânicas, ou seja, nas elevações do fundo dos oceanos, constituídas à maneira de longas e contínuas cordilheiras a meia-distância entre os continentes, existem fendas por onde brota intermitentemente basalto novo, proveniente do manto quente subjacente. Em outras palavras, essas dorsais, longas cadeias montanhosas, são, na verdade, séries de fendas alinhadas desde o norte até o sul do globo (no caso do Oceano Atlântico). Por elas sai magma basáltico, que forma uma esteira transportadora, que carrega também os continentes. Ela desloca-se para os dois lados da fenda: para o lado da África e da América do Sul, no nosso hemisfério, ou para a Europa e América do Norte, no hemisfério norte. Essa massa basáltica desliza lentamente carregando até continentes, como se fosse um gigantesco tapete rolante, e mergulha em outras fendas, que existem na margem de alguns continentes ou em bordas de arco de ilhas.

A velocidade com que caminham essas esteiras de basalto (que, na verdade, são o próprio fundo dos oceanos) é variável, da ordem de 1-15 centímetros por ano. A explicação para o fato de serem rochas muito mais novas que as dos continentes e de não haver camadas muito espessas de sedimentos acumulados era, pois, de supor que esse assoalho está continuamente sendo renovado e destruído; os sedimentos sobre as placas são engolidos parcialmente juntos à fossas existentes na periferia de alguns continentes, por onde o basalto novamente penetra no manto para refundir-se e juntar-se ao manto. Movendo-se à velocidade de um ou poucos centímetros por ano, as porções mais velhas de basalto oceânico e de sedimentos são as que se encontram mais afastadas das dorsais, e não tem mais que 200 milhões de anos, ao contrário das rochas graníticas continentais que possuem idades de até cerca de 4 bilhões de anos.

Finalmente, o que era mais importante, do ponto de vista da deriva: esse crescimento contínuo das crostas oceânicas empurrando os continentes poderia constituir a causa da deriva continental. O crescimento do assoalho oceânico recebeu, do geólogo Dietz, o nome de teoria da "Expansão dos Oceanos".

Paleomagnetismo

a) Estudos paleomagnéticos de rochas ígneas e sedimentares mostraram que os pólos magnéticos mudaram de posição, em relação aos continentes. Como o eixo de rotação da Terra é relativamente fixo devido ao efeito giroscópio, o eixo magnético deve manter-se aproximadamente alinhado com o eixo geográfico.

Caso os continentes tivessem ficado fixos e apenas o eixo do campo magnético tivesse mudado de posição deveria haver coincidência das diversas posições do paleopólo magnético a partir dos diversos continentes para todas as épocas. E isto não acontece. A título de exemplo, temos a História Magnética Sul Americana e Africana conjuntas no Paleozóico até o Jurássico, em um mesmo bloco continental. A partir daí, uma determinada localidade em cada continente mostra variação de paleolatitudes magnéticas, indicando que os continentes começaram a separar-se.

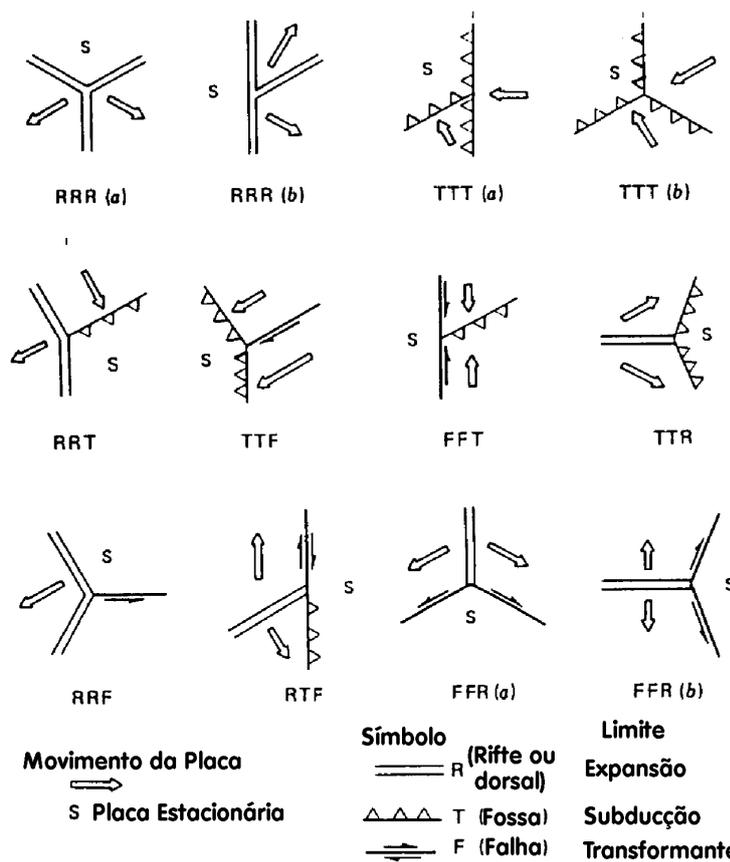
b) Por outro lado, as reversões magnéticas, discutidas no capítulo 2, observadas (Vine e Mathews, 1963) nos assoalhos oceânicos permitiram outros geofísicos elaborarem um calendário de polaridade magnética, segundo o qual sobre toda a superfície da Terra o assoalho oceânico e sedimentos sobrepostos não são mais velhos do que 200 milhões de anos. A descoberta das reversões magnéticas e suas datações, cada vez mais antigas, a medida que se afastam das dorsais meso-oceânicas, (Vine e Mathews) permitiu comprovar a hipótese de Hess

sobre a Expansão dos Oceanos e a hipótese de Holmes sobre Correntes de Convecção Térmicas do Manto.

Sismologia

A sismologia teve enorme papel na montagem da teoria da tectônica de placas, pois os limites e, portanto, as dimensões das placas são determinados por sua elevada sismicidade nos seus limites e redução das velocidades sísmicas em profundidade.

Ao longo das dorsais ocorrem abalos sísmicos com bastante frequência devido ao vulcanismo e deslizamento de segmentos da placa oceânica. Ao longo das **margens conservativas**, onde uma placa desliza relativamente ao lado de outra, não há construção ou destruição de placa, mas ocorre também sismicidade elevada com deformação. Por exemplo, a placa do Oceano Pacífico desliza lateralmente em contato com a placa Norte Americana ao longo da Falha de Santo André, onde ocorreram e ocorrerão vários terremotos. O plano de deslizamento entre as duas placas é um plano de falha. Este tipo de falha recebe o nome de **falha transformante**, ao longo da qual o deslocamento bruscamente muda ou muda de forma, pois conecta feições distintas em suas extremidades. Por exemplo, conecta uma dorsal com uma zona de subducção.



Junções Tríplíceis. Formas alternadas (a) e (b), são dadas para dois dos tipos.

Junção Tríplice

Há três tipos de falhas transformantes: falhas dorsal (rifte)-dorsal, dorsal-fossa e fossa-fossa. Falhas transformantes dorsal-dorsal ou rifte-rifte são as mais comuns que unem faixas de

expansão contíguas nas dorsais meso-oceânicas. Estas falhas transformantes mantêm comprimento constante durante sua existência, já as falhas transformantes fossa-fossa ou dorsal-fossa aumentam ou diminuem seu comprimento a medida que evoluem.

Junções Triplíceis são pontos onde três placas se encontram. Tais junções são uma consequência necessária de placas rígidas em uma esfera já que esta é a única maneira que um limite de placa pode terminar. Há 16 combinações possíveis de junções triplíceis de fossa, dorsal e falha transformante, mas apenas 6 são mais comuns. Pontos triplíceis são estáveis ou instáveis, dependendo se eles preservam ou não a sua geometria durante sua evolução.

Em 1954, o geofísico Hugo Benioff fez um levantamento das regiões onde se originavam terremotos, verificando que os terremotos com focos profundos se localizavam nas áreas das fossas oceânicas que são locais de grande profundidade da lâmina de água. Constatou também que os focos ficavam alinhados segundo um ângulo em torno de 45° e alcançavam até 700 Km de profundidade. Os terremotos só poderiam ocorrer em crosta sólida e rúptil, isto é, em material elástico e não plástico, então como explicar terremotos em zonas dúcteis a grande profundidade? Benioff considerou que a zona inclinada de terremotos balizava um corpo frio que estivesse se movimentando a tais profundidades.

Ele deduziu que nas fossas oceânicas, uma laje de crosta oceânica deve mergulhar até o manto, mas devido a baixa condutividade térmica do basalto, ele mantém-se frio por muito tempo, sendo capaz de produzir abalos sísmicos em sua trajetória a essas profundidades. Tais zonas sísmicas associadas às fossas oceânicas são denominadas **zonas de Benioff**.

As **zonas de subducção** são os locais de destruição de placas oceânicas e adição de

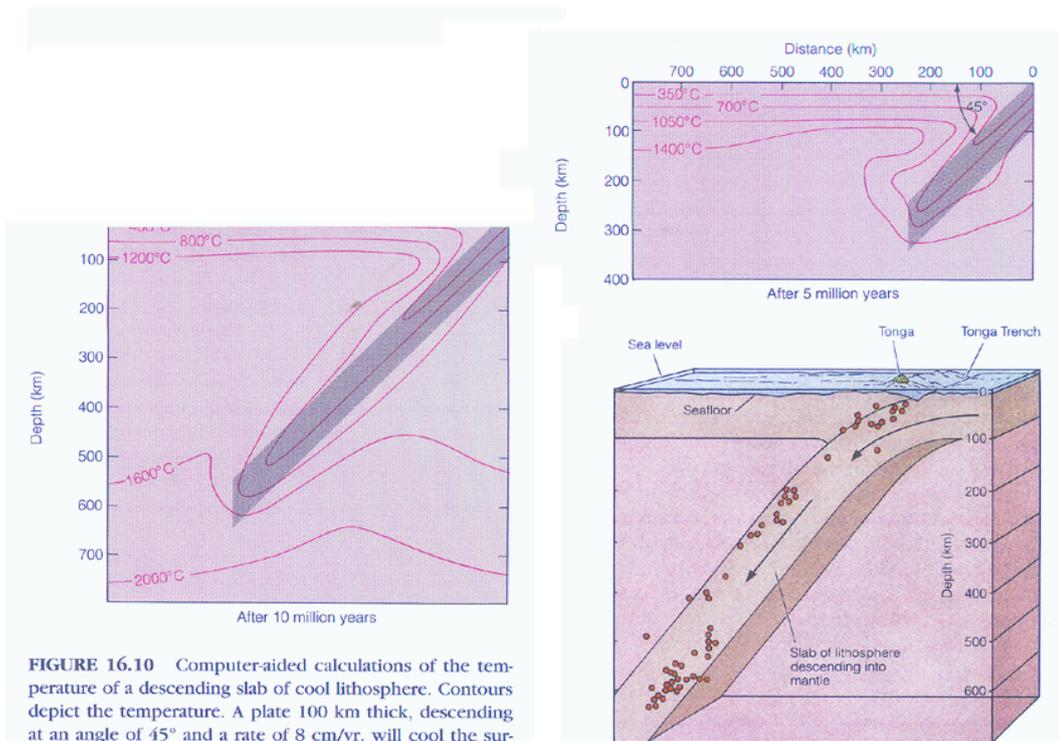


FIGURE 16.10 Computer-aided calculations of the temperature of a descending slab of cool lithosphere. Contours depict the temperature. A plate 100 km thick, descending at an angle of 45° and a rate of 8 cm/yr, will cool the surrounding mantle (as indicated by the bending of the temperature contours), but will slowly become heated as it sinks. Between 600 and 700 km, the temperature of the tip of the descending slab reaches the temperature of the adjacent mantle and earthquakes cease.

FIGURE 15.17 Earthquake foci beneath the Tonga Trench, Pacific Ocean, during several months in 1965. Each circle represents a single earthquake. The earthquakes define the Benioff zone and are generated by downward movement of a comparatively cold slab of lithosphere.

material rochoso à crosta continental através de fusão parcial do topo da crosta mergulhante. A fusão parcial produz intrusões magmáticas e vulcanismo na crosta continental sobrejacente. Portanto, as regiões continentais aumentaram sua área no decorrer do tempo geológico, apesar de ocorrer tectonismo violento que provoca também encurtamento crustal nas placas continentais cavalgantes.

Uma placa litosférica pode ser constituída somente de crosta oceânica, ou somente de crosta continental ou uma placa pode ainda ser formada de ambas crostas, oceânica e continental. Nos limites convergentes ocorre terremotos, tectonismo com muita deformação, construção de montanhas, magmatismo e vulcanismo variados e metamorfismo também de vários tipos e graus. As zonas de encontro de placas podem ser basicamente de três tipos:

- **placa oceânica convergindo contra placa oceânica** produz arcos de ilhas. Exemplo: ilhas japonesas. A placa mais velha mergulha sob a placa mais jovem (mais quente e leve).
- **placa oceânica convergindo contra uma placa continental** produz cadeias de montanhas. Exemplo: Cordilheira dos Andes. A placa oceânica mergulha sob a continental.

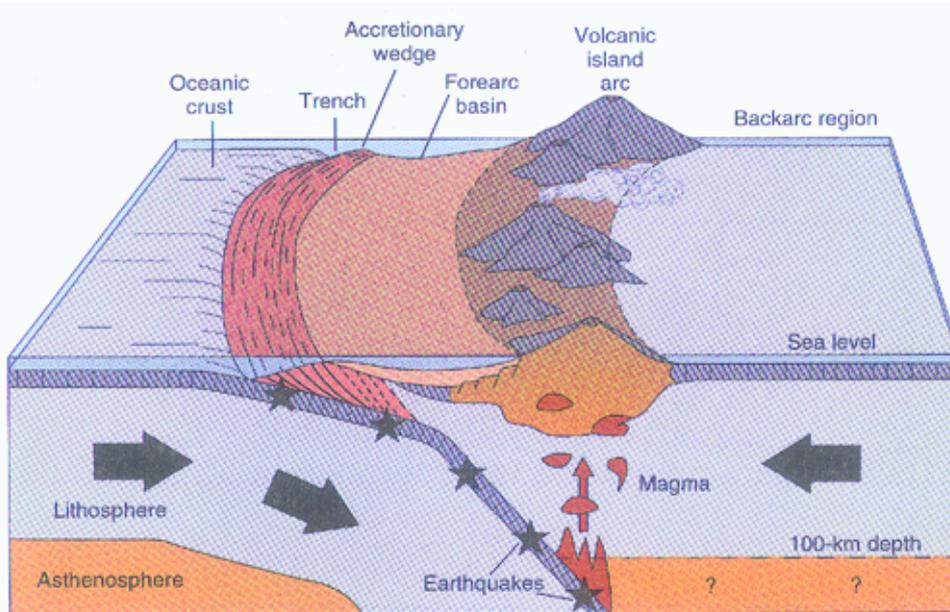
Convergência entre placas continentais produz cadeias de montanhas. Exemplo: montanhas do Himalaia entre os continentes Indiano e Asiático. Neste caso uma placa cavalga sobre a outra por pouco tempo até que o processo cessa e as duas crostas formam uma **geossutura**. Ambas extremidades das placas em colisão sobem construindo montanhas. A zona de subducção desaparece na região de colisão e se transfere para um oceano adjacente. Portanto, a formação de montanhas (orogênese) é ocasionada pela interação de placas litosféricas. A placa oceânica subductante se encurva formando uma fossa, que é o local de mar muito profundo (até cerca de 11.000 m.). Quando duas placas continentais colidem, um oceano ou parte de um oceano deve ter sido fechado. A abertura e fechamento de um oceano chama-se de ciclo Wilson.

Fragmentação Continental

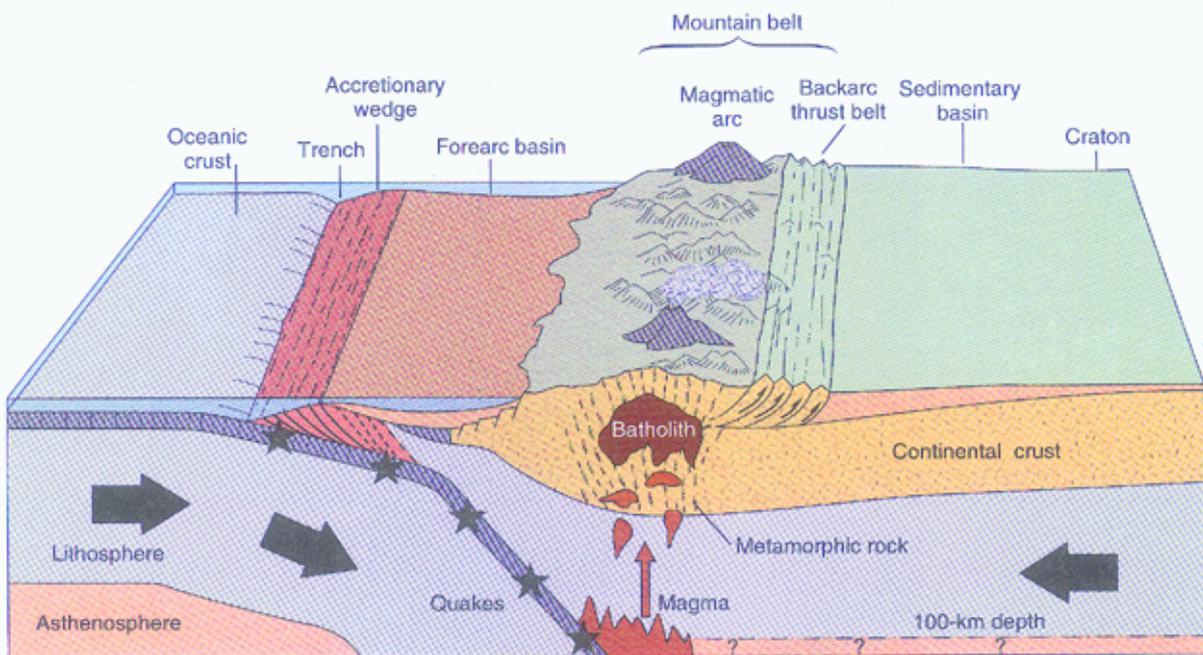
A divergência de placas pode ocorrer nos oceanos ou nos continentes.

A ruptura de um continente segue uma seqüência de eventos que se inicia pelo soerguimento de uma ampla região devido a um aquecimento crustal com introdução de numerosos diques de diabásio (enxame de diques) e vulcanismo. Ocorre distensão produzindo falhamentos normais que produzem um rifte. (Rifte é uma depressão muito alongada limitada por falhas normais longas, geralmente formando lagos profundos com sedimentação clástica, em geral, rica em matéria orgânica). O processo pode parar, não evoluindo para um oceano, formando-se apenas uma bacia sedimentar sobre crosta continental. Exemplo, Bacia do Recôncavo Baiano.

Com a continuação do processo distensivo, a astenosfera se estica como goma de mascar e a litosfera se parte, irrompendo lava em grandes fissuras alongadas. Forma-se um assoalho de crosta oceânica e um novo oceano (proto-oceano ou golfo) se abre e cresce, com adição de rochas vulcânicas nas dorsais. Os flancos das margens continentais soerguidos sofrem intensa erosão, reduzindo sua altura.

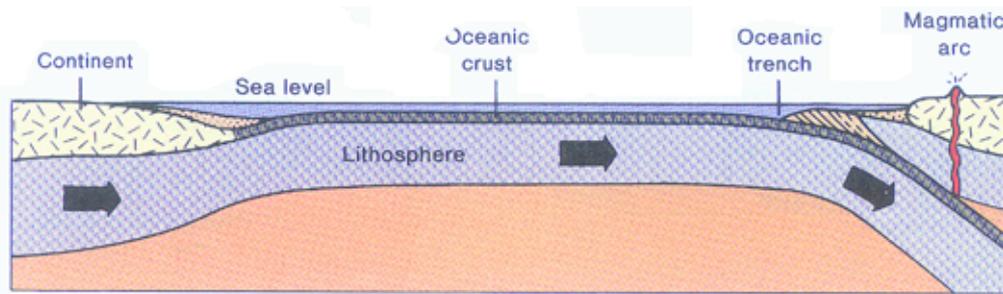


Ocean-Ocean Convergence
Figure 19.29

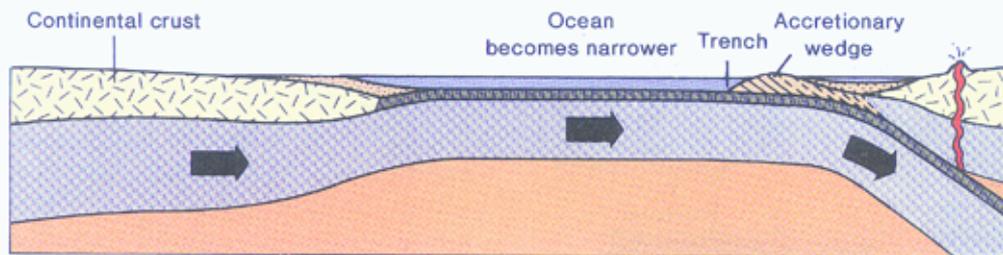


Ocean-Continent Convergence
Figure 19.33

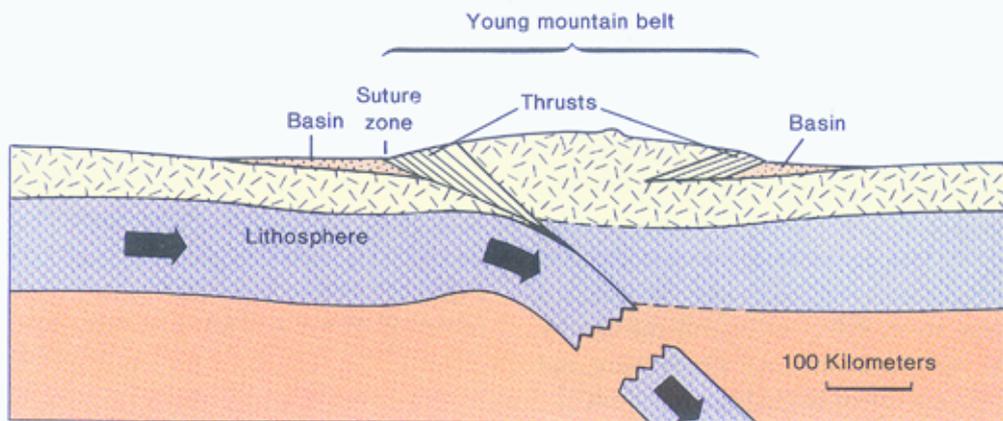
Com o tempo, a margem continental esfria e sofre subsidência de origem térmica, propiciando ingressão marinha, cujos sedimentos encobrem os antigos sedimentos fluviais e lacustres previamente depositados no rifte como também parte da margem continental que ainda permanecera exposta. Esta região encoberta, constituída de crosta siálica e sedimentos vai formar a plataforma continental que circunda os continentes.



A Ocean-continent convergence



B Ocean-continent convergence



C Continent-continent collision

Continent-continent collision forms a young mountain belt in the interior of a new, larger continent.

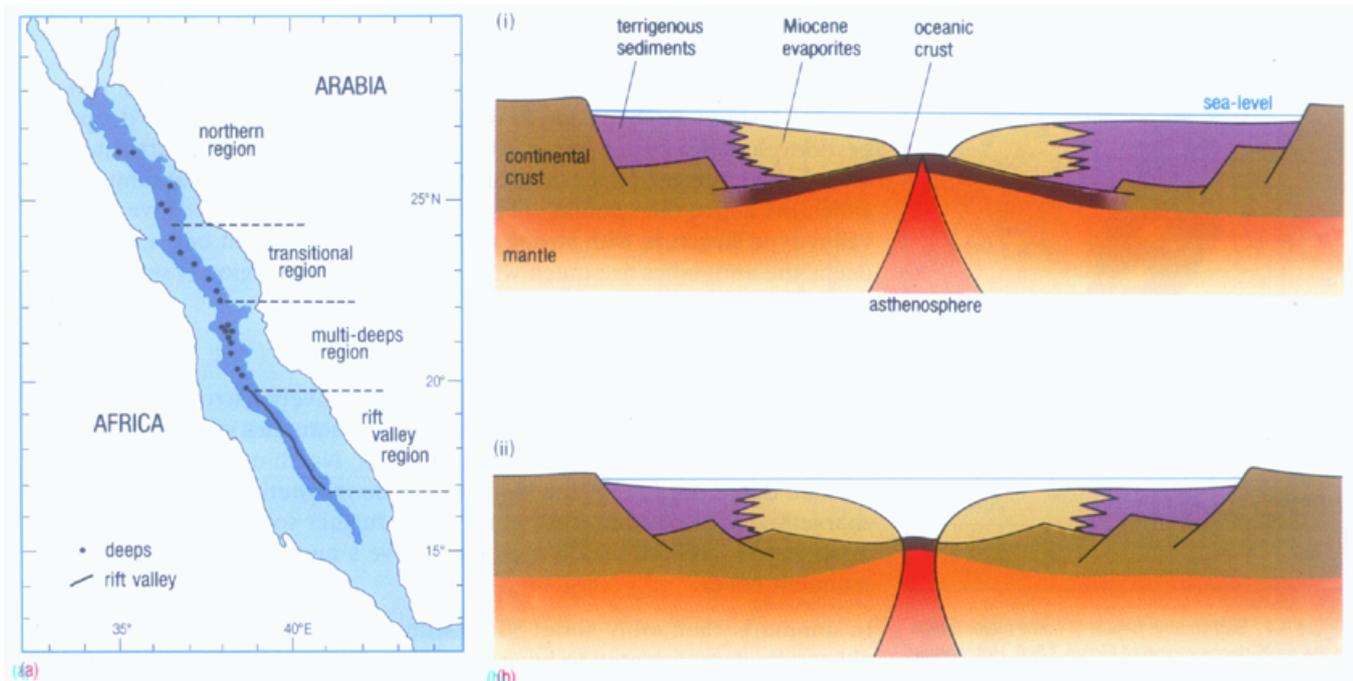
A medida que se acrescenta crosta nova no eixo da dorsal, aumenta a largura do oceano e a dorsal se afasta dos continentes. Depositam-se então sobre a crosta oceânica camadas de sedimentos. Mais tarde, com o esfriamento da crosta oceânica mais antiga, podem se formar novas zonas de subducção, onde a crosta oceânica passa a ser destruída, começando então o fechamento de um oceano. A abertura de um oceano, sua expansão e fechamento constitui o

Ciclo de Wilson

Depois que as dorsais oceânicas são subductadas, o processo de redução da área oceânica acelera-se. O fechamento final de um oceano ocorre com colisão continental (colisão continente - continente).

O assoalho do Oceano Pacífico está sendo subduto em quase todas suas margens, ecepto no sul (círculo de fogo), e portanto reduzindo seu tamanho, até desaparecer. A abertura,

expansão e fechamento de um oceano constituem o ciclo de Wilson em homenagem a J. Tuzo Wilson (1963).



(a) Mapa esquemático do mar Vermelho, com a zona axial (azul escuro) definida pela isobata de 1000m e subdividida em quatro seções maiores.

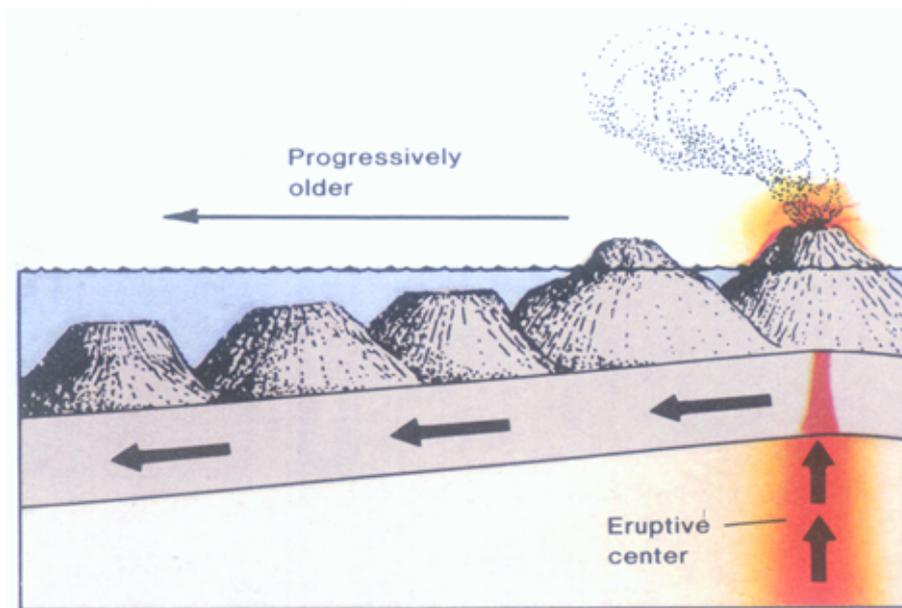
(b) Seção altamente esquemática para ilustrar duas configurações para a crosta abaixo dos sedimentos das regiões dos flancos do Mar Vermelho

O Mar Vermelho abriu há pouco tempo e está evoluindo para um novo oceano. No leste da África existem riftes mais recentes que ainda não foram invadidos por águas oceânicas. As depressões dos riftes são sedes de lagos profundos.

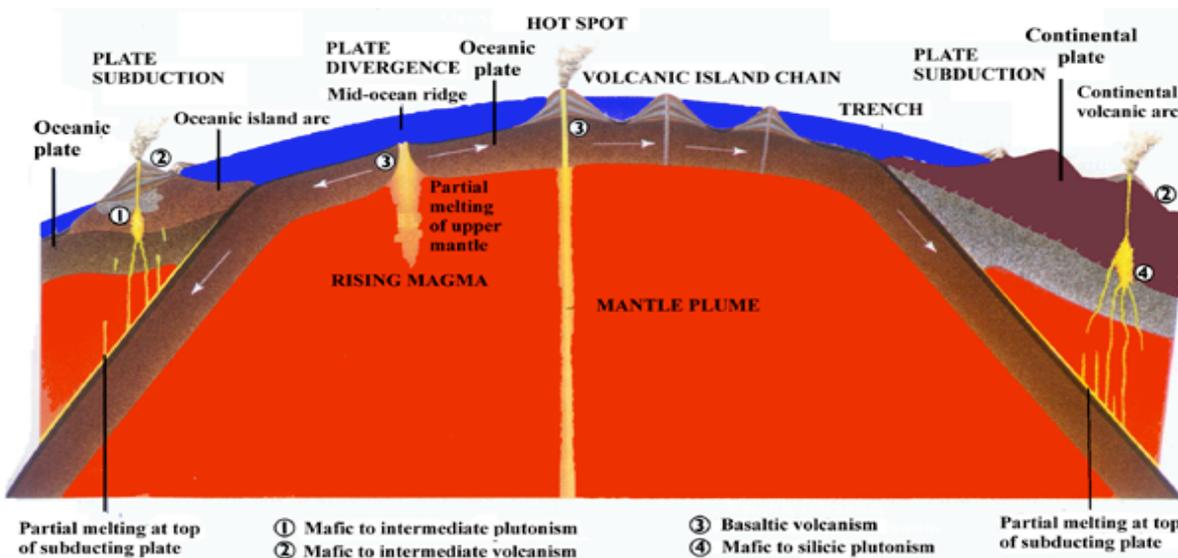
Plumas do Manto – Hot Spot

Basaltos semelhantes àqueles produzidos nas dorsais meso-oceânicas são encontrados em acumulações espessas em zonas distantes dos limites de placa, tanto nos continentes como nos oceanos. Em tais locais plumas de basalto quente de forma de um lápis, delgado, sobem das profundezas do manto, talvez das proximidades do limite núcleo-manto.

As **plumas do manto**, a maioria delas afastadas dos limites de placa, são formadoras dos **pontos quentes (hot spots)** da Terra e são responsáveis pelo derramamento de enormes quantidades de basalto como ocorre no Arquipélago do **Havaí**. Pontos quentes existem em áreas oceânicas e continentais. As ilhas oceânicas vulcânicas de Abrolhos na plataforma continental brasileira são o resultado de um ponto quente.



Sea Floor Moving Over a Mantle Plume
Figure 19.47



Partial melting at top of subducting plate ① Mafic to intermediate plutonism ③ Basaltic volcanism Partial melting at top of subducting plate
 ② Mafic to intermediate volcanism ④ Mafic to silicic plutonism

The three main types of magma-basaltic, andesitic and rhyolitic - form under conditions that are strongly connected to movements of lithospheric plates. These movements control where rocks of the crust and upper mantle melt and whether they will be intruded or extruded.

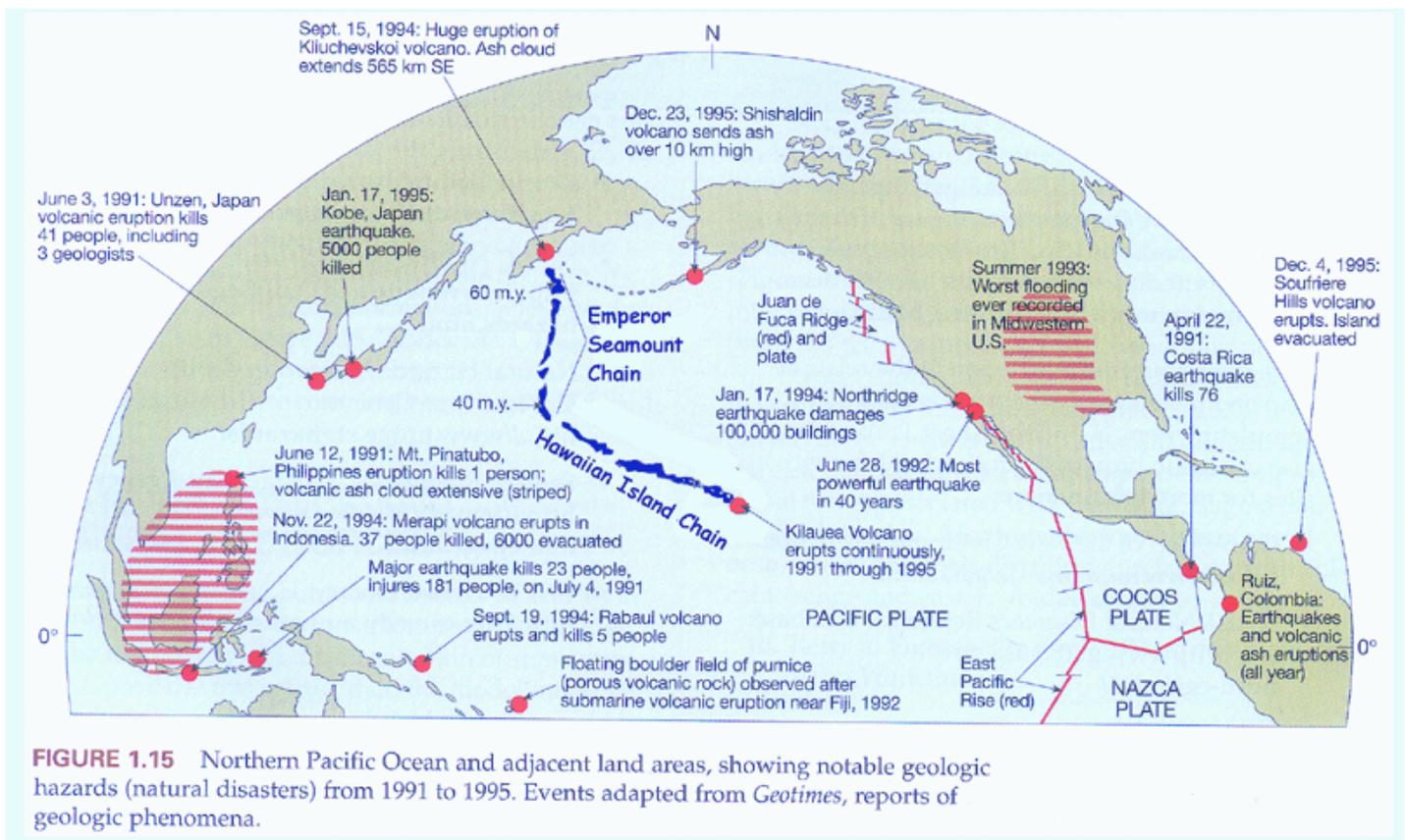
Arcos Magmáticos

A medida que uma placa subductada desce, ela é aquecida, e eventualmente a crosta oceânica saturada de água que capeia a placa alcança uma temperatura que, como discutido

anteriormente, começa a fusão parcial úmida. Este processo forma magma andesítico. Subindo até a superfície, o magma forma uma série de estrato-vulcões.

A região da atividade magmática com forma arqueada em planta, é chamada de Arco Magmático. Ele é paralelo à direção da fossa e separado dela por uma distância de 100 a 400 Km, dependendo do ângulo de mergulho da placa descendente. Caso os estrato-vulcões se formam na crosta oceânica, o arco magmático é também conhecido como um **Arco de Ilha** (exemplo: Japão), mas se os estrato-vulcões são construídos sobre crosta continental, o arco magmático é chamado de **Arco Vulcânico Continental** (exemplo: Andes).

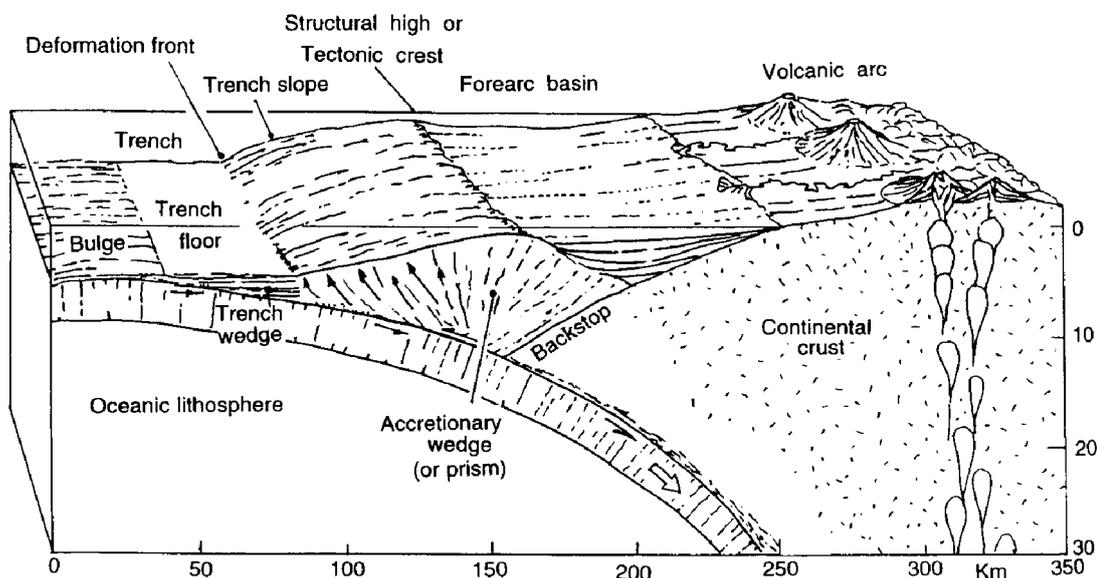
As ilhas do Arquipélago do Hawai e dos montes submarinos Imperador resultaram da atividade de um **Hot Spot** sobre o interior de uma placa oceânica em movimento. Hot Spot é uma área isolada de vulcanismo ativo não associado com limites de placas. A variação da direção de distribuição das ilhas indica mudança de movimentação da placa oceânica. Os pontos vermelhos na figura abaixo correspondem a vulcões atualmente ativos. As ilhas em azul escuro indicam ilhas vulcânicas (arquipélagos do Havai e do Imperador) originadas de Hot Spots. As ilhas vulcânicas antigas foram atacadas pelas ondas, sendo arrasado seu relevo. Com o afastamento das ilhas dos Hot Spots inicia-se um processo de subsidência na área que acaba submergindo as ilhas que são denominadas Guyot.



MELANGE

Muitas feições sobre a superfície da Terra ocorrem como um resultado de deformação ao longo de margens convergentes. A feição distinta de algumas margens é o desenvolvimento de uma **melange**, ou seja, uma mistura caótica de rocha quebrada, fraturada e massas argilosas englobadas cisalhadas. Uma vez que a zona de subducção se estabelece uma fossa é criada, onde sedimentos se acumulam. Essa massa de sedimentos provém da erosão de rochas vulcânicas do arco magmático que se depositam na fossa e também de material pelágico de mar profundo depositado sobre o assoalho submarino que são trazidos à zona de subducção pelo movimento de convergência da placa oceânica. Essa massa de sedimentos recebe o nome de **cunha acrescionária**, **prisma acrescionário** ou **complexo de subducção**. A placa mergulhante arrasta as rochas sedimentares para baixo da placa cavalgante.

As rochas sedimentares possuem baixa densidade e como resultado tendem a flutuar e não



podem ser arrastadas muito longe. Os sedimentos apanhados entre a placa cavalgante e a mergulhante são fraturados, triturados, cisalhados e falhados junto com fragmentos das duas placas envolvidas. As rochas sedimentares frias são arrastadas tão rapidamente que elas permanecem mais frias do que as rochas adjacentes a mesma profundidade. A medida que a melange espessa ela torna-se metaforizada. O tipo de metamorfismo que é comum em muitas zonas de melange, portanto, é o de alta pressão e baixa temperatura, metamorfismo distinguido por **xistos azuis** e **ou eclogitos**. A cor azul advém do anfibólio azulado chamado glaucofano.

Placas

As placas compostas principalmente de crosta oceânica são as seguintes:

Filipinas, Pacífica, Juan de Fuca, Cocos, Caribenha, Nazca e Escócia (no Atlântico sul); e as placas compostas principalmente de crosta oceânica e continental são a Eurasiana, Australiana-Indiana, Norte Americana, Sul Americana e Africana.

Dorsais Meso-oceânicas

Cordilheiras submarinas, denominadas dorsais meso-oceânicas, são de origem vulcânica. Ocorrem nos oceanos Pacífico, Atlântico e Índico. Apresentam fraturas perpendiculares. Em

certos locais despontam ilhas, como é o caso da Islândia. Na figura abaixo, dorsais meso-oceânicas do Oceano Atlântico Norte e zonas de fraturas transversais.



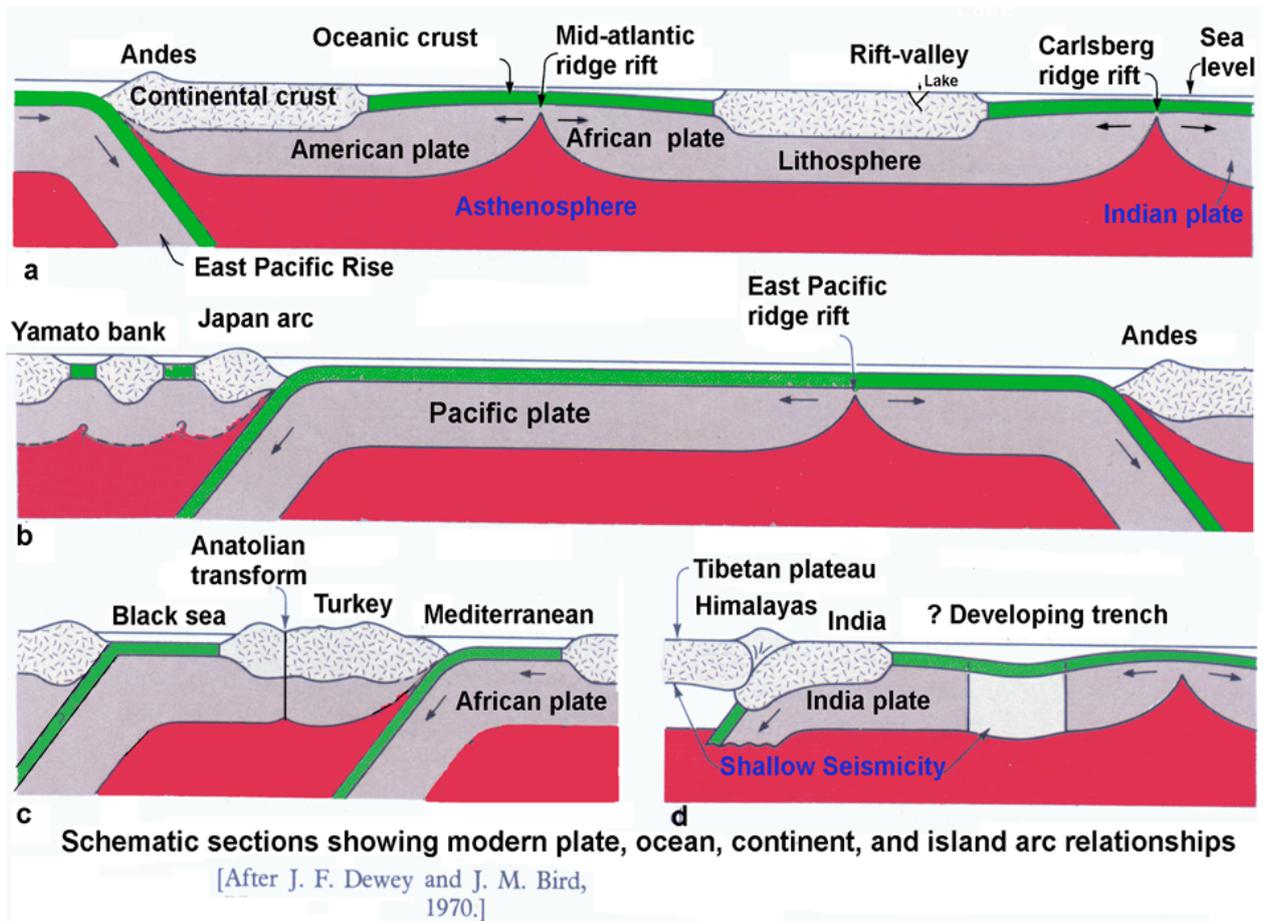
Figure 10-35
An artist's representation of the floor of the North Atlantic Ocean based on bathymetric studies of Bruce C. Heezen

As dorsais meso-oceânicas são o maior conjunto de montanhas do mundo. Cerca de 84.000 km de comprimento, aproximadamente 1500 km de largura e 3 km de altura. Apresentam uma depressão central denominada rift valley. Cobrem cerca de 20 % do assoalho oceânico. As dorsais são segmentadas por zonas de fraturas transversais. As dorsais baixam de uma profundidade de cerca de 2.600 m na sua crista até uma profundidade de 5500 m, depois de decorridos 80 milhões de anos. A medida que passa o tempo as rochas da dorsal esfriam, ficam mais densas e sofrem subsidência térmica, dando lugar as planícies abissais.

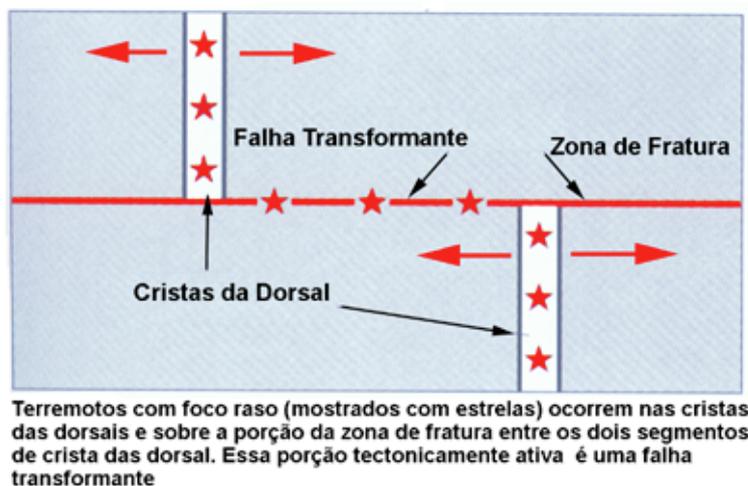
A dorsal que passa pela Islândia também está sob um hot spot, de maneira que o calor adicional eleva as rochas basálticas para além da superfície do oceano. A Islândia é um laboratório para o estudo da criação de placa oceânica e fenômenos correlatos às placas divergentes.

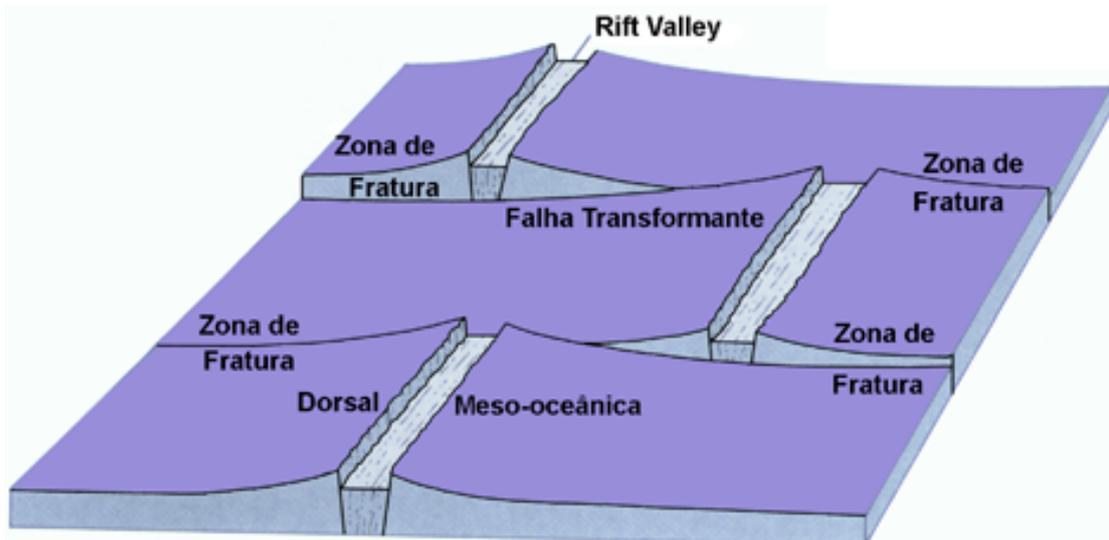
Zonas de Fraturas

Zonas de fraturas são linhas de fraqueza na crosta da Terra que cruzam as dorsais meso-oceânicas aproximadamente em ângulos retos. O *rift valley* da dorsal meso-oceânica é deslocado em muitos lugares no contato com a zona de fratura e o assoalho oceânico sobre um lado da zona de fratura está freqüentemente com elevação diferente do que o assoalho do outro lado, produzindo escarpas íngremes conforme pode ser observado na figura abaixo.

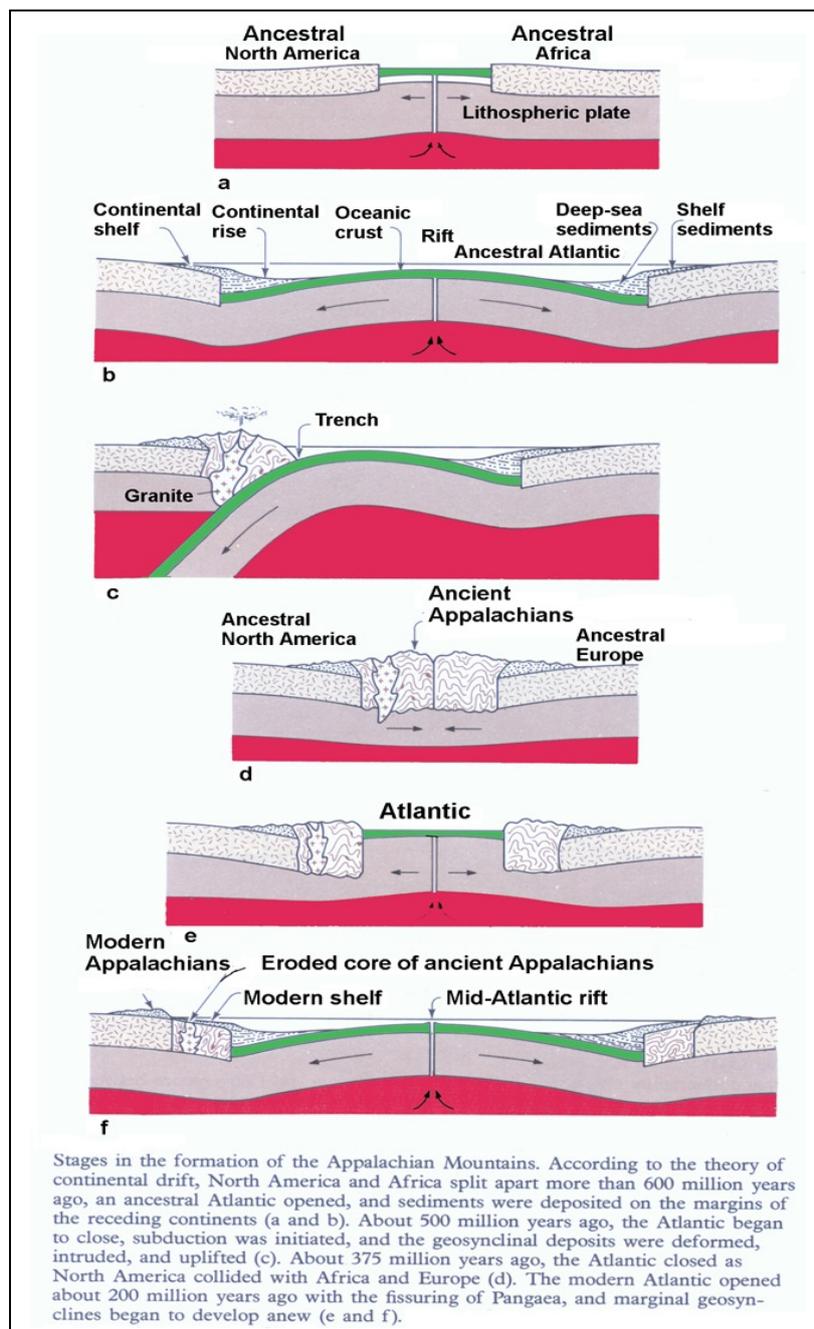


Terremotos com foco raso ocorrem sobre a zona de fratura mas são confinados àquelas porções da zona de fratura entre segmentos de rift valleys. A porção da zona de fratura que apresenta terremotos é conhecida como **falha transformante**. As zonas de fraturas se estendem por milhares de quilômetros através do assoalho oceânico, geralmente até as margens continentais. Embora as zonas de fraturas sejam difíceis de traçar onde elas estão soterradas por sedimentos das planícies abissais e do sopé continental, alguns geólogos pensam que eles possam traçar as extensões das zonas de fraturas sobre os continentes. Alguns alinhamentos estruturais importantes sobre os continentes parecem ocorrer na extensão hipotética das zonas de fraturas oceânicas.

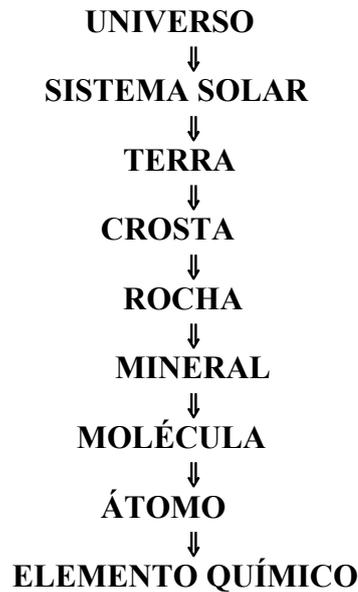




Zonas de fraturas, que correm perpendiculares às cristas das dorsais e separam as dorsais em segmentos, são frequentemente marcadas por escarpas íngremes de até 3 km de altura.



Capítulo 3 – OS MATERIAIS TERRESTRES



ALGUMAS DEFINIÇÕES

A Crosta é formada de rochas, que são constituídas de minerais e mineralóides (vidro vulcânico, carvão e outros de origem orgânica).

MINERAL: É um elemento ou composto químico, de composição geralmente definida, de ocorrência natural e estrutura interna ordenada. Em geral são sólidos (exceto água e mercúrio nas CNTP) e produzidos por processos inorgânicos.

MINERALÓIDE : Possui todas as características dos minerais, porém não têm estrutura interna ordenada (amorfo).

MINERALOGIA: Estuda os minerais: composição, estrutura cristalina, propriedades, condições de gênese e importância prática.

ROCHA: É um agregado natural, formado de um ou mais minerais (ou mineralóides), que constitui parte essencial da Crosta Terrestre e é nitidamente individualizada (podendo ser representadas em mapas geológicos). Nelas os minerais se agregam obedecendo leis físicas, químicas ou físico-químicas, dependendo das condições em que se forma esta ou aquela rocha.

MINERAIS

MINERALOGIA é a ciência geológica que estuda os minerais, isto é, estuda o material que compõe as rochas da crosta terrestre, e que se, enquadram como matéria-prima indispensável para o desenvolvimento de uma nação.

A Mineralogia é um campo de estudo integrado, relacionado intimamente, de um lado com a Geologia e de outro lado com a Física e Química.

No estudo das ciências da Terra é fundamental compreender e sentir, sem nenhuma dúvida, o que é um mineral, um cristal, um minério e uma rocha. Com observação, experiência e estudo sistematizado devemos saber distinguir, por exemplo, um mineral qualquer de uma substância

produzida pelos seres vivos, do mesmo modo que instintivamente sabemos distinguir os entes que nos cercam e as coisas produzidas por eles.

Os elementos químicos naturais formam mais de 2.000 diferentes combinações químicas, denominadas minerais, que constituem o reino mineral. Podemos definir:

MINERAL - é toda substância que ocorre na natureza, produzida por processos inorgânicos, com composição química característica e usualmente possuidora de estrutura interna tridimensional (cristalina) que muitas vezes é expressa por formas geométricas externas ou ainda,

MINERAL é toda substância natural, sólida e inorgânica que possui composição química determinada e apresenta propriedades morfológicas e físicas características.

Os minerais são sólidos, sob as condições normais de pressão e temperatura. Alguns geólogos consideram a água e o mercúrio como minerais, mas a rigor não o são. A água passa para o estado sólido a 0 °C e o mercúrio a -39 °C. Portanto, a água só é um mineral quando está sob a forma de gelo nas geleiras. A característica essencial do mineral é a sua ocorrência natural .

Assim, por exemplo, a substância química NaCl tanto pode ser encontrada na natureza como também pode ser produzida no laboratório. No primeiro caso é designada pelo nome mineralógico **HALITA** e no segundo caso não é designada como mineral, mas sim como produto químico Cloreto de Sódio (sal)

Os minerais são de caráter inorgânico e podem ser: elementos químicos (Cu, Au, Pt, Ag, S, Hg) e compostos químicos (Fe₂O₃, SiO₂, CaCO₃). Algumas composições minerais são na verdade muito complexas, consistindo de dez elementos ou mais. Um mineral deve:

- ser naturalmente formado, gemas sintéticas não são minerais
- ser um sólido, exclui todos os líquidos e gases
- ser de origem inorgânica
- ter uma composição química específica
- ter estrutura cristalina característica.

COMO SE FORMAM OS MINERAIS ?

Os minerais são formados pelo processo de cristalização, o crescimento de um sólido a partir de material cujos átomos constituintes podem juntar-se na proporção química apropriada com um arranjo cristalino específico.

A cristalização ocorre pela adição de átomos às faces do cristal. Isto é possível porque as camadas externas de átomos sobre um cristal nunca estão completadas e podem ser estendidas indefinidamente. Um ambiente adequado para o crescimento do cristal inclui: (1) adequada concentração dos tipos de átomos ou íons requeridos para um determinado mineral e (2) pressão e temperatura apropriadas.

MINERALÓIDES

Algumas substâncias de natureza orgânica são, em alguns casos, classificadas como mineralóides, tais como, o âmbar, o carvão e o petróleo. Mineralóides são substâncias formadas por processos orgânicos ou inorgânicos, que não desenvolvem estrutura interna cristalina. Dentre os formados por processos inorgânicos, temos a opala e vidro vulcânico e orgânicos temos, turfa, linhito, hulha, antracito e petróleo, os quais são também chamados de combustíveis fósseis.

O estudo da identificação dos minerais pode ser realizado de duas maneiras macroscópica e microscopicamente. Macroscopicamente o mineral pode ser observado e analisado em amostras de mão a olho nu, lupa de mão ou lupa binocular de pequeno aumento onde observam-se várias

propriedades físicas. Microscopicamente através de microscópios especializados, tais como o microscópio petrográfico ou o microscópio eletrônico.

Além dos métodos mineralógicos acima referidos os minerais podem ser identificados ainda por análise química, análise microquímica, análise da chama, análise térmica diferencial, raios x, análise espectrográfica etc.

SUBSTÂNCIAS CRISTALINAS E AMORFAS – A maioria das substâncias, tanto formadas na natureza como nos laboratórios, tem um arranjo tridimensional interno, ordenado e definido, dos seus átomos constituintes e são ditas como possuindo uma estrutura cristalina. Sob condições favoráveis, podem se desenvolver como sólidos, limitadas por superfícies planas naturais e são chamadas **cristais**. As superfícies planas são denominadas faces ou planos cristalinos. Em alguns casos, alguns minerais não apresentam estrutura cristalina aparente, mas ao exame de raios-x e microscópio eletrônico mostram uma estrutura cristalina. Neste caso, esses minerais tem uma estrutura criptocristalina, submicroscópica.

CRISTAIS – São minerais que, sob condições favoráveis, podem manifestar-se externamente por superfícies limitantes, planas e lisas.

Um mineral se encontra em estado cristalino quando seus átomos possuem arranjo interno ordenado e são separados por distâncias interatômicas constantes. Por exemplo, um fragmento qualquer de quartzo, que não mais apresente sua forma geométrica exterior, continua com as mesmas propriedades encontradas em um cristal completo.

Um sólido cristalino com faces bem formadas, diz-se que é **idiomorfo (euédrico)**, se possui faces imperfeitamente desenvolvidas será **subidiomorfo (subédrico)** e, sem faces, chama-se de **xenomorfo (anédrico)**.

Quando os sólidos não possuem uma estrutura cristalina são ditos **amorfos**. Quando estas substâncias ocorrem naturalmente são designadas, então, de mineralóides. O vidro e a opala são substâncias amorfas.

O ramo da mineralogia que estuda os cristais é a **CRISTALOGRAFIA**.

O sólido quando é do tipo cristalino tem chances de crescer indefinidamente enquanto houver espaço para tanto. O sólido amorfo, não.

A composição química, por si só, não é suficiente para a definição das propriedades de um mineral. Por exemplo, o carbono pode originar, a depender de sua estruturação cristalina, tanto o diamante como a grafita.

Ambos minerais têm a mesma composição química, entretanto suas propriedades são bastante distintas, algumas antagônicas: o diamante tem alto peso específico (menor espaçamento entre os átomos de carbono), enquanto que a grafita toma-se quebradiça, devido ao grande espaçamento existente entre seus átomos agrupados paralelamente à base de seu arranjo prismático hexagonal.

A estes minerais, formados de uma mesma composição química, porém com propriedades distintas, denominamos de **polimorfos**.

Exemplos de polimorfos com os minerais mais comuns

C	Grafita (Hexagonal)
	Diamante (Cúbico)
CaCO₃	Calcita (Trigonal)
	Aragonita (Ortorrômico)
FeS₂	Pirita (Cúbico)
	Marcassita (Ortorrômico)
SiO₂	Quartzo (Hexagonal)
	Cristobalita (Tetragonal)
	Tridimita (Triclínico)

Quando vários minerais possuem composição química diferente, porém cristalizam-se com a mesma forma, os denominamos de **isomorfos** e o fenômeno é chamado **isomorfismo**. Exemplos:

Triclínico ⇒ Grupo dos plagioclásios - NaSi₃O₈ (albita) e CaAl₂Si₂O₈ (anortita)

Romboédrico ⇒ Gr. dos carbonatos Calcita - Magnesita - Siderita (CaCO₃ - MgCO₃ - FeCO₃)

Ortorrômico ⇒ Grupo das olivinas - Forsterita (Mg)₂SiO₄ e Faialita (Fe)₂SiO₄

Cúbico ⇒ Grupo das granadas = Fórmula geral A₃B₂(SiO₄)₃. Onde A pode ser qualquer um dos cátions Mg⁺², Fe⁺², Ca⁺² e Mn⁺² ou uma mistura deles, enquanto B pode ser Al⁺³, Fe⁺³, Cr⁺³ ou uma mistura deles.

Substituição iônica

Certos íons de tamanho e carga semelhantes podem ser substituídos um por outro dentro da estrutura do cristal, dependendo sobre qual elemento é mais disponível durante a formação do mineral. Como resultado de tais trocas iônicas, alguns minerais que tem um mesmo arranjo interno podem ter variações pequenas na sua composição química, sem alterar sua estabilidade. Íons podem ser substituídos por outros se seus raios iônicos diferem em menos do que 15 %. Caso uma substituição apresente diferença em carga entre o íon substituído e novo íon, esta diferença deve ser compensada por outra substituição na mesma estrutura a fim de manter a neutralidade elétrica. Esses minerais que intercambiam íons são chamados de **soluções sólidas**.

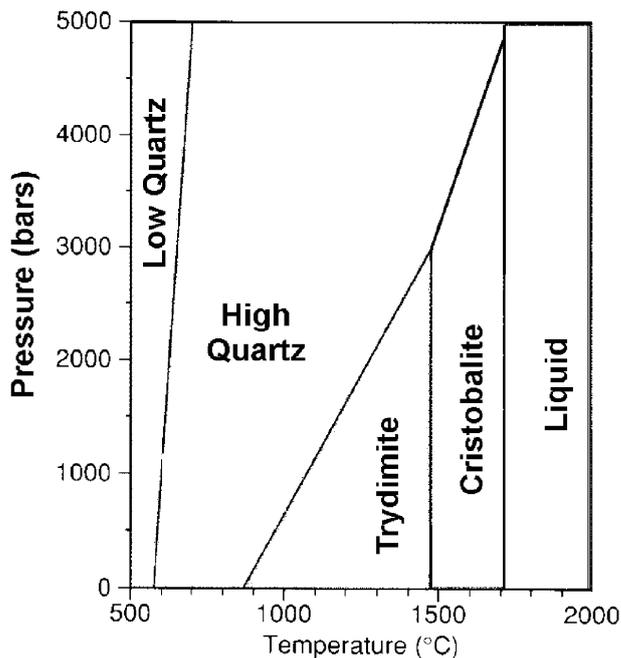
Ferro (Fe⁺²) e Magnésio (Mg⁺²), que são aproximadamente idênticos em tamanho e carga, substituem-se livremente um pelo outro no mineral olivina (Fe, Mg)₂SiO₄. (Note: Na fórmula química de minerais, os elementos que podem substituir um pelo outro na estrutura cristalina do cristal aparecem entre parênteses e são separados por vírgulas).

A cor, ponto de fusão, dureza e outras características químicas da olivina diferem dependendo se Fe⁺² ou Mg⁺² é predominante, mas sua estabilidade química e estrutura cristalina são inafetadas.

Campo de estabilidade

Outra feição importante de cada mineral é que ele é estável somente sobre determinadas condições. O ambiente que existe quando o mineral cristaliza determina qual dos muitos milhares de minerais se formarão. As condições ambientais, que decidem se um mineral é estável, são

principalmente pressão, temperatura e composição. Nos chamamos um mineral estável si ele existir em equilíbrio com seu ambiente. Em tal caso, haverá pequena tendência para mudanças posteriores.



Embora minerais tenham campos de estabilidade distintos, eles podem permanecer em existência longe daquelas condições; quando isto acontece o mineral é metaestável. Isto ocorre porque as reações para formar o novo mineral realizam-se a uma taxa muito lenta.

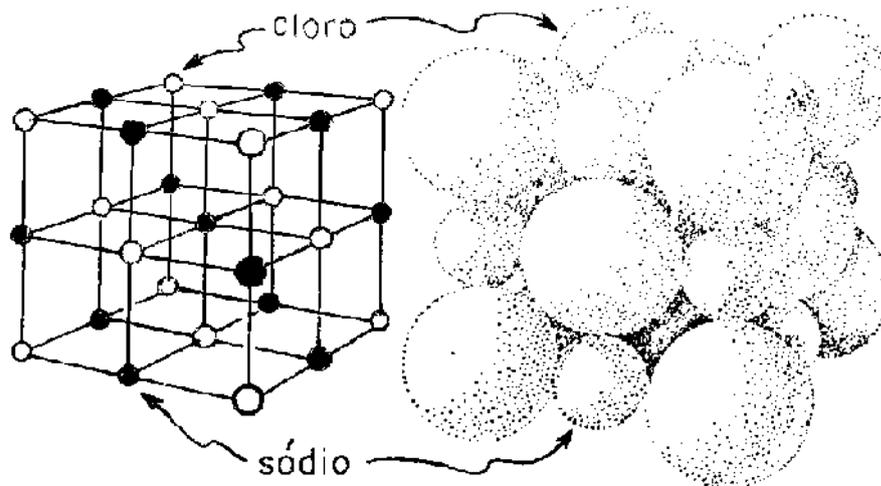
A estabilidade do quartzo depende da pressão e temperatura. Outros minerais de mesma composição (SiO_2), mas com diferente arranjo atômico são estáveis a outras pressões e temperaturas (Veja exemplos em polimorfismo). O próprio quartzo baixo (α) e alto (β) mostram arranjo cristalino distinto.

A FORMA CRISTALINA

A forma do cristal é muito importante na identificação do mineral. Ela reflete a estrutura e a disposição de átomos dos minerais. Algumas vezes o cristal é tão simétrico e perfeito em suas faces que se coloca em dúvida a sua origem natural. Na maioria das vezes cristais perfeitos são muito raros. Em geral eles desenvolvem apenas algumas de suas faces. As superfícies planares que limitam um cristal são chamadas faces do cristal e o arranjo geométrico das faces dos cristais é chamado **forma** do cristal. Entretanto, o tamanho das faces dos cristais varia muito em um mesmo mineral, mas em 1669 Nicolau Steno demonstrou que não é o tamanho relativo das faces que é característico de cada cristal e sim o ângulo dessas faces que é constante. Ele descobriu o que se chama a **lei da constância dos ângulos interfaciais** ou **ângulos diedros** dos minerais, deduzindo algum arranjo interno responsável por essa regularidade. Entretanto, foi Max von Laue (1912) que demonstrou pelo uso de raios-x que os cristais são feitos de átomos arranjados em disposição geométrica fixa. As duas características fundamentais de um mineral que juntas o distinguem de outros minerais são a composição química e a sua estrutura cristalina.

SISTEMAS CRISTALINOS

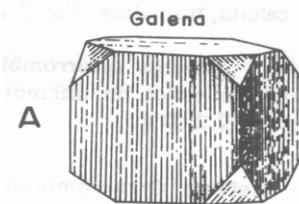
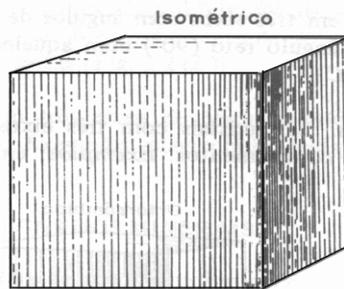
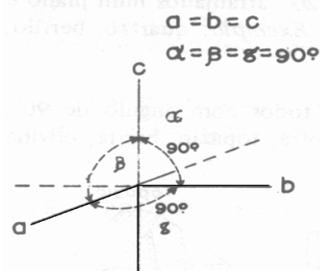
Os minerais, como já se observou, podem desenvolver-se segundo formas geométricas definidas e, neste caso, segundo um sistema cristalino. Dependendo das distâncias entre os átomos ou grupos de átomos nas três direções do espaço, e dos ângulos que estas direções fazem entre si, os cristais são subdivididos em seis sistemas cristalinos. Cada um deles comporta inúmeras formas, mas sempre dentro de determinadas leis que caracterizam os eixos e os ângulos formadores da figura geométrica. Cada cristal se desenvolve sempre segundo um dos sistemas cristalinos, esta é uma propriedade física inerente ao cristal, como é o caso da halita (ClNa).



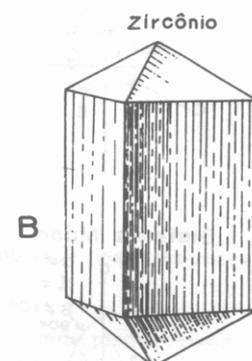
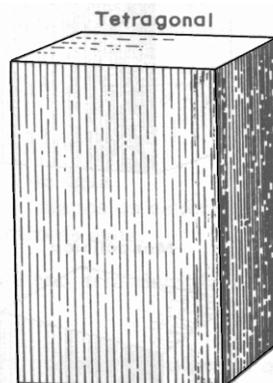
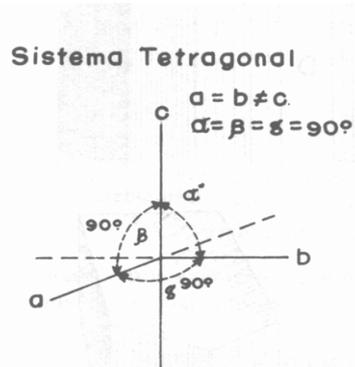
Os sistemas cristalinos são:

- **Sistema cúbico** (isométrico). Inclui cristais em que os três eixos têm o mesmo comprimento com ângulos retos (90°) entre estes, como um cubo. Exemplos: galena, pirita, halita (sal de cozinha) [Fig. (A)].

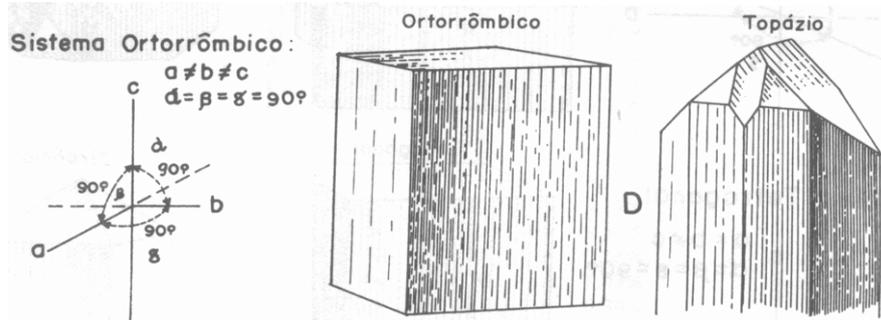
Sistema cúbico =



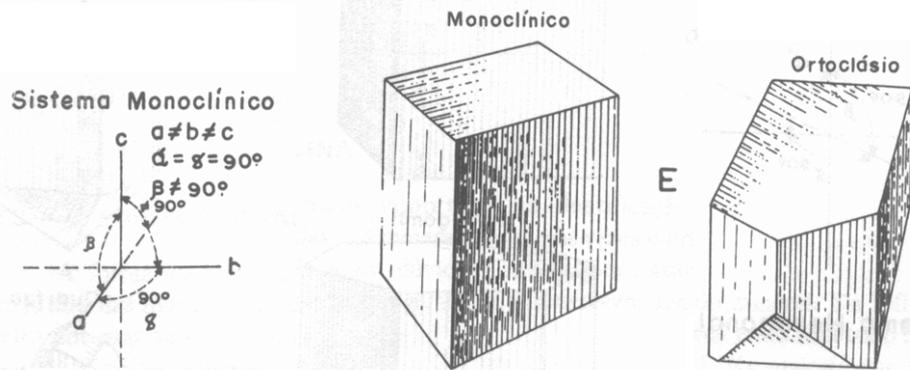
- **Sistema Tetragonal**. Tem dois eixos de igual comprimento e um desigual. O ângulo formado entre os três eixos é de 90° . Exemplos: zircônio, rutilo e cassiterita [Fig. (B)].



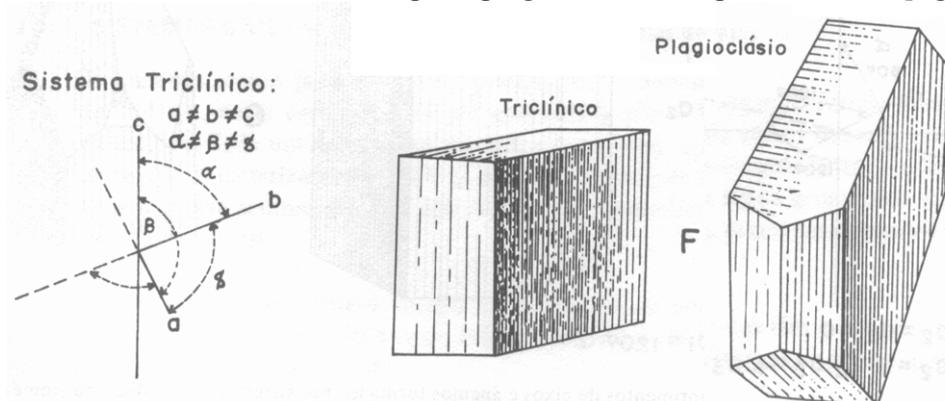
- **Sistema ortorrômbico.** São cristais com três eixos, todos com ângulo de 90° , porém todos de diferentes comprimentos. Exemplos: enxofre, topázio, barita, olivina [(fig. (D))]



- **Sistema monoclinico.** Tem três eixos diferentes, dois dos quais formam ângulos de 90° entre si, e o terceiro tem um ângulo diferente de 90° com o plano dos outros dois. Exemplos: ortoclásio, gipsita, micas [fig (E)]

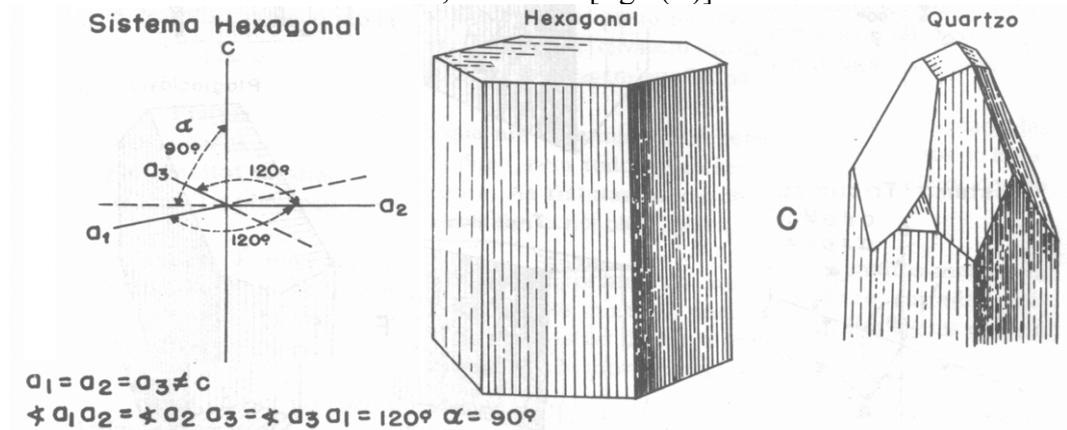


- **Sistema triclinico.** Tem três eixos de comprimento diferente e nenhuma forma ângulo de 90° com os outros. Exemplos: plagioclásio, feldspato, rodonita [fig. (F)]



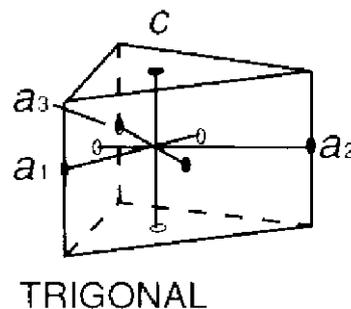
•

- **Sistema hexagonal.** Tem três eixos com ângulo de 120° arranjados num plano e um quarto eixo formando ângulo reto (90°) com aqueles. Exemplos: Quartzo, berilo, calcita, turmalina [fig. (C)]



O sistema trigonal também tem três eixos com ângulo de 120° , arranjados num plano, mas cada eixo vai de uma aresta até a face oposta. Possui também um eixo perpendicular aos outros .

Alguns autores consideram o sistema Trigonal (Romboédrico) como apenas uma subdivisão do sistema hexagonal.



LIGAÇÕES QUÍMICAS DOS MINERAIS

Os íons e átomos que constituem os compostos são mantidos juntos por forças elétricas entre íons elétrons e prótons, que nos chamamos ligações químicas. Dois tipos maiores de ligações são encontrados na maioria dos minerais formadores de rochas.: **ligações iônicas** e **ligações covalentes**. Outros tipos são **ligações metálicas** e **intermoleculares**.

Ligações iônicas

Ligações desse tipo por atração elétrica entre íons de carga oposta, tais como Na^+ e Cl^- no cloreto de sódio, em que um íon cede elétrons e o outro íon recebe esses mesmos elétrons. A força de uma ligação iônica decresce grandemente quando a distância entre os íons aumenta. A força da ligação aumenta quando as cargas dos íons aumentam. Cerca de **90 %** dos minerais tem esse tipo de ligação.

Ligações covalentes

Elementos que não ganham ou perdem elétrons para formar íons, mas formam compostos que repartem elétrons são mantidos juntos por ligações covalentes. As ligações covalentes são geralmente mais fortes do que as ligações iônicas. O diamante é um exemplo. No diamante os

átomos de carbono têm quatro elétrons na camada externa e adquirem mais quatro por coparticipação dos elétrons para alcançar uma camada externa completa com oito elétrons. No diamante, cada átomo de carbono é cercado por quatro outros arranjados em um tetraedro regular (uma forma piramidal de 4 lados, cada lado é um triângulo). Nesta configuração, cada átomo de carbono coparticipa um elétron com cada um de seus quatro vizinhos e assim alcança um conjunto estável de oito elétrons na sua camada externa.

Ligações metálicas

Átomos de elementos metálicos, que tem forte tendências a perder elétrons, se empacotam juntos como cátions, enquanto elétrons móveis livres são partilhados e dispersados entre os íons. Esta ligação livre de elétrons resulta em uma espécie de ligação covalente que nos chamamos de **ligação metálica**. Ela é encontrada em um pequeno número de minerais, entre eles o cobre nativo e alguns sulfetos.

Ligações intermoleculares

Ligações intermoleculares resultam de uma carga fraca negativa ou positiva que se desenvolve em locações específicas dentro de um grupo de átomos devido a uma distribuição desigual de seus elétrons móveis. Minerais não existem como moléculas, entretanto o grupo de átomos que compõe minerais tem muito das mesmas qualidades das moléculas, sendo também sujeitos a ligações intermoleculares. A água é um bom exemplo. Cada molécula de água consiste de dois átomos de hidrogênio covalentemente ligados a um átomo de oxigênio. Devido a carga positiva do núcleo do átomo de oxigênio ser maior do que a dos átomos de hidrogênio, os elétrons compartilhados são mais atraídos e tendem a passar mais tempo próximos ao núcleo de oxigênio; o átomo de oxigênio desenvolve uma carga negativa fraca devido a presença de elétrons carregados negativamente. Uma vez que os elétrons ficam menos tempo próximo aos núcleos de hidrogênio, uma carga positiva se desenvolve no lado dos hidrogênios na molécula (devido a relativa ausência de elétrons). Essas regiões carregadas atraem regiões opostamente carregadas de moléculas das redondezas, formando **ligações de hidrogênio** fracas com essas moléculas.

Em um tipo diferente de ligação intermolecular, um número de elétrons é momentaneamente agrupado no mesmo lado de um núcleo de átomo, dando àquele lado do átomo uma carga levemente negativa e ao lado pobre em elétrons uma carga levemente positiva. O lado positivo pode atrair brevemente elétrons de átomos vizinhos e o lado carregado negativamente pode atrair brevemente o núcleo de átomos vizinhos. Este tipo de atração intermolecular fraca é chamado de **ligação Van der Waals**. A grafita tem ligações fortes na sua estrutura na forma de lamelas hexagonais, mas as ligações com lamelas adjacentes é feita através das forças de Van der Waals.

OUTROS CONCEITOS

MINÉRIO - Denomina-se minério toda a massa monomineral, polimineral ou mineralóide de onde podemos extrair, economicamente, um elemento químico ou um composto químico. Por exemplo, o mineral hematita (Fe_2O_3) é considerado um minério de ferro.

Geralmente o leigo imagina que os minerais ocorrem em grandes concentrações, lençóis, etc. Na realidade os minerais economicamente aproveitáveis estão escassamente dispersos na crosta da terra e dificilmente, seriam encontrados, se não fosse a feliz ocorrência localizada, sob certas condições geológicas, de concentrações capazes de proporcionar um retomo rápido e lucrativo do grande investimento que se realiza para sua descoberta e exploração. O minério após sua retirada da mina deve ser concentrado pela ação do homem.

Dos 2.000 minerais citados anteriormente, apenas cerca de 300 são considerados economicamente interessantes. Além disso apenas uns 50 minerais são constituintes mais comuns da maioria das rochas.

JAZIDA - É qualquer depósito mineral que contenha reservas economicamente desejáveis de alguma substância útil. Quando se fala em jazida, esta ainda não sofreu exploração.

MINA - É uma jazida em produção econômica de um ou mais bens minerais. Uma mina pode extrair apenas um bem mineral ou dois ou mais. No primeiro caso a mina só produz um produto. No segundo caso a mina pode produzir um produto principal e um subproduto ou um coproduto. Quando a mina produz um subproduto ele não é essencial à atividade da mina. No caso de produzir um coproduto, ambos são essenciais à atividade da mina. Uma mina pode produzir somente urânio, então ele é o produto. As minas de urânio e vanádio dos Estados Unidos precisam produzir ambos os produtos para sobreviverem. Neste caso tratam-se de coprodutos. Já as minas de ouro da África do Sul produzem também urânio que se não for vendido, não afetará a produção de ouro do país; nesse caso o urânio é um subproduto.

ROCHA - É um agregado natural de um ou mais minerais. Também poderemos definir uma rocha como sendo uma grande massa monomineral ou polimineral, com características próprias quanto a sua origem, natureza e disposição dos minerais que a constituem. Portanto o que caracteriza uma rocha é a sua morfologia, disposição e percentagens de seus minerais constituintes, bem como o mineral ou minerais dominantes. Por exemplo, o itabirito é uma rocha formada por quartzo e hematita que apresenta valor econômico. Sua importância econômica reside no alto teor de hematita, ou seja, essa rocha é um minério de ferro.

PROPRIEDADES DOS MINERAIS

Os minerais caracterizam-se por suas propriedades físicas, químicas, óticas e eletromagnéticas, propriedades estas que nos permitem sua identificação, muitas vezes por testes relativamente simples. Vejamos as principais dessas propriedades:

Propriedades Físicas

a) Estrutura - Refere-se ao arranjo interno dos cristais, onde os átomos são dispostos regularmente, segundo sistemas fixos e constantes.

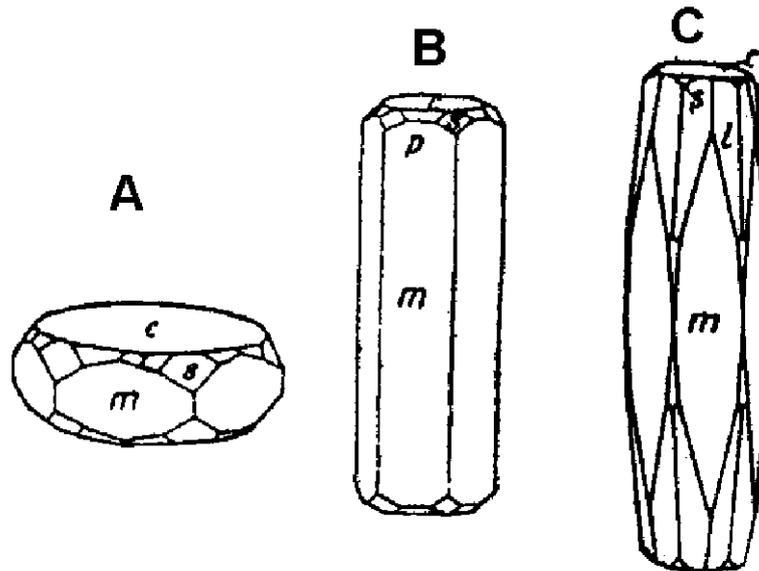
b) Fácies - A totalidade das faces que apresenta um cristal constitui a sua fácies;

c) Hábito cristalino – forma geométrica externa habitual do mineral formada a partir do desenvolvimento relativo das faces em condições favoráveis que reflete a sua estrutura cristalina.

Estas duas últimas características são muito diversas, segundo sejam as condições de formação dos cristais e inclusive podem ser típicas e próprias de cada jazida. Existem minerais que possuem sempre um tipo de desenvolvimento semelhante, como vemos no hábito de prismas curtos das micas, e é então um bom caráter determinativo.

Várias são as formas que tomam os cristais isolados: prismática, octaédrica, cúbica, romboédrica, dodecaédrica, tabular, lamelar etc.

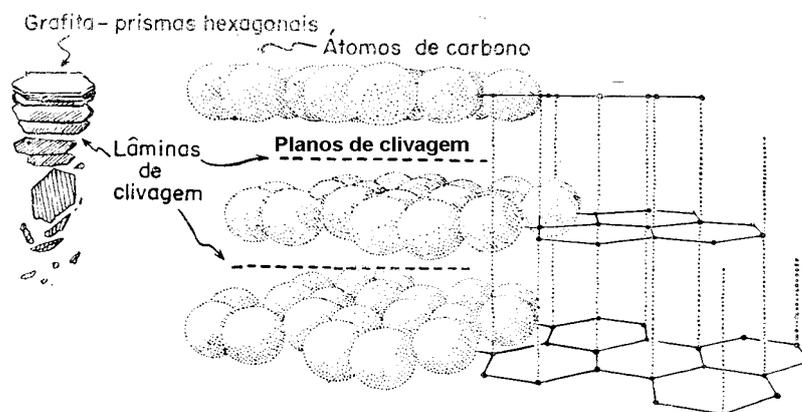
Alguns minerais apresentam uma forma tão distintiva que nos podemos usar essa propriedade como uma ferramenta de identificação sem a necessidade de medir seus ângulos diedros. Galena, por exemplo, tem um hábito cúbico, magnetita octaédrico, malaquita fibroso etc.



Os cristais A B e C mostram combinações de berilo. A e B tem o mesmo número de faces, portanto tem a mesma **facies** e diferentes **hábitos**; pelo contrário B e C tendo o mesmo hábito são de facies diferentes.

d) Clivagem - É a maior ou menor facilidade que uma substância cristalina possui em dividir-se em planos paralelos. Ex. as micas e a calcita.

A clivagem reflete planos de fraqueza na estrutura e, por conseguinte, é geralmente perpendicular às direções nas quais as ligações iônicas são de baixa resistência. Todas as amostras de uma determinada espécie mineral possuem a mesma clivagem, porque todos eles apresentam o mesmo arranjo interno comum dos átomos e, portanto, as mesmas direções de fraqueza.



A clivagem. pode ser proeminente (micas, galenas) perfeita (feldspatos); distinta (fluorita); indistinta (apatita) etc. A clivagem ainda pode ser em uma direção, lamelar (micas) três direções, cúbica (halita) etc.

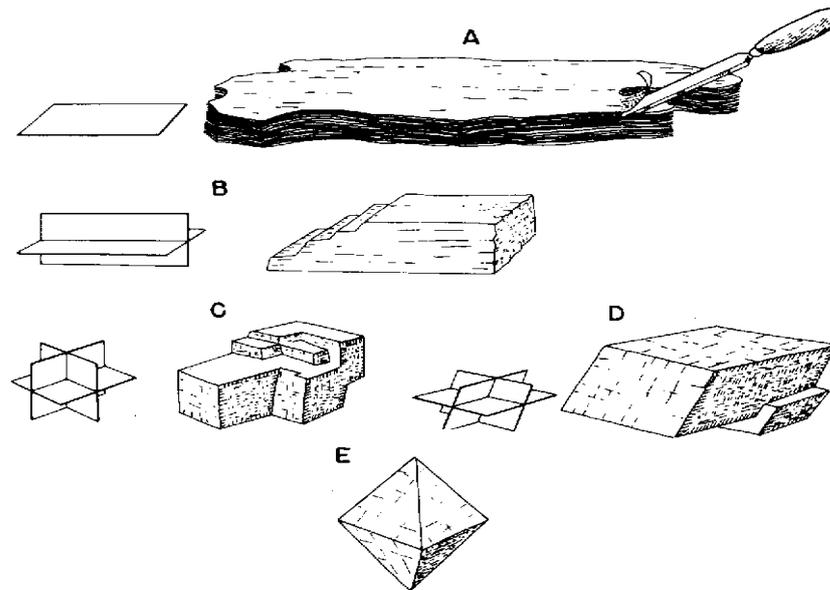


Figura 25 – Direções de clivagem. Em (A), o cristal mostra clivagem segundo uma única direção, comum nas micas, como é o caso da mica muscovita acima representada. Em (B), a clivagem se faz segundo dois planos que se cortam em ângulos retos, resultando superfícies brilhosas. O exemplo é um feldspato. A clivagem em três direções está representada em (C) pela galena. É uma clivagem da qual resultam seis superfícies. São próprias do sistema cúbico. Em (D), três direções que não se cortam em ângulos retos, caso que se verifica na calcita. Em (E), a clivagem em quatro direções, formando um octaedro. Exemplo desta é o diamante e a fluorita.

Não se deve confundir planos de clivagem com faces de cristal, embora ambos sejam planos do retículo cristalino, a clivagem, representa características internas da estrutura do mineral, enquanto as faces de cristal representem terminações de crescimento que, uma vez destruídas, não admitem duplicações por subdivisões sucessivas.

e) Dureza - É a resistência oferecida por um mineral à abrasão ou ao risco, Essa propriedade ajuda no reconhecimento rápido dos minerais. Todo mineral tem uma dureza ou variação de dureza que, em última análise, depende da resistência das suas ligações químicas. Alguns minerais apresentam resistência diferente em faces diferentes ou segundo direções diferentes em uma mesma facies, indicando que a dureza é uma propriedade vetorial. Por exemplo, na cianita a dureza é igual a 5 paralela ao comprimento, mas é 7 perpendicular ao comprimento do cristal.

Os graus diferentes de dureza podem ser determinados riscando-se um mineral com o outro. Esta operação, relativamente simples, quebra as ligações e desorganiza o arranjo atômico do mineral mais mole.

Indica-se a dureza de um mineral, ou de qualquer outra substância, em termos da escala de Mohs, escala que consiste em dez minerais arranjados na ordem crescente de dureza relativa.

O método idealizado pelo austríaco Mohs baseia-se no seguinte princípio: cada mineral padrão risca todos que estão em posição inferior na escala e é riscado pelos que lhes são superiores. Assim a fluorita, por exemplo, risca a calcita, a gipsita e o talco e é riscada pela apatita e os que lhe seguem até o diamante.

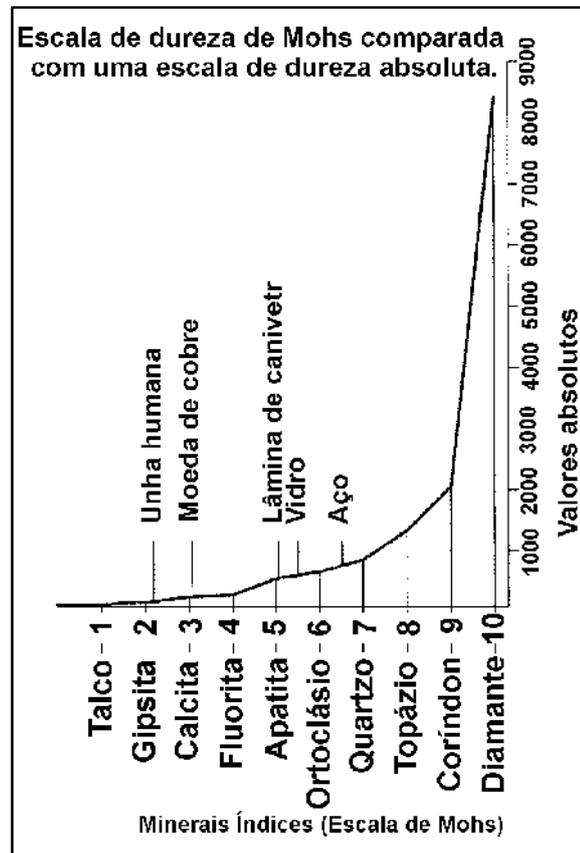
Na prática, pode-se usar a unha como dureza igual a 2 - 2,5 e o vidro, lima ou canivete como dureza de 5- 5,5. Para testar a dureza, traço, cor, etc., devem-se tomar superfícies frescas (não alteradas) do mineral, porque as superfícies alteradas apresentam propriedades um pouco diferentes.

ESCALA DE MOHS

DUREZA	MINERAL PADRÃO	COMPOSIÇÃO	QUÍMICA	
1	TALCO	Hidrossilicato de Magnésio	$Mg_3Si_4O_{10}(HO)_2$??
2	GIPSITA	Sulfato hidratado de cálcio	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	32
2,5	Unha Humana			
3	CALCITA	Carbonato de Cálcio	$CaCO_3$	135
3	Moeda de Cobre			
4	FLUORITA	Fluoreto de Cálcio	CaF_2	163
5	APATITA	Fluorofosfato de Cálcio	$Ca_5(PO_4)_3(OH,F,Cl)_2$	430
5,5	Lâmina de Canivete			
6	ORTOCLÁSIO	Silicato de Alumínio e Potásio	$KAlSi_3O_8$	560
6,5	Aço			
7	QUARTZO	Sílica	SiO_2	820
8	TOPÁZIO	Flúor silicato de Alumínio	$Al_2SiO(OH,F)_2$	1340
9	CORÍNDON	Óxido de Alumínio	Al_2O_3	1800
10	DIAMANTE	Carbono	C	7000

A última coluna representa a escala de dureza absoluta (escala de Knoop)

Pode ser observado que a Escala de Mohs a dureza relativa entre pares de minerais varia muito. Por exemplo, a diferença de dureza absoluta entre coríndon e diamante é muitas vezes maior do que entre a de topázio e coríndon.



f) Tenacidade - É a resistência que os minerais oferecem ao choque, corte e esmagamento. Os minerais quanto a tenacidade podem ser denominados de:

- **Rúptil (Frágil)** - quando se quebra ou pulveriza facilmente ao ser golpeado. Exemplo: diamante, quartzo.
- **Maleável** - quando se reduz a lâmina quando esmagado. Ex. : ouro
- **Dúctil** - quando pode ser estirado para formar fios. Ex.: cobre
- **Séctil** - quando se corta em lâminas com facilidade. Ex.: talco, gipsita.
- **Elástico** - Quando cessada a pressão original o mineral retorna a sua posição original. Ex. talco
- **Plástico** - Quando cessada a pressão original o mineral não retoma a posição original. Ex.: talco
- **Fratura** - É a maneira pela qual quando o mineral se rompe ao longo de uma superfície que não é plano de clivagem ou um possível plano cristalográfico.

Numa fratura, as ligações químicas são rompidas de um modo irregular não relacionado com a simetria da estrutura interna do mineral.

As fraturas dos minerais são expressas por termos que dão uma idéia da natureza do rompimento. Ela é denominada **conchoidal** quando as superfícies são lisas e curvas, semelhante a superfície interna de uma concha. O quartzo e o vidro exibem fratura desse tipo. Quando o mineral se rompe mostrando estilhaços ou fibras diz-se que a fratura é **estilhaçada** ou **fibrosa** (amianto). **Serrilhada** é o nome dado à superfície de fratura de um mineral que mostra bordas dentadas, irregulares e cortantes. Irregular quando o cristal quebra em superfícies irregulares.

g) Peso Específico ou Densidade Relativa - É um número adimensional que indica quantas vezes um certo volume desse mineral é mais pesado que um mesmo volume de água destilada a temperatura de 4 °C. A título de ilustração, relacionamos alguns minerais mais conhecidos com suas respectivas densidades relativas.

DENSIDADES RELATIVAS

Halita	2,1	Dolomita	2,87
Grafita	2,2	Hematita	5,26
Quartzo	2,65	Mercúrio	13,6
Calcita	2,71	Ouro	19,4

A densidade é uma propriedade importante na identificação dos minerais, principalmente, quando se manuseia cristais raros ou pedras preciosas, porquanto muitos outros testes ou ensaios danificam as amostras.

Para a determinação do peso específico o mineral deve ser pesado imerso e fora d'água. O processo usa a balança de Jolly, aplicando a seguinte fórmula

$$G = \frac{b - a}{b - c}$$

onde b = Peso do mineral fora d'água

a = Referência inicial da Balança

c = Peso do mineral dentro da água

assim, por exemplo, se um mineral tem densidade 3,0, significa que ele pesa três vezes mais que igual volume d'água. Por exemplo, um litro de ouro pesa 19 kg e um litro d'água apenas 1 kg.

PRINCIPAIS PROPRIEDADES ÓTICAS DOS MINERAIS

a) Diafaneidade - É a propriedade dos minerais quanto à penetração da luz. Dizemos que o mineral é:

- **Transparente** - Quando vemos objetos com nitidez através dos minerais: diamante etc.
- **Translúcido** - Quando só deixa passar a luz, não permitindo a observação de objetos através dele: opala, calcedônia etc.
- **Opacos** - Quando não se deixa atravessar pela luz: galena, magnetita etc.

b) Brilho - A aparência de uma superfície fresca de mineral em luz refletida é o seu brilho. É a capacidade que os minerais possuem de refletir a luz incidente.

Podemos reconhecer dois tipos de brilho: o metálico e o não metálico.

b.1) Brilho metálico é a propriedade dos minerais opacos. Um mineral tem brilho metálico quando apresenta aspecto de um metal polido, como a galena, o ouro, a hematita, a pirita, e outros.

b.2) Brilho não metálico é uma propriedade característica dos minerais transparentes e translúcidos que se caracterizam por apresentarem um aspecto não metálico, como o quartzo, a calcita, o enxofre, o diamante, etc.

Há vários tipos de brilho não metálico. Alguns termos usados para descrever brilho são:

- **Vítreo** - semelhante ao dos vidros. Ex. : o quartzo, o topázio, o berílio.
- **Resinoso** - semelhante ao do breu, do enxofre nativo.
- **Perláceo ou Macarado** - semelhante ao da madrepérola, como o da gipsita. lamelar, o da superfície de clivagem dos feldspatos e de algumas amostras de calcita.
- **Sedoso** - típico dos minerais fibrosos: crisolita, variedade da serpentina, conhecida por asbesto ou amianto, cujas fibras lembram perfeitamente o aspecto de fios de seda.
- **Adamantino** - característico do diamante, rutilo, esfalerita. Não é fácil definir este tipo de brilho e para quem não tem prática, um brilho vítreo cintilante poderá ser confundido com o brilho adamantino.
- **Ceroso** - É o que nos lembra o aspecto de um pedaço de cera, como por exemplo o brilho da calcedônia

c) Cor - É uma das propriedades físicas mais importantes para a determinação dos minerais. A cor é função da absorção seletiva de certos comprimentos de onda da luz por alguns átomos dos minerais. Uma fração da luz é refletida e a outra é transmitida. A cor raramente é útil ao diagnóstico de minerais, por causa das impurezas que os mesmos possuem, bem como em consequência do estado de cristalinidade e de imperfeições estruturais, que exercem ampla influência na cor resultante.

O quartzo pode ser incolor, leitoso, esfumado, róseo ou, ainda, admitir várias totalidades, devido às impurezas. O mesmo acontece com a fluorita. Alguns cristais mostram um jogo de cores quando virado em posições diferentes em relação a uma fonte de luz mostra as várias cores espectrais em uma rápida sucessão. Um mineral também pode mostrar uma mudança de cores quando girado em relação a uma fonte de luz.

Quanto à cor, os minerais podem ser:

c.1) Idiocromáticos - São os minerais que tem cor própria, constante para a mesma espécie mineral: enxofre, cinábrio, malaquita.

c.2) Alocromáticos - São os minerais de cores variáveis: quartzo, fluorita.

c.3) Acróicos - São os minerais incolores quando puros.

Cores dos Minerais Metálicos

Vermelho: cobre nativo

Amarelo: ouro, pirita, calcopirita

Branco Argênteo: prata nativa

Branco Acinzentado: galena, arsenopirita

Preto Acinzentado: cassiterita, hematita, esfalerita

Cores dos Minerais Não Metálicos

Preto: augita, biotita, anfibólio, piroxênio

Azul: lazulita

Azul-da-Prússia: cianita

Verde-Esmeralda: esmeralda

Amarelo-Citrino: enxofre

Amarelo: Topázio

Vermelho-escarlate: cinábrio

Vermelho-Acastanhado: limonita

Castanho-Avermelhado: zircão

d) Traço - A cor do pó, deixado por um mineral, sobre um outro que lhe seja mais duro, é conhecido como sendo o seu traço. A cor do traço dos minerais é freqüentemente usada na sua identificação, principalmente os minerais metálicos ou os minerais idiocromáticos. Para aferir a cor dos minerais usa-se geralmente uma placa de porcelana branca, cuja dureza é mais ou menos 7. Os minerais de dureza inferior a 7 deixam nessa placa um traço, cuja cor será melhor apreciada, espalhando-se o pó, muito fino, que caracteriza o traço.

O traço é muitas vezes mais importante na identificação de um mineral do que sua cor, uma vez que a influência do estado de agregação (dimensões dos grãos, compactação, etc.) será menor. A cor do mineral pode ser diferente do traço.

MINERAL	COR	TRAÇO
Ouro	Amarela	Amarelo
Pirita	Amarela	Cinza Esverdeado
Magnetita	Cinza Escura	Preto
Hematita	Escura	Avermelhado
Limonita	Escura	Amarelo

e) Luminescência - Qualquer emissão de luz por parte dos minerais, que não seja resultante de incandescência, é conhecida como luminescência.

f) Fluorescência - Alguns minerais se tomam luminescentes quando expostos a luz ultravioleta, raios-X ou raios catódicos. Neste caso eles são ditos fluorescentes. Se a luminescência persiste após a extinção da fonte luminosa o mineral é dito fosforescente.

PROPRIEDADES ELÉTRICAS, MAGNÉTICAS E RADIOATIVAS

a) Piezoelectricidade - Se uma carga elétrica é desenvolvida na superfície de um cristal, em consequência de pressões exercidas nas extremidades de seu eixo cristalográfico, o cristal é dito possuir piezoelectricidade. O quartzo é o mineral piezoelétrico mais importante. É extremamente sensível a este fenômeno. Devido a esta propriedade ele é bastante empregado na indústria eletrônica.

b) Piroeletricidade - O desenvolvimento simultâneo de cargas elétricas, negativas e positivas, nas extremidades opostas de um cristal, sob determinadas condições de mudanças de temperatura, é o que se denomina piroeletricidade. Exemplo: Turmalina.

c) Magnetismo - Aqueles minerais em que em seu estado natural são atraídos por um ímã são ditos magnéticos. Pouquíssimos minerais são magnéticos naturalmente. Exemplo: a magnetita (Fe_3O_4) e a Pirrotita (FeS).

d) Radioatividade - São vários os minerais radiativos, isto é, minerais que emitem energia ou partículas que impressionam uma chapa fotográfica. Os elementos mais radiativos são o rádio, o urânio e o tório. Dentre os minerais radiativos, temos: monazita, pirocloro, uraninita, etc.

PROPRIEDADES QUÍMICAS

A composição dos minerais é de importância fundamental, pois suas propriedades químicas e demais propriedades, são, em grande parte, funções dela. Todavia essas propriedades dependem não somente da composição química, mas da geometria (ou arranjo atômico) e da natureza das forças elétricas que agrupam os átomos.

De acordo com o esquema de classificação de Dana (1912), os minerais são divididos em classes, dependendo do grupo de ânions predominantes. Assim, os minerais que possuem uma inconfundível série de semelhanças muito mais acentuadas e mais marcantes que aqueles reunidos em grupos catiônicos. Deste modo um carbonato de ferro (Siderita) guarda uma semelhança, muito maior, com os demais carbonatos do que, digamos, com um sulfeto de ferro (Pirita).

Alguns minerais são constituídos apenas por um único elemento químico (Au, Pt, S, Ag, diamante e grafite). Como existem na natureza livres de qualquer combinação, são denominados de elementos nativos. Outros minerais são compostos químicos minerais, as vezes bastante complexos, podendo ser agrupados nas seguintes classes:

1. Elementos nativos	7. Nitratos
2. Sulfetos	8. Boratos
3. Sulfossais	9. Fosfatos
4. óxidos	10. Sulfatos
5. Halogenados	11. Tungstos
6. Carbonatos	12. Silicatos

- Dessas classes nos deteremos um pouco mais (por serem as mais importantes para o ri curso) nas propositadamente em negrito.

COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DA CROSTA CONTINENTAL

MINERAL	% NA CROSTA
Feldspatos	58
Piroxênios + Anfibólios	13
Quartzo	11
Micas + clorita + argilas	10
Carbonatos + óxidos + sulfetos + halóides	03
Olivinas	03
Epidoto+granada+zeólitas+aluminossilicatos	02
total	100

Cristais são formados a partir de:

Solução NaCl (Sal)

Massa fundida H₂O (Gelo)

vapor S (Enxofre)

SILICATOS

Mais do que 95 % da crosta da Terra é composta de minerais de silicatos, um grupo de minerais contendo silício e oxigênio ligados em uma unidade de tetraedros, com quatro átomos de oxigênio e um átomo de silício no centro do tetraedro. Os tetraedros podem manter-se isolados ou formam agrupamentos. Várias configurações fundamentais desses agrupamentos de tetraedros são cadeias simples, cadeias duplas, lâminas bi-dimensionais ou arcabouços tridimensionais.

Os tetraedros de sílica combinam para formar minerais de duas maneiras. Na combinação mais simples, os íons de oxigênio dos tetraedros ligam-se com outros elementos, tais como ferro ou magnésio. A olivina é um exemplo. A maioria dos minerais de silicatos, entretanto são formados pela coparticipação de um íon de oxigênio entre dois tetraedros adjacentes. Desta maneira, os tetraedros formam uma unidade iônica maior com dois tetraedros. Seis tetraedros ou mais também podem se unir, formando um anel de seis tetraedros ou como as contas de um colar. Caso os tetraedros anelares se unirem a outros formam-se cadeias longas ou lâminas. Veja a figura.

1. isolados - olivinas
2. duplas - epidoto
3. Anéis - cordierita, berilo
4. Cadeia simples - piroxênios
5. Cadeias duplas - anfibólios
6. Lâminas bi-dimensionais - micas, cloritas e minerais das argilas
7. Arcabouços tri-dimensionais - feldspatos e quartzo

Os elétrons livres do tetraedro de sílica são equilibrados por vários íons metálicos, tais como cálcio, sódio, potássio, magnésio e ferro. Os minerais de silicatos assim contém tetraedros de sílica ligados a íons metálicos segundo vários padrões, conforme a figura abaixo.

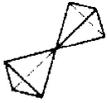
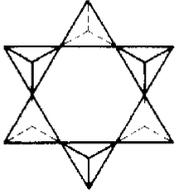
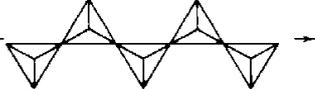
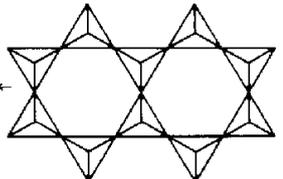
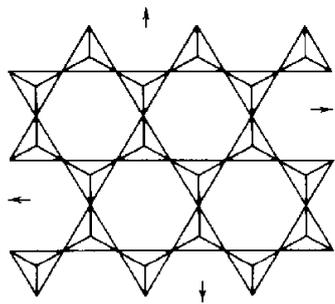
	Arrangement of silica tetrahedra	Isolated polymerized groups	Name	Typical mineral composition
Isolated tetrahedra		$(\text{SiO}_2)^{4-}$	Olivine	$(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$
		Formula of the complex ions $(\text{Si}_2\text{O}_7)^{6-}$	Epidote	$\text{Ca}_2\text{Fe}_2\text{Al}_2\text{O}[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4](\text{OH})$
Continuous chains		$(\text{Si}_6\text{O}_{18})^{12-}$	Beryl	$\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$
		$(\text{SiO}_3)_n^{2-}$	Pyroxene	$\text{CaMg}(\text{SiO}_3)_2$ (Variety: diopside)
		$(\text{Si}_4\text{O}_{11})_n^{6-}$	Amphibol	$\text{Ca}_2\text{Mg}_5(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2(\text{OH})_2$ (Variety: tremolite)
Continuous sheets		$(\text{Si}_4\text{O}_{10})_n^{4-}$	Mica	$\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ (Variety: muscovite)
Three-dimensional networks	Too complex to be shown by a simple two-dimensional drawing	(SiO_2)	Quartz	SiO_2

FIGURE 2.22 Summary of the way silicate anions polymerize to form the complex anions of the common silicate minerals.

MINERAIS FORMADORES DE ROCHAS

Componentes que definem ou classificam as rochas:

	Minerais Essenciais	Principais mais importantes
Composição da Rocha	Minerais Secundários	Mais ou menos importantes
	Minerais Acessórios	Algumas vezes importantes
	Minerais Traços	Sem importância na Classificação

Os minerais traços as vezes têm importância econômica.

MINERAIS FORMADORES DE ROCHAS ÍGNEAS

Grupo mais importante - silicatos

	Feldspatos Alcalinos (K- Feldspatos)
Rochas Ácidas (>65 % SiO ₂)	Quartzo
(Minerais Félsicos)	Plagioclásio (Na ⁺)
	Muscovita

Rochas Intermediárias	Feldspatóides
(65% - 62% de SiO ₂)	Plagioclásios (Na ⁺ , Ca ⁺⁺)

	Plagioclásios (Ca ⁺⁺)
Rochas Básicas	Biotita
(52% - 45% de SiO ₂)	Anfibólios
	Piroxênios

Rochas Ultrabásicas	Piroxênios
(< 45% SiO ₂)	Olivinas

MINERAIS DE IMPORTÂNCIA ECONÔMICA

Conceito: Minerais cuja exploração resulta numa atividade de rendimento econômico (Mineração)

	Recursos Estratégicos (Monopólio ?)
Recursos Minerais	Recursos Energéticos
	Recursos Comerciais

Minério: Rocha composta de minerais com alta concentração de um determinado elemento químico (metal).

Minérios Metálicos

Metais Preciosos: Ouro, Prata, Platina, Paládio

Metais Ferrosos: Ferro, Manganês

Metais Não-Ferrosos (Básicos): Cobre, Chumbo, Zinco Estanho

Metais Leves: Alumínio, Magnésio, Titânio

Metais Menores: Bismuto, Mercúrio

Metais Radioativos: Urânio, Tório, Césio, Lítio

Minérios Não-Metálicos (Jazidas):

Enxofre, Caulim, Calcário, Dolomito, Gipsita (Gesso), Sal-Gema, Apatita, Fosforita etc.

Gemas Preciosas e Semi-Preciosas:

Diamante, Rubi, Esmeralda, safira, Água Marinha, Turmalina, Ametista.

Combustíveis fósseis:

	Turfa
Série do Carvão	Linhito
	Carvão
	Antracito
	Arenito Asfáltico
Betume e Hidrocarbonetos	Folhelho Betuminoso
	Petróleo
	Gás Natural

Capítulo 4 – Escala de Tempo Geológico

Durante muitos anos, não se sabia nenhum método confiável para datar os vários eventos no passado geológico. Em 1869, John Wesley Powell fez uma pioneira expedição ao Rio Colorado e ao Grand Canyon, nos Estados Unidos.

Powell observou que os canyons desta região representavam um livro de revelações escrito nas rochas, como uma Bíblia da geologia. Ele afirmou que milhões de anos da história da Terra estavam expostos nas paredes do Grand Canyon.

Semelhante a um longo e complicado livro de história, **as rochas registram os eventos geológicos e as mudanças das formas de vida ao longo do tempo**. Este livro, contudo, não está completo. Muitas páginas, especialmente nos primeiros capítulos, foram perdidas. Ainda hoje, muitas partes deste livro precisam ser decifradas.

Interpretar a história da Terra é um dos objetivos fundamentais das ciências geológicas. Um dos princípios básicos usados, ainda nos dias atuais, para desvendar a história da Terra foi postulado por James Hutton no seu livro “Teoria da Terra”, publicado em 1700 – **O Princípio do Uniformitarismo**. Este princípio diz que as leis químicas, físicas e biológicas que operam atualmente são as mesmas que operaram no passado geológico. Isso significa que as forças e os processos que nós observamos atualmente agindo no nosso planeta têm atuado desde muito tempo atrás.

Então, para deciframos as rochas antigas, temos, primeiramente, que compreender os processos que atuam hoje e os seus resultados. O Princípio do Uniformitarismo é geralmente expresso pelo ditado “o presente é a chave para o passado”.

Os geólogos que desenvolveram a **escala de tempo geológico (Figura 26 e 27)** revolucionaram a maneira com que as pessoas concebiam o tempo e como percebiam o nosso planeta. Eles mostraram que a Terra é muito mais antiga do que se poderia imaginar e que a sua superfície e o seu interior sofreram mudanças no passado através dos mesmos processos geológicos que operam atualmente.

A escala de tempo geológico é uma escala que divide os 4,5 bilhões de anos da história da Terra em unidades de várias magnitudes de acordo com os eventos geológicos ocorridos.

A principal subdivisão da escala de tempo geológico é chamada de **eon**. Os geólogos dividiram o tempo geológico em dois grandes eons:

* **Pré-cambriano** (dividido em Arqueano e Proterozóico): representa os primeiros 4 bilhões de anos da história do planeta.

* **Fanerozóico**: representa últimos 540 milhões de anos.

O Pré-cambriano representa cerca de 88% da história da Terra, mas pouco se sabe sobre este período. Devido à grande raridade de fósseis para datações, não foi possível subdividi-lo em pequenas unidades de tempo.

O Fanerozóico é marcado pelo aparecimento de animais com partes duras, como as conchas, que permitiram a sua preservação fóssil. Este eon foi dividido em três eras, que, por sua vez, foram divididas em **períodos**:

* **Era Paleozóica** (540 – 248 milhões de anos atrás): marca o aparecimento de diversos organismos invertebrados, dos primeiros organismos com conchas, dos peixes, das plantas terrestres, dos insetos, dos anfíbios e dos répteis. Por outro lado, o final desta era é marcada pela extinção de várias espécies, estima-se que aproximadamente 80% da vida marinha desapareceu nesta era.

Durante esta era, o movimento das placas juntou todas as massas continentais em um único supercontinente chamado Pangea. Esta redistribuição de massa e terra gerou grandes mudanças climáticas que se acredita ser a causa da grande extinção de espécies ocorrida nesta época.

Está subdividida em seis períodos:

Cambriano

Ordoviciano

Siluriano

Devoniano

Carbonífero

Permiano

* **Era Mesozóica** (248 – 65 milhões de anos atrás): é marcada pelo aparecimento e extinção dos dinossauros e pelo surgimento dos primeiros pássaros e das primeiras plantas com flores. Está subdividida em três períodos:

Triássico

Jurássico

Cretáceo

* **Era Cenozóica** (65 milhões de anos até os dias atuais): representa a menor de todas as eras e que se encontra melhor registrada. Marca o aparecimento dos mamíferos e o desenvolvimento da vida humana. Está subdividida em dois períodos:

Terciário

Quaternário

HISTÓRIA DA TERRA

JOÃO PAIS
CENTRO DE ESTUDOS GEOLÓGICOS
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA (UNL)
QUINTA DA TORRE, 2825 MONTE DE CAPARICA

EON	ERA	PERÍODO	ÉPOCA	Milhões de anos	EVOLUÇÃO BIOLÓGICA	GLACIAÇÕES	OROGÊNESE	PALEOGEOGRAFIA	
FANEROZÓICO	CENOZÓICO	Quaternário	Holocénico	,01	Faunas e floras actuais Primeiras manifestações de arte Sepulturas mais antigas				
			Plistocénico	1,8	Extinção dos mastodontes e dinotérios Aparecimento dos bois, cavalos e veados Primeiros utensílios de pedra.				
		Neogénico	Pliocénico	5,3					
			Miocénico	23,8	Aparecimento dos homínídeos			Elevação dos Himalaias Ligação das duas Américas Fecho e dessecação do Mediterrâneo	
		Paleogénico	Oligocénico	34,6	Primeiros proboscídeos				
			Eocénico	56	Primeiros roedores Primeiros equídeos				
			Paleocénico	65	Diversificação rápida dos mamíferos Primeiros primatas				
		MESOZÓICO	Cretácico	145	Últimos rudistas, amonites, belemnites, dinossauros, etc. Metatérios e eutérios diversificados Primeiras angiospérmicas				
			Jurássico	208	Primeiros teleosteos Aparecimento dos prototérios e térios Expansão das amonites Primeiras aves				
	Triásico		245	Répteis manaliinos Primeiros dinossauros (saurisquianos e ornitiscuianos) Aparecimento dos hexacorsiliários Extinção dos trilobites, tetracorsiliários, goniatites, etc. Aparecimento dos holósteos					
	Paleozóico		Pérmico	290	Aparecimento dos répteis				
			Carbonífero	363	Últimos graptolitos Aparecimento dos anfíbios Primeiros gimnospérmicos				
			Devónico	409	Primeiros amonites Últimos graptolóides Primeiras plantas e animais terrestres Primeiros peixes				
	Paleozóico	Silúrico	439	Primeiros nautilóides					
		Ordovícico	510	Primeiros graptolitos Primeiros agnatas					
		Câmbrico	544	Primeiros metazoários com esqueleto externo (trilobites, braquiópodes, equinodermes, moluscos, etc.) Fauna de Ediacara Reprodução sexual					
		Vendiano	1000						
			1400	Primeiros depósitos de carvão (algas)					
	Proterozóico	Sturtiano	1800	Oxigénio livre na atmosfera					
2000			Aparecimento de organismos eucariotas						
Arcaico		2500	Instalação do grande filão do Zimbábwe Organismos fotossintéticos Primeiros microrganismos (bactérias, cianobactérias)						
		3100	Primeiros vestígios de vida (estromatólitos)						
Hadaico		4000	Final do bombardeamento meteórico e constituição das planícies lunares						
		4600	Formação da Terra						

Figura 26 – Tabela da Escala do Tempo Geológico e seus Principais Eventos Evolutivos.

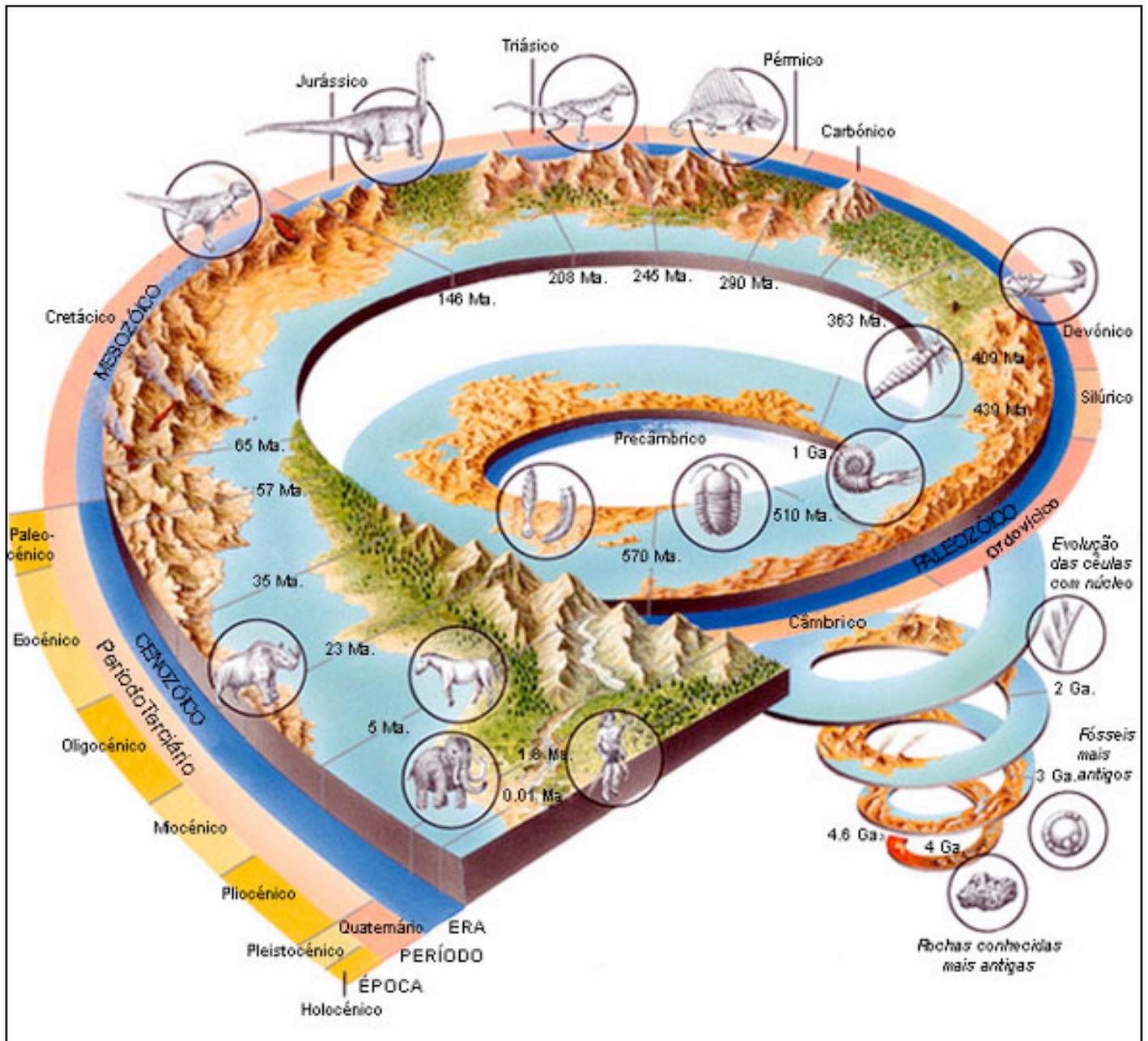


Figura 27 – Espiral do Tempo Geológico Terrestre.

Capítulo 5 – As Rochas

O Ciclo das Rochas

Além do valor econômico associado às rochas e aos minerais, todos os processos da Terra estão de alguma forma ligados às propriedades destes materiais. Desta forma, o conhecimento básico dos materiais terrestres é essencial no conhecimento dos fenômenos que ocorrem no planeta.

As rochas são divididas em três grupos baseados em seu modo de origem: rochas **ígneas, sedimentares e metamórficas** (Figura 28).

A inter-relação entre estes tipos de rochas é representada pelo **ciclo das rochas**. Com isso, o ciclo das rochas demonstra também a integração entre diferentes partes do complexo sistema terrestre.

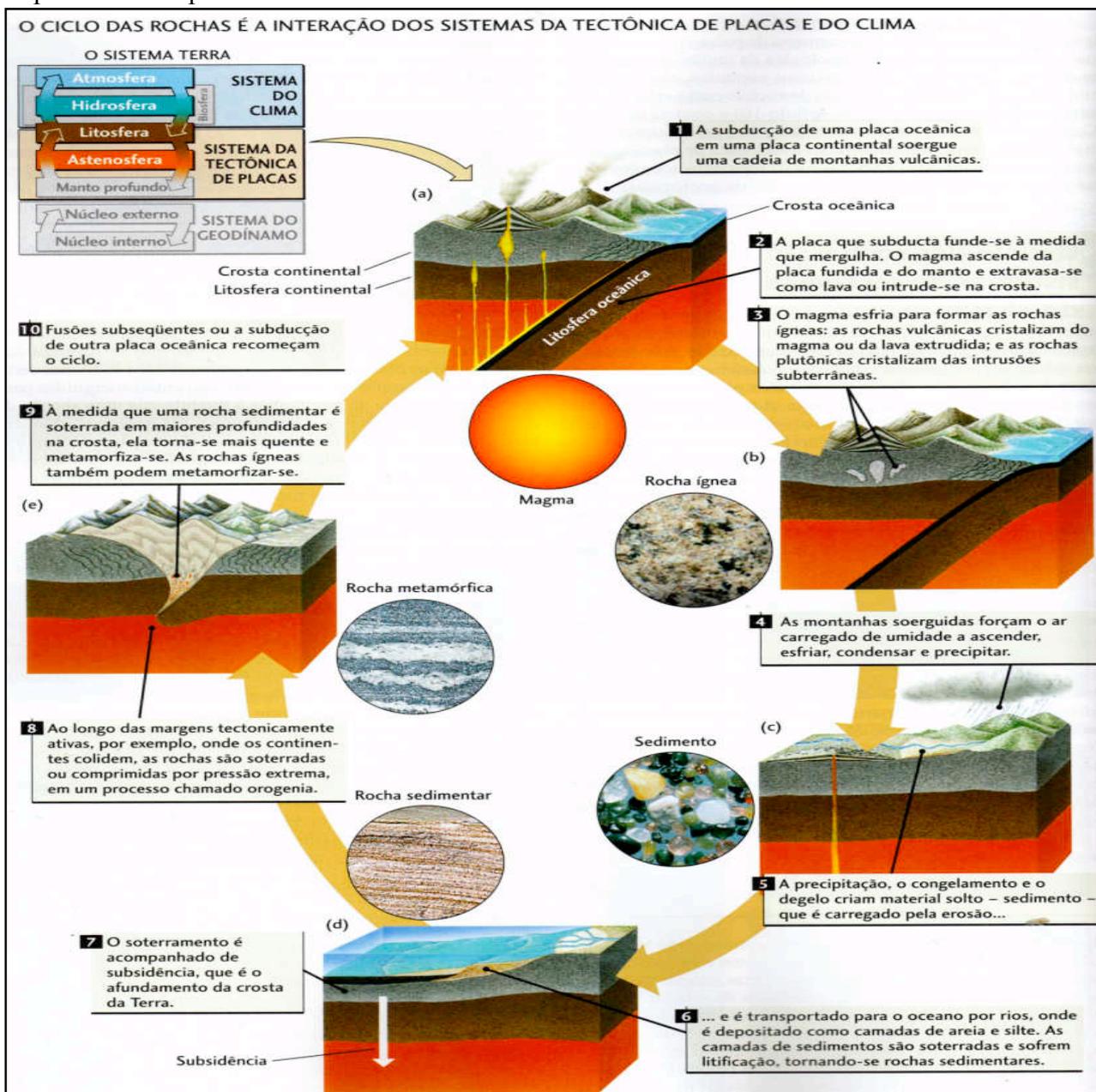


Figura 28 – Ciclo das Rochas e suas Consequências.

O ciclo das rochas nos ajuda a entender a origem das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas e a perceber que cada tipo está ligado aos outros através de processos que agem na superfície e no interior do planeta.

Assim,

* Tomando arbitrariamente um ponto de início para o ciclo das rochas, temos o **magma**. O magma é um material derretido formado no interior do planeta. Eventualmente este material se resfria e se solidifica. Este processo de solidificação do magma é chamado de **crystalização**. A cristalização do magma pode ocorrer na superfície, através de erupções vulcânicas, ou ainda em subsuperfície (no interior da crosta). Em ambos os casos as rochas geradas são chamadas de **rochas ígneas**;

* Quando as rochas ígneas são expostas na superfície (devido a um levantamento crustal, erosão, ou por já terem se cristalizado na superfície), sofrem a ação de agentes como a água, as variações de temperatura, mecanismos de oxidação, etc. Estes agentes causam a desintegração e a decomposição das rochas na superfície num processo chamado de **intemperismo**;

* Este material (partículas e/ou substâncias dissolvidas) resultante da desagregação e decomposição das rochas é chamado de **sedimentos**. Os sedimentos são transportados pelos agentes erosivos – água, gelo, vento ou ondas – e eventualmente são depositados;

* Os sedimentos podem formar campos de dunas, planícies fluviais, mangues, praias, etc. Quando os sedimentos são **compactados**, através da sobreposição de camadas de sedimentos umas sobre as outras, ou **cimentados**, através da percolação de água contendo carbonato de cálcio ou sílica, esses sedimentos, então, se convertem em rocha. Este processo de transformação de sedimentos em rocha é chamado de **litificação** e resulta na formação de rochas sedimentares;

* Se as rochas sedimentares forem submetidas a grandes temperaturas e pressões responderam às mudanças nas condições ambientais com a recristalização e o rearranjo de seus minerais, criando o terceiro tipo de rocha – as **rochas metamórficas**. Essas mudanças ambientais podem ocorrer, por exemplo, se estas rochas forem envolvidas na criação de cadeias de montanhas através de forças tectônicas ou entrarem em contato com massas magmáticas (fluxos de magma);

* Se as condições ambientais a que forem submetidas as rochas sedimentares forem capazes de fundi-las, estas rochas serão transformadas em magma e podem voltar a formar **rochas ígneas**;

* Seguindo um outro caminho, as rochas ígneas podem, ao invés de serem desagregadas e decompostas na superfície, sofrer a ação de esforços compressionais e a elevação da temperatura e pressão pode causar o **metamorfismo** destas rochas, vindo a formar **rochas metamórficas**;

* As rochas metamórficas, quer sejam de origem ígnea ou de origem sedimentar, quando expostas na superfície vão sofrer a ação dos agentes de **intemperismo**, transformando-se em seixos, grãos, partículas ou soluções dissolvidas sendo posteriormente depositados como sedimentos. Caso estes sedimentos sejam **litificados** (cimentação e compactação), formará **rochas sedimentares**;

* Num caminho inverso, as **rochas sedimentares**, expostas na superfície, sofrerão a ação dos processos intempéricos e se desagregarão ou serão decompostas, tornando-se, novamente sedimentos inconsolidados, compondo, por exemplo, planícies ou campos de duna.

As Rochas Ígneas ou Magmáticas

Como já foi dito anteriormente, as rochas ígneas são formadas pela cristalização do magma quando este se resfria.

O magma (rocha fundida) vem de profundidades geralmente acima de 200 km e consiste primariamente de elementos formadores de **minerais silicatados** (minerais do grupo dos silicatos, formados por silício e oxigênio, acrescidos de alumínio, ferro, cálcio, sódio, potássio, magnésio, dentre outros). Além destes elementos, o magma também contém **gases**, principalmente vapor d'água.

Como o magma é menos denso que as rochas, ele migra tentando ascender à superfície, num trabalho que leva centenas a milhares de anos. Chegando à superfície o magma extravasa produzindo as **erupções vulcânicas**.

As grandes explosões que, às vezes, acompanham as erupções vulcânicas são produzidas pelos gases que escapam sob pressão confinada.

As erupções vulcânicas lançam para a superfície **fragmentos de rocha e fluxos de lava**. A lava é similar ao magma, contudo, na lava, a maior parte dos gases constituintes do magma já escapou.

As rochas resultantes da solidificação ou cristalização da lava geram dois tipos de rocha:

* **Rochas vulcânicas ou extrusivas**: são as que se cristalizam na superfície;

* **Rochas plutônicas ou intrusivas**: são aquelas que se cristalizam em profundidade.

À medida que o magma se resfria, são criados cristais de minerais até que todo o líquido é transformado em uma massa sólida pela aglomeração dos cristais.

A razão ou taxa de resfriamento influencia no tamanho dos cristais gerados:

* Quando o resfriamento se dá de forma lenta, os cristais têm tempo suficiente para crescerem, então a rocha formada terá grandes cristais, ou seja, a rocha será constituída por poucos e bem desenvolvidos cristais;

* Quando o resfriamento se dá de forma rápida, ocorrerá a formação de um grande número de pequenos cristais.

Desta forma, se uma rocha ígnea apresenta cristais que são visíveis apenas com o auxílio de um microscópio, sabe-se que ela se cristalizou muito rápido. Mas, se os cristais identificados a olho nu, então essa rocha se cristalizou lentamente.

Em geral, as rochas vulcânicas se cristalizam rapidamente pela brusca mudança de condições de temperatura quando a lava chega à superfície; já as rochas plutônicas geralmente se cristalizam mais lentamente em regiões mais profundas.

Como se Classificam as Rochas Ígneas?

As rochas ígneas podem variar muito de composição e aparência física. Isso ocorre devido às diferenças na composição do magma, da quantidade de gases dissolvidos e do tempo de cristalização (**Figura 29**).



Figura 29 – Principais tipos de rochas ígneas ou magmáticas.

Existem dois principais modos de classificar as rochas ígneas: com base na sua textura e com base na sua composição mineralógica.

Classificação das Rochas Ígneas de Acordo com sua Textura

Afanítica: as rochas apresentam pequenos cristais muito pequenos. Estas rochas podem ter se cristalizado proximalmente à superfície ou na própria superfície. Em algumas situações essas rochas podem mostrar pequenos buracos formados devido ao escape de gases durante a sua cristalização, que são chamados de **vesículas**.



Figura 30 – Textura granular do *gabbro* (cristais não visíveis macroscopicamente).

Fanerítica: são formadas quando as massas de magma se solidificam abaixo da superfície e os cristais têm tempo suficiente para se desenvolverem. Neste caso, a rocha apresenta cristais grandes, que podem ser individualmente identificados.



Figura 31 – Rocha de textura fanerítica (*granito*). Os diferentes cristais da rocha são visíveis macroscopicamente. Característica de rochas plutônicas, com arrefecimento lento do magma.

Porfirítica: como dentro do magma os cristais não são formados ao mesmo tempo, alguns cristais podem ser formados enquanto o material ainda está abaixo da superfície. Se ocorrer a extrusão deste magma, os cristais formados anteriormente, quando o magma estava no interior da crosta, ficarão emersos em um material mais fino solidificado durante a erupção vulcânica. O resultado é uma rocha com cristais grandes emersos em uma matriz de cristais muito finos. Esses cristais maiores são chamados de **pórfiros**, daí a textura receber o nome de porfirítica.



Figura 32 –Traquito porfirítico com fenocristais de feldspato alcalino em matriz de granulação fina.

Vítrea: a textura vítrea ocorre quando, durante as erupções vulcânicas, o material se resfria tão rapidamente em contato com a atmosfera que não há tempo para ordenar a estrutura cristalina. Neste caso, não são formados cristais, e, sim, uma espécie de vidro natural. A mais comum destas rochas é conhecida como **obsidiana**.

Prof. Dr. Dakir Larara Machado da Silva



Figura 33 – Obsidiana “snow-flake”. Rocha efusiva que, devido ao rápido resfriamento, ganha aspecto vítreo. Geralmente originada de magmas riolíticos (estão associados às zonas de colisão de placas continentais onde se originam cadeias montanhosas. Estes são locais onde há uma grande probabilidade de se reunirem as condições de pressão, humidade e temperatura que permitem a formação deste tipo de magma e, conseqüentemente, esse tipo de rocha). É também conhecida como pedra-da-bruxa.

Um outro tipo de rocha vulcânica que exhibe a textura vítrea é a **púmice** (vendida comercialmente como “pedra” púmice ou pomes – **Figura 32**).



Figura 34 – Este é um tipo de rocha vulcânica porosa e leve que se forma durante erupções explosivas. A púmice lembra uma esponja. Todos os tipos de magma podem formar púmice.

Diferentemente da obsidiana, a púmice exhibe muitos veios de ar interligados, como uma esponja, devido ao escape de gases. Algumas amostras de púmice, inclusive, flutuam na água devido a grande quantidade de vazios.

Classificação das Rochas Ígneas de Acordo com sua Composição Mineralógica

A composição mineral das rochas ígneas depende da composição química do magma a partir do qual estes minerais serão formados. Contudo, um mesmo magma pode produzir rochas de composição mineral muito diversa.

O cientista N. L. Bowen descobriu que em magmas resfriados em laboratório, certos minerais se cristalizam primeiro quando em temperaturas muito altas. Com o abaixamento sucessivo da temperatura, novos cristais vão sendo

formados. Ele descobriu, também, que os cristais formados reagem com o magma restante para criar o próximo mineral.

Esta sequência de cristalização é conhecida como série de cristalização magmática ou **Série de Bowen** (Figura 35). Nesta série, a **olivina** é o primeiro mineral a se formar. Ela reage com o magma para formar o **piroxênio** que, por sua vez, reage para formar o **anfíbólio**, e este para formar a **biotita**. Da mesma forma, o **plagioclásio cálcico** é o primeiro a ser formado e de sua reação com o magma se forma o **plagioclásio rico em sódio**. Os últimos minerais a se formar, já em baixas temperaturas, são o **feldspato potássico**, a **muscovita** e o **quartzo**.



Figura 35 – Bowen conduziu uma série de experiências que determinaram a sequência pela qual os minerais se cristalizam em um magma que está em processo de resfriamento. Essa sequência ficou conhecida como As Séries de Reação de Bowen.

Todos estes minerais que fazem parte da Série de Bowen são espécies de **silicatos**, ou seja, são compostos de sílica (silício e oxigênio) associada a algum ou alguns outros elementos químicos, como ferro, cálcio, magnésio, alumínio, potássio, etc.

As rochas ígneas são classificadas em **quatro grupos principais** de acordo com o percentual de sílica presente em cada uma delas:

* **Rochas ultramáficas**: o termo “máfico” vem de *magnésio* e *ferro*. As rochas ultramáficas são compostas por **silicatos de ferro e magnésio** (olivina e piroxênio) e apresentam relativamente pouca sílica (menos que 40%).

A rocha ultramáfica mais comum é o **peridotito**. O peridotito apresenta uma cor verde e é muito denso. Em geral, cristaliza-se abaixo da superfície, mostrando uma textura fanerítica. É composto por 70 a 90% de **olivina**.

* **Rochas máficas**: as rochas máficas contém entre 40 e 50% de sílica e são compostas, principalmente, por **piroxênio** e **plagioclásio cálcico**. Este é o tipo de rocha ígnea mais abundante na crosta, e o seu representante principal é o **basalto**. O basalto é uma rocha escura, relativamente densa e com textura afanítica, pois se cristaliza na superfície ou próximo a ela. Os basaltos são as rochas predominantes nas placas oceânicas e são os principais constituintes de várias ilhas vulcânicas, como as

ilhas do Havaí. Os basaltos também constituem vastas áreas do Brasil, principalmente no Paraná. O equivalente plutônico do basalto é o **gabro**, ou seja, quando o magma de composição basáltica cristaliza em profundidade (abaixo da superfície), formando uma rocha chamada de gabro, que apresenta textura fanerítica.

* **Rochas intermediárias:** as rochas ígneas intermediárias contêm cerca de 60% de sílica. Além do **plagioclásio cálcico** e dos minerais ricos em ferro e magnésio, como os **piroxênios** e **anfíbólios**, contêm também minerais ricos em sódio e alumínio, como **biotita**, **muscovita** e **feldspatos**. Podem apresentar, também, uma pequena quantidade de quartzo.

A rocha vulcânica intermediária mais comum é o **andesito** e o seu equivalente plutônico é o **diorito**. O primeiro apresenta textura afanítica, enquanto que o segundo apresenta textura fanerítica.

* **Rochas félsicas:** o termo “félsico” vem de **feldspato** e **sílica**. Rochas ígneas félsicas contêm mais que 70% de sílica. São geralmente pobres em ferro, magnésio e cálcio.

São ricas em **feldspato potássico**, **micas** (biotita e muscovita) e **quartzo**. A rocha ígnea félsica mais comum é o **granito**. O granito é uma rocha ígnea plutônica. Como o magma félsico é mais viscoso (por ser pobre em água), geralmente se cristaliza antes de chegar à superfície, por isso as rochas félsicas plutônicas são mais comuns. Quando este magma consegue chegar à superfície, extravasando em intensas erupções, a rocha formada é o **riolito**.

As rochas ultramáficas e máficas contêm os primeiros minerais da Série de Bowen, ou seja, são minerais que se cristalizam a temperaturas muito altas (acima de 1000°C). Já as rochas félsicas contêm os últimos minerais a se cristalizarem, com temperaturas mais baixas (abaixo de 800°C).

Rochas Sedimentares

A formação das rochas sedimentares tem início com o intemperismo. O intemperismo quebra as rochas em pequenos pedaços, e alteram a composição química das mesmas e transformando os minerais em outros mais estáveis nas condições ambientais onde o intemperismo está atuando. Depois, a gravidade e os agentes erosivos (águas superficiais, vento, ondas e gelo) removem os produtos do intemperismo e transportam para um novo local onde eles são depositados.

O produto do intemperismo, posteriormente transportados pelos agentes erosivos, é chamado de **sedimento**. Com a continuidade da deposição, esses sedimentos soltos ou **inconsolidados** podem se tornar rocha, ou seja, ser **litificados**:

* Quando uma camada de sedimento é depositada, ela cobre as camadas anteriormente depositadas naquele local, podendo criar uma pilha de sedimentos de centenas de metros de profundidade;

* Essa acumulação de material, uns sobre os outros, vai compactando esse material devido ao peso das camadas sobrepostas;

* Nesta pilha de sedimentos, que pode chegar a quilômetros de profundidade, o decaimento de isótopos radiativos, que compõem alguns grãos minerais misturados nestes sedimentos, gera calor;

* Esses sedimentos empilhados em camadas são também invadidos por água subterrânea que transportam íons dissolvidos;

A combinação do calor, da pressão causada pelo peso dos sedimentos e dos íons transportados pela água, causam mudanças na natureza química e física dos sedimentos, num processo conhecido como **diagênese**. Só depois de processada a **diagênese** é que ocorre a conversão dos sedimentos em uma rocha sedimentar sólida, a **litificação**.

A **diagênese** difere dos processos relacionados a intenso calor e pressão ocorridos no interior do planeta, que causam a fusão ou o metamorfismo das rochas. Na diagênese, os processos ocorrem poucos quilômetros abaixo da superfície, a temperaturas inferiores a 200°C.

Durante a **litificação**, ocorre:

- * Empacotamento dos sedimentos, deixando-os mais juntos uns dos outros;
- * Expulsão da água que ocupa os espaços entre os grãos;
- * Precipitação de cimento químico ligando os grãos uns aos outros.

A diagênese, às vezes, também envolve a transformação de alguns minerais em outros mais estáveis. A **compactação** é um processo diagenético através do qual o volume dos sedimentos é reduzido através da aplicação de uma determinada pressão gerada pelo próprio peso dos sedimentos.

Quando os sedimentos vão se acumulando, aumenta a pressão gerada pelo material que vai se sobrepondo, expelindo a água e o ar, e os sedimentos vão ficando cada vez mais juntos. Grãos muito pequenos, como as argilas, quando são compactados apresentam uma forte aderência devido às forças atrativas entre os grãos, convertendo o sedimento inconsolidado em rocha sedimentar.

A **cimentação** é o processo diagenético através do qual os grãos são “colados” por materiais originariamente dissolvidos durante o intemperismo químico ocorrido anteriormente nas rochas.

O intemperismo libera íons que ficam dissolvidos na água que flui através dos poros existentes entre os grãos dos sedimentos antes da compactação. Posteriormente, esses íons se precipitam entre os grãos dos sedimentos, formando um cimento.

Sedimentos com grãos grossos, como as areias e os seixos, são mais propensos a serem cimentados do que os sedimentos finos, como as argilas e os siltes, porque o Espaço entre os grãos é maior, podendo conter mais água e, com isso, mais material dissolvido.

Os agentes mais comuns de cimentação são o carbonato de cálcio e a sílica:

* O **carbonato de cálcio** é formado quando os íons de cálcio, produzidos pelo intemperismo químico de minerais ricos em cálcio (plagioclásio, piroxênios e anfibólios), se combinam-se com o dióxido de carbono e a água do solo;

* O **cimento de sílica** é produzido inicialmente pelo intemperismo químico dos feldspatos em rochas ígneas.

Óxidos de ferro, como a hematita e a limonita; carbonatos de ferro, como a siderita; e sulfetos de ferro, como a pirita, também podem formar cimentos em rochas sedimentares, ligando os grãos sedimentares grossamente granulados.

A compactação e a cimentação não afetam apenas os grãos de rochas. Como os produtos do intemperismo químico são transportados para os lagos e oceanos, pelo fluxo das águas, esse mesmo processo pode litificar conchas, fragmentos de conchas ou outras partes duras de organismos que se acumulam nestes corpos d'água.

Uma rocha que consiste apenas de partículas sólidas, compactadas e cimentadas juntas, sejam de fragmentos de rochas preexistentes ou restos de organismos, são chamadas de **rochas clásticas** ou **com textura clástica**.

O aumento da temperatura e da pressão, associado com o peso dos sedimentos, promove a recristalização de alguns grãos minerais, criando um mineral mais estável a partir de outro que se encontrava instável naquelas condições ambientais.

Um exemplo clássico deste processo é a transformação da **aragonita** (um mineral secretado por alguns organismos marinhos a partir de suas conchas) em **calcita**, um mineral muito mais estável.

Como se Classificam as Rochas Sedimentares?

As rochas sedimentares são geralmente classificadas em **detríticas** ou **químicas**, a depender da fonte do material que as compõe. Contudo, em cada uma destas categorias existe uma grande variedade de rochas, refletindo os diferentes tipos de transporte, deposição e processos de litificação a que foram submetidas.

Rochas Sedimentares Detríticas

As rochas sedimentares detríticas são classificadas de acordo com o tamanho de suas partículas:

* **Lamitos:** são rochas formadas por partículas muito pequenas (menores que 0,004 milímetros) chamadas de **silte** (0,004 a 0,063 mm) e **argila** (< 0,004 mm), que formam a fração granulométrica (tamanho) chamada de **lama**. Por serem constituídos por partículas tão finas, os lamitos são sempre formados em condições de águas calmas, como nos fundos de lagos e lagoas, em regiões oceânicas profundas e em planícies de inundação de rios.

Sob condições de águas mais agitadas este material (argila ou silt) permanece em suspensão na água e não se deposita.

Mais da metade das rochas sedimentares encontradas no mundo são lamitos. Os lamitos apresentam cores variadas a depender da sua composição mineral:

* **Lamitos vermelhos** contém óxido de ferro, precipitado a partir de água contendo ferro dissolvido e oxigênio em abundância;

* **Lamitos cinzas** contém óxido de ferro que foi precipitado em ambiente pobre em oxigênio;

* **Lamitos pretos** são formados em águas com a quantidade de oxigênio insuficiente para decompor toda a matéria orgânica contida no sedimento.

Essas rochas são usadas como fonte de argila, por exemplo, para a fabricação de cerâmicas. Algumas dessas rochas podem também ser fontes de petróleo e gás natural.

Arenitos: são rochas detríticas formadas por grãos com 0,063 a 2 milímetros de diâmetro (tamanho areia) e compõem aproximadamente 25% das rochas sedimentares encontradas no mundo (**Figura 36**).

Os seus grãos são geralmente cimentados por sílica ou carbonato de cálcio. Existem dois tipos principais de arenito classificados de acordo com sua composição:



Figura 36 – Arenito típico.

* **Arenito Quartzoso:** são arenitos compostos predominantemente (>90%) por grãos de quartzo. São geralmente de coloração clara. Contém geralmente os grãos bem arredondados e bem selecionados, sugerindo que foram transportados por longas distâncias;



Figura 36 – Arenito quartzoso. Sua cor é em geral branca (figura ao lado), podendo ser rósea ou avermelhada (devido ao revestimento de hematita que envolve os grãos). Geralmente são de origem litorânea.

* **Arcóseo:** são arenitos de coloração rosa (**Figura 37**), contendo mais de 25% de grãos de feldspato. Seus grãos, geralmente derivados de rochas graníticas ricas em feldspatos, são angulosos e pobremente selecionados, sugerindo um transporte por pequenas distâncias (rápida deposição).



Figura 39 – Arenito arcósiano ou arcóseo. O arcóseo típico é uma rocha de granulação grossa e coloração cinza ou rósea-avermelhada, esta última atribuída a fragmentos de feldspatos potássicos.

* **Conglomerados e brechas** (Figura 40): são rochas sedimentares detríticas contendo grãos maiores que 2 mm de diâmetro (tamanho de seixos). Nos conglomerados os grãos são arredondados e nas brechas são angulosos.

Em geral, estas rochas possuem uma matriz – material fino, como areia fina ou argila, que preenche os espaços entre os seixos; e são cimentados por sílica, carbonato de cálcio ou óxido de ferro.

A depender do tamanho dos seixos, é possível identificar as rochas de origem, identificando a sua composição e textura.

Os seixos arredondados dos conglomerados sugerem que estes foram transportados por vigorosas correntes a longas distâncias, enquanto que os seixos angulosos das brechas sugerem um breve transporte.

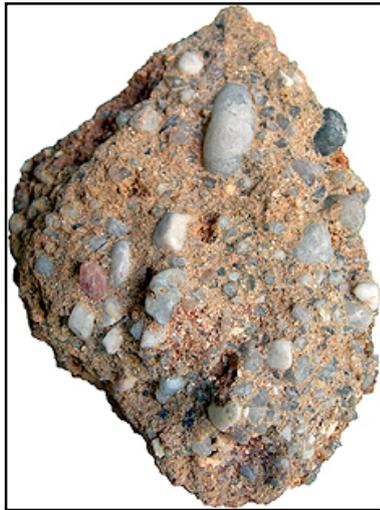


Figura 40 – Conglomerado em matriz de arenito grosso.

Rochas Sedimentares Químicas

As rochas sedimentares químicas são formadas através dos produtos do intemperismo químico, precipitados a partir de soluções quando a água em que estas substâncias estão dissolvidas evapora ou fica supersaturada devido a mudanças de temperatura.

Existem três tipos principais de rochas sedimentares de origem química:

Carbonatos: a composição básica dos carbonatos é a calcita (carbonato de cálcio), e compõe aproximadamente 10 a 15% das rochas sedimentares do mundo. Os carbonatos são formados pela precipitação da calcita a partir de lagos e oceanos. Em geral, quando a água se torna mais aquecida ou quando a quantidade de carbonato de cálcio dissolvido na água aumenta, este se torna menos solúvel e tende a se precipitar formando os carbonatos.

A maior parte dos carbonatos tem origem orgânica. São formados a partir de restos de esqueletos de animais marinhos e plantas em águas rasas ao longo de plataformas continentais equatoriais, onde a água é quente e a vida marinha é abundante;

Chert: são rochas sedimentares formadas pela precipitação de sílica. Pode apresentar origem inorgânica ou orgânica, precipitadas, respectivamente, a partir de águas ricas em sílica ou de restos de organismos que contem sílica em seu esqueleto.

Evaporitos: são rochas sedimentares químicas, de origem inorgânica, formadas pela evaporação da água salgada. Em média, a água do mar contém cerca de 3,5% de sais dissolvidos. Se a água é rasa e o clima é quente, ocorre evaporação e o consequente aumento na concentração destes sais. Com o aumento da evaporação, cristais sólidos de sais são precipitados e se acumulam no fundo do mar. O sal mais comum formador de evaporitos é a halita (NaCl), conhecida como sal de cozinha.

Rochas Metamórficas

A formação das rochas metamórficas se dá em condições de temperatura e pressão abaixo da zona de diagênese, responsável pela formação das rochas sedimentares.

O metamorfismo é o processo através do qual as condições do interior da Terra alteram a composição mineral e estrutura das rochas sem fundi-las.

Rochas sedimentares, rochas ígneas e até mesmo as próprias rochas metamórficas sofrem metamorfismo.

O **metamorfismo** não é observado, pois não se processa em condições encontradas na superfície. As suas causas e consequências são estimadas através de experimentos de laboratório que reproduzem as condições do interior do planeta. Só quando as rochas sofrem soerguimento e erosão, ficando expostas na superfície, é possível observar os resultados na ação metamórfica nas rochas.

O metamorfismo ocorre quando o calor e a pressão excedem determinados níveis, desestabilizando os minerais das rochas, mas que não são suficientes para causar a fusão destas rochas.

A composição da rocha original ou **rocha parental** e a circulação de fluidos ricos em íons são fundamentais na determinação do tipo de rochas e minerais a serem formados.

Desta forma, são determinantes no processo metamórfico: o **calor**, a **pressão**, a **presença de fluidos** e a **rocha parental**:

* **Calor:** o calor é indispensável para as reações químicas, e às vezes, constitui o mais importante fator do metamorfismo. Como já foi dito anteriormente, a temperatura aumenta com o aumento da profundidade em direção ao interior da Terra. Na crosta e na parte superior do manto a temperatura aumenta cerca de 20 a 30°C/km de profundidade. As temperaturas necessárias para metamorfozizar as rochas, em geral, são superiores a 200°C, encontradas a cerca de 10km abaixo da superfície.

A principal fonte deste calor interno é o decaimento de isótopos radioativos, sendo este calor transportado pelas massas de magma que ascendem das regiões profundas do manto. Contudo, este calor, necessário para promover o metamorfismo, pode também ser gerado pela fricção entre dois corpos de rocha passando um ao lado do outro nos limites das placas tectônicas.

* **Pressão:** a pressão necessária para o metamorfismo é de cerca de 1 quilobar (ou 1000 bar; 1 bar = 1,02 kg/cm²). Esta pressão é encontrada a, aproximadamente, 3 km abaixo da superfície. Contudo, como as temperaturas necessárias para se processar o metamorfismo normalmente só ocorrem a cerca de 10km; o metamorfismo só ocorre a pequenas profundidades se houver uma intrusão magmática ou fricção entre placas.

Quando a pressão é aplicada na rocha em uma direção preferencial – pressão dirigida – gera um alinhamento mineral em camadas ou bandas, em geral perpendicular à direção da força aplicada, chamado de **textura foliada** ou, simplesmente, **foliação**.

* **Presença de fluidos:** a presença de fluidos, como um líquido ou um gás, no interior ou ao redor de uma rocha submetida a pressão facilita a migração de átomos e íons, aumentando drasticamente o potencial das reações metamórficas.

* **Rocha parental:** a natureza da rocha parental (rocha antes do metamorfismo) determina quais os minerais e qual nova rocha metamórfica será formada sob as novas condições ambientais. Em uma rocha parental que contém um único mineral, o metamorfismo vai produzir uma rocha composta predominantemente deste mesmo mineral. Por exemplo, o metamorfismo de um carbonato puro, composto por calcita, vai gerar uma rocha metamórfica rica em calcita – o mármore; já o metamorfismo de um quartzo arenito vai gerar um quartzito, uma rocha metamórfica composta por quartzo recristalizado.

Como se classificam as rochas metamórficas?

As rochas metamórficas são classificadas de acordo com a sua aparência e composição.

O critério básico usado para classificar as rochas metamórficas de acordo com a sua aparência ou textura é a presença ou não de foliação metamórfica.

* **Rochas foliadas:** o rearranjo mineral gerado pelo metamorfismo gera foliação ou um paralelismo entre os grãos minerais. **As rochas foliadas, necessariamente, sofreram uma pressão dirigida** (pressão aplicada em uma direção preferencial). A depender do grau de temperatura e do tipo de rocha parental, podem ser classificadas em:

Filitos (Figura 41): são rochas metamórficas foliadas geradas a partir do metamorfismo de lamitos (argilitos e siltitos) a baixas temperaturas. São rochas compostas, principalmente, por micas e apresentam um quebramento em planos paralelos formados pela foliação. Podem variar de cor a depender da composição mineral: filitos pretos indicam a presença de matéria orgânica; filitos vermelhos, de óxidos de ferro e filitos verdes indicam a presença de uma mica verde chamada de clorita.



Figura 41 – Amostra de *filito*, exibindo granulação fina e foliação crenulada.

Xistos (Figura 42): com o aumento da temperatura necessária para formar os filitos, as placas de mica crescem e os cristais se tornam visíveis, gerando uma rocha metamórfica foliada chamada de xisto. Os xistos podem ser derivados de lamitos, mas

também podem ser formados a partir de arenitos finos ou basaltos. Os xistos ricos em um determinado mineral podem levar o nome deste mineral, ou seja, um xisto rico em micas é chamado de mica-xisto.



Figura 42 – Xisto. Esta rocha é uma rocha metamórfica de cor escura. Os seus minerais não são observáveis macroscopicamente, no entanto é possível concluir que estes são orientados. Esta rocha apresenta foliação.

Gnaisses (Figura 43): são rochas formadas a altas temperaturas onde ocorre uma segregação mineral em bandas, num processo chamado de **diferenciação metamórfica**. Os gnaisses são formados por bandas mais claras, compostas predominantemente por quartzo e feldspato, e bandas escuras, compostas predominantemente por micas. Os gnaisses de origem ígnea são formados, geralmente, a partir de rochas graníticas e os gnaisses de origem sedimentar podem ser formados a partir de lamitos e arenitos impuros.



Figura 43 – Gnaiss clássico. Foliação gnáissica do tipo facoidal ou ocelar.

Com o aumento da temperatura, a partir daquela necessária para a formação dos gnaisses, a rocha começa a fundir, marcando o limite entre o metamorfismo e a geração de rochas ígneas pela fusão de rochas preexistentes. Essa rocha gerada, com características tanto de rochas metamórficas como de rochas ígneas, é chamada de **migmatito** (Figura 44).

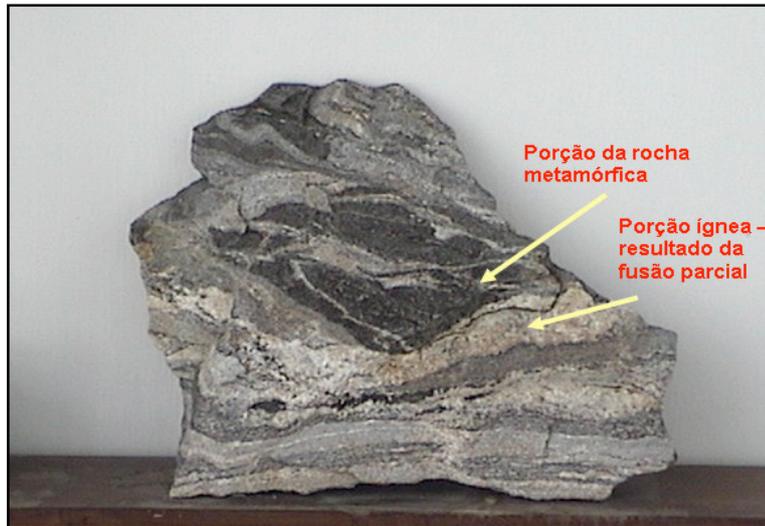


Figura 44 – Migmatito. Rocha híbrida composta de porções ígneas e porções metamórficas. Estas rochas podem apresentar bandas bem desenvolvidas, dando origem a estrutura estromática, dobras diversas, porções ígneas, e fragmentos da rocha metamórfica original. Comum em áreas onde o metamorfismo atingiu temperaturas elevadas o suficiente para provocar fusão parcial.

Rochas não-foliadas: as rochas não-foliadas são geradas a partir do contato de uma rocha pré-existente (rocha parental) com o magma quente ou através da pressão confinante, ou seja, a pressão litosférica a que as rochas estão sujeitas a grandes profundidades. A depender da rocha parental, podem ser classificadas em dois tipos principais:

* **Mármore** (Figura 46): o mármore é uma rocha composta por grandes cristais recristalizados de calcita gerados a partir de pequenos cristais de calcite em carbonatos. A presença de impurezas no carbonato (rocha parental do mármore) pode gerar mármore rosas, verdes, cinzas ou pretos.



Figura 47 – Mármore clássico.

* **Quartzitos** (Figura 48): são rochas muito duras e resistentes geradas a partir do metamorfismo de arenitos puros. São compostos essencialmente por quartzo recristalizado.



Figura 48 – *Quartzito* apresentando foliação marcada pela biotita.

Bibliografia

- CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. Geomorfologia do Brasil. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001.
- GUERRA, A. T. Dicionário Geológico-Geomorfológico. Rio de Janeiro: IRGE, 1989.
- LEINZ, V.; AMARAL, S. E. Geologia Geral. São Paulo: Nacional, 1980.
- LEINZ, S. C. Guia para Determinação dos Minerais. São Paulo: Editora Nacional, 1977.
- NEVES, Paulo César Pereira Das; SCHENATO, Flávia & BACHI, Flávio Antônio. Introdução à Mineralogia Prática. Canoas: ULBRA, 2003.
- PETRI, S.; FÚLFARO, V. J. Geologia do Brasil. São Paulo: EDUSP, 1983.
- TARBUCK, E.; LUTGENS, F. K. Earth Science. New Jersey: Prentice Hall, 2000.
- TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M.C.M.; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. Decifrando a Terra. São Paulo: Editora Oficina de Textos, 2000.