



**Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia
do Pará**

APOSTILA DE GEOLOGIA GERAL

Prof. Mário Rocha de Vasconcelos

SUMÁRIO

	Pag.
1. INTRODUÇÃO A GEOLOGIA	1
1.1 Conceitos de Geociências e Geologia	1
1.2 Objetivos do Estudo Geológico	2
1.3 Métodos de Investigação Geológica	2
1.4 Conceitos Básicos em Geologia	3
2. A TERRA	4
2.1 Origem e Idade	4
2.2 Estrutura Interna da Terra	5
2.3 Constituição Litológica e Química da Crosta	9
2.4 Grau Geotérmico	10
3. ROCHAS: unidades formadoras da Crosta	11
3.1 Rochas Ígneas ou Magmáticas	11
3.2 Rochas Sedimentares	14
3.3 Rochas Metamórficas	17
3.4 Ciclo das Rochas	20
4. RECURSOS MINERAIS DA TERRA	21
4.1 Conceitos e Classificações	21
5. TEMPO GEOLÓGICO	24
5.1 Conceito, Datação Geológica e Escala do Tempo Geológico	24
6. PROCESSOS GEOLÓGICOS EXÓGENOS	31
6.1 Ciclo Hidrológico e Água Subterrânea	31
6.2 Intemperismo e Formação do Solo	42
6.3 Ação Geológica dos Rios	49
6.4 Ação Geológica do Vento	56
7. PROCESSOS GEOLÓGICOS ENDÓGENOS	65
7.1 Tectônica de Placas ou Tectônica Global	65
7.2 Vulcanismo e Terremotos	77
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	87

1. INTRODUÇÃO A GEOLOGIA

1.1 - *Conceitos de Geociências e de Geologia.*

A Geologia faz parte de um grupo de ciências da Terra denominadas de **Geociências**, que estudam seus materiais, seus processos, história e posição no espaço, permitindo uma visão ampla e integrada dos fenômenos da natureza. Elas se baseiam no *conhecimento geológico da Terra*, utilizando-se principalmente dos fundamentos científicos da matemática, da física, da química e da biologia, bem como do conhecimento geográfico da superfície terrestre.

A humanidade, desde os mais remotos tempos, tem demonstrado interesse e curiosidade acerca dos fenômenos naturais. Como se formaram os minerais, as rochas e as montanhas, o que causa os terremotos, de onde vêm as lavas dos vulcões, como se formaram as riquezas minerais, qual a origem do nosso planeta e do universo? São questões as quais o homem vem tentando dar respostas através do tempo. Assim, a *curiosidade natural do homem*, desde as civilizações antigas, em desvendar os mistérios da natureza com relação a esses fenômenos geológicos, levou-o ao estudo da Terra. Entretanto, o principal fator que impulsionou o homem a melhor conhecer a geologia da Terra foi o *fato de ter que usar materiais extraídos do subsolo* para atender as suas necessidades básicas.

A observação dos fenômenos naturais demonstrou que a Terra se modifica através dos tempos, áreas que hoje estão cobertas pelo mar, há milhares de anos eram planícies costeiras; regiões que estavam submersas há milhões de anos, formam agora montanhas elevadas; lugares onde existiam exuberantes florestas estão hoje recobertos pelo gelo ou transformaram-se em regiões desérticas; o material que atualmente constitui montanhas formou-se a centenas ou milhares de metros abaixo da superfície terrestre, há muitos milhões de anos.

A Terra está em constante transformação. Daqui a alguns milhões de anos nosso mundo será completamente diferente do que é hoje. Todas essas transformações são causadas por forças gigantescas que imprimem movimentos que ocorrem de forma contínua, no interior e na superfície da Terra. Os processos geológicos internos que constroem a crosta e os externos que a modificam alteram continuamente a aparência do nosso planeta. Por serem transformações muito lentas, o homem não pode acompanhá-las em sua maioria, pois seu tempo de surgimento é muito pequeno comparado ao tempo de existência de nosso planeta. Alguns processos são bastante lentos; outros, no entanto, são rápidos e violentos, como terremotos, avalanches, *tsunamis*. Por trás de todos esses processos geológicos estão a ação do calor interno planetário, a irradiação do sol e a força gravitacional. Os processos geológicos também controlam a evolução da Terra e condicionam o aparecimento de recursos naturais, tão necessários para a vida humana e para o desenvolvimento social.

Então, como se pode saber o que existe dentro da Terra em tão grandes profundidades e como descobrir a idade de cada período da história geológica da Terra? Isto é possível através do estudo das rochas, dos terremotos, dos vulcões, dos restos de organismos preservados nas rochas e das propriedades físicas terrestres, tais como o magnetismo e a gravidade. É no estudo dos fenômenos geológicos atuais que se buscam explicações para os eventos remotos registrados nas rochas e em fósseis: “o presente é a chave do passado”. Esse lema, há mais de dois séculos, constitui talvez a principal contribuição da Geologia para decifrar a Terra. O estudo dos minerais contidos em uma rocha pode determinar onde e como ela se formou. Para medir o tempo geológico,

utilizam-se elementos radioativos contidos em certos minerais. A análise da gravidade e do magnetismo terrestre que variam de local para local, devido às diferenças superficiais e profundas dos materiais que constituem a Terra, é outra forma de interpretar o que existe abaixo da superfície terrestre.

Todos esses estudos fazem parte do estudo da **Geologia**. A palavra “*Geologia*” teve sua origem nos termos gregos “*Ge*” que significa *terra* e “*Logus*” que significa *estudo* ou *ciência*. Portanto, a **Geologia** é a ciência da Terra que busca o conhecimento de sua origem, estrutura, composição, processos de dinâmica interna e externa e de sua evolução. Desta forma, as **ciências geológicas** (mineralogia, petrologia, paleontologia, estratigrafia, geologia estrutural, geologia histórica, geotectônica, geoquímica, geofísica, geologia econômica, hidrogeologia, geologia ambiental, etc.) nos ajudam a entender a dinâmica do funcionamento de nosso planeta.

1.2 - **Objetivos do estudo geológico.**

Os estudos geológicos se concentram na porção externa da Terra constituída de rochas e sedimentos, denominada de Crosta terrestre, através do estudo dos agentes de formação e transformação das rochas, da composição e disposição das mesmas nesta camada terrestre. O principal objetivo da Geologia como ciência básica é **decifrar a história da evolução geológica da Terra**, através da seqüência de todos os processos que formaram e modificam a crosta, possibilitando a construção de um quadro geral da distribuição das formações e estruturas geológicas da superfície terrestre.

Como ciência aplicada, a geologia possui dois objetivos principais. O primeiro é a aplicação do conhecimento geológico na **prospecção e exploração de recursos minerais e orgânicos de interesse econômico** (minérios metálicos, minerais industriais, gemas, rochas ornamentais, água subterrânea e combustíveis fósseis, tais como o carvão mineral, o petróleo e o gás natural). O segundo é a aplicação do conhecimento geológico no **equilíbrio das relações entre as atividades humanas e o meio ambiente** (uso e ocupação do meio físico, obras civis, previsão e prevenção de riscos geológicos, avaliação e recuperação de áreas degradadas, disposição de resíduos, etc.).

1.3 - **Métodos de Investigação Geológica.**

Os métodos de investigação geológica podem ser classificados como: **Métodos Diretos** e **Métodos Indiretos**.

Como métodos diretos de superfície podem ser citados: o *estudo e mapeamento de afloramentos de rochas e estruturas geológicas*; *estudo geoquímico* através de amostras de rocha, solo, sedimento de corrente, água e vegetal; observação e estudo de processos geológicos que ocorrem na superfície (*atividades das águas, do vento e do gelo, atividades vulcânicas, movimentos de massa, etc.*). Como métodos diretos de subsuperfície são utilizados as escavações (*poços, trincheiras e galerias*) e sondagens (*furos de trados e sondas*).

Como **métodos indiretos** podem ser citados: o *sensoriamento remoto* (estudo de fotografias aéreas, imagens de radar e satélite), o *estudo geofísico* (ondas sísmicas, magnetismo, gravidade, etc.) e o *estudo geocronológico* (datação de formações e eventos geológicos).

1.4 - **Conceitos Básicos.**

Mineral é um *sólido homogêneo* constituído por um elemento ou composto químico de *ocorrência natural*, formado por *processos inorgânicos*, de *composição química definida e estrutura interna ordenada*.

Alguns poucos minerais têm uma composição muito simples, dada por átomos de um mesmo elemento químico. São exemplos o diamante (átomos de carbono) e o ouro (átomos de ouro). A grande maioria dos minerais, entretanto, é formada por compostos químicos que resultam da combinação de diferentes elementos químicos, como por exemplo, o mineral quartzo (SiO₂) onde um átomo de silício combina com dois de oxigênio, qualquer que seja o tipo de ambiente geológico em que o quartzo se forme.

O uso do termo “*inorgânico*” na definição de minerais impede que as substâncias puramente biogênicas sejam minerais. A pérola, o âmbar, os recifes de corais e o carvão são algumas substâncias biogênicas que não podem ser consideradas minerais.

Quando usamos a expressão “*de ocorrência natural*” na definição de mineral, indicamos que as substâncias devam ocorrer espontaneamente na natureza. Desta maneira, todas as substâncias feitas pelo homem não podem ser consideradas como mineral, mesmo que apresentem as características de seus equivalentes naturais.

Quanto ao fato dos minerais apresentarem *estrutura interna ordenada*, significa que eles têm um arranjo atômico interno tridimensional, ou seja, os átomos constituintes de um mineral encontram-se distribuídos ordenadamente.

Rocha é um *agregado natural constituído de um ou mais minerais*, que constituem parte essencial da crosta, podendo conter também mineralóides e restos de matéria orgânica.

As rochas são produtos consolidados, resultantes da união natural de minerais. Diferente dos sedimentos, por exemplo, areia de praia (um conjunto de minerais soltos), as rochas têm os seus cristais ou grãos constituintes muito bem unidos. Dependendo do processo de formação, a força de ligação dos grãos constituintes varia, resultando em rochas “duras” e rochas “brandas”.

Exemplos de rochas: *arenito, calcário, granito, basalto, ardósia e quartzito*.

Fóssil é um resto ou vestígio de animal ou vegetal que existiram em épocas anteriores a atual, que ficaram preservados por diferentes processos de fossilização em rochas sedimentares.

Os fósseis podem ser de três tipos: restos inalterados, restos alterados e vestígios. Os **Restos** são partes do animal ou planta e os **Vestígios** são evidências de sua existência ou de suas atividades. A **Paleontologia** é a ciência que estuda os fósseis e o estudo dos mesmos serve para a correlação e a datação de formações geológicas portadoras de conteúdo fossilífero, além de subsidiar o estudo da evolução biológica.

Sedimento – pode ser um *fragmento mineral*, um *fragmento orgânico* ou um *precipitado químico*, originados da alteração de rochas preexistentes ou da ação de agentes biológicos.

Afloramento é toda e qualquer *exposição de rochas na superfície terrestre*, podendo ser natural ou artificial.

2. A TERRA

2.1 - *Origem e Idade da Terra.*

A Terra é parte integrante do **Sistema Solar**. Este, por sua vez, encontra-se num dos braços da grande nebulosa (galáxia) da **Via Láctea**. O Sistema Solar é constituído de planetas, satélites, asteróides, cometas, meteoritos, poeira e gás girando em torno de uma estrela central – o **Sol** – a qual contém cerca de 99% da massa total do sistema. Os cientistas acreditam que a formação do Sistema Solar ocorreu por volta de **4,6 bilhões de anos atrás**, devido ao aumento da força gravitacional dentro de uma nuvem de poeira cósmica e gás, fazendo com que a mesma se contraísse. A aglutinação deste material deu origem a várias esferas que giravam em torno de uma maior concentração gasosa incandescente que seria o Sol. As esferas menores ao se resfriarem deram origem aos planetas.

A **Terra** começou a existir a cerca de **4,56 bilhões de anos** atrás, quando uma enorme massa de gás e partículas de poeira cósmica uniu-se e formaram nosso planeta. Era muito frio quando isso aconteceu, mas a Terra aqueceu-se rapidamente enquanto crescia. Boa parte do calor proveio da enorme pressão que era exercida em seu interior pelos materiais que se alojavam acima.

Nos estágios iniciais do Sistema Solar, a Terra deveria possuir uma enorme atmosfera completamente diferente da atual, envolvendo uma massa que deveria encontrar-se fundida. Durante os primeiros milhões de anos, quando a Terra era uma fase em fusão, os elementos químicos mais densos como o Ni e o Fe concentraram-se no seu centro devido à força gravitacional, enquanto que os mais leves, como o Si e o Al e os gases permaneceram na superfície. Os gases foram posteriormente varridos completamente da superfície do planeta por tempestades solares. Quando se formava a primitiva crosta, enormes quantidades de gases desprendiam-se da superfície semifundida, ao mesmo tempo em que se iniciava sua solidificação. Jatos de vapor d'água e dióxido de carbono vieram do interior da Terra e se elevaram para constituir a atmosfera primitiva. Lentamente a parte externa começou a resfriar e por volta de um bilhão de anos de existência surgiram os *Protocontinentes*. Admite-se que a crosta primitiva talvez tivesse composição basáltica. Ela teria sido fraturada e refundida inúmeras vezes, até que surgissem diferenciações minerais originando diferentes tipos de rochas. Durante este processo, mais e mais gases e vapor de água foram injetados na atmosfera pelos intensos fenômenos vulcânicos. Com isso, se formaram camadas concêntricas de propriedades físicas e químicas diferentes no globo terrestre.

Acredita-se que a Terra não se solidificou totalmente devido à presença de elementos radioativos existentes em sua constituição interna, os quais sofrem fissão nuclear e provocam uma grande quantidade de calor (calor radiogênico) e isto não permite que haja um resfriamento total, sobretudo no seu centro.

O problema da origem da Terra e do Sistema Solar é um dos mais árduos e apaixonantes da Cosmologia. O que a maioria das teorias aceita é que a Terra passou sucessivamente pelo estado gasoso e líquido antes de chegar a sua consolidação. A idade das **rochas mais antigas** descobertas até hoje é de **3,9 bilhões de anos**, mas o planeta já existia muito tempo antes disso, para dar tempo às rochas de formarem-se como líquidos e então se solidificar e estabelecer-se em camadas.

2.2 - *Estrutura Interna da Terra.*

Através de milhares de medidas fornecidas por satélites artificiais, o homem chegou à conclusão que a forma da Terra é a de um *Elipsóide de Rotação*, ou seja, um **Esferóide** com achatamento nos pólos em relação ao equador, devido ao movimento de rotação que a Terra executa em torno de um eixo imaginário que passa através dos pólos.

O homem não tem acesso direto às partes mais profundas da Terra devido às limitações tecnológicas de enfrentar as altas pressões e temperaturas. A sondagem mais profunda atingiu apenas 12 km, uma fração insignificante comparada ao raio da Terra de 6370 km. Assim, a estrutura interna do planeta só pode ser estudada de maneira indireta.

Determinando-se diretamente a *densidade das rochas* que ocorrem com maior frequência na parte mais externa da Terra, chega-se a um valor médio de **2,7 g/cm³**. No entanto, calculando-se a *densidade global da Terra* através de sua massa e de seu volume, chega-se a um valor médio de **5,5 g/cm³**, o que demonstra que **a Terra não é Homogênea**. Desta forma, essa discrepância de valores leva à conclusão de que a densidade da Terra deve ser maior no seu interior, seja por *diferença de constituição* ou devido à *maior compactação da matéria* como consequência da alta pressão reinante.

A atração que a Terra exerce sobre os corpos é denominada de **Gravidade**. Esta força de atração é definida pela Lei de Newton. O valor desta atração não é igual em toda superfície terrestre, variando principalmente com a **Latitude** devido à diferença entre o raio equatorial e polar. Devido ao movimento de rotação que a Terra executa sobre si, em torno da linha dos pólos, um corpo qualquer situado em sua superfície toma parte neste movimento e é sujeito a uma força denominada de **Força Centrífuga**, que tende a afastá-lo do eixo imaginário. Para que um corpo permaneça sobre a superfície terrestre, a força de gravidade tem que ser maior que a força centrífuga, que é nula nos pólos e máxima no equador. Como consequência da Lei de Newton, o valor da gravidade varia com a **Altitude**. Contudo, esta variação mostra valores aparentemente discrepantes dos valores esperados, ou seja, **Anomalias de Gravidade**, que são *valores de gravidade diferentes dos teóricos*.

Se a Terra fosse homogênea, a gravidade seria maior nas regiões de montanhas, onde a massa faria aumentar a força de gravidade, todavia, os resultados de medidas gravimétricas ao longo da superfície terrestre demonstram que a gravidade apresenta valores anormais conforme a natureza topográfica da região. Essas medidas mostram de uma maneira geral, valores inferiores ao valor teórico, denominados de **Anomalias negativas de gravidade**, que ocorrem nos continentes sobre as regiões de montanhas e, valores superiores, denominados de **Anomalias positivas de gravidade**, sobre as grandes planícies e oceanos. A interpretação desse fenômeno demonstra que *a parte externa do globo terrestre é formada por camadas de diferentes densidades e composições*.

Quando ocorre uma ruptura nas camadas internas da Terra, são geradas vibrações que se propagam em todas as direções na forma de ondas. O mesmo ocorre, por exemplo, com a detonação de explosivos numa pedreira, cujas vibrações, tanto no terreno como sonoras, podem ser sentidas a grandes distâncias. Essas formas de propagação de energia, originadas por movimentos no interior da Terra (*terremotos* ou *abalos sísmicos*) ou através de explosões e impactos na superfície terrestre, são denominadas de “**ondas sísmicas**”. Ondas estas que podem causar danos na superfície e serem registradas por *sismógrafos*, mesmo a distâncias consideráveis do ponto de

origem. A análise das ondas sísmicas, registradas na superfície permite deduzir várias características das partes internas da Terra.

Tipos de Ondas Sísmicas:

- **Ondas Primárias** ou ondas **P** - são ondas que se propagam em meios sólidos e líquidos, que aumentam a velocidade de propagação quando passam de um meio de menor densidade para um meio de maior densidade e diminuem quando passam de um meio sólido para um meio líquido.
- **Ondas Secundárias** ou ondas **S** - são ondas que não se propagam em meios líquidos e também aumentam a velocidade de propagação ao passarem de um meio de menor densidade para um meio de maior densidade.
- **Ondas Longas ou de Superfície** ou ondas **L** - são ondas lentas, de grande comprimento de onda, que somente se propagam na parte mais externa da Terra após a propagação das ondas P e S, entretanto, são as responsáveis pelas maiores catástrofes na superfície terrestre.

A velocidade de propagação das ondas **P** e **S** dependem essencialmente do meio por onde elas passam. Em geral, quanto maior a densidade de uma rocha, maior a velocidade das ondas sísmicas. É justamente esta propriedade que permite utilizar as ondas sísmicas para obter informações sobre os materiais da Terra em grandes profundidades. Em escala global, os registros dos terremotos em uma rede de estações sismográficas permitem conhecer as velocidades de propagação das ondas sísmicas no interior da Terra e estudar a estrutura interna, a composição e a evolução atual do nosso planeta.

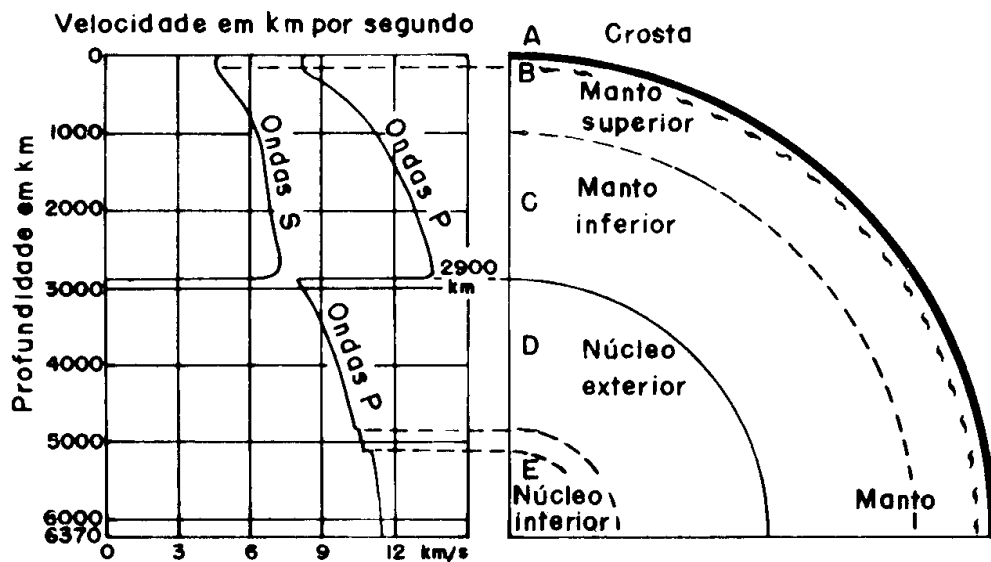


Fig. 1- Propagação de Ondas Sísmicas no interior da Terra.

O estudo da variação da velocidade de propagação das ondas sísmicas através da Terra evidenciou a existência de mudanças bruscas dessas velocidades de propagação a certas profundidades, marcando limites no interior da Terra, que são denominados de **Descontinuidades**. A existência dessas descontinuidades é atribuída a *diferentes composições, densidades e estados físicos das matérias* que constituem o globo terrestre, sobretudo em sua parte central. Foi através das descontinuidades, evidenciadas pelo estudo de propagação das ondas sísmicas, que se concluiu que a Terra possui uma

Estrutura Interna Concêntrica, dividida em três camadas principais, que da superfície para o centro, recebem as seguintes denominações: **Crosta**, **Manto** e **Núcleo**.

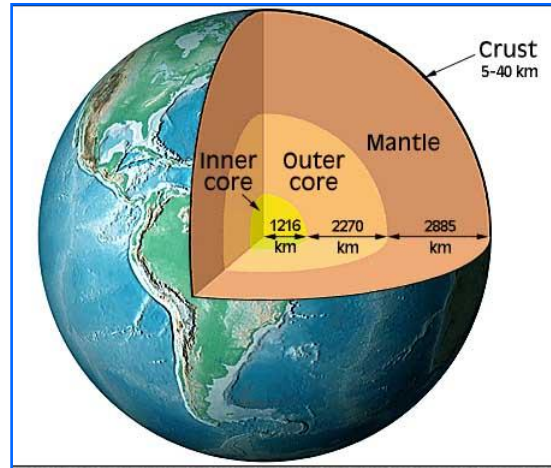


Fig. 2- Camadas químicas da Terra (Crosta, Manto e Núcleo).

Existem duas grandes descontinuidades que dividem a Terra nas três principais camadas concêntricas. A **Descontinuidade de Mohorovic** que separa a *crosta* do *manto* a uma profundidade que varia entre 5 a 60 km e a **Descontinuidade de Gutenberg** que separa o *manto* do *núcleo* a uma profundidade de 2900 km.

A primeira camada superficial é a **Crosta**, com espessura variando de 25 a 60 km nos continentes e de 5 a 10 km nos oceanos, apresentando valores de densidade que variam de 2,7 na porção superior até 3,2 na porção inferior. A temperatura na crosta terrestre varia desde temperaturas superficiais até 1000°C a 1200°C em sua base.

As velocidades de propagação das ondas sísmicas abaixo da crosta aumentam até a profundidade de 2900 km. Esta região é o **Manto**, que está subdividido em **manto superior** e **manto inferior** por uma descontinuidade que existe a uma profundidade em torno de 1200 km. As temperaturas no manto variam entre 1200°C a 4000°C e densidade de 3,3 a 4,8. O manto superior é constituído de rochas de composição ultrabásica ricas em Mg e Fe e, o manto inferior de silicatos (Fe, Mg, Ca e Al) e óxidos (Mg, Fe e Al).

A região situada a profundidades maiores que 2900 km é o **Núcleo** da Terra. Dentro do núcleo, existe um “caroço” central (**núcleo interno**), com velocidades um pouco maiores do que o **núcleo externo**. No núcleo externo, não há propagação de ondas S, o que mostra que ele deve estar em *estado líquido*, razão pela qual a velocidade da onda P é bem menor do que as do manto sólido. Por outro lado, a densidade do núcleo é muito maior do que a do manto, variando de 9 a 12. Estas características de velocidades sísmicas baixas e densidades altas indicam que o núcleo é constituído predominantemente de Ni e Fe. Admite-se que a temperatura no núcleo seja em torno de 5000 a 6000°C. A descontinuidade que divide o núcleo está a uma profundidade de 5150 Km.

A grande diferença entre as velocidades sísmicas da crosta e do manto indica uma mudança de composição química das rochas. Abaixo da crosta, estudos mais detalhados em muitas regiões mostram que há uma ligeira diminuição nas velocidades sísmicas do manto ao redor de 100 km de profundidade, especialmente sob os oceanos. Esta “zona de baixa velocidade” abaixo dos 100 km é causada pelo fato de uma pequena fração das

rochas estarem fundidas (*fusão parcial*), diminuindo bastante a rigidez do material nesta profundidade. Desta maneira, a crosta, junto com uma parte do manto acima da zona de baixa velocidade, forma uma camada mais dura e rígida, chamada **Litosfera** e a zona de baixa velocidade, forma uma camada de comportamento dúctil, onde as rochas são mais maleáveis (*plásticas*) é chamada de **Astenosfera**.

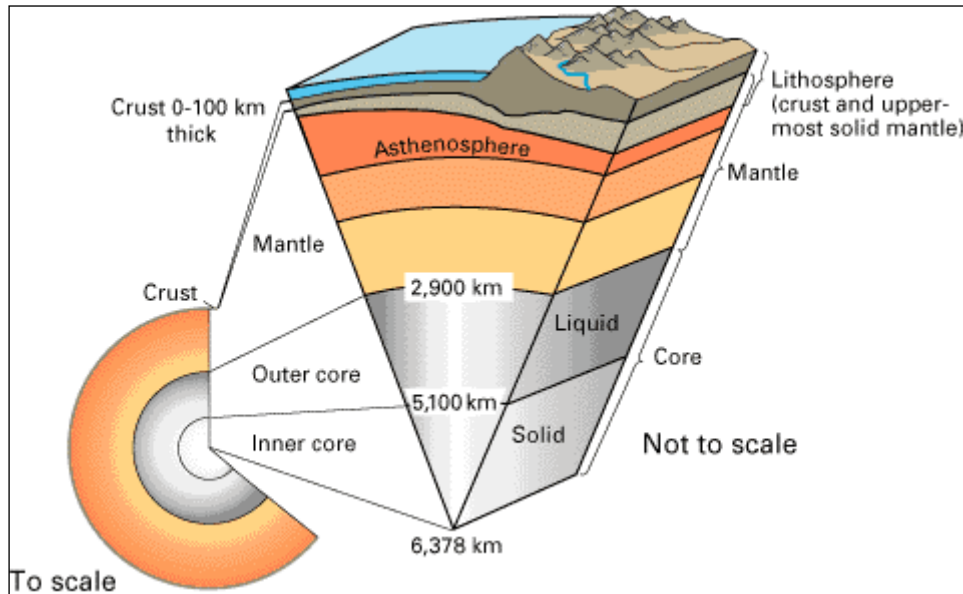


Fig. 3- Camadas físicas da Terra (Litosfera, Astenosfera, Mesosfera e Núcleo ou Endosfera).

Enquanto o limite crosta/manto é uma descontinuidade abrupta indicando mudança de composição, o limite litosfera/astenosfera é mais gradual e indica mudança de propriedades físicas: temperatura, fusão parcial e grande diminuição da viscosidade. A verdadeira “casca” da Terra, portanto, é a Litosfera, dividida em pedaços denominados de **Placas Tectônicas** (ou *Litosféricas*) que se movimentam sobre a Astenosfera.



Fig. 4- Principais Placas Tectônicas.

2.3 - *Constituição litológica e química da Crosta.*

A *Crosta* terrestre representa a camada sólida externa do planeta, constituída de rochas e sedimentos, que vai da superfície terrestre até a Descontinuidade de Moho e está dividida em ***Crosta Continental***, que corresponde às áreas continentais emersas, e ***Crosta Oceânica***, que constitui os assoalhos oceânicos. A *Crosta Continental* recebe a denominação de ***SIAL***, devido à predominância de rochas de composição granítica ricas em *silício* e *alumínio* e, a *Crosta Oceânica* recebe a denominação de ***SIMA***, devido a predominância de rochas de composição basáltica ricas em *silício* e *magnésio*. Segundo dados indiretos fornecidos pela geofísica, a espessura total da Crosta varia de 5 a 60 km, sendo mais espessa nas cadeias de montanhas e mais delgada sob os oceanos.

A constituição litológica da crosta terrestre é representada por três grandes grupos de rochas, que de acordo com suas origens classificam-se em:

Rochas Ígneas – originadas pelo resfriamento e consolidação do magma.

Rochas Sedimentares – originadas pela acumulação de sedimentos, provindos da destruição de rochas preexistentes e restos orgânicos.

Rochas Metamórficas – originadas pelo metamorfismo de rochas preexistentes.

Estudos da distribuição litológica da crosta terrestre indicam que 95% do seu volume total correspondem a *rochas ígneas e metamórficas originadas delas*, e apenas 5% a rochas sedimentares e metamórficas originadas delas. Entretanto, considerando a distribuição destas rochas em áreas de *exposição rochosa superficial*, os números se modificam para 75% de *rochas sedimentares e metassedimentares* e apenas 25% de rochas ígneas e metaígneas.

Cerca de 98,5% da massa da crosta terrestre é constituída por apenas oito elementos químicos, que em ordem decrescente de abundância são os seguintes:

- *Oxigênio, Silício, Alumínio, Ferro, Cálcio, Sódio, Potássio e Magnésio.*

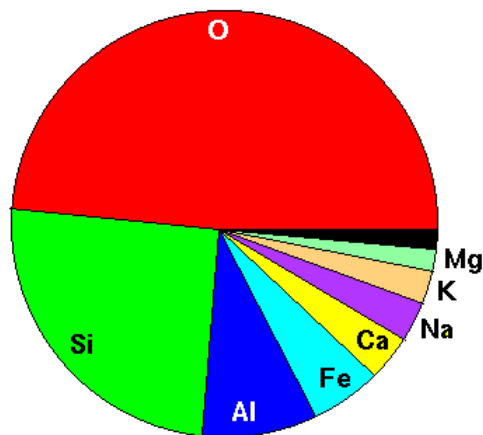


Fig. 5- Elementos Químicos mais abundantes da Crosta Terrestre.

Estes oito elementos fazem parte da composição química essencial dos minerais pertencentes à classe mineral mais abundante da crosta terrestre (*Silicatos*), onde estão os principais minerais formadores de rochas ígneas, que são as rochas predominantes no volume total da crosta.

A maioria dos metais úteis ao homem ocorre em quantidades mínimas na crosta e são explorados apenas em lugares onde foram enriquecidos graças à ação de diferentes

processos geológicos, tais como: diferenciação magmática, sedimentação, decomposição química diferencial e outros.

Elemento	Teor (g/ton.)	Elemento	Teor (g/ton.)
Ti	4400	Ce	46
H	1400	Sn	40
P	1180	Co	23
Mn	1000	Pb	16
S	520	Mo	15
C	320	Th	12
Cl	314	Cs	7
Rb	310	Be	6
F	300	Ar	5
Sr	300	U	4
Ba	250	B	3
Zr	220	Br	1,6
Cr	200	Sb	1
V	150	Hg	0,5
Zn	132	Bi	0,2
Ni	80	Cd	0,15
Cu	70	Ag	0,1
W	69	Se	0,09
Li	65	Pt	0,005
N	46	Au	0,0005

Tabela 1- Quantidades de alguns dos elementos menores e elementos traços na Crosta.

2.4 - *Grau Geotérmico.*

A realização de sondagens, poços e galerias mostram que a temperatura aumenta progressivamente para o interior da Crosta. De um modo geral, a temperatura em subsuperfície é influenciada pela temperatura média anual de uma região até uma profundidade que varia entre 10 a 20 metros e, daí para baixo, aumenta continuamente. Devido a esta variação de temperatura surgiu o conceito de ***Grau Geotérmico***, que é o número de metros em profundidade na Crosta, necessário para ocorrer o aumento de temperatura em 1°C . Deste modo, podem existir variações muito grandes de Grau Geotérmico, dependendo da região e de sua temperatura média anual. Em geral, a elevação da temperatura é menor nas regiões geológicas mais antigas, que são mais estáveis, com rochas de idade geológica muito antiga e sem perturbações termo tectônicas recentes.

3. ROCHAS: unidades formadoras da Crosta.

As rochas são as unidades básicas que formam a crosta terrestre, e são constituídas por *agregados minerais consolidados de ocorrência natural*. Elas são caracterizadas através de suas *estruturas, texturas e composições mineralógicas*.

A **estrutura** da rocha é o *aspecto geral externo*, que pode ser maciço, com cavidades, estratificado ou orientado, etc. A **textura** se revela por meio da observação mais detalhada do *tamanho, forma e relacionamento entre os cristais ou grãos constituintes* da rocha.

Uma informação importante no estudo das rochas é a determinação dos seus minerais constituintes. Na agregação mineralógica constituinte das rochas, reconhecemos os **minerais essenciais** e os **minerais acessórios**. Os essenciais estão sempre presentes e são mais abundantes numa determinada rocha, e as suas proporções determinam o nome dado à rocha. Os acessórios podem ou não estar presentes, sem que isto modifique a classificação da rocha em questão. Quando os minerais agregados pertencerem à mesma espécie mineralógica, a rocha será considerada **Monominerálica**. Quando forem de espécies diferentes, ela será **Poliminerálica** ou **Pluriminerálica**.

Classificar as rochas significa usar critérios que permitam agrupá-las segundo características semelhantes. Uma das principais classificações é a **genética**, em que as rochas são agrupadas de acordo com seu **modo de formação na natureza**. Sob este aspecto, as rochas se dividem em três grandes grupos: **Ígneas** ou **Magmáticas**, **Sedimentares** e **Metamórficas**.

3.1 - Rochas Ígneas ou Magmáticas.

As **rochas ígneas** são originadas pelo *resfriamento e solidificação ou cristalização de material (rocha) fundido* proveniente de grandes profundidades no interior da Terra, denominado de **magma**.

“**Magma**” é uma massa em fusão rica em silicatos, com proporções variadas de água, elementos voláteis e cristais em crescimento.

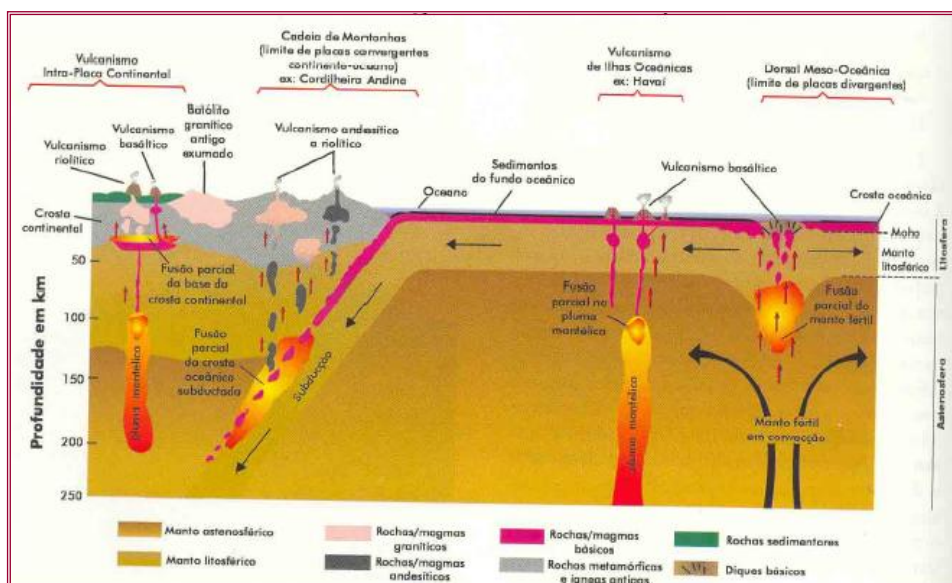


Fig. 6- Seção Esquemática mostrando a geração de magma

O **Magma** é um sistema constituído de três fases: uma *fase líquida* (silicatos em fusão); uma *fase sólida* (cristais de minerais) e uma *fase gasosa* (elementos voláteis). Sua gênese está relacionada à movimentação e fusão parcial de rochas no interior da Terra (manto), constituindo um processo endógeno que depende da geração de calor.

Abaixo da superfície, o magma se resfria lentamente, permitindo o crescimento de cristais bem desenvolvidos. Quando ele atinge a superfície, o resfriamento é rápido, devido à temperatura de superfície ser relativamente baixa, e os cristais não se desenvolvem, em função da extinção da fase líquida.

As rochas ígneas expressam suas condições de formação através da **textura** e da **relação de contato** com as rochas preexistentes na crosta terrestre.

De acordo com o *modo de ocorrência e local de consolidação*, as rochas ígneas são de dois tipos principais: rochas **Extrusivas** (*vulcânicas*) e rochas **Intrusivas** (*plutônicas* ou *hipoabissais*).

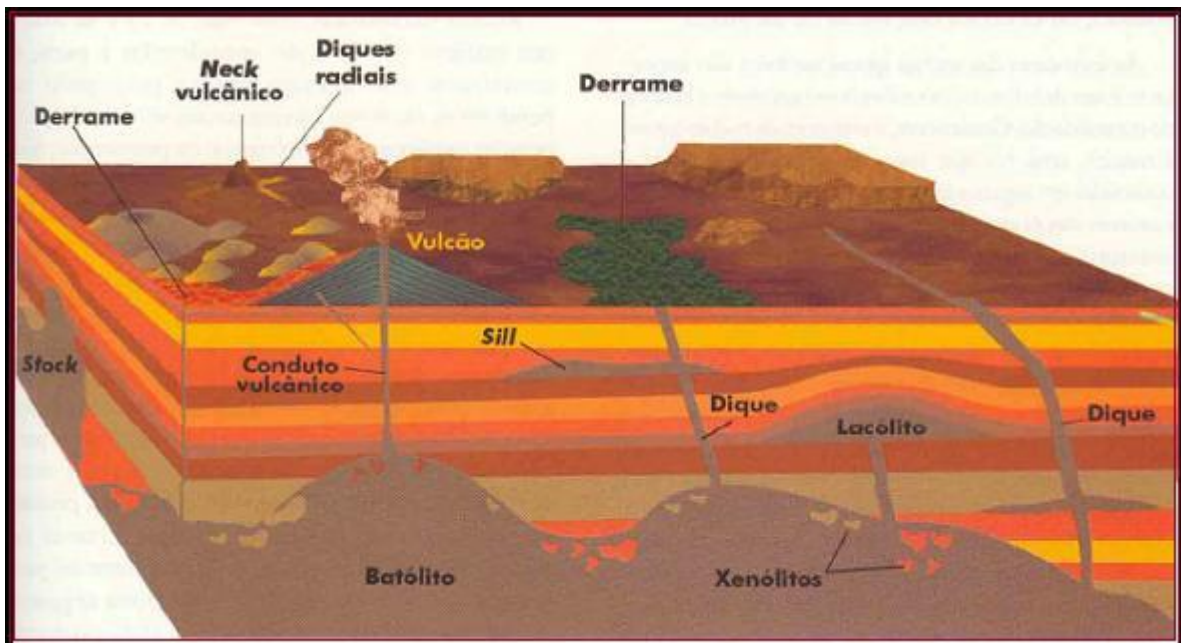


Fig. 7- Rochas Ígneas Extrusivas e Intrusivas.

As rochas ígneas **vulcânicas** são rochas formadas pelo *extravasamento, resfriamento e consolidação do magma na superfície terrestre*, através de condutos vulcânicos ou fissuras da crosta terrestre. O magma ao atingir a superfície é denominado de **lava**. Os derrames de lava, juntamente com materiais piroclásticos (sólidos) e gases, expelidos durante as atividades vulcânicas, dão origem às rochas vulcânicas.

Exemplos de rochas ígneas vulcânicas: *Riolito, Andesito, Dacito, Basalto, Obsidiana e Pedra-pomes ou púmice*.

As rochas ígneas **hipoabissais** ou **subvulcânicas** são rochas formadas pelo *resfriamento e consolidação do magma em condições quase superficiais*, ocorrendo na forma de corpos ígneos intrusivos discordantes (diques, veios, necks e apófises) ou concordantes (sils e lacólitos) com as estruturas das rochas encaixantes.

Exemplos de rochas hipoabissais: *Microgranito (Granito-pórfito), Microdiorito (diorito-pórfito) e Diabásio*.

As rochas ígneas **plutônicas** são formadas pelo *resfriamento e consolidação do magma em profundidade*, ocorrendo na forma de grandes massas magmáticas

intrusivas, denominadas genericamente de *plutons* (stocks, batólitos e lapólito). Estas rochas afloram na superfície pela ação de *movimentos epirogenéticos de soerguimento* e/ou pela *erosão* das rochas situadas acima.

Exemplos de rochas plutônicas: *Granito, Diorito, Granodiorito, Gabro e Peridotito*.

As rochas ígneas também podem ser classificadas com base na *textura, conteúdo de sílica e de minerais máficos*:

1- Quanto à *textura*:

Vítrea - rocha constituída de vidro vulcânico, sem cristais.

Afanítica - rocha de granulação muito fina (microcristalina a criptocristalina) com cristais menores que 1 mm.

Vesicular - rocha que apresenta vazios deixados pelo escape de gases.

Amigdaloidal - rocha que apresenta preenchimento dos vazios, posterior ao escape dos gases, denominados de amígdalas.

Porfíritica - rocha que apresenta cristais maiores (*Fenocristais*) envolvidos por uma massa fundamental (*Matriz*) de granulação fina a muito fina.

Fanerítica - rocha de granulação média a grossa, com cristais maiores que 1 mm e visíveis a olho nu.

Pegmatítica - rocha de granulação muito grossa, com cristais bem desenvolvidos e maiores que 3 cm.

2- Quanto ao *conteúdo de sílica*:

Ácida - rocha rica em sílica (>65 %), constituída essencialmente de minerais félsicos.

Intermediária - rocha com teor de sílica entre 65 a 52 %, constituída de minerais félsicos e máficos.

Básica - rocha relativamente pobre em sílica (52 a 45 %), constituída essencialmente de minerais máficos.

Ultrabásica - rocha muito pobre em sílica (< 45 %), constituída somente por minerais máficos.

Félsicos - minerais ricos em Al, Na, K e sílica , geralmente de coloração clara.

Máficos - minerais ricos em Ca, Fe e Mg , geralmente de coloração escura.

3- Quanto ao *teor de máficos (índice de cor)*:

Leucocrática - rocha de coloração clara, constituída de até 30 % de minerais máficos.

Mesocrática - rocha de coloração média ou intermediária, constituída de 31 a 60 % de minerais máficos.

Melanocrática - rocha geralmente de coloração escura, constituída de 61 a 90 % de minerais máficos.

Ultramelanocrática - rocha de coloração muito escura, constituída por mais de 90 % de minerais máficos.

TIPO DE ROCHA	Composição Mineralógica				TEXTURA
	Ortoclásio, plag. sódico, quartzo, mica e anfib. (com quartzo)	Plag., anfib. ou pirox. e mica. (pouco quartzo)	Plag. cálcico, pirox. e olivina. (sem quartzo)	Olivina e pirox. e anfib. (sem quartzo)	
PLUTÔNICA	GRANITO	DIORITO	GABRO	PERIDOTITO	FANERÍTICA PEGMATÍTICA
HIPABISSAL	MICROGRANITO	MICRODIORITO	DIABÁSIO	PIROXENITO	FANERÍTICA PORFIRÍTICA
VULCÂNICA	RIOLITO	ANDESITO	BASALTO	PICRITO (Komatiito)	AFANÍTICA PORFIRÍTICA VÍTREA
	ÁCIDA	INTERMED.	BÁSICA	ULTRABÁSICA	Teor de sílica
	Leucocrática	Mesocrática	Melanocrática	Ultramelanocrát.	% de máficos

Tabela 2- Principais Rochas Ígneas.

A nomenclatura das rochas ígneas é baseada principalmente na *textura* e *composição mineralógica* da rocha. Em geral, as rochas ígneas se caracterizam por uma textura formada pelo **entrelaçamento de cristais**, sem espaços vazios, onde o *tamanho dos cristais* dá indicação da *velocidade de resfriamento* e a *assembléia mineral*, presente na rocha, dá indicação da *temperatura de cristalização*.

3.2 - Rochas Sedimentares.

As rochas **sedimentares** são rochas formadas a partir dos materiais originados da alteração e destruição de qualquer tipo de rocha exposta à superfície terrestre.

Estes materiais são transportados e acumulados em ambientes de sedimentação da superfície terrestre e, posteriormente, transformados em rochas consolidadas. Estas rochas incluem também, em suas constituições, os materiais provenientes de atividades biológicas.

“Rocha Sedimentar” é uma rocha constituída de sedimentos, originados pelo intemperismo e erosão de rochas preexistentes e de atividades biológicas, que foram transportados e acumulados em bacias sedimentares e, posteriormente, litificados.

Os processos geológicos envolvidos na formação das rochas sedimentares constituem uma sequência de processos exógenos, denominada de **Ciclo Sedimentar**, que engloba a alteração e destruição de rochas expostas à superfície (*intemperismo* e *erosão*), o *transporte* dos materiais resultantes, a *acumulação* (*sedimentação*) e a transformação desses materiais em rochas sedimentares (*litificação*).

Os materiais originados da alteração das rochas (fragmentos e precipitados químicos) e da ação de agentes biológicos (restos e compostos químicos) são denominados de **sedimentos**. Eles são produzidos pela ação do intemperismo e erosão, que desagregam e decompõem rochas preexistentes na superfície terrestre, através de processos físicos, químicos e biológicos e, posteriormente, são transportados para locais de acumulação,

formando *camadas* ou *estratos*. Eles podem ser de três tipos: **clásticos** (*detríticos*), **químicos** e **orgânicos** (*biogênicos*).

O tamanho das partículas é um importante fator na determinação de muitas propriedades físicas importantes das rochas constituídas de sedimentos clásticos, incluindo; resistência, porosidade, permeabilidade, densidade e muitas outras. Também, determina o nome de alguns tipos de rochas sedimentares. A classificação de tamanho dos sedimentos detríticos é conhecida como *Escala de Granulometria* ou *Granulométrica*.

Diâmetro da Partícula (mm)	Nome da Partícula	
> 256	Matacão	
256 a 64	Bloco	
64 a 4	Seixo	
4 a 2	Grânulo	
2 a 0,6	Areia	Grossa
0,6 a 0,2	Areia	Média
0,2 a 0,06	Areia	Fina
0,06 a 0,002	Silte	
< 0,002	Argila	

Tabela 3- Escala Granulométrica de Wentworth.

Grau de seleção está relacionado com a uniformidade de tamanho das partículas, que podem ser: bem selecionadas, moderadamente selecionadas e mal selecionadas.

A **Litificação** de sedimentos ocorre através da **compactação** exercida pelo peso dos sedimentos sobrepostos ou pela **cimentação**, provocada pela cristalização de minerais nos poros (vazios) entre as partículas, precipitados a partir de soluções concentradas em *sílica, carbonato, óxido e/ou hidróxido de ferro e manganês*. A litificação também pode ocorrer pela cristalização de minerais durante a formação de sedimentos químicos.

Composição e Estruturas das rochas sedimentares:

A composição das rochas sedimentares depende do modo de formação. Elas podem ser constituídas por:

- minerais que resistiram aos processos de alteração química das rochas intemperizadas;
- minerais formados por processos de alteração química das rochas intemperizadas;
- minerais formados por precipitação de compostos inorgânicos e,
- restos orgânicos e compostos químicos precipitados biogenicamente.

A maioria das rochas sedimentares é caracterizada por um *arranjo paralelo de suas partículas constituintes*, onde a deposição dos sedimentos ocorreu na forma de *camadas* ou *estratos*, que se distinguem entre si, pela *cor, granulometria, composição e resistência*, formando uma estrutura primária típica das rochas sedimentares, denominada de **Acamamento** ou **Estratificação**. Cada camada corresponde a um episódio de sedimentação e a separação entre as camadas é feita através de juntas nos *planos de acamamento*.

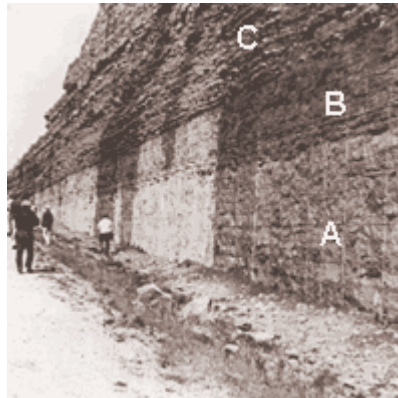


Foto 1- Estratificação ou Acamamento estrutura típica das rochas sedimentares.

As camadas de rochas sedimentares são constituídas por sucessões milimétricas, chamadas de **laminanças**, que conforme a disposição pode formar no interior das camadas, tipos diferentes de estratificações: **plano-paralela, gradual e cruzada**.

Além de estratificação, as rochas sedimentares apresentam outros tipos de estruturas, tais como: *marcas de ondas, gretas de contração, nódulos, concreções e estruturas biogênicas* (pistas, perfurações, etc.).

Classificação das Rochas Sedimentares:

De acordo com a origem, granulometria e composição dos sedimentos, as rochas sedimentares podem ser:

1- **Clásticas** ou **Detriticas** - são rochas constituídas de sedimentos clásticos, ou seja, fragmentos de rochas preexistentes resultantes de processos de intemperismo físico. Estas rochas são subdivididas com base no tamanho das partículas em:

Macroclásticas - formadas por **psefitos** (rudáceas) e **psamitos** (arenáceas).

Ex.: *Conglomerado e Arenito*.

Microclásticas - formadas por **pelitos** (siltico-argilosas).

Ex.: *Siltito, Argilito e Folhelho*.

2- **Químicas** - são rochas constituídas de sedimentos químicos, originados pela precipitação de solutos, resultantes dos processos de intemperismo químico de rochas preexistentes.

Ex.: *Calcário, Dolomito e Evaporitos (halita, silvita, gipsita)*.

3- **Orgânicas** ou **Biogênicas** são rochas formadas por sedimentos orgânicos, cuja existência se deve a processos biológicos. Elas podem ser resultantes da acumulação clástica de restos de animais e plantas ou pela precipitação química por ação biogênica.

Ex.: *Coquina, Carvão e Chert*.

Mineral	Argilito	Arenito	Calcário
Quartzo	32%	70%	4%
Feldspatos	18%	8%	2%
Argilominerais	34%	9%	1%
Calcita e dolomita	8%	11%	93%
Óxidos de ferro	5%	1%	-

Tabela 4- Rochas sedimentares mais comuns e suas composições mineralógicas.

3.3 - Rochas Metamórficas.

As rochas que constituem a crosta terrestre podem ser colocadas em condições de pressão e temperatura diferentes das condições em que foram formadas. Estas novas condições podem determinar a instabilidade dos minerais preexistentes, estáveis nas antigas condições em que foram formados. Estas rochas sofrem então, *transformações sob ação destas novas condições de temperatura, pressão, presença de agentes fluidos (líquidos ou voláteis) ou fortes esforços*, adaptando-se, assim, às novas condições. Esta adaptação é que dá origem aos diferentes tipos de rochas **metamórficas**.

Rocha Metamórfica - rocha originada pela ação do metamorfismo de rochas preexistentes (protolitos).

“Metamorfismo” - processo geológico endógeno de transformação de rochas, que ocasiona mudanças texturais e/ou mineralógicas, em rochas no estado sólido, sob condições de pressão e temperatura entre a diagênese e o magmatismo.

Tipos de transformações metamórficas:

- Recristalização de minerais preexistentes;
- Formação de novos minerais e,
- Mudança de textura e estrutura.

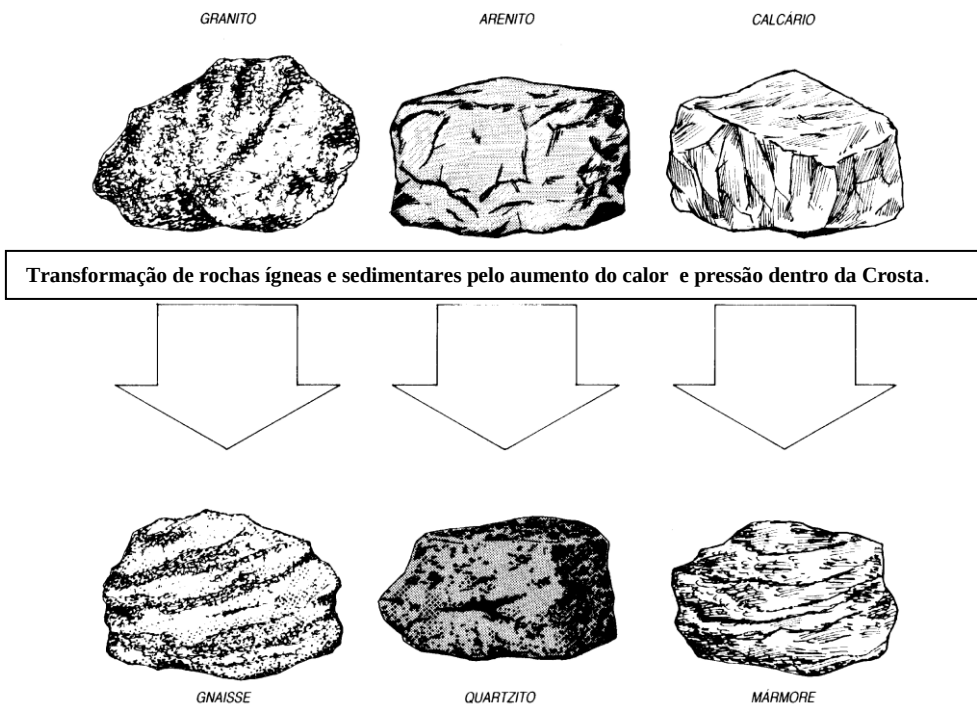


Fig. 8- Exemplos de rochas originadas pelo Metamorfismo.

Fatores condicionantes do metamorfismo:

- Natureza do protolito;
- Temperatura;
- Pressão (litostática e dirigida);
- Fluidos quimicamente ativos e
- Tempo de duração dos processos

A **temperatura** constitui, provavelmente, o *fator mais importante* nos processos metamórficos. O limite inferior de temperatura do metamorfismo está situado em torno de 250°C e o limite superior, é representado pela temperatura de formação do magma (fusão de rochas). A *elevação da temperatura* ocorre de maneira natural, com o *aumento da profundidade* (calor proveniente do manto e do núcleo, calor gerado por desintegração radioativa e calor oriundo de câmaras magmáticas adjacentes às áreas de metamorfismo).

Dois tipos de pressão devem ser considerados no metamorfismo. O primeiro tipo é a **pressão litostática**, provocada pelo peso do material sobrejacente, que naturalmente, aumenta com a profundidade. O segundo tipo, designado de **pressão dirigida**, é devido aos esforços tectônicos, relacionados aos movimentos das placas tectônicas.

A constituição mineralógica das rochas metamórficas varia conforme a *natureza do protolito* e a *intensidade do metamorfismo*, e o tipo de textura depende do novo *arranjo dos minerais*, em função da recristalização, crescimento de novos minerais e da ação de esforços (*pressão dirigida*), gerados por movimentos tectônicos.

Tipos de Metamorfismo:

Metamorfismo Regional (Dinamotermal) – *tipo de metamorfismo que ocorre em extensas áreas da crosta, a grandes profundidades, sob ação combinada de pressão e temperatura*. Normalmente, está relacionado com os movimentos da crosta, onde, parte da pressão envolvida no processo, resulta de esforços direcionais de movimentos tectônicos.

Metamorfismo de Contato (Termal) – *tipo de metamorfismo desenvolvido em áreas localizadas, adjacentes a massas de rochas ígneas intrusivas, especialmente as de composição ácida*. A **temperatura** (fator predominante) é determinada pela proximidade do corpo intrusivo, que pode também, fornecer fluidos aquosos ativos que estimulam certas reações químicas com os minerais das rochas encaixantes. Ao redor do contato desenvolve-se uma auréola de transformação ou de metamorfismo, cujas dimensões dependem do tamanho da intrusão e da natureza da rocha encaixante.

Metamorfismo Dinâmico (Cataclástico) – *tipo de metamorfismo desenvolvido em zonas estreitas de deformação e deslocamentos intensos (zonas de falhas ou de cisalhamentos), onde o fator predominante do metamorfismo é a pressão dirigida*. As tensões devidas às pressões direcionais causam o fraturamento e a fragmentação mecânica das rochas (*cataclase*), reduzindo-as a uma granulação fina. Geralmente, não há formação de novos minerais, exceto ao longo dos planos de intenso cisalhamento, onde o atrito gera calor suficiente para produzir transformações minerais de maior ou menor intensidade.

Estruturas de Rochas Metamórficas:

A estrutura mais típica das rochas metamórficas é a *foliação* do tipo **xistosidade**. A foliação se desenvolve nas rochas metamórficas devido ao arranjo de minerais micáceos e lamelares ou prismáticos, que sob a ação de pressão, dispõem-se em superfícies paralelas de aspecto ondulado. Além da *foliação*, as rochas metamórficas podem apresentar outros tipos de estruturas, tais como: *estrutura maciça*, *bandamento* e *lineação*.

Principais tipos de textura das rochas metamórficas:

- **Textura Foliada ou Xistosa** – quando a rocha apresenta superfícies paralelas de aspecto ondulado (foliado), com forte orientação mineral. Pode ser de dois tipos:
 - **Textura Granoblástica** – quando a rocha é constituída por minerais granulares (equidimensionais).
 - **Textura Porfiroblástica** – quando a rocha apresenta cristais maiores envolvidos por uma matriz de granulação fina (foliada ou granoblástica).
- **Textura Bandada ou Gnáissica** (Granolepido/nematoblástica) – quando a rocha apresenta uma alternância de faixas claras (ricas em minerais félsicos) com textura granoblástica e faixas escuras (ricas em minerais máficos) com textura foliada.
- **Textura Lineada** - rocha sem foliação, mas com lineação.

Os processos metamórficos agindo sobre as rochas originais, podem produzir alteração em maior ou menor intensidade, em função das pressões e temperaturas a que a rocha é submetida. No metamorfismo de baixa intensidade, algumas estruturas originais continuam preservadas. No metamorfismo de alta intensidade, a rocha original é completamente transformada e recrystalizada. Com o aumento do grau metamórfico, minerais novos ficam estáveis e cristalizam. Esses minerais presentes nas rochas metamórficas são assim, *indicadores das condições de pressão e temperatura na hora da última recrystalização*. Desta forma, podem-se distinguir diferentes graus de metamorfismo:

Incipiente – Baixo – Médio – Alto → Ultrametamorfismo → Anatexia (Magma)
(Ardósia → Filito → Xisto → Gnaisse → Migmatito)

“Grau Metamórfico” – é uma escala de intensidade metamórfica que usa alguns **minerais-índices** como indicadores das condições de pressão e temperatura do metamorfismo.

Exemplos:

Mineral-índice	Grau metamórfico	Rocha
clorita	Incipiente a baixo	Ardósia
biotita	Médio	Xisto
piroxênio	Alto	Granulito

Tabela 5- Exemplos de minerais indicadores de grau metamórfico.

Classificação das Rochas Metamórficas:

1- Quanto às condições de pressão e temperatura.

Rocha Metamórfica Regional – Ex: ardósia, filito, mármore, xisto, gnaisse, granulito e migmatito.

Rocha Metamórfica de Contato – Ex: escarnito, hornfels, mármore e quartzito.

Rocha Metamórfica Cataclástica – Ex: cataclasito, milonito e filonito.

2- Quanto à textura.

Rocha Metamórfica Foliada – Ex: filito, xisto, gnaisse e migmatito.

Rocha Metamórfica Não-foliada – Ex: mármore, granulito, hornfels e escarnito.

3.4 - *Ciclo das Rochas.*

O **Ciclo das Rochas** é um ciclo contínuo que engloba todos os processos de formação dos três tipos de rochas encontrados na crosta terrestre. As principais fontes de energia envolvidas neste ciclo são; a **energia solar**, que atinge a superfície, dando origem aos processos **exógenos** (dinâmica externa) que realizam a modelagem da superfície terrestre, e o **calor interno da Terra** (calor do núcleo, do manto e decaimento radioativo), que origina os processos **endógenos** (dinâmica interna) responsáveis pela construção e destruição da crosta terrestre, através dos movimentos das *placas tectônicas*.

O **magma** (massa em fusão silicatada), gerado a grandes profundidades (parte inferior da litosfera e/ou na astenosfera), *ascende* e se resfria para **formar rochas ígneas** dentro ou na superfície da crosta terrestre. As rochas ígneas podem se transformar em **rochas sedimentares**, através do **soerguimento e/ou exposição à superfície** e por ação dos processos que constituem o **ciclo sedimentar** (*intemperismo, erosão, transporte, acumulação* e litificação) ou, podem ser colocadas em *condições de pressão e temperatura em profundidade*, diferente de suas condições de formação, e sofrerem **metamorfismo**, dando origem as **rochas metamórficas**. As rochas sedimentares também podem ser soerguidas e expostas à superfície ou serem aprofundadas e metamorfasadas. O metamorfismo das rochas ígneas e sedimentares, e até de rochas metamórficas, pode atingir graus muito elevados até chegar a **fusão parcial de rochas (Anatexia)**, gerando novo magma, que ascenderá novamente à crosta para formar rochas ígneas. As rochas metamórficas também podem ser transformadas em sedimentares por soerguimento e exposição à superfície, ficando sujeitas aos processos do ciclo sedimentar ou podem sofrer fusão parcial pelo aumento do grau metamórfico. Assim, podemos dizer que o **ciclo das rochas** é um *ciclo contínuo de transformações de rochas* que vem ocorrendo desde a formação das primeiras rochas da crosta terrestre.

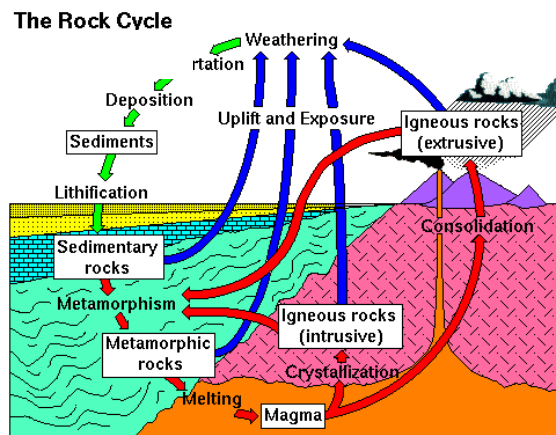


Fig. 9- Seção esquemática mostrando o Ciclo das Rochas

Etapas do ciclo das rochas:

- Fusão parcial de rochas e geração de magma.
- Ascensão de magma e formação de rochas ígneas.
- Soerguimento e exposição de rochas à superfície.
- Ciclo sedimentar e formação de rochas sedimentares.
- Aumento de pressão e temperatura em profundidade (metamorfismo) e formação de rochas metamórficas.
- Anatexia e geração de magma.

4. RECURSOS MINERAIS DA TERRA

4.1 – *Conceitos e Classificações*

Os minerais e rochas representam **recursos minerais** de grande importância ao conforto e bem-estar da humanidade. Sem os recursos minerais, a humanidade não teria como subsidiar seu crescente desenvolvimento tecnológico. A aplicação de técnicas modernas permitiu-lhe descobrir, obter e transformar bens minerais em bens manufaturados que tornaram a vida mais confortável. Desde os primórdios da civilização até hoje, uma diversidade de tipos de minerais e rochas vem sendo usada em quantidade crescente. As substâncias minerais passaram a fazer parte inalienável de nossas vidas, mantendo e aprimorando nossa qualidade de vida.

Volumes gigantescos de recursos minerais estão sendo rapidamente extraído de seus locais de acumulação, o que pode levar à escassez ou mesmo exaustão dos mesmos. As acumulações econômicas de substâncias minerais úteis constituem porções localizadas da crosta terrestre e constituem *recursos naturais finitos ou não-renováveis*, que não podem ser regenerados ou reproduzidos em intervalos de tempo compatíveis com a escala de vida do ser humano.

A expressão “**recursos minerais**” qualifica os *minerais e rochas que efetiva ou potencialmente possam ser utilizados pelo ser humano*. Costumeiramente, representam desde porções relativamente restritas até grandes massas da crosta terrestre e a própria rocha ou um ou mais de seus constituintes – minerais ou elementos químicos específicos – despertam interesse utilitário.

Os recursos minerais podem ser distinguidos em diferentes classes, correspondentes a volumes rochosos discriminados de acordo com o grau de conhecimento geológico e técnico-econômico de suas diferentes porções.

Conceitos:

Reserva Mineral constitui parte de um recurso mineral que representa *volumes rochosos com determinadas características indicativas de seu aproveitamento econômico*, podendo ser distinguida em três classes: **inferida**, **indicada** e **medida**, que refletem nesta ordem o nível crescente de pesquisa e conhecimento do depósito.

Depósito Mineral é uma *massa ou volume rochoso no qual substâncias minerais ou químicas estão concentradas de modo anômalo, que pode ou não ser explorada economicamente*. Quanto maior for o grau de concentração (**teor**) dessas substâncias no depósito mineral, mais valioso será, pois somente a partir de um valor mínimo de teor é que suas substâncias úteis poderão ser extraídas com lucro.

Minério é um *mineral ou um agregado mineral natural (rocha), do qual podem ser economicamente obtidas uma ou mais substâncias úteis*. Distinguem-se os minérios em duas classes bastante amplas designadas **minérios metálicos** e **minério não-metálicos**, conforme possam ser ou não fontes de substâncias metálicas. Nos minérios constituídos de *agregados minerais*, associam-se dois tipos de minerais, os que lhes conferem o valor econômico (*mineral-minério* ou *mineral industrial*) e os minerais que constituem a *ganga*, que não apresentam valor econômico.

Mineral-minério – mineral explorado economicamente para a produção de um ou mais metais.

Ganga – matéria mineral desprovida de valor econômico associado ao minério.

Um grupo amplo de materiais minerais vem merecendo atenção especial pela diversidade de suas aplicações, da demanda e dependência crescentes de nossa civilização em relação a eles, assim como perspectivas de novos usos solicitados por inovações tecnológicas atuais (*cerâmica fina, fibras ópticas, supercondutores*). Trata-se dos **minerais industriais** e **rochas industriais**, definidos simplifadamente como materiais minerais que, dadas suas qualidades físicas e químicas particulares, são consumidos praticamente sem alteração de suas propriedades originais, por terem aplicação direta pela indústria.

Minerais e rochas industriais participam ativamente de nossa civilização, estando presentes em diversos segmentos industriais modernos: fabricação de fertilizantes fosfatados (*fosforita, apatita*) e potássicos (*silvita, carnalita*), indústria da construção civil (*brita, quartzito, areia, cascalho*), materiais cerâmicos e refratários (*argilas, magnesita, bauxita*), papel (*caulim*), isolantes (*amianto, mica*), rochas ornamentais (*granito, mármore*), cimento (*calcário, argila, gipsita*), além da indústria de vidros, tintas, borrachas, abrasivos, eletro-eletrônicos, etc.

Em sua grande maioria, os **minerais industriais** são representados por *minerais ou minérios não-metálicos*, mas alguns minérios metálicos também podem ser considerados como minerais industriais, dependendo de suas utilizações, como por exemplo, a *cromita* (minério de cromo) que pode ser utilizada na fabricação de peças cerâmicas refratárias.

Jazida Mineral – depósito mineral explorável economicamente.

Lavra – conjunto de operações realizadas para a exploração de uma jazida. Pode ser de dois tipos: A Céu Aberto ou Subterrânea.

Mina – jazida mineral em lavra.

O **minério bruto**, tal como ocorre na natureza, porém desmontado, deslocado, por uma operação qualquer de lavra, na maioria dos casos, não se encontra suficientemente puro ou adequado para que seja submetido a processos metalúrgicos ou para sua utilização industrial. Assim, após a lavra, os minérios são submetidos a um conjunto de processos industriais, denominado **Tratamento** ou **Beneficiamento**, que os torna aptos para a utilização.

O tratamento divide o minério bruto em duas frações: *concentrado* e *rejeito*. O **concentrado** é o produto em que a *substância útil* está com teor mais elevado ou as qualidades tecnológicas do minério estão aprimoradas. O **rejeito** é a fração constituída quase que exclusivamente pelos *minerais de ganga* e usualmente é descartado.

Os usos e aplicações das substâncias minerais permitem avaliar sua importância para a humanidade e, ao mesmo tempo, constituem um critério para classificá-las. A classificação utilitária é uma proposta clássica de sistematização das substâncias minerais úteis, fundamentada nas suas aplicações:

METÁLICOS		
Ferrosos	Ferroligas	<i>Ferro, manganês, cromo, molibdênio, níquel, cobalto, wolfrâmio, vanádio.</i>
Não-ferrosos	Básicos	<i>Cobre, chumbo, zinco, estanho.</i>
	Leves	<i>Alumínio, magnésio, titânio, berílio.</i>
	Preciosos	<i>Ouro, prata, platina.</i>
	Raros	<i>Berílio, cério, lítio, etc.</i>
NÃO-METÁLICOS		
	Mat. de Construção	Areia, cascalho, rochas industriais, brita.
	Mat. Ind. Química	Enxofre, fluorita, sais, pirita, cromita.
	Fertilizantes	Fosfatos, potássio, nitrato.
	Cimento	Calcário, argila, gipsita.
	Refratários	Cromita, magnesita, argilas, sílica.
	Abrasivos	Coríndon, diamante, granada,
	Isolantes	Asbestos, mica.
	Fundentes	Carbonatos, fluorita.
	Pigmentos	Barita, ocre, titânio.
	Gemas	Diamante, rubi, esmeralda.

Tabela 6- Classificação utilitária simplificada das substâncias minerais: alguns exemplos

Principais minerais-minérios de alguns elementos metálicos:

Alumínio:	gibbsita, boehmita e diásporo na <i>Bauxita</i> e criolita.
Antimônio:	estibinita e antimônio nativo.
Arsênio:	arsenopirita e arsênio nativo.
Berílio:	berilo.
Bismuto:	bismuto nativo e bismutinita.
Cádmio:	greenockita.
Cério:	polucita.
Chumbo:	galena, cerussita e anglesita.
Cobalto:	cobaltita e skutterudita.
Cobre:	cobre nativo, calcocita, bornita, calcopirita, tetraedrita e enargita.
Cromo:	cromita.
Estanho:	cassiterita e estanita.
Ferro:	hematita, magnetita e goethita.
Lítio:	amblygonita, espodumênio e lepidolita.
Magnésio:	magnesita.
Manganês:	pirolusita, manganita e psilomelana.
Mercúrio:	cinábrio.
Molibdênio:	molibdenita.
Nióbio:	columbita.

Níquel:	pentlandita e garnierita.
Ouro:	ouro nativo e calaverita.
Platina:	platina nativa.
Prata:	prata nativa e argentita.
Tântalo:	tantalita.
Titânio:	ilmenita e rutilo.
Tungstênio:	wolframita e scheelita.
Urânio:	uraninita e carnotita.
Vanádio:	vanadinita.
Zinco:	esfalerita, smithsonita e hemimorfita.
Zircônio:	zircão

5. TEMPO GEOLÓGICO

5.1 – *Conceitos, Métodos de Datação e Escala do Tempo Geológico*

Os fenômenos geológicos são analisados, antes de tudo, em função do tempo geológico, tempo esse que em geologia é medido em milhares, milhões ou bilhões de anos. O **Tempo Geológico** é definido como o tempo decorrido desde a formação da Terra até os nossos dias. É difícil para o homem compreender a magnitude do tempo geológico, pois a duração de um século, que para o homem pode ser uma vida, geologicamente não é nada.

A idéia de que a Terra poderia ser extremamente antiga só emergiu nos dois últimos séculos, como consequência da consolidação da *Geologia* como ciência, quando o homem passou a substituir as explicações sobrenaturais para fenômenos da Natureza por leis naturais, fruto de descobertas da observação, pesquisa científica e emprego do senso comum, e também durante a revolução industrial com o aumento da demanda por recursos minerais e energéticos oriundos da Terra. Antes disso, nem se cogitava que o mundo pudesse ser muito antigo por causa da forte influência religiosa da época.

A Geologia busca entender os fenômenos geológicos findados há milhares, milhões ou até bilhões de anos, pelo exame do *registro geológico das rochas, fósseis e estruturas geológicas*. Esse exercício trabalhoso é complicado ainda mais pela natureza incompleta e, comumente, muito complexa do registro e também em função da superposição e repetição de fenômenos ao longo da história geológica da Terra.

Para ordenar e comparar eventos passados, foi desenvolvida com os estudos geológicos uma *escala de tempo* padronizada e aplicado no mundo inteiro, com base nos métodos de *datação* utilizados pela geologia.

Chama-se de **Datação** ao estabelecimento de idades de eventos decorridos ao longo do tempo geológico. Existem duas modalidades de datação geológica:

- **Datação Relativa** que estabelece idades apenas em termos posicionais (*posição relativa*), onde o ordenamento dos eventos se faz através de um conjunto de métodos observacionais, baseados em *princípios geológicos básicos e conteúdo fossilífero*, conhecidos como **métodos de datação relativa**.
- **Datação Absoluta** que estabelece idades em termos quantitativos (*centenas, milhares, milhões ou bilhões de anos*), onde as técnicas de determinação baseiam-se na *observação de processos que ocorram com uma constante e mensurável velocidade ou de processos com forte registro anual*. Essas técnicas correspondem aos chamados **métodos de datação absoluta**.

Métodos de Datação Relativa:

1- *Princípios que regem a organização de seqüências sedimentares:*

- **Superposição:** sedimentos se depositam em camadas, as mais velhas na base e as mais novas sucessivamente acima.
- **Horizontalidade original:** depósitos sedimentares se acumulam em camadas sucessivas dispostas de modo horizontal.
- **Continuidade lateral:** camadas sedimentares são contínuas, estendendo-se até as margens da bacia de acumulação, ou se afinam lateralmente.

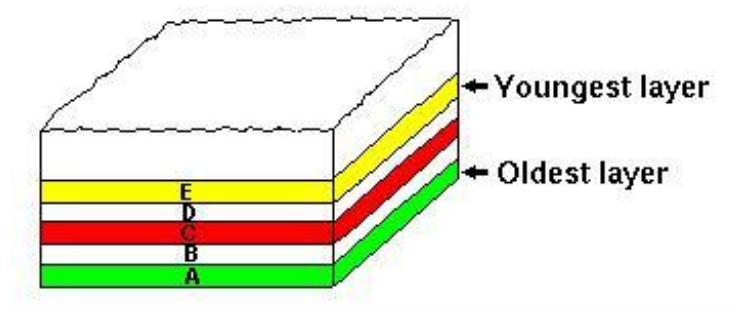


Fig. 10- Princípios da Superposição, Horizontalidade e Continuidade das Camadas.

Apesar de simples, esses princípios são absolutamente fundamentais na análise geológica das relações temporais e espaciais entre corpos rochosos. Por exemplo, o princípio da superposição permite ordenar cronologicamente camadas não perturbadas e uma vez conhecidas essa ordem, reconhecer situações em que tenham sido invertidas por processos tectônicos. Ao encontrarmos estratos sedimentares inclinados, é possível inferir, com base no princípio de horizontalidade original, que o pacote sofreu deformação posterior. E pelo princípio de continuidade lateral, podemos reconstruir a distribuição geográfica original de uma camada dissecada pela erosão através da **correlação física** dos seus vestígios.

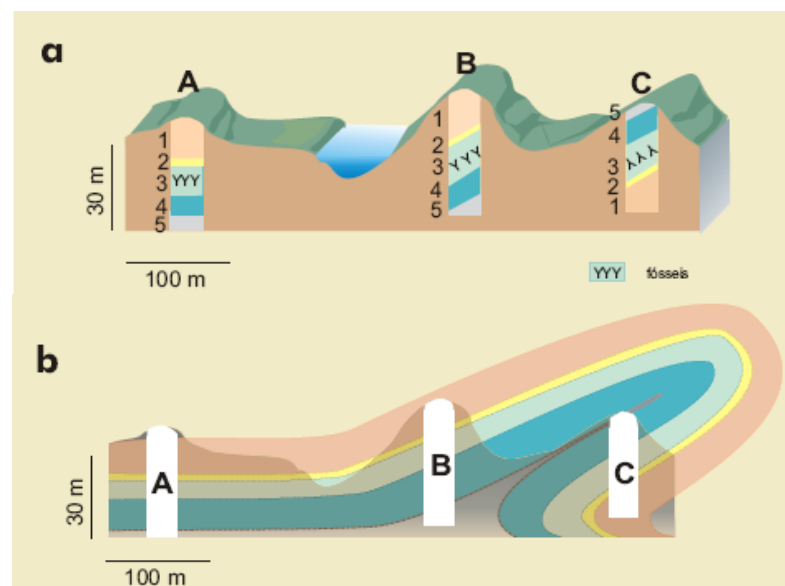


Fig. 11- Aplicação do Princípio da Superposição de Camadas.

Contudo a aplicação indiscriminada desses princípios pode levar a interpretações equivocadas. Por exemplo, numa sucessão estratificada de rochas sedimentares e ígneas, o observador deve reconhecer corretamente a diferença entre um derrame de lava, cuja formação obedece a esse princípio, e um *sill*, sempre intrusivo e, portanto, sempre mais novo do que as rochas encaixantes, não se aplicando, neste caso, o princípio da superposição.

2- Relações de Interseção e Inclusões - segundo este princípio, qualquer feição geológica (rocha, fóssil ou estrutura) cortada ou afetada por outra (dique, sill, discordância, falha, dobra, atividades de organismos, etc.) ou contida em outra (um cristal contido em outro, um xenólito numa rocha ígnea, etc.) é mais antiga do que a rocha que a corta ou que a contém ou que a estrutura afeta.

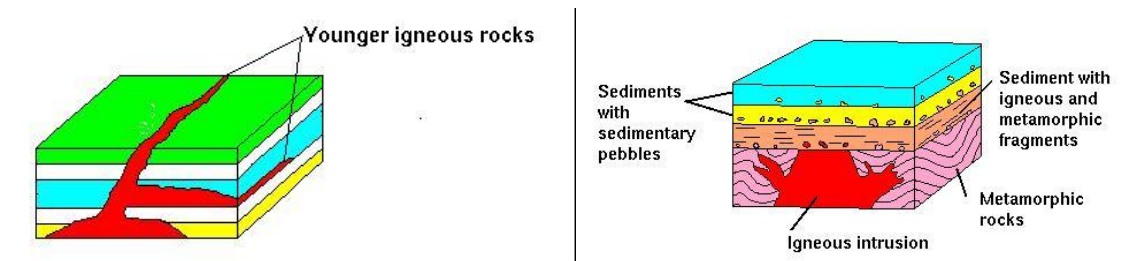


Fig. 12- Aplicação das Relações de Interseção e Inclusões.

3- Princípio da Sucessão de Fósseis (sucessão biótica) – este princípio, estabelece ser possível colocar rochas fossilíferas em ordem cronológica pelo caráter de seu conteúdo fóssil, pois cada período, época ou subdivisão do tempo geológico possui um conjunto particular de fósseis que foram preservados em algumas formações geológicas, representativo dos organismos que viviam naquele tempo.

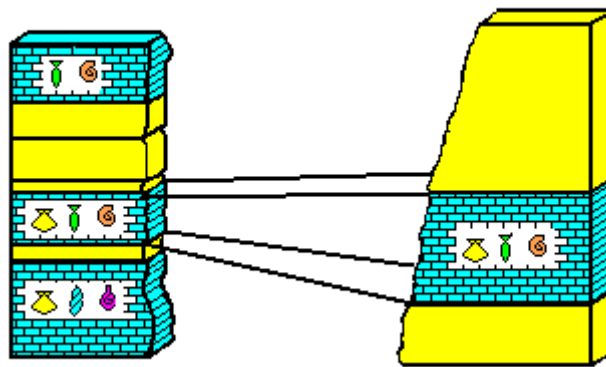


Fig.13- Correlação com base no Conteúdo fossilífero.

Métodos de Datação Absoluta:

Os métodos de datação absoluta são aqueles que fornecem uma idade em anos. Existem dois tipos:

Métodos Radiométricos - baseados na *radioatividade de alguns elementos químicos*, como o Urânio, o Tório, o Potássio, o Rubídio e outros.

Métodos Não-Radiométricos – são métodos que se baseiam em *eventos com marcante ciclicidade anual*, tais como: *contagem de varves, anéis de crescimento de árvores e ciclos de crescimento de corais*.

Os métodos de datação absoluta mais utilizados em geologia para determinar idades absolutas de formação de minerais e rochas são os **métodos radiométricos**, que utilizam a *taxa de decaimento radioativo de isótopos instáveis* (radioativos) *de alguns elementos químicos*.

Decaimento radioativo é uma reação espontânea que ocorre no núcleo do átomo instável que se transforma em outro átomo estável; os elétrons que orbitam o núcleo não são envolvidos no processo. O elemento com núcleo atômico instável, em decaimento radioativo, é conhecido como **elemento-pai**; o novo elemento formado com o núcleo atômico estável é denominado **elemento-filho** (ou radiogênico). Durante o decaimento radioativo, cada elemento-pai leva um determinado tempo para se transformar em elemento-filho. As taxas de decaimento não são afetadas por mudanças físicas ou químicas do ambiente. Isto é importante, pois assegura que a taxa de decaimento de um dado isótopo seja independente dos processos geológicos.

Medindo-se a quantidade dessas substâncias em uma rocha ou em um mineral, pode-se saber a sua idade através de cálculos realizados com base na *relação do elemento que se transforma (isótopo-pai) com o elemento originado (isótopo-filho) e a meia-vida do elemento radioativo*.

O tempo decorrido para que a metade da quantidade original de átomos de um elemento radioativo se transforme em átomos do elemento estável (radiogênico), recebe a denominação de **Meia-vida**.

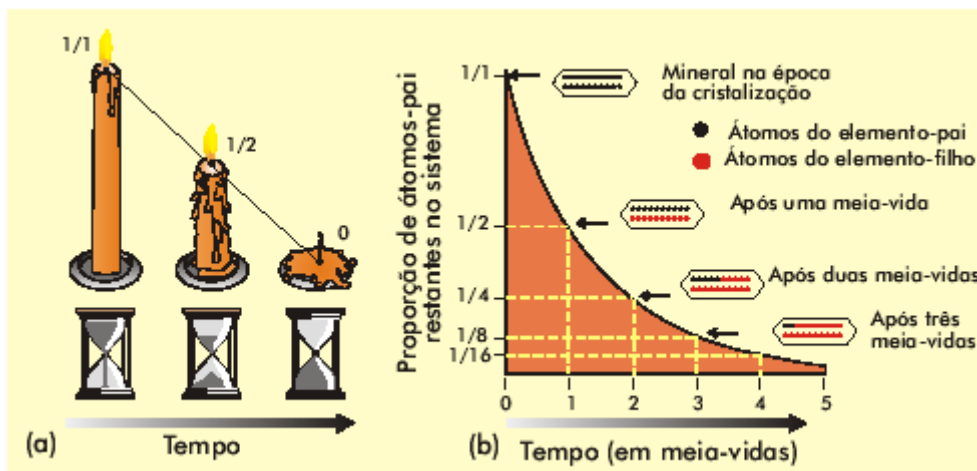


Fig. 14- Decaimento radioativo e o conceito de meia-vida.

Elemento-pai (radioativo)	Elemento-filho (estável)	Meia-vida (anos)
Carbono-14	Nitrogênio-14	5.730
Urânio-235	Chumbo-207	704.000.000
Potássio-40	Argônio-40	1.300.000.000
Urânio-238	Chumbo-206	4.470.000.000
Tório-232	Chumbo-208	14.010.000.000
Rênio-187	Ósmio-187	42.300.000.000
Rubídio-87	Estrôncio-87	48.800.000.000
Samário-147	Neodímio-143	106.000.000.000

Tabela 7- Isótopos mais utilizados em datação radiométrica e suas respectivas meia-vidas.

O ramo da geologia que trata da datação absoluta de rochas e minerais é conhecido como **Geocronologia**. Na datação radiométrica utilizam-se *minerais isolados* de uma rocha ou uma porção de rocha (*análise de rocha total*), e as determinações são feitas com grande precisão num equipamento computadorizado chamado **espectrômetro de massa**. As idades obtidas a partir de minerais representam a idade de cristalização; por outro lado, a recristalização metamórfica deve “zerar” o relógio radiométrico. As idades radiométricas de rochas ígneas referem-se ao tempo em que se processou a cristalização do magma, de rochas metamórficas à época em que ocorreu o metamorfismo e das rochas sedimentares a diagênese. Os métodos radiométricos mais comumente utilizados na Geocronologia são: *Potássio-Argônio*, *Rubídio-Estrôncio* e *Urânio-Chumbo*.

Os métodos radiométricos envolvendo isótopos com meia-vida longa são os mais utilizados para datação de rochas mais antigas, como as pré-cambrianas. Isótopos de meia-vida curta são utilizados para datação de materiais geológicos e eventos muito mais jovens; o *Carbono-14*, por exemplo, com meia vida de 5.730 anos, é utilizado para datação de materiais de até 70.000 anos.

A Escala do Tempo Geológico

Utilizando os Princípios de Steno, as relações de interseção e inclusão, e principalmente o princípio da sucessão biótica ou de fósseis, os geólogos da Grã-Bretanha e Europa ordenaram as principais sucessões geológicas dessas regiões em uma **escala de tempo geológico** pela *datação relativa* das faunas e floras fósseis contidas nas rochas estudadas.

Cada sistema espesso de rochas (*sistema geológico*) teria sido depositado durante um **período** específico do tempo geológico, identificado pelo conjunto de fósseis peculiar ao sistema e designado por nome alusivo a alguma feição da região onde o sistema foi definido, por exemplo, um termo geográfico (como **Cambriano**, de *Cambria*, antigo nome romano para Inglaterra; **Devoniano**, de *Devonshire*, no sul da Inglaterra; **Jurássico**, dos *Montes Jura* no norte da Suíça e **Permiano**, de *Perm*, na Rússia), cultural (como **Ordoviciano** e **Siluriano**, das tribos que habitavam o País de Gales), geológico (como **Carbonífero**, com referência ao rico conteúdo em carvão) ou até histórico (como **Terciário** e **Quaternário**, herdados, mas conceitualmente modificados, dos primeiros esquemas de subdivisão geológica). Por conta dos mecanismos da evolução biológica e pelo grau de preservação dos organismos que já habitaram nosso planeta, a sucessão biótica permitiu uma subdivisão tão notável do registro sedimentar e do tempo geológico.

A *correlação fossilífera* ou *bioestratigráfica*, cada vez mais refinada, levou, mesmo antes da utilização dos métodos de datação absoluta, à subdivisão dos **Períodos** do tempo geológico, e destes em **Épocas** e unidades menores. Ao mesmo tempo, semelhanças e distinções entre os fósseis de diversos períodos permitiram a agregação dos períodos em **Eras**. Modernamente, as eras têm sido agrupadas em intervalos de tempo maiores conhecidos como **Eons**.

Essas divisões e subdivisões, que representam *intervalos do tempo geológico*, são denominadas de **Unidades Geocronológicas** e o *arranjo destas unidades por ordem de idade*, denomina-se de **Escala do Tempo Geológico**. Inicialmente a escala do tempo geológico reunia um conjunto de idades relativas, com base em seqüências de rochas e no registro fóssil, posteriormente com o auxílio dos métodos radiométricos é que as unidades geocronológicas foram quantificadas em termos de tempo com mais precisão.

Tabela 8- Escala do Tempo Geológico.

Éon	Era	Período	Época	Início em Ma.
F A N E R O Z Ó I C O	C E N O Z Ó I C A	Quaternário	Holoceno	0,01
			<i>Pleistoceno</i>	1,8
		Neogeno	<i>Plioceno</i>	5,3
			<i>Mioceno</i>	24
			Paleogeno	<i>Oligoceno</i>
		<i>Eoceno</i>		54
		<i>Paleoceno</i>		65
	M E S O Z Ó I C A	Cretáceo		142
		Jurássico		206
		Triássico		248
	P A L E O Z Ó I C A	Permiano		290
		Carbonífero		354
		Devoniano		417
		Siluriano		443
Ordoviciano		495		
Cambriano		545		
PROTEROZÓICO	PRÉ-CAMBRIANO			2500
ARQUEANO				4560

O tempo geológico foi dividido em três grandes Eons: **Arqueano**, **Proterozóico** e **Fanerozóico**. Os Eons *Arqueano* e *Proterozóico* são conhecidos, coletivamente, pelo termo informal **Pré-Cambriano**, que começou com a formação da Terra há 4,56 bilhões de anos, representando um intervalo de tempo que corresponde a 88% da história geológica da Terra, com registro fóssil relativamente escasso. O Eon *Fanerozóico*, cujo nome deriva de “*phaneros*”, visível, e “*zôos*”, vida, é particularmente adequado, pois se refere ao intervalo de tempo (*do Cambriano até hoje*) caracterizado por abundante, diversificado e facilmente reconhecível registro fóssil. O Eon Fanerozóico teve início há cerca de 545 milhões de anos e foi dividido em três eras: **Paleozóica**, **Mesozóica** e **Cenozóica**. A Era Paleozóica (*vida antiga*) está dividida em seis períodos, que em ordem decrescente de idade são: **Cambriano**, **Ordoviciano**, **Siluriano**, **Devoniano**, **Carbonífero** e **Permiano**. A Era Mesozóica (*vida média*) está dividida em três períodos: **Triássico**, **Jurássico** e **Cretáceo** (mais recente). A Era Cenozóica (*vida recente*) foi dividida nos períodos **Paleogeno**, **Neogeno** e **Quaternário**. O período Paleogeno é constituído pelas seguintes épocas (em ordem decrescente de idade) **Paleoceno**, **Eoceno** e **Oligoceno**. O período Neogeno nas épocas **Mioceno** e **Plioceno**. E o período Quaternário está dividido nas épocas **Pleistoceno** (mais antiga) e **Holoceno** ou **Recente**.

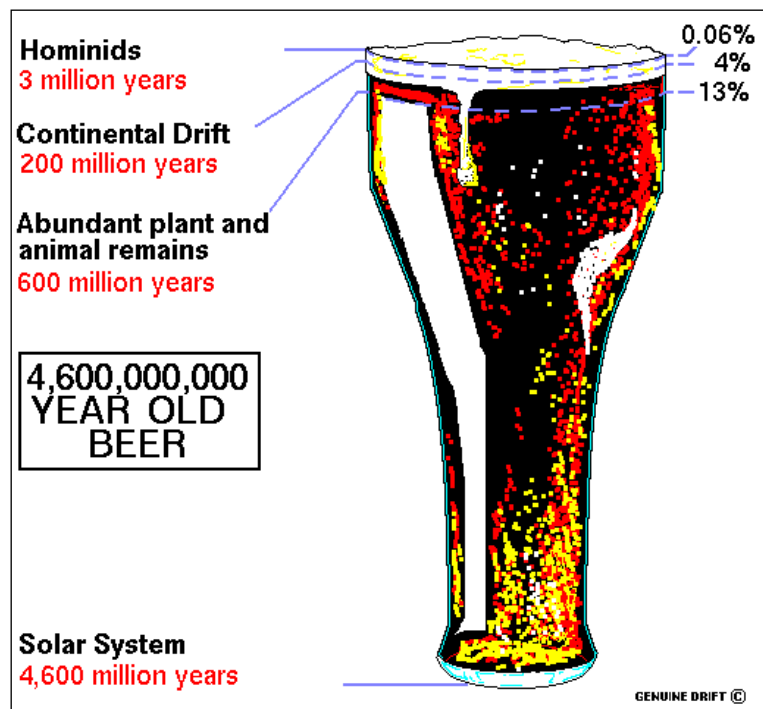


Fig. 15- Ilustração da Idade da Terra.

6. PROCESSOS GEOLÓGICOS DE DINÂMICA EXTERNA

6.1 – Ciclo Hidrológico e Água Subterrânea.

A água distribui-se na atmosfera e na parte superficial da crosta até uma profundidade de aproximadamente 10 km abaixo da interface atmosfera/crosta, constituindo a hidrosfera, que consiste em uma série de reservatórios como os oceanos, geleiras, rios, lagos, vapor d'água da atmosfera, água subterrânea e água contida nos seres vivos. O constante intercâmbio entre estes reservatórios compreende o ciclo da água ou ciclo hidrológico, que representa o processo mais importante da dinâmica externa da Terra.

“Ciclo Hidrológico” é o sistema pelo qual a natureza faz a água e a umidade circularem continuamente entre a Crosta e a Atmosfera.

Este sistema faz com que a água circule dos oceanos e mares para a atmosfera e retorne, superficial e subterraneamente, aos oceanos e mares por vias tortuosas, umas curtas e outras longas, quer quanto ao tempo, quer quanto ao espaço. Os agentes que participam nesse processo são a *irradiação solar*, a *gravidade*, a *atração molecular* e a *capilaridade*. A energia necessária para o ciclo hidrológico provém do calor produzido pelos raios solares. Graças à **energia solar** é que se processa a evaporação das águas superficiais e a circulação da água na atmosfera, que funciona como veículo de transporte de água na forma de vapor d'água e finas gotículas dispersas no ar.

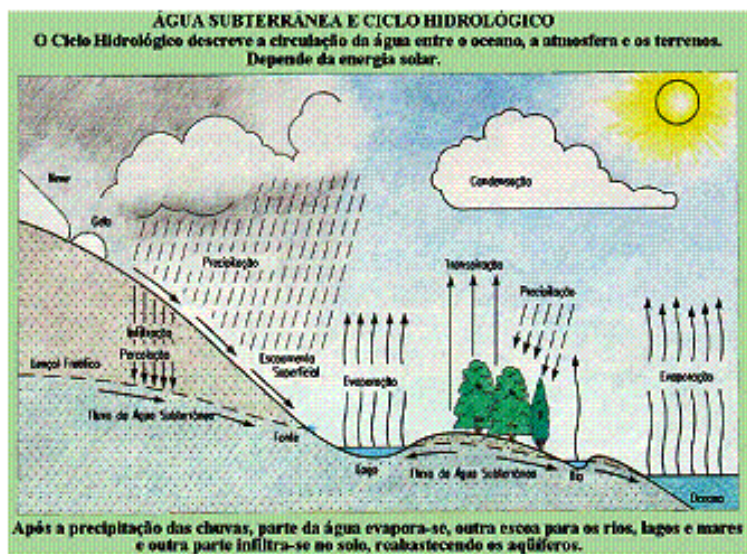


Fig. 16- Ciclo Hidrológico

Fases do Ciclo Hidrológico:

Evaporação

Com a irradiação solar sobre as águas superficiais, o ar aquecido ascende, levando o vapor d'água para a atmosfera, acumulando-se na forma de nuvens.

A maior parte da umidade atmosférica provém da evaporação das águas dos *mares e oceanos*, a outra parte é oriunda da evaporação das águas dos cursos d'água (*rios, córregos*), lagos, solo e da respiração dos vegetais. Parte da precipitação que retorna para atmosfera por evaporação direta durante seu percurso em direção à superfície soma-se ao vapor d'água formado sobre o solo e aquele liberado pela atividade biológica de organismos, principalmente as plantas, através da respiração, constituindo o que denominamos de **evapotranspiração**.

Precipitação atmosférica ou meteórica

Ao atingir o limite de saturação, o vapor d'água presente na atmosfera se condensa e precipita sobre a superfície dos continentes e oceanos, sob várias formas de precipitação atmosférica, na forma de gotículas dando origem à *chuva* ou transforma-se diretamente em cristais de gelo e estes, por aglutinação, atingem tamanhos e peso suficientes e precipitam sob a forma de *neve* ou *granizo*. Em regiões de florestas, uma parcela da precipitação pode ser retida sobre folhas e caules, sofrendo evaporação posteriormente. Este processo é a **interceptação**. Com a movimentação das folhas pelo vento, parte da água retida continua seu trajeto para o solo. A interceptação, portanto, diminui o impacto das gotas de chuvas sobre o solo, reduzindo sua ação erosiva.

Escoamento Superficial e Infiltração

As precipitações atmosféricas sobre os continentes, nas regiões não geladas, podem seguir três percursos:

- 1 – Primeiro, depois de molhar a folhagem dos vegetais e o solo, poderá sofrer **evaporação** e retornar à atmosfera.
- 2 – Segundo, quando a capacidade de absorção de água pela superfície é superada, poderá sofrer o **escoamento superficial** impulsionado pela gravidade para zonas mais baixas. Este escoamento inicia-se através de pequenos filetes de água, efêmeros e disseminados pela superfície do solo, que convergem para os córregos e rios, constituindo a rede de drenagem. O escoamento superficial, com raras exceções, tem como destino final os oceanos. É bom lembrar ainda que parte da água de infiltração retorna à superfície através de nascentes, alimentando o escoamento superficial ou, através de rotas de fluxo mais profundas e lentas, reaparece diretamente nos oceanos.
- 3 - Poderá ocorrer a **infiltração** em subsuperfície, podendo:
 - voltar à superfície por capilaridade do solo e ser evaporada;
 - ser absorvida pelas raízes dos vegetais e retornar à atmosfera através da evapotranspiração e
 - infiltrar além da zona das raízes dos vegetais, guiada pela força gravitacional, até chegar a uma zona de saturação de água em subsuperfície, onde abastece o corpo de água subterrânea.

Esses percursos que as precipitações atmosféricas podem fazer nos continentes dependem de alguns fatores, tais como: **clima, morfologia da superfície, cobertura vegetal e constituição litológica**.

Regiões com forte insolação e baixa precipitação, a evaporação é mais intensa. Regiões de relevo acidentado, a tendência para o escoamento superficial é imediata,

devido à ação da gravidade. Em terrenos permeáveis (*arenosos*) predomina a infiltração e em terrenos impermeáveis (*argilosos*) o escoamento superficial ou a acumulação com posterior evaporação. As matas e florestas agem contra o efeito imediato do escoamento, favorecendo a infiltração e constituindo-se em excelente proteção contra a erosão do solo.

Retorno:

Se considerarmos que o ciclo hidrológico começa pelas águas dos oceanos, temos as seguintes formas de retorno dessas águas aos oceanos:

- Precipitação direta sobre os oceanos;
- Precipitação sobre os cursos d'água que deságuam nos oceanos;
- Escoamento superficial para os cursos d'água e oceanos e
- Descarga de água subterrânea nos cursos d'água e oceanos.

Formação e Consumo de água no ciclo hidrológico

Processos de consumo e formação de água interferem no ciclo hidrológico, mantendo o volume geral de água constante no Sistema Terra. Considerando o tempo geológico, o ciclo hidrológico pode ser subdividido em dois subciclos: o primeiro opera em curto prazo envolvendo a dinâmica externa da Terra (*movido pela energia solar e gravitacional*); o segundo, de longo prazo, é movimentado pela dinâmica interna (*tectônica de placas*), onde a água participa do *ciclo das rochas*.

No “**ciclo rápido**”, a água é consumida nas reações fotoquímicas (*fotossíntese*) onde é retido principalmente na produção de biomassa vegetal (*celulose e açúcar*). Com a reação contrária à fotossíntese, a respiração, esta água retorna ao ciclo. No “**ciclo lento**” o consumo de água ocorre no intemperismo químico através das reações de *hidrólise* e na *formação de rochas sedimentares e metamórficas*, com a formação de minerais hidratados. A produção de *água juvenil* pela atividade vulcânica representa o retorno desta água ao *ciclo rápido*.

Origem e Distribuição da Água no Subsolo

A *precipitação atmosférica* sobre a superfície terrestre seguida da **infiltração** é a origem de todos os nossos suprimentos de água de subsuperfície. Delas depende a reposição da quantidade de água retirada do solo por evaporação e absorção dos vegetais e, da água escoada de níveis mais profundos através de nascentes e poços. **Infiltração** é o processo mais importante de recarga da água no subsolo. O volume e a velocidade de infiltração dependem de vários fatores: *porosidade, cobertura vegetal, topografia, precipitação, ocupação do solo*.

A taxa de infiltração de água no solo depende de muitos fatores, entre os quais:

- 1) Sua porosidade: A presença de argila no solo diminui sua porosidade, não permitindo uma grande infiltração.
- 2) Cobertura vegetal: Um solo coberto por vegetação é mais permeável do que um solo desmatado.
- 3) Inclinação do terreno: em declividades acentuadas a água corre mais rapidamente, diminuindo o tempo de infiltração.

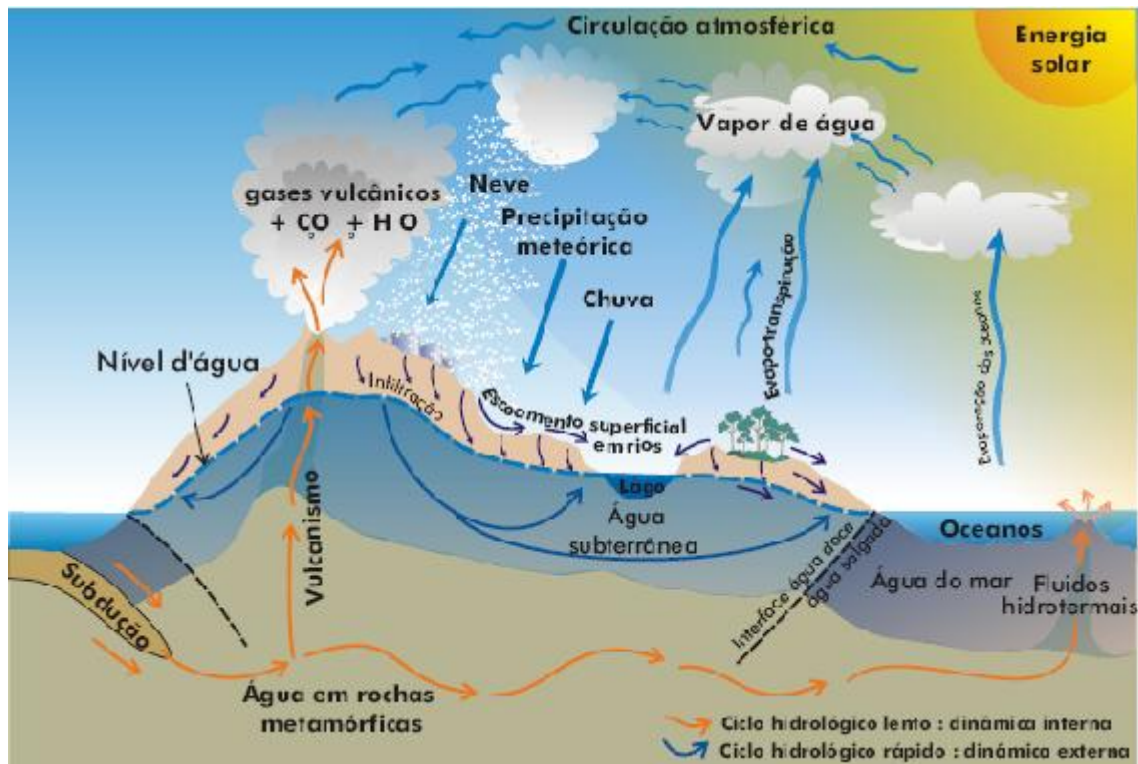


Fig. 17- Os ciclos hidrológicos com relação ao tempo geológico.

A água que se infiltra está submetida a duas forças fundamentais: a **gravidade** e a **força de capilaridade**, que é a força de adesão de suas moléculas às superfícies das partículas do solo. Pequenas quantidades de água no solo tendem a se distribuir uniformemente pela superfície das partículas. A força de adesão é mais forte do que a força da gravidade que age sobre esta água. Como consequência ela ficará retida, quase imóvel, não atingindo zonas mais profundas. Chuvas finas e passageiras fornecem somente água suficiente para repor esta umidade do solo. Para que haja infiltração até a zona saturada é necessário primeiro satisfazer esta necessidade da força capilar.

O conhecimento da ocorrência de água em subsuperfície requer um estudo da distribuição vertical da água nos materiais ou formações geológicas de subsuperfície. A litologia de um corte ou seção da crosta se refere aos tipos de rochas e sedimentos inconsolidados que ocorrem em uma sucessão de camadas ou corpos rochosos que constituem alguma parte da crosta terrestre. A parte mais externa da crosta terrestre é normalmente porosa até uma maior ou menor profundidade, dependendo da região geológica. Esta porção da crosta recebe a denominação de **Zona Detrítica**. Os poros e interstícios ou outros tipos de vazios, podem, nessa porção da crosta, estar parcial ou completamente cheios de água. Desta forma, a água ocorre em subsuperfície, em duas zonas:

1 - **Zona de Aeração ou Zona Não-saturada ou Zona Vadosa** – é a zona situada entre a superfície do terreno e a *superfície freática* (nível d'água – NA), onde os poros da matéria constituinte estão parcialmente preenchidos por água e por gases (principalmente ar e vapor d'água). A água contida nesta zona recebe várias denominações, tais como: *água edáfica*, *água suspensa* e *água vadosa*.

2 - **Zona de Saturação** – é a zona que fica abaixo da superfície freática, onde os poros ou vazios da matéria constituinte estão totalmente preenchidos por água. Seu limite inferior vai até onde existir porosidade em profundidade.

A zona de saturação pode ser considerada como sendo um único enorme reservatório ou um sistema de reservatórios naturais de água, cuja capacidade e volume total de poros ou vazio estão repletos de água. A espessura dessa zona varia de decímetros a dezenas ou centenas de metros. Os fatores que influem nessa espessura variável são: a *geologia local*, a *porosidade e permeabilidade das formações*, a *recarga ou continuidade da impregnação* e o *movimento da água dentro da zona* entre os locais de recarga e os pontos ou áreas de descarga.

A água contida na zona de saturação é a única dentre as águas de subsuperfície que propriamente constitui a **água subterrânea**.

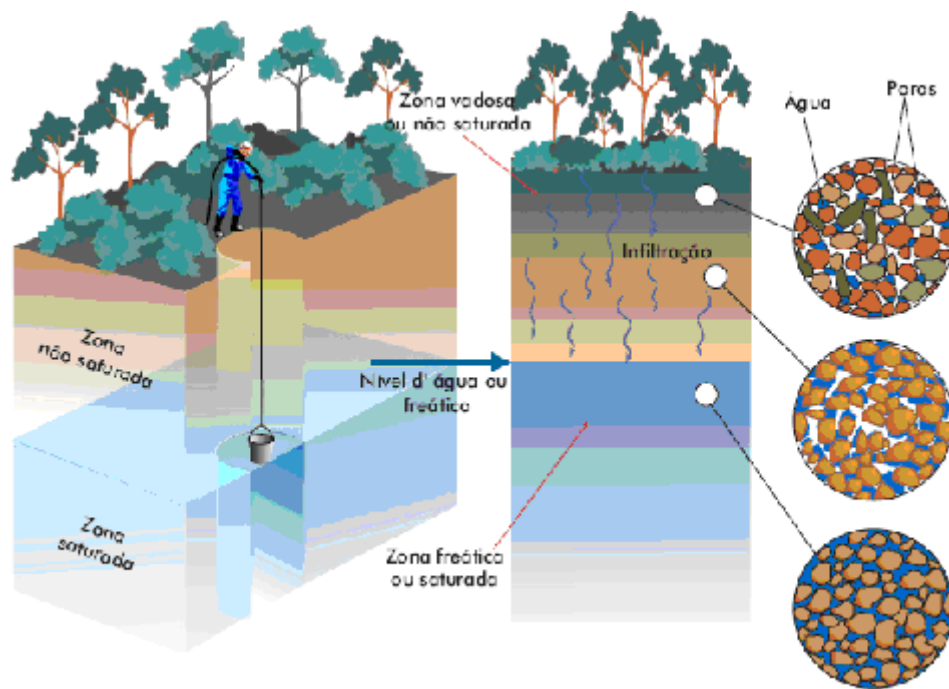


Fig. 18- Distribuição de água no Subsolo.

A água contida no solo move-se para baixo através da zona de aeração sob a *ação da gravidade*. Na zona de saturação a água subterrânea move-se de acordo com a direção determinada pelas **condições hidráulicas** (*permeabilidade e diferença de pressões exercidas pela água nos poros ou vazios*). Deste modo, o movimento da água subterrâneo é comandado pela *diferença de pressão hidráulica* e o sentido do fluxo d'água é da região de maior pressão para a região de menor pressão.

“Água Subterrânea” - é a água de subsuperfície contida na zona de saturação, que ocupa todos os poros da matéria.

Os cientistas calculam que 95,1% da água existente na Terra é composta pelas águas salgadas dos mares e oceanos. Os 4,9% restantes se constitui de água doce, distribuída entre as *geleiras e capas polares* (97%) e a água líquida *superficial e subsuperficial*

(3%), disponível para nosso uso. Assim, a grande maioria das águas do nosso planeta são águas salgadas ou permanentemente congeladas.

Um fato muito importante e relativamente desconhecido, é que apenas cerca de 3% do volume total de água doce e líquida encontra-se na superfície na forma de lagos ou cursos d'água e neve, enquanto que a maior parte, cerca de **97% está armazenada no subsolo**. Este fato ilustra a extrema importância da água subterrânea como reserva estratégica, considerada hoje, como a solução mais viável para os crescentes problemas de abastecimento de água a nível mundial. Grande parte das águas de superfície está poluída, enquanto que as *águas subterrâneas*, melhores protegidas contra a poluição, são geralmente de boa qualidade para o consumo direto do homem, sem necessidade de tratamentos especiais.

Propriedades que interferem no Armazenamento e Transmissão de Fluidos.

Porosidade

A *porosidade* é definida como a *relação entre o volume de vazios (poros) e o volume total de uma formação (rocha ou sedimento)*, expressa em porcentagem. É uma propriedade que representa **a capacidade de uma formação armazenar fluidos**, podendo ser água, petróleo e gás natural. Existem dois tipos de porosidade:

- **Porosidade Primária** (*porosidade de poros*), originada durante a sedimentação (*intergranular e intragranular*).

- **Porosidade Secundária**, originada após a sedimentação, durante a cimentação (*intercristalina*) ou por dissolução de rochas carbonáticas (*condutos ou canais*) ou por compactação, desidratação e movimentos tectônicos (*fraturas e falhas*).

As rochas sedimentares e os sedimentos inconsolidados apresentam porosidade expressiva, principalmente *porosidade primária*, enquanto que as rochas ígneas e metamórficas, geralmente apresentam baixos valores de porosidade, exceto quando estão muito *fraturadas e falhadas*.

Fatores que influenciam na Porosidade Primária:

- 1- **Granulometria** (*tamanho das partículas*) – Em geral, a porosidade aumenta com a diminuição da granulometria. As partículas mais finas são em geral mais angulosas e possibilitam um empacotamento mais aberto, que propicia uma porosidade mais elevada.
- 2- **Grau de Seleção** (*uniformidade de tamanho das partículas*) – Quanto melhor a seleção das partículas menor será a quantidade de detritos finos para preencher os espaços vazios deixados pelos mais grosseiros, em consequência, maior será a porosidade.
- 3- **Forma das Partículas** (*esfericidade e arredondamento das partículas*) – Quanto mais esféricas e arredondadas forem as partículas menor será a porosidade, em função do empacotamento que será mais fechado.
- 4- **Arranjo das Partículas** (*disposição espacial das partículas*) – Quanto maior o grau de empacotamento das partículas, em função do modo de disposição, menor será a porosidade.

A porosidade primária também sofre o efeito da **compactação** e **cimentação** durante o processo de *litificação* que transforma os sedimentos em rochas sedimentares. O peso dos sedimentos sobrepostos torna os subjacentes mais compactos, aproximando mais os grãos e diminuindo a porosidade primária, com o aumento dos contatos entre os grãos em função da profundidade. A cimentação diminui a porosidade através do

preenchimento de vazios por substâncias químicas que agem como cimento (*sílica, carbonatos, óxidos e hidróxidos*). Uma areia, por exemplo, pode passar de uma porosidade inicial de 35% para 15 a 20% após a litificação e transformação em arenito.

Permeabilidade

A *permeabilidade* é a *propriedade de uma formação permitir a passagem de fluidos através dela*, sem se deformar estruturalmente ou ocasionar deslocamento relativo de suas partículas. Ela depende do **tamanho dos poros** e da **conexão entre os poros**. Em outras palavras, é a *comunicabilidade entre os vazios* (poros ou interstícios, fendas e cavidades) e está relacionada com a sua função de *conduto ou canal*, ou seja, com a *capacidade de transmissão de fluidos* (água, petróleo e gás natural). É o *principal fator que determina a disponibilidade de água subterrânea*.

Em geral, a *permeabilidade aumenta com a elevação do tamanho efetivo das partículas* (granulometria). As formações constituídas inteiramente de partículas grossas não consolidadas oferecem menor resistência à passagem de fluido, devido os poros serem maiores.

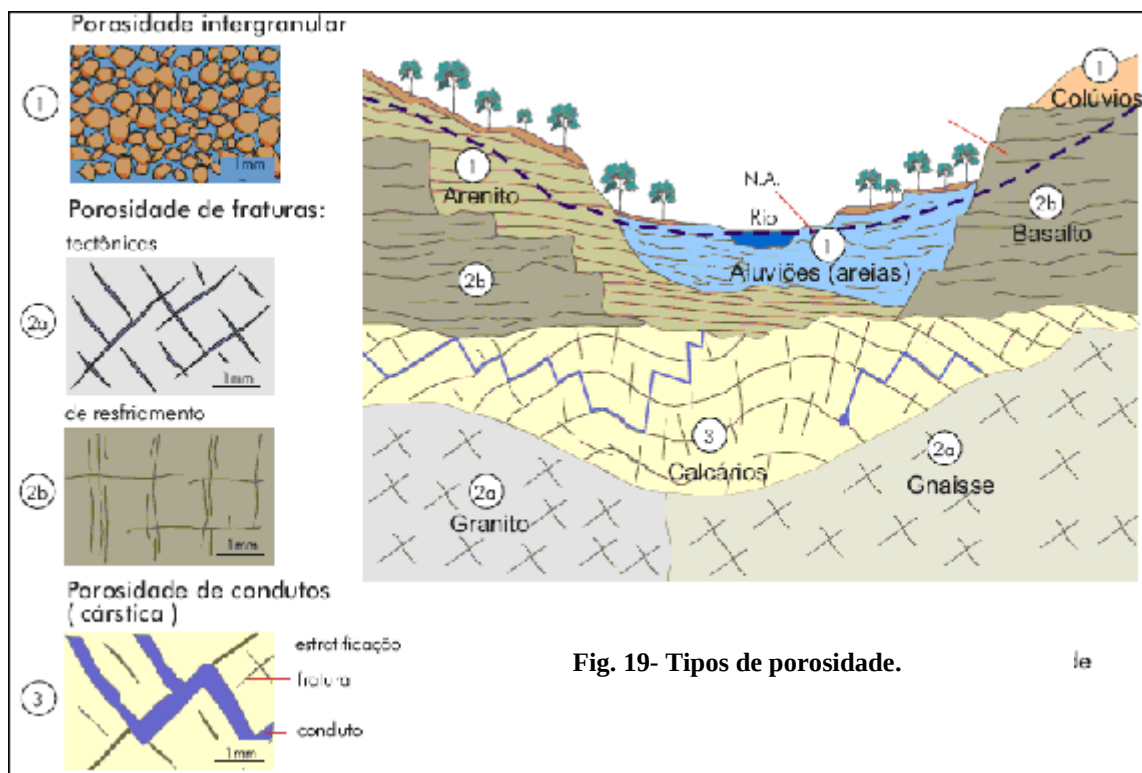


Fig. 19- Tipos de porosidade.

Formações Aquíferas

As formações ou camadas geológicas da zona de saturação, nas quais se podem obter águas para uso proveitoso são chamadas de **formações aquíferas** ou **aquíferas**.

“Aqüífero” é uma unidade ou formação geológica saturada que fornece água a poços e nascentes em proporção suficiente, de modo que possa servir como proveitosa fonte de abastecimento.

Para serem classificadas como aqüíferos as formações geológicas devem conter poros ou espaços abertos repletos de água; além disso, essas aberturas devem ser suficientemente grandes para permitirem o movimento da água através delas em direção aos poços e nascentes, com uma vazão apreciável. Em resumo, elas precisam ter *boa porosidade, boa permeabilidade e boa vazão*.

O tamanho e volume total dos poros de uma formação podem ser grandes ou pequenos, conforme o tipo de material constituinte. Isoladamente os poros de um material de granulometria fina, como a argila, são extremamente pequenos e o volume global dos poros comumente grande. Embora a argila tenha uma grande capacidade de retenção de água, esta não pode se mover facilmente através das suas diminutas aberturas. Isto significa que uma formação argilosa não é um aqüífero, mesmo que esteja saturada de água. Nesse caso, usa-se a designação de **Aqüícludo** ou **Aqüíclude**. Um material mais grosseiro, como a areia, contém espaços abertos maiores por onde a água pode se mover mais ou menos facilmente. Uma formação arenosa saturada é um aqüífero porque pode conter água e transmiti-la com uma vazão apreciável, desde que ocorram diferenças de pressão. As formações geológicas impermeáveis que não absorvem e nem transmitem água, recebem a designação de **Aqüífugos**.

Tipos de formações aqüíferas

O tipo de aqüífero é função do tipo de material armazenador, o qual pode ser de origem *ígneas, metamórfica e sedimentar*. Os dois primeiros tipos de materiais geológicos são compactos, duros e sem porosidade expressiva. As formações de origem sedimentar (*rochas sedimentares e sedimentos*), geralmente, caracterizam-se pela presença de porosidade primária expressiva, com exceção de algumas (*calcários e dolomitos*) que apresentam porosidade secundária decorrente de dissolução.

A água subterrânea pode ocorrer tanto em rochas duras e compactas, como as ígneas e metamórficas, quanto em sedimentos inconsolidados e rochas sedimentares, ou seja, *qualquer tipo de formação geológica pode constituir um aqüífero*, desde que apresente condições de *armazenar e transmitir água* com uma vazão suficiente.

Apesar do volume das *formações sedimentares* corresponder a apenas 5% de todos os materiais sólidos que constituem a crosta terrestre, elas *são responsáveis pelo armazenamento de cerca de 95% de toda a água subterrânea da Terra*, em função, exatamente, de suas características de material mais poroso.

Tipos de Aqüíferos:

1. Quanto ao tipo de material armazenador:

Aqüíferos Contínuos (*aqüíferos de porosidade intergranular*) – são aqueles que apresentam porosidade primária. Estão associados às formações sedimentares (*rochas consolidadas, sedimentos inconsolidados ou solos arenosos*). Caracterizam-se por uma fase sólida (*constituída por grãos de areia, silte e argila, originados da destruição de*

outras rochas), formas e dimensões variadas e apresentam espaços vazios de pequenas dimensões definidos como **poros** ou **interstícios**, que são ocupados por água ou outro tipo de fluido.

Aqüíferos Descontínuos (*aqüíferos fraturados ou fissurais e aqüíferos cársticos ou de conduto*) – são aqueles que apresentam porosidade secundária. Estão associados, principalmente, com as rochas ígneas e metamórficas, incluindo também rochas carbonáticas (*calcário, dolomitos e mármore*s) com dissolução.

Os aqüíferos descontínuos são rochas duras cujos principais vazios são essencialmente constituídos por *fraturas* abertas preenchidas pela água. Os aqüíferos descontínuos constituídos por *condutos* e *cavidades* abertos por dissolução, como nos mármore, calcários e dolomitos, são designados como *aqüíferos cársticos*.

Considerados em conjunto, os **Arenitos** são os melhores aqüíferos em função de além da sua larga distribuição, das suas boas características de armazenamento e permeabilidade. Outros aqüíferos sedimentares importantes são as **areias** e os **cascalhos**.

2. Quanto às condições de armazenamento:

Condições Freáticas

A ocorrência de água subterrânea em alguns aqüíferos está subordinada à superfície freática ou nível hidrostático (*nível d'água*), significando que o limite superior do aqüífero é definido por esta superfície. Nesta superfície a água nos poros do aqüífero está sob pressão atmosférica como se estivesse em um reservatório ao ar livre. Nessas condições o aqüífero é denominado de **Aqüífero Freático** ou **Livre** (*Lençol Freático*). Quando um poço é escavado ou perfurado em um *aqüífero freático*, o nível d'água é o mesmo que o da superfície freática e o poço é denominado de **Poço Freático**.

Em alguns casos a zona de saturação pode ter uma parte em um nível acima da superfície principal do lençol. Isto ocorre quando uma camada impermeável dentro da zona de aeração interrompe a infiltração, fazendo com que a água se acumule em uma limitada área acima dessa camada. Neste caso, o aqüífero é denominado de **Aqüífero Suspenso**.

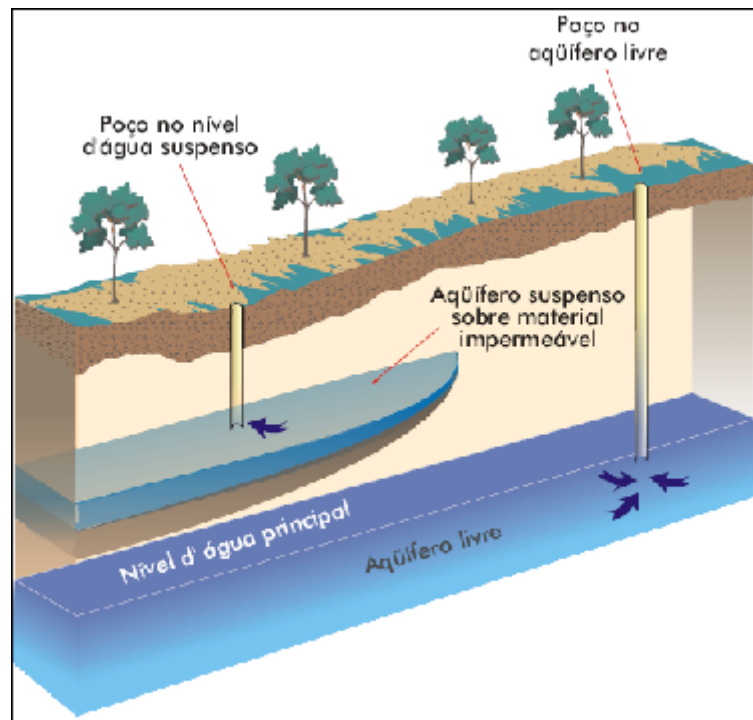


Fig. 20- Aquífero Livre e Aquífero Suspenso.

Condições Artesianas

A zona de saturação pode ser constituída de camadas ou formações permeáveis e impermeáveis de materiais detríticos. As camadas permeáveis são aquíferas. Quando um aquífero encontra-se entre duas camadas impermeáveis, diz-se que o aquífero está confinado, ou seja, sob pressão maior que a atmosférica (*pressão de confinamento* ou *artesianas*). Nesta situação a água subterrânea encontra-se sob **condições artesianas** e o aquífero recebe a denominação de **Aquífero Confinado** ou **Artesiano**. Quando um poço é perfurado através da camada superior confinante atingindo o aquífero confinado, a água se eleva no poço. A altura da água no poço representa a *pressão artesianas* do aquífero confinado. Quanto maior a pressão maior a altura do nível d'água no poço. O poço neste caso é denominado de **Poço Artesiano**. A elevação alcançada pela água em um poço artesiano é chamada de **nível piezométrico** (*representa a pressão artesianas do aquífero*). A pressão em um aquífero artesiano é por vezes, suficientemente grande para elevar a água do poço acima da superfície do solo e, o poço é denominado de **Poço Artesiano Jorrante**.

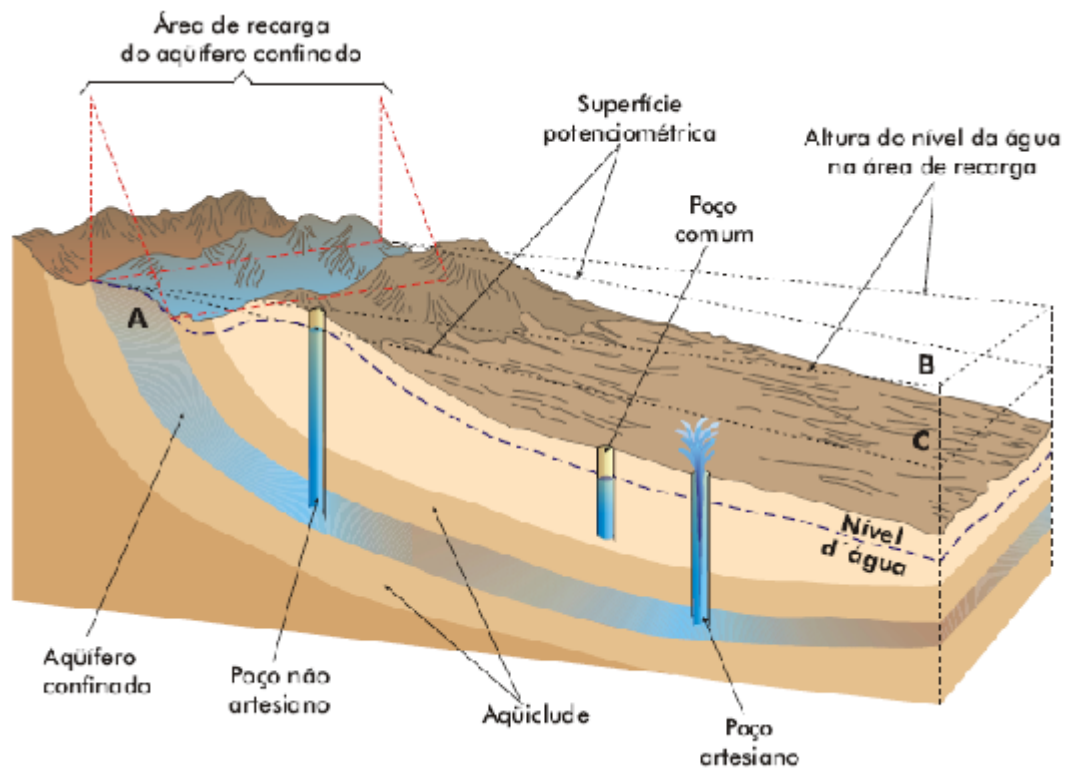


Fig. 21- Tipos de Poços.

6.2 – Intemperismo e Formação do Solo.

A porção externa e superficial da crosta terrestre é formada por vários tipos de corpos rochosos, que estão sujeitos a condições físico-químicas que alteram as suas forma física e composição química, formando sobre esses corpos um manto de alteração denominado de **Regolito** ou **Manto de Intemperismo**. O processo geológico responsável pelo aparecimento desse manto de alteração sobre as rochas da parte superficial da Crosta é denominado de **Intemperismo**. Os processos intempéricos atuam através de mecanismos modificadores das propriedades físicas dos minerais e rochas (*morfologia, resistência, textura, etc.*) e de suas características químicas (*composição química e estrutura cristalina dos minerais constituintes*).

“Intemperismo” é definido como um conjunto de processos físicos, químicos e biológicos operantes na superfície terrestre que ocasionam a **desintegração** e a **decomposição** dos minerais e rochas, graças à ação da atmosfera, hidrosfera e biosfera.

Os produtos do intemperismo, rocha alterada e solo, estão sujeitos aos processos supérgeos – *erosão, transporte e sedimentação* – os quais acabam levando a *denudação continental* com o aplainamento do relevo.

Grande parte dos materiais disponíveis ao uso do homem (*solo para cultivo de alimentos; argila, areia e seixo para a indústria da cerâmica e construção civil*) são produtos do intemperismo das rochas superficiais.

A natureza e a efetividade dos processos de intemperismo dependem principalmente dos seguintes *fatores controladores*:

- **Clima:** temperatura e precipitação.
- **Tipo de Rocha (material parental):** rochas mais suscetíveis ou menos suscetíveis aos agentes de intemperismo (*composição mineralógica, textura e estrutura*).
- **Variáveis Locais:** biosfera (animais e vegetação), topografia da região, etc.
- **Tempo de exposição da rocha ao intemperismo.**

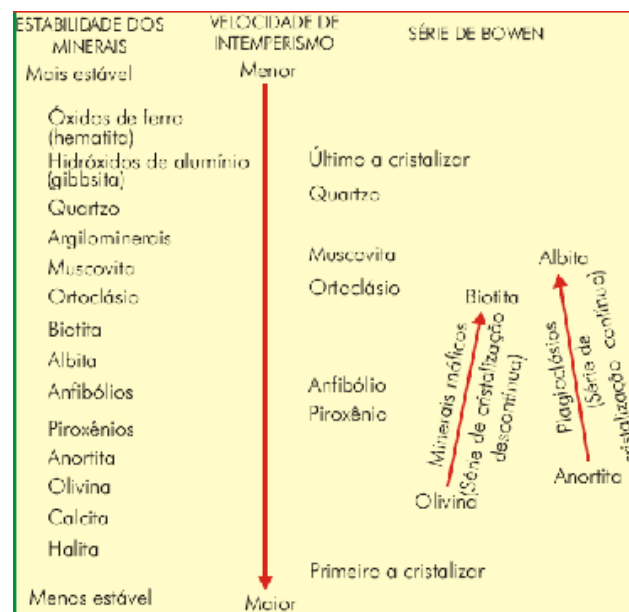


Fig. 22- Resistência dos minerais ao Intemperismo.

O **Clima** é o *fator primordial* que determina o tipo de intemperismo mais atuante em uma região. Os tipos de intemperismo de acordo com as condições climáticas reinantes e em função dos mecanismos predominantes de atuação são classificados em *Intemperismo Físico*, *Intemperismo Químico* e *Intemperismo Biológico*.

Intemperismo Físico - é a *desintegração física das rochas, resultantes de processos inteiramente mecânicos, atribuídos a várias causas, ocasionando a ruptura, o quebramento e a desagregação das rochas da crosta terrestre*. Inclui todos os processos de desintegração mecânica das rochas, sendo mais ativo nas regiões áridas e glaciais.

Principais mecanismos de intemperismo físico:

- **Variação de Temperatura** – efeito da *expansão e contração térmica*.
- **Crescimento de Cristais em poros e fraturas** (Congelamento da Água e Cristalização de Sais – *força de expansão*).
- **Alívio de Pressão** – fraturamento por *expansão da rocha*.

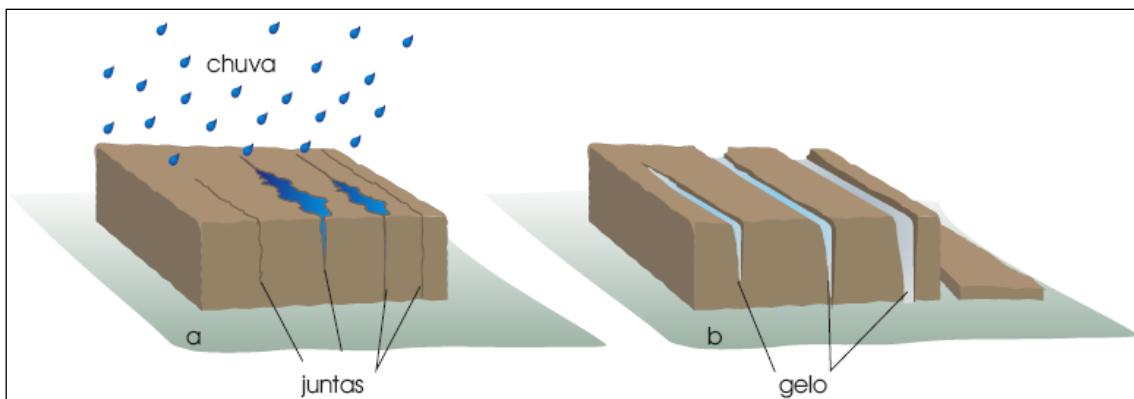


Fig. 23- Fragmentação por ação do gelo.

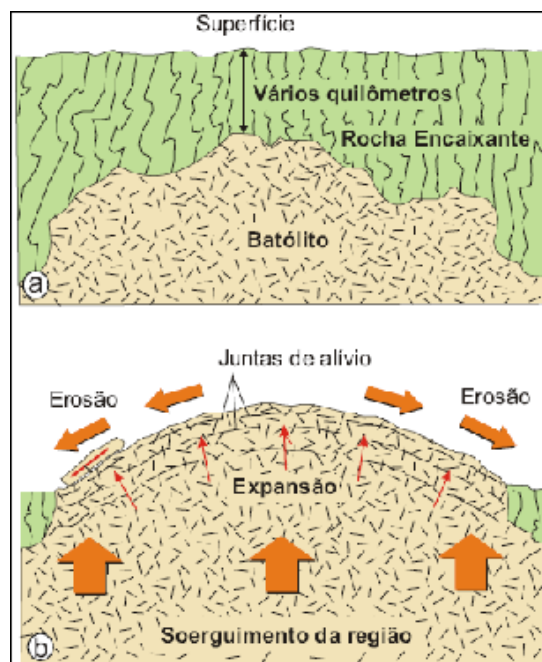


Fig. 24- Alívio de pressão pela erosão do material sobreposto.

Fragmentando as rochas e, portanto, aumentando a superfície exposta ao ar e a água, o intemperismo físico abre o caminho e facilita o intemperismo químico. A fragmentação de um bloco de rocha é acompanhada por um aumento significativo da superfície exposta à ação dos agentes intempéricos.

Intemperismo Químico - *é a decomposição química provocada por reações químicas entre os minerais da rocha e soluções aquosas diversas, causando um desequilíbrio na estrutura dos minerais, que tendem a um novo arranjo interno, estável as novas condições.*

O ambiente de superfície da Terra, caracterizado por pressões e temperaturas baixas e riqueza de água e oxigênio, é muito diferente daquele onde a maioria das rochas se formou. Por este motivo, quando as rochas afloram à superfície da Terra, seus minerais entram em desequilíbrio e, através de uma série de reações químicas, transformam-se em *minerais secundários*, mais estáveis nesse novo ambiente.

O principal agente de intemperismo químico que atua sobre as rochas da parte externa da crosta terrestre é a **Água** (com ácido carbônico). Outros agentes de intemperismo químico: Oxigênio, Nitrogênio, Ácido Sulfídrico e Gás Carbônico (CO₂).

Principais reações químicas que ocorrem no intemperismo químico:

- **Dissolução, Oxidação, Hidratação e Hidrólise (principal).**

Equação Genérica:

Mineral I + Solução de Alteração → Mineral II + Solução de Lixiviação
--

A Hidrólise pode ser:

- **Total** - Alitização ou Ferralitização (formação de oxi-hidróxidos de Al e Fe: *gibbsita e goethita*).

- **Parcial** - Sialitização (formação de argilominerais: *caolinita e esmectita*)

Intemperismo Biológico - *é a ação física e química de agentes biológicos (animais e vegetais) sobre as rochas facilitando a desintegração e decomposição das rochas.*

Os agentes de intemperismo biológico são divididos em:

- **Agentes Físico-biológicos:** ação de crescimento de raízes vegetais e escavações ou perfurações feitas por animais.

- **Agentes Químico-biológicos:** substâncias químicas geradas por seres vivos ou restos decompostos.

Os minerais mostram resistências diferentes ao intemperismo. Uns se transformam mais rapidamente, outros são mais resistentes. Os minerais que sofrem intemperismo químico dão origem a novos minerais (**minerais secundários**) que são mais estáveis ao novo ambiente ou dão origem a **solutos** que podem ser precipitados no local ou distante da área fonte. Já os *minerais primários* que sofrem mais a ação do intemperismo físico e resistem ao intemperismo químico, dão origem a partículas de vários tamanhos (**resistatos**).

A **origem do solo** está diretamente relacionada com o *intemperismo das rochas* da superfície terrestre, que resulta na formação de um manto de alteração (*regolito*), considerado como o **material precursor do solo** (*substrato pedogenético*).

Tanto os *minerais primários*, que resistiram ao intemperismo, como os *minerais secundários* formados durante os processos intempéricos, irão constituir o **Regolito**. Este manto de intemperismo pode evoluir, em suas porções mais superficiais ou totalmente, através dos processos pedogenéticos (*adição, remoção, mistura, deslocamento e transformação*), para a formação dos solos, quando não são imediatamente erodidos e transportados pelos agentes de dinâmica externa (*água, gelo, vento e gravidade*).

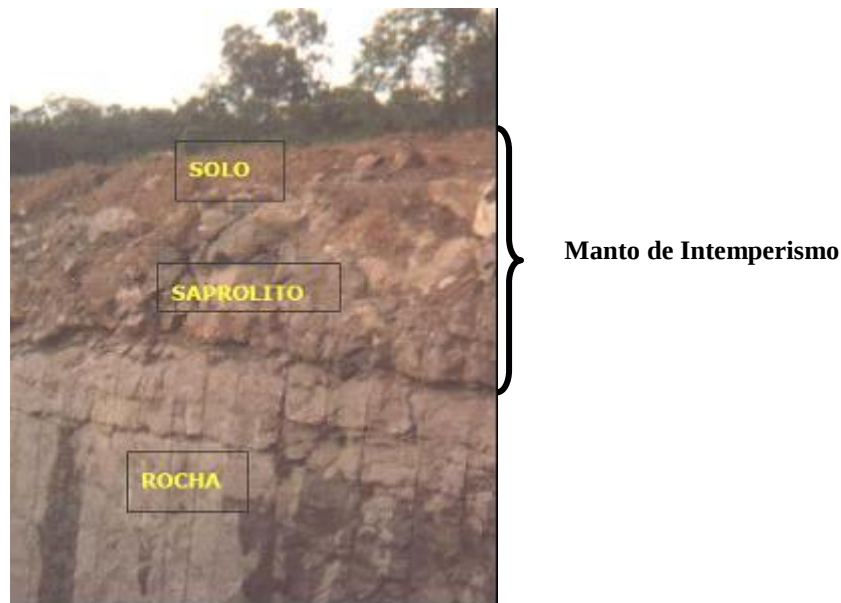


Foto 2 – Solo formado a partir do intemperismo da rocha subjacente.

A formação do solo (*pedogênese*) ocorre quando as modificações causadas nas rochas pelo intemperismo, além de serem químicas e mineralógicas, tornam-se, sobretudo estruturais, com importante reorganização e transferências dos minerais formadores do solo, principalmente *argilominerais e oxi-hidróxidos de ferro e alumínio*, entre os níveis superiores do manto de alteração.

Os processos pedogenéticos ou de formação dos solos são estudados por um ramo relativamente recente das Ciências da Terra (geociências), a **Pedologia**.

Conceitos de Solo:

- *é o produto final da desintegração e decomposição dos minerais e rochas da parte superficial da crosta terrestre por ação dos agentes intempéricos.*
- *é o produto final do intemperismo das rochas, caso as condições físicas, químicas e biológicas permitam o desenvolvimento de vida vegetal e animal (microorganismos).*

Genericamente, os solos são constituídos de:

- 1- **Partículas Minerais** – originados como produtos físicos e químicos do intemperismo das rochas (*minerais primários e secundários*).

2- **Matéria Orgânica** - constituída por resíduos mais ou menos decompostos de vegetais, restos e secreções de animais.

3- **Água** - que ocupa parcialmente os poros da matéria.

4- **Ar** - que ocupa a outra parte desses poros.

Fatores que controlam a formação e desenvolvimento de um solo:

1- **Clima** - em climas quentes e úmidos, o intemperismo químico é mais atuante e, normalmente o solo é mais bem desenvolvido.

2- **Tipo de Rocha (material parental)** - em função da composição mineralógica da rocha, pode se formar um solo argiloso, arenoso ou uma mistura.

3- **Vegetação** - diretamente relacionado à geração de ácidos húmicos que aceleram os processos de decomposição e também atua na proteção contra a erosão do solo.

4- **Ação de Animais (principalmente de microorganismos)** - atuam na decomposição de restos orgânicos e na remoção, deslocamento e mistura de materiais.

5- **Relevo** - topografia suave reduz o efeito erosivo, favorecendo a evolução dos processos pedogenéticos.

6- **Tempo de atuação dos processos de formação** - depende principalmente do tipo de rocha e das condições climáticas.

Estágios para formação do solo:

- intemperismo das rochas e formação do substrato pedogenético;
- início da formação dos horizontes do solo;
- diferenciação total dos horizontes e maturidade do solo.

Tipos de Solos:

O fator **Clima** deve ser posto em evidência, pois a *mesma rocha poderá formar solos completamente diferentes* se decomposta em climas diferentes. Por exemplo, a decomposição de *diabásios* em ambientes climáticos diferentes, produzindo solos *argilosos* ou *lateríticos*. Por outro lado, *rochas diferentes podem formar solos idênticos*, quando sujeitas ao mesmo ambiente climático de intemperismo, como no caso dos *solos lateríticos da região Amazônica* ou dos solos alcalinos da região semi-árida do Nordeste.

1- Quanto à influência do clima, os solos podem ser:

Solos Zonais - solos formados pela influência do clima de uma região, podendo ser originado de rochas diferentes. Ex.: solos lateríticos.

Solos Azonais - solos que não tem a menor relação com o clima. Ex.: solos aluvionares recentes.

2- Quanto à formação, os solos podem ser classificados em quatro grupos:

Solos Residuais - formados a partir do manto de intemperismo sobre as rochas, permanecendo no local (*“in situ”*).

Num perfil de um solo residual da superfície para o interior, o solo grada em passagem da *rocha totalmente alterada*, *rocha parcialmente alterada* conservando por vezes blocos da rocha original, até a própria *rocha fresca (inalterada)*.

Solos Coluvionais - formados pela movimentação lenta da parte mais superficial do manto de intemperismo em encostas mais ou menos inclinadas, sob a ação de agentes diversos, principalmente da gravidade (possuem um aspecto uniforme, caracterizam-se pela falta de seleção, estratificação e outras estruturas visíveis).

Solos Transportados - formados de sedimentos inconsolidados recentes, de origem fluvial, eólica, marinha, glacial, etc.

Solos Orgânicos - (são tipos particulares) formados pela fração mineral argilosa adicionada de uma proporção variada de matéria orgânica predominantemente vegetal, em áreas mal drenadas ou paludais (pântanos), onde a matéria orgânica junto com a argila protegida da oxidação, evolui às vezes até para uma turfa, podendo até chegar a formar um Carvão mineral.

Em um perfil de alteração, o transporte de materiais de um nível para outro, provoca a formação de *camadas* ou *níveis* com textura e composição distintas, paralelas à superfície, denominadas de **Horizontes**.

Perfil do Solo - é a seção vertical de um terreno constituída por uma seqüência de horizontes ou camadas, bem definidas por suas características morfológicas, físicas, químicas, mineralógicas e biológicas, desde a superfície até a rocha inalterada.

O perfil de um solo maduro (desenvolvido) possui geralmente, pelo menos quatro horizontes denominados de **A, B, C e D**. Onde, **A** e **B** representam a rocha totalmente alterada (*solum do solo*), **C** a rocha parcialmente alterada (*saprolito*) e **D** a rocha inalterada (*bedrock*).

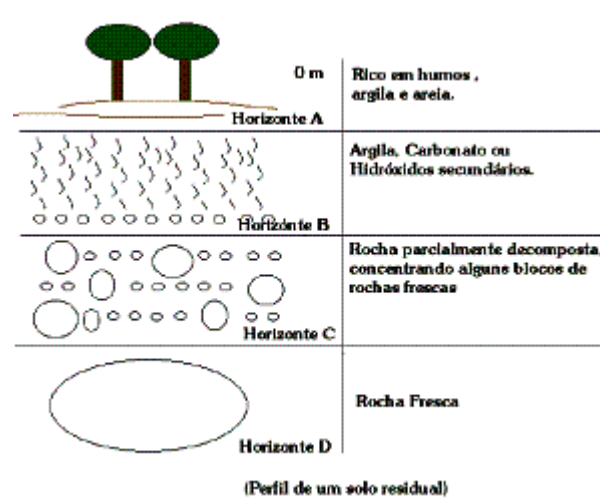


Fig. 25- Perfil de um Solo Residual.

Horizonte A (Eluvial) - é o mais superficial, sujeito à ação direta do clima. Caracterizado pelo acúmulo de matéria orgânica (rico em húmus) e pela intensa lixiviação de elementos solúveis e remoção de argila (*eluviação*). **Horizonte B (Iluvial)** - zona de acumulação ou enriquecimento do material transportado do horizonte A, contendo argilas (*Iluviação*) e carbonatos (em clima árido) ou oxi-hidróxidos de Al e Fe secundariamente concentrados (em clima quente e úmido). **Horizonte C (Saprolito)** - zona de transição entre o solo e a rocha fresca. Caracteriza-se pela presença de rocha alterada, mais ainda com textura da rocha original. **Horizonte D (Bedrock)** - corresponde à própria rocha.

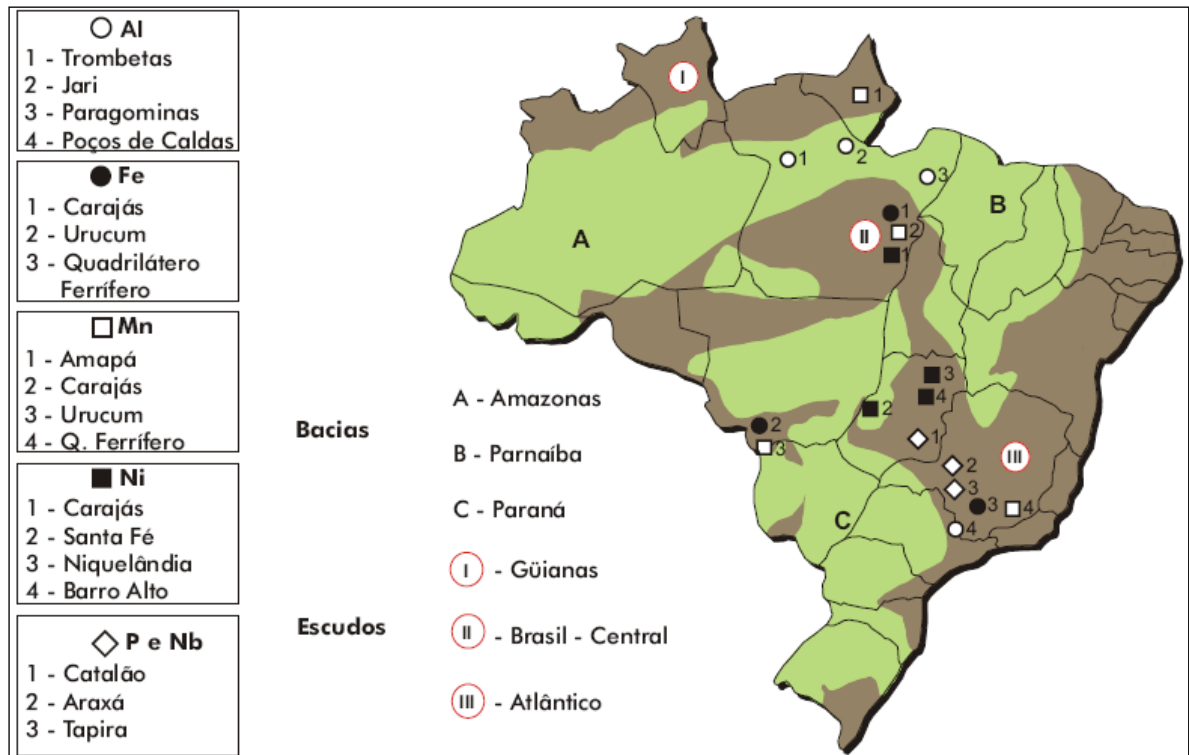


Fig. 26- Localização de importantes depósitos lateríticos do Brasil de Al, Fe, Mn, Nb, Ni e P.

Em climas tropicais (*quente e úmido*), a tendência da decomposição química (*hidrólise*) é para formação de oxi-hidróxidos de ferro e alumínio, por um processo denominado de “**Laterização**” (alitização/ferralitização e monossilificação), cujos produtos são as **lateritas**. Genericamente, dá-se o nome de **lateritas** às formações superficiais constituídas principalmente por oxi-hidróxidos de alumínio e ferro (*gibbsita e goethita*) e argilomineral (*caolinita*).

A **Laterização** caracteriza-se pela intensa **lixiviação** (remobilização) de **elementos alcalinos** (Li, Na, K, Ce e Fr), **alcalino-terrosos** (Be, Mg, Ca, Sr, Ba e Ra) e **sílica** (SiO₂) do perfil de alteração, ficando um resíduo dos produtos de menor solubilidade, principalmente de **Al** e **Fe** na forma de óxidos e hidróxidos, sob condições especiais de pH. As lateritas ricas em alumínio são denominadas de **Bauxita**, que é o principal minério de Al encontrado na crosta terrestre. Outros recursos minerais importantes economicamente são explorados em lateritas, tais como: *Fe, Au, Ni, Nb, Mn, P e Caulim*.

6.3 – Ação Geológica dos Rios.

Os **rios** são cursos d'água superficiais formados pelas águas das fontes ou nascentes, mais as águas de precipitação e de degelo, que escoam pelas vertentes entre elevações, formando pequenos córregos que se juntam e se avolumam para formar os rios. Os rios, no sentido geral, são *cursos naturais de água doce, com canais definidos e fluxo permanente ou sazonal para um oceano, lago ou outro rio*. Os rios participam dos *processos geológicos exógenos* que realizam a modelagem da superfície terrestre, através dos trabalhos de **erosão, transporte e sedimentação fluvial**. Os rios são os *principais agentes de transporte de sedimentos originados por intemperismo de áreas continentais*, sendo considerados como principais agentes de transformação da paisagem, agindo continuamente no modelamento do relevo. Cada rio possui sua bacia de drenagem, que fornece a água e os sedimentos para seus tributários e para o rio principal.

Os rios são importantes para a atividade humana, seja como vias de transporte e fontes de energia hidrelétrica e de água potável, seja como supridores de recursos alimentares através da pesca e da água para irrigação, terras férteis nas planícies de inundação para o cultivo em grande escala ou como formadores de depósitos minerais (*seixo, areia, argila e minerais pesados*) de interesse econômico. Por outro lado, as erosões e inundações associadas aos rios constituem um dos principais acidentes geológicos, acarretando perdas de vidas humanas e grandes prejuízos.

A forma do vale, o padrão de canal e a velocidade das águas de um rio dependem dos seguintes fatores:

- Topografia, que intervém na declividade do terreno;
- Regime pluvial da área de drenagem;
- Constituição litológica e disposição das rochas erodidas, e
- Estágio (fase) de erosão do rio.

Eixo de um rio – *é a linha de maior velocidade d'água de um rio*. Situa-se aproximadamente a 2/3 acima do leito, por ser o lugar de menor atrito. Nas partes retas de um rio, o eixo é situado de maneira simétrica. Nas partes curvas, a força centrífuga desloca essa linha para a margem externa da curvatura.

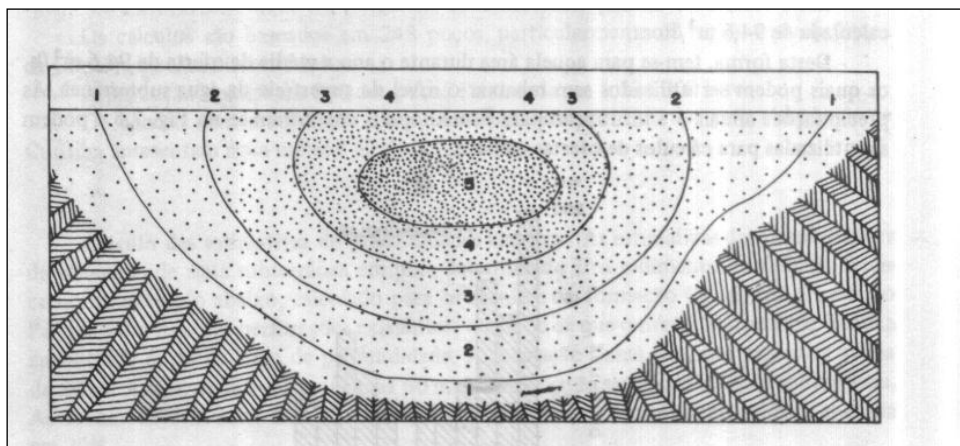


Fig. 27- Um rio em corte transversal mostra as velocidades crescentes das águas de 1 a 5, a porção de maior velocidade ou eixo de um rio (5), encontra-se onde o atrito é menor.

Gradiente de um rio – é a variação na declividade do leito de um rio em relação à distância horizontal.

Conforme a região percorrida, um rio pode possuir um gradiente heterogêneo durante seu percurso, ou seja, a velocidade pode variar com a maior ou menor inclinação do leito do rio. Sendo aumentado o gradiente, o aumento da velocidade das águas faz com que o rio se torne mais raso, formando-se as chamadas **corredeiras**. As causas de mudança de gradiente mais comuns são: a *diferença litológica* e os *falhamentos escalonares*.

Padrão de Canal Fluvial – o padrão de um canal fluvial é definido por sua configuração em planta e corresponde ao *grau de ajustamento do canal a seu gradiente e a sua seção transversal*.

Principais tipos de padrão de canal fluvial:

Retilíneo – característico de rios com baixo volume de carga de fundo, alto volume de carga suspensa e declive acentuadamente baixo. São raros, pois em geral eles apresentam uma sinuosidade desprezível devida ao desenvolvimento de barras laterais (*depósitos*).

Meandrante – ocorre quando a sinuosidade for maior que 1,5 e é característico de rios que transportam cargas de fundo e em suspensão em quantidades aproximadamente iguais.

Anastomosado – é típico de rios com carga sólida, principalmente carga de fundo, muito grande em relação a sua carga líquida, é bem desenvolvido em planícies de leques aluviais e leques deltaicos, caracterizado por *sucessivas divisões e reuniões dos canais em torno de bancos arenosos*, que dividem o canal fluvial em múltiplos canais.

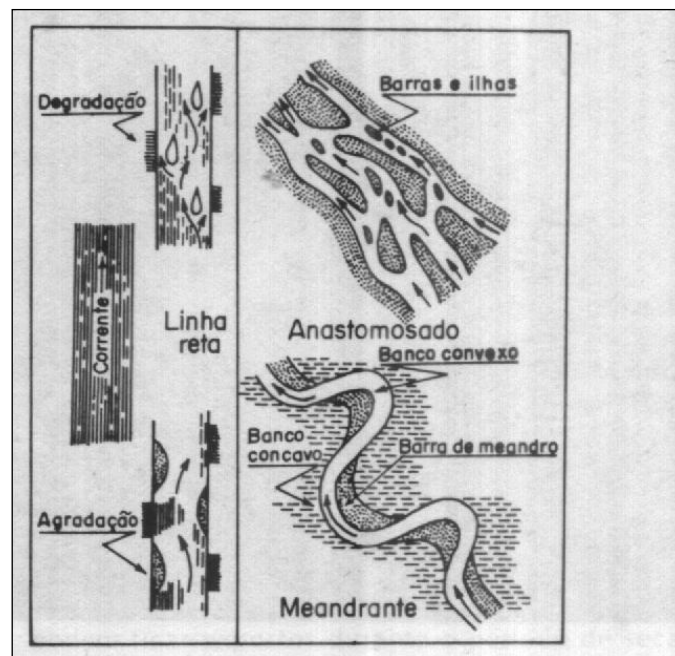


Fig. 28- Tipos de padrão de canal fluvial.

Erosão Fluvial (Ação erosiva de um Rio)

No curso superior de um rio (*região das cabeceiras*), as vertentes mais íngremes possuem grande velocidade d' água, formando sulcos (*fendas*) e arrastando os resíduos

resultantes. Partes das rochas são removidas por dissolução e os fragmentos são arrancados do fundo pelas correntes, aprofundando o leito do rio. Os fragmentos arrancados são transportados pelas correntes, sofrendo desgaste e desgastando o leito do rio. Nestas condições de energia o rio aumenta seu leito em profundidade, determinando uma forma de vale que lembra a de um **V** agudo. São os chamados **Vales em V**.

No seu curso médio, com a diminuição da declividade e conseqüente diminuição da velocidade das águas, o poder de transporte (*competência*) do rio diminui, ocorrendo a deposição dos fragmentos maiores que vão proteger o fundo (*leito*) do rio contra o trabalho erosivo. Com o aumento da deposição de detritos nas regiões de menor velocidade, verifica-se uma mudança na configuração do vale, que passará a ter a forma de um **U** bastante aberto, de bases maiores que os lados. Tal configuração decorre da *deposição no fundo e da erosão que passou a ser lateral*.

Canais verdadeiramente retilíneos são raros, em geral apresentam sinuosidades desprezíveis devido o desenvolvimento de barras laterais causadas pela erosão lateral, pois os talwegues (*linhas de maiores profundidades dos canais*) são sinuosos em planta e determina os locais de maior velocidade das águas no canal. Com o aumento da erosão lateral e desenvolvimento das barras laterais, o rio evolui para um *padrão de canal meandrante*, com o desenvolvimento de **meandros** (*sinuosidades acentuadas dos canais dos rios*), devido à realização da erosão nas partes côncavas das curvaturas e a deposição no lado oposto convexo. Com a evolução do rio meandrante, os meandros tendem a se fechar cada vez mais, originando os **meandros abandonados** (*paleocanais*), que mais tarde são preenchidos por sedimentos finos (*argilosos*).

Fases de um Rio – Estágios erosivos na evolução de um sistema fluvial:

Fase Juvenil – caracterizada pelo excesso de energia (velocidade da corrente), apresentando grande capacidade de erosão profunda e transporte, típica das cabeceiras dos rios, predominando *vales em forma de V*.

Fase Madura – quando o gradiente for tal, que a energia seja suficiente mais para o transporte, não erodindo mais o fundo, apenas erosão lateral. Característica dos cursos médios dos rios. Apresenta *amplas planícies de inundação e depósitos de acreção lateral* (barras de meandro).

Fase Senil – caracterizada por vales bem largos e aplainados, quase nenhuma capacidade de erosão, sua capacidade maior é de deposição e algumas de transporte. Formam-se extensas planícies apresentando meandros ou mesmo canais anastomosados.

Um rio pode sofrer um processo de **rejuvenescimento**, pelo aumento na velocidade, passando a erodir mais intensamente, caso *aumente a pluviosidade nas cabeceiras do rio* ou através de *falhamentos* ou outros processos geológicos de dinâmica interna que causem a *elevação do leito dos rios*. Havendo um movimento que provoque emergência (elevação) da região ou aumento de pluviosidade, o rio pode sofrer um *rejuvenescimento* e passar a erodir mais intensamente.

Feições Erosivas provocadas pela erosão fluvial:

Cachoeiras e Corredeiras - As *Cachoeiras* são declives abruptos no curso dos rios, formando quedas d'água, já as *Corredeiras* são declives mais suaves no curso dos rios. A principal causa da formação de cachoeiras e corredeiras é a *diferença na resistência à*

erosão oferecida pelas rochas cortadas pelos rios, podendo, originar-se também por *falhas e diques*.

Vales Suspensos – se a erosão for mais intensa no vale principal de um rio do que no vale de um dos seus afluentes, que ficará então em nível mais elevado, formando os vales suspensos. Principais causas: *tectônicas, litológicas ou climáticas*.

Caldeirões e Marmitas – são perfurações cilíndricas, profundas, formadas pelo redemoinho das águas ao turbilhonar após uma cachoeira ou em uma corredeira.

Canyons (canhões) – vales ou gargantas de paredes relativamente altas e verticais, comum à jusante de cachoeiras.

Tipos de transporte de sedimentos por ação fluvial:

Transporte por Solução

A água ao percolar as rochas dissolvem diversas substâncias, que são transportados, na forma de solutos, aos lagos ou mares. As substâncias em solução, geralmente expressam em seus constituintes os elementos componentes das rochas intemperizadas. Grande parte dessas substâncias se precipita, sob condições favoráveis, formando as rochas sedimentares de origem química (*calcários, dolomitos e evaporitos*) e outra parte pode constituir a matéria prima para formação de esqueletos ou carapaças de organismos, que após a morte se acumulam dando origem aos sedimentos biogênicos (*bioclásticos*).

A água dos rios, de um modo geral, apresenta maior concentração de sais na época de estiagem (*verão*), porque predomina na época de chuva (*inverno*) a água superficial, diluindo os sais provindos principalmente da água subterrânea, aumentando com isto, a quantidade de material (*detritos*) em suspensão, devido a maior velocidade (*energia*) das águas avolumadas pelo aumento da pluviosidade.

Principais fatores que determinam a quantidade e a qualidade das substâncias em solução: *clima da região, tipos de rochas e solos atravessados pelos rios e volume de água dos rios*.

- Havendo maior contribuição de águas de fontes (*nascentes*) mais profundas, a quantidade de substâncias será maior.
- Águas que percolam regiões muito intemperizadas, de solo muito lixiviado (*laterítico*), o teor de sais será evidentemente menor.
- Épocas de maior pluviosidade o aumento das águas determinará a maior diluição, diminuindo o teor de solutos.
- Rios de regiões glaciais, alimentados pelo degelo das neves (*geleiras*), possuem concentração bem menor de solutos, devido a pouca alteração química das rochas, preservadas do intemperismo químico pelo frio.
- Em regiões muito chuvosas, predominam os carbonatos em solução e nas regiões semi-áridas são mais freqüentes sulfatos e cloretos entre os solutos das águas fluviais.

Os materiais sólidos (*sedimentos clásticos*) transportados pelos rios podem ser divididos em dois grupos: ***Carga de Fundo*** (*material grosseiro que se move ao longo do leito por saltação, rolamento e arrasto*) e ***Carga de Suspensão*** (*material médio a fino que se move suspenso pelas águas do rio*).

Transporte por Suspensão

A água corrente possui a capacidade de manter em suspensão partículas sólidas graças a sua velocidade e ao grau de turbulência da água. *Quanto maior for a velocidade das águas de um rio, maior será sua capacidade de manter e transportar partículas em suspensão.*

Os rios transportam partículas sólidas e coloidais. As partículas sólidas (*areia, silte e argila*) são transportadas conforme a velocidade do rio (*energia de transporte*). A montante, onde a velocidade do rio é maior, predominam os detritos mais grosseiros, verificando-se o contrário à medida que se caminha para jusante. Quando as águas do rio não têm mais “**competência**” para transportar o material sólido, este se deposita em parte, de acordo com o tamanho. Inicialmente, os maiores, passando pelos intermediários, e finalmente os mais finos. A quantidade de material sólido transportado durante as enchentes cresce com o aumento da velocidade das águas e com a maior contribuição de detritos trazidos pelas enxurradas (*águas de escoamento superficial*). Dia após dia, ano após ano, as correntes de água carregam detritos e solutos para os mares, dilapidando (*modelando*) a superfície dos continentes.

Quanto ao transporte de *partículas coloidais*, efetuado pelas águas dos rios, devem ser citados como principais exemplos os *hidróxidos de ferro e alumínio*, a *sílica e colóides orgânicos*.

Transporte por Arrasto, Rolamento e Saltos.

Nestas formas de transporte, as águas dos rios transportam os fragmentos detríticos que não têm competência para transportar em suspensão, tipo *blocos, seixos, grânulos e areia grossa*, que são *arrastados, rolam ou saltam* de acordo com seus tamanhos e a velocidade das águas, declividade e irregularidade dos terrenos.

Durante este movimento, graças à abrasão e ao impacto recíproco, os fragmentos maiores (blocos e seixos) perdem suas arestas e transformam-se em fragmentos arredondados de formas *esféricas, cilíndricas, elipsóides ou discóides*, dependendo da forma original, antes de sofrer o desgaste. Quanto maior for a partícula, maior a facilidade para o arredondamento. Desta maneira, verifica-se uma seleção intensa a favor das rochas e minerais mais resistentes, que se acumulam nas regiões favoráveis à deposição. Neste caso, verifica-se também a seleção segundo a *densidade do mineral*, formando-se os **depósitos aluvionares** de *ouro, diamante, cassiterita, wolframita, ilmenita e outros*.

Sedimentação Fluvial (*tipos de depósitos fluviais*)

Os Primeiros sedimentos fluviais acumulam-se no sopé das montanhas e recebem a denominação de **Depósitos de Piemonte**. São *depósitos de sedimentos detríticos grosseiros, mal selecionados, constituídos principalmente por blocos e seixos, típicos de regiões montanhosas*. Os depósitos de piemonte são chamados também de **Cones ou Leques Aluviais**, em virtude do formato de leque, pois se espalham morros abaixo. Se os materiais que constituem esses depósitos forem litificados, receberão a denominação de **Fanglomerados** (*tipo de conglomerado*).



Foto 3- Depósito de Piemonte ou Leque Aluvial.

O tamanho dos detritos depositados por um rio, vai-se tornando cada vez menor, quanto maior for a distância das cabeceiras. Os depósitos de piemonte passam gradualmente aos **depósitos aluvionares** típicos, formados nos vales dos rios.

São três os principais grupos de depósitos fluviais aluvionares: *Depósitos de Canal*, *Depósitos Marginais* e *Depósitos de Planície de Inundação*.

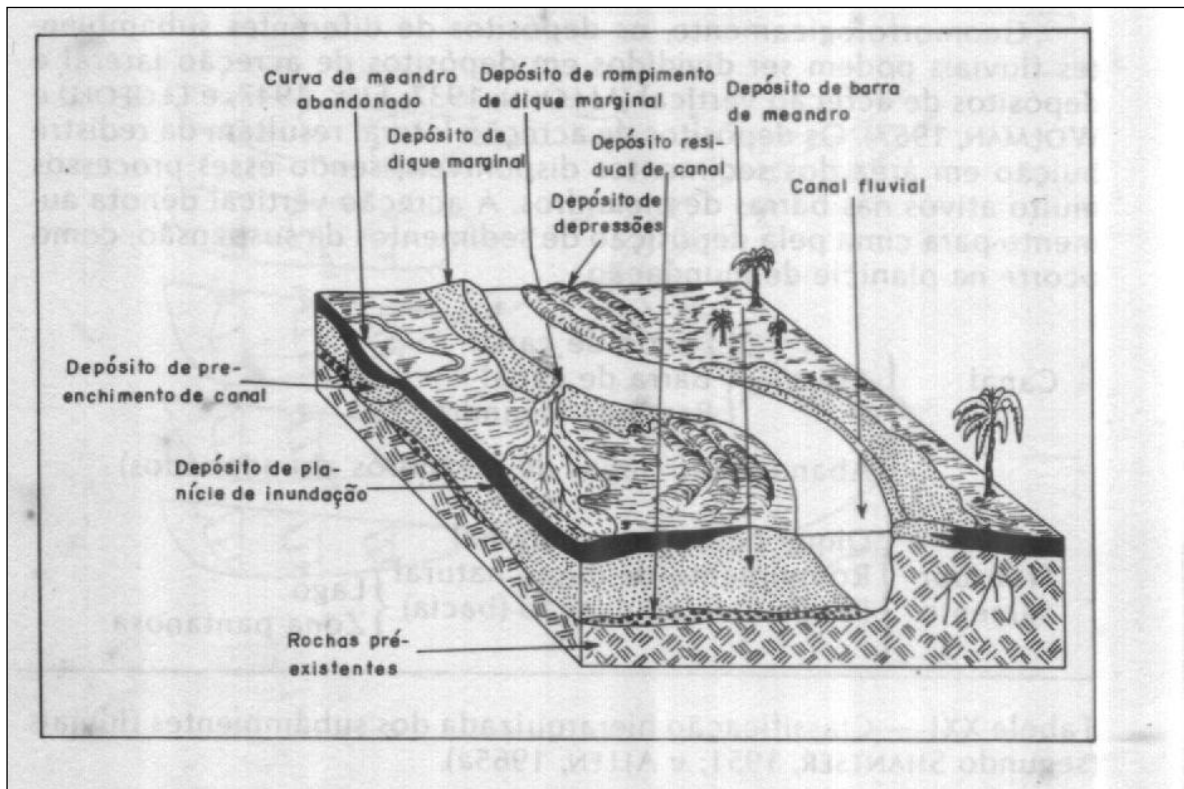


Fig. 29- Tipos de depósitos aluvionares.

1- **Depósitos de Canal** – são formados pela atividade do canal e incluem: *depósitos residuais de canal*, *barras de meandros*, *barras de canal* e *depósitos de preenchimento*

de canal (paleocanais). Os **depósitos residuais** de canal correspondem à fração mais grosseira dos sedimentos (*cascalho*), selecionados e deixados por acumulação residual, como carga de fundo e o silte e a argila, como carga de suspensão. Os **depósitos de barras de meandros** depois dos depósitos residuais de canal apresentam os sedimentos mais grosseiros de um rio. Eles formam feições conspícuas no lado convexo dos meandros e são constituídos tipicamente por areias com estratificação cruzada e com decréscimo ascendente da granulometria. Os **depósitos de barras de canal** são controlados principalmente pelos processos de acreção lateral e vertical, além de escavação e abandono de canal. Podem apresentar materiais grosseiros (*seixos*, etc.), como acontece nos rios montanhosos ou materiais finos, como em rios de grande descarga sazonal e em sedimentos próximos às planícies deltaicas.

2- **Depósitos Marginais** – são originados nas margens dos canais durante as enchentes e compreendem os *depósitos de diques marginais* e *de rompimento de diques marginais*. Os **depósitos de diques marginais ou naturais** são corpos litológicos em forma de cordões sinuosos, com seção transversal triangular, que margeiam os canais fluviais e são constituídos por sedimentos mais finos que os dos depósitos de barras de meandros de um mesmo rio. Os **depósitos de rompimento de diques marginais** são formados quando o excesso de água das enchentes ultrapassa os diques naturais por meio de canais abertos através deles. Estendem-se em forma de línguas arenosas sinuosas e lombadas em direção às planícies de inundação, são ligeiramente mais grosseiros que os sedimentos de diques naturais.

3- **Depósitos de Planície de Inundação** – são constituídos essencialmente por sedimentos finos (*silte e argila*), os mais finos entre os depósitos aluviais, depositados durante as grandes enchentes, quando as águas ultrapassam os diques naturais (marginais) e inundam as planícies. Correspondem aos **depósitos de planície de inundação e de pântanos**.

Quando o rio desemboca no mar ou num lago, dá-se a deposição de grande parte da massa de detritos trazidos em suspensão. Não havendo correntes que transportem esses detritos, forma-se um *cone de sedimentação* que avança lentamente mar adentro. Este tipo de depósito fluvial recebe a denominação de **Delta**.

6.4 – Ação Geológica dos Ventos.

O impacto de minúsculas partículas de areia carregadas pelo vento forte sentido ao caminhar em uma praia é um dos exemplos mais simples de atividades ocorridas em função da ação do vento, conhecida como **Ação Eólica**. Esta atividade está associada à dinâmica externa terrestre e modela a superfície da Terra, em particular, nas regiões desérticas. Os **ventos** são originados por *massas de ar que se movimentam devido às diferenças de temperaturas na superfície terrestre, que ocasionam diferenças de pressão atmosférica entre duas regiões*. O sentido do vento é da região de pressão elevada para a região de pressão baixa. A força ou intensidade do vento depende principalmente da diferença das pressões atmosféricas. Quanto maior a diferença, maior será a força do vento, devido o aumento da velocidade. O movimento das massas de ar que funciona como mecanismo de redistribuição da energia solar na atmosfera representa a fonte da maior ou menor capacidade para deslocar partículas. Quanto maior for a velocidade da massa de ar, maior *capacidade de transporte* ela possuirá.

Velocidade do vento (km/h)	Diâmetro máximo movimentado (mm)
1,8	004
11	0,25
32	0,75
47	1,0
> 64,8 (Furacão)	10

Tabela 9 - Diâmetro máximo de partículas movimentadas pelo vento.

Vento	Velocidade em km/h
1- Calmaria	1,5
2- Aragem leve	1,5 a 6,1
3- Brisa leve	6,1 a 11,1
4- Vento suave	11,1 a 17,2
5- Vento moderado	17,2 a 24,1
6- Vento médio	24,1 a 31,6
7- Vento forte	31,6 a 38,5
8- Vento fortíssimo	38,5 a 46,4
9- Ventania forte	46,4 a 55,4
10- Ventania fortíssima	55,4 a 64,8
11- Furacão	> 64,8 (alguns com mais de 150 km/h)

Tabela 10 - Classificação Beaufort dos tipos de vento com base na velocidade de deslocamento.

Através desses fenômenos atmosféricos, rochas são desgastadas e partículas de areia e poeira podem ser transportadas por milhares de quilômetros. Com a diminuição da energia de movimento das massas de ar, as partículas carregadas depositam-se em diversos ambientes terrestres, desde continentais (*das montanhas às planícies*) até oceânicos, passando a participar de outros processos da dinâmica externa. A **atividade eólica** representa assim um *conjunto de fenômenos de erosão, transporte e sedimentação promovidos pelo vento*. Os materiais movimentados e depositados nesse processo são denominados **sedimentos eólicos**.

As regiões do planeta mais sujeitas à atividade eólica são os denominados **desertos absolutos** – *regiões na Terra onde inexiste água no estado líquido* (Groelândia e Antártica). Porém, os desertos mais conhecidos compreendem imensas áreas de precipitação anual muito baixa (ou mesmo inexistente), com elevado grau de evaporação e intensa atuação de ventos (*Saara* na África, *Atacama* no Chile, *Gobi* na Mongólia e China, *Arábia*, sudoeste dos *Estados Unidos* e parte central da *Austrália*). Essas regiões desérticas muito quentes costumam localizar-se nas baixas latitudes. Nesses locais, de modo geral, *os processos de erosão, transporte e sedimentação de materiais são comandada pela ação dos ventos, a não ser nas áreas ou nos períodos, pouco freqüentes, em que as partículas encontram-se umedecidas e, portanto, mais coesas.*

O *transporte e a sedimentação pela ação eólica*, ocorrem cotidianamente nas *áreas costeiras do planeta* e não somente nos *desertos absolutos*. Esta atividade é sempre comandada por ventos fortes decorrentes de *troca de calor entre o mar, continente e a atmosfera*. Como nas áreas desérticas, esse fenômeno gera **dunas**, com inúmeros exemplos no litoral brasileiro. Dos agentes modeladores da superfície terrestre, o vento é o menos efetivo.

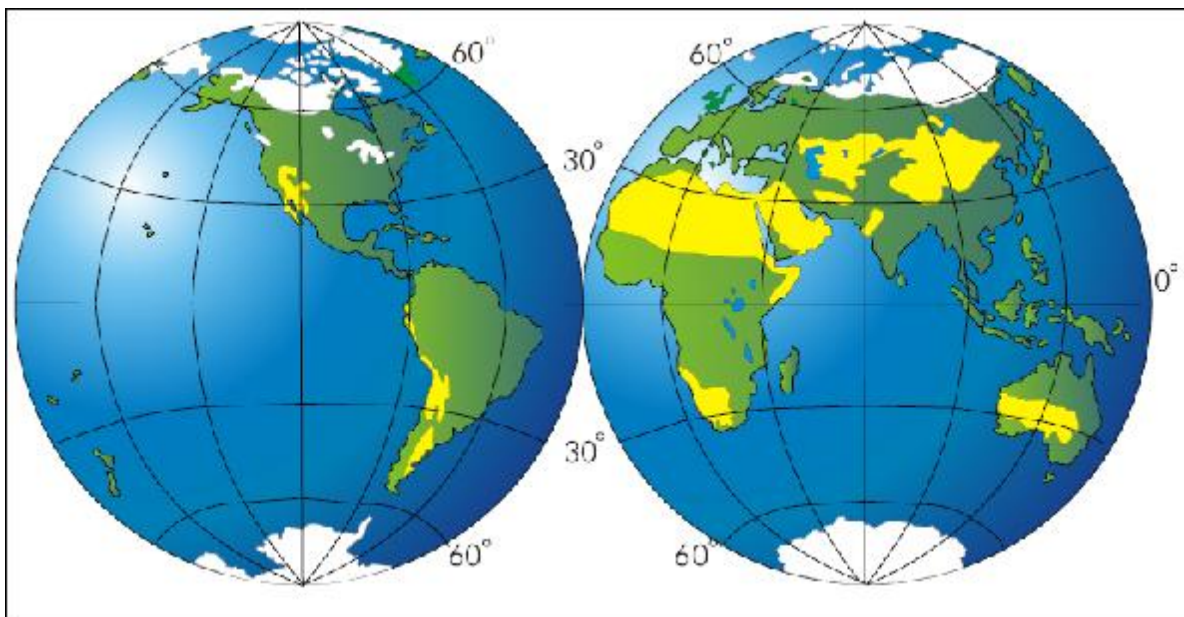


Fig. 30 – Distribuição das principais áreas desérticas (em amarelo) na Terra.

Movimento das Partículas (Transporte Eólico)

1- Transporte de poeira.

Partículas menores que 0,125 mm de diâmetro são consideradas poeira, compreendendo as frações de areia fina, silte e argila da escala de Wentworth. Representa o maior volume de material transportado e depositado pelos processos eólicos. Essas partículas podem permanecer em suspensão em função do fluxo

turbulento e da velocidade do vento por longos períodos de tempo e assim serem transportadas por grandes distâncias em **suspensão eólica**.

2- Transporte de areia.

As partículas de fração areia fina a muito grossa (diâmetro entre 0125 a 2 mm) sofrem transporte mais limitado. Para uma mesma velocidade de vento, quanto maior a partícula, menor será o seu deslocamento. A colisão de partículas em deslocamento com grãos na superfície promove o seu deslocamento muitas vezes por meio de pequenos saltos. O movimento da areia por esse processo denomina-se **saltação**.

3- Transporte de partículas maiores.

A colisão de partículas em deslocamento, além de causar fragmentação e desgaste, pode induzir o movimento de partículas encontradas na superfície do solo. Partículas de diâmetro superior a 0,5 mm (areia grossa a muito grossa, grânulos e seixos) comumente se deslocam por esse processo chamado **arrasto**. É um tipo de transporte eólico pouco significativo.

Registros Produzidos pelo Vento:

A ação do vento fica registrada tanto nas formas de relevo como nos fragmentos trabalhados pela ação eólica, seja de forma destrutiva (erosão) ou de forma construtiva (sedimentação).

1. Registros erosivos (**Erosão Eólica**)

Quanto mais forte for o vento, maior será a quantidade de partículas que transporta. O *poder destrutivo do vento* está nas partículas transportadas em suspensão e na competência de transporte, sendo, portanto, *proporcional a sua velocidade e carga*. A *deflação* e *abrasão* (ou *corrasão*) *eólica* são os dois processos erosivos da atividade do vento.

A **deflação** é o processo de rebaixamento do terreno, removendo e transportando partículas incoerentes encontradas na superfície. Ela produz a formação de grandes depressões, muito frequentes nos desertos (*bacias de deflação*). Quando tais depressões atingem o nível de água subterrânea, formam-se os **Lagos Desérticos** (*Playa Lake*), podendo desenvolver-se vegetação constituindo um **Oásis**. A *deflação* também pode produzir os chamados **Pavimentos Desérticos**, caracterizados por extensas superfícies exibindo cascalho ou o substrato rochoso, exposto pela remoção dos sedimentos finos. É o tipo de erosão eólica mais importante devido ao vulto de seus efeitos.



Foto 4 - Oásis no Deserto de Atacama, Cordilheira dos Andes.

Por causa dos constantes impactos de diferentes partículas em movimento (*areia fina, média ou mesmo grossa*) entre si e com materiais estacionados, geralmente maiores (*seixos, blocos, etc.*), ocorre intenso processo de desgaste e polimento de todos esses materiais, denominado **abrasão eólica**. Por isso, as superfícies dos grãos tendem a adquirir brilho fosco, uma feição erosiva específica do vento, bem distinto do aspecto brilhante que resulta do polimento de materiais em ambiente aquático. Os efeitos da *abrasão* ou *corrasão eólica* são maiores em *rochas sedimentares*, principalmente as *arenosas e argilosas*. Rochas heterogêneas ou irregularmente cimentadas sofrem erosão diferencial, produzindo formas (*feições erosivas*) muito curiosas, como os chamados **Cogumelos**. Quando o vento tem uma direção predominante, formam-se sulcos orientados sobre a superfície das rochas, segundo essa direção. Os seixos que apresentam duas ou mais faces desenvolvidas pela ação da abrasão eólica, adquirem formas peculiares denominadas **Ventifactos**.

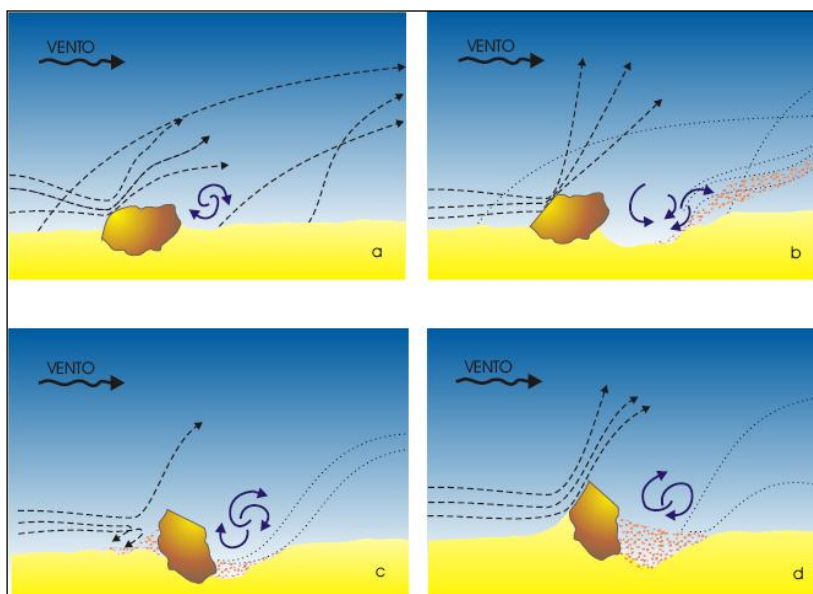


Fig. 31– Etapas de formação de um Ventifacto.

A ação erosiva do vento produz outras formas de registro como os “*yardangs*” que se assemelham a cascos de barcos virados, formados pela ação abrasiva eólica sobre materiais relativamente frágeis como sedimentos e rochas sedimentares pouco consolidados, importantes em diferentes áreas desérticas do mundo, restritas à porção mais árida dos desertos onde há pouca vegetação e o solo é praticamente inexistente.

Em certas regiões, existem também, algumas formas específicas no relevo provocado pela ação eólica conjugada com a atividade pluvial (por exemplo, *Vila Velha* no Paraná e *Sete Cidades* no Piauí, Brasil).

2. Registros construtivos (**Deposição Eólica**)

Quando a velocidade do vento diminui, seu poder de transporte se reduz, tendo início a *deposição* a partir das partículas mais grosseiras para as mais finas. Enquanto a areia deposita-se após um transporte pequeno, a poeira fina pode sofrer um transporte superior a 2.000 km. O *transporte* e a posterior *deposição de partículas* pelo vento formam registros geológicos peculiares que são testemunhos desse tipo de atividade no passado. Os depósitos formados pela ação do vento recebem a designação genérica de **depósitos eólicos**. Os principais registros eólicos deste tipo são as **dunas**, os **mares de areia** e os **depósitos de loess**. Dentre as diversas formas de deposição de *sedimentos eólicos* atuais destacam-se as *dunas*.

Dunas - são elevações de forma regular e característica, resultantes de uma deposição contínua de partículas transportadas pelo vento numa determinada direção constante.

A parte das dunas que recebe o vento (**barlavento**) possui inclinação baixa, de 5 a 15° normalmente, enquanto a outra face (**sotavento**), protegida do vento, é bem mais íngreme, com inclinação de 20 a 35°. Associam-se a elas feições sedimentares tais como **estratificação cruzada** e **marcas onduladas** que, no entanto, não são exclusivas de construções sedimentares eólicas.

Classificações das Dunas

Existem duas principais classificações para dunas: uma considerando seu aspecto como parte do relevo (**morfologia**) e a outra considerando a forma pela qual os grãos de areia se dispõem em seu interior (**estrutura interna**).

1- Quanto à estrutura interna (leva em consideração a sua dinâmica de formação):

- **Dunas Estacionárias** (ou *estáticas*) – são dunas onde a areia se deposita em camadas que acompanham o perfil da duna, aonde as sucessivas camadas vão se depositando sobre a superfície do terreno com o soprar do vento carregado de partículas, partindo de **barlavento** (parte da duna que recebe o vento, com inclinação baixa, de 5 a 15°) em direção ao **sotavento** (parte da duna protegida do vento, com inclinação de 20 a 35°), criando uma estrutura estratificada. Embora no sotavento da duna ocorra forte turbulência gerada pela passagem do vento, os grãos de areia permanecem agregados aos estratos em formação, o que tende a impedir o movimento da duna. Estas dunas ficam imóveis por diversos fatores, tais como aumento de umidade, obstáculos internos (blocos de rocha, troncos, etc) ou desenvolvimento de vegetação associada à duna.

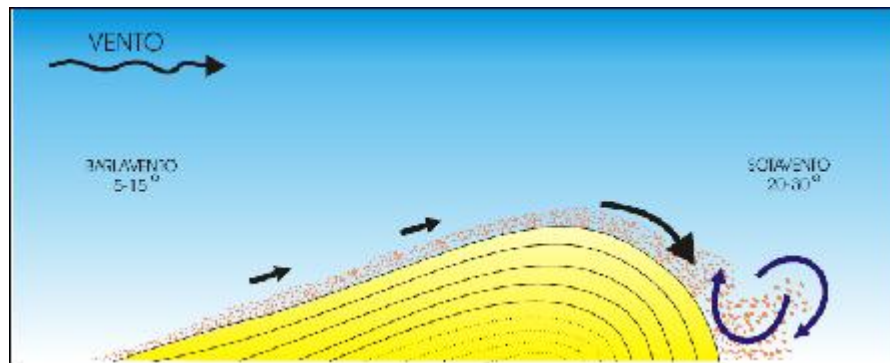


Fig. 32– Formação e estrutura interna de uma duna estacionária.

- **Dunas Migratórias** – são dunas onde os grãos na base do barlavento migram pelo perfil da duna até o sotavento, gerando uma estrutura interna de leitos (camadas) com mergulhos próximos da inclinação do sotavento. Este deslocamento contínuo causa a migração de todo o corpo da duna. A migração de dunas ocasiona problemas de soterramento e de assoreamento em regiões litorâneas. A técnica mais eficiente utilizada na tentativa de imobilizar dunas migratórias tem sido o plantio de vegetação *psamofítica* (que se desenvolve bem no solo arenoso) ou de gramíneas na base da duna, a barlavento, impedindo o deslocamento dos grãos e tornando a duna estacionária.

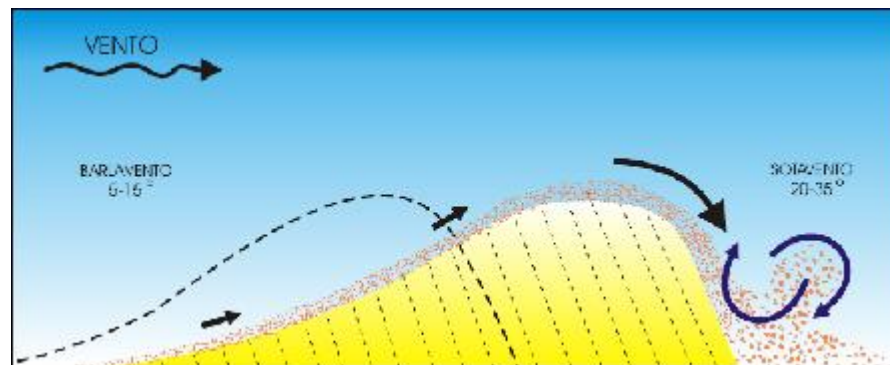


Fig. 33– Formação e estrutura interna de uma duna migratória.

2- Quanto à morfologia (diversidade de formas identificadas nos desertos e em regiões litorâneas):

Dunas Transversais – são dunas que apresentam orientação perpendicular ao sentido preferencial do vento, exibindo marcas onduladas abundantes. A formação deste tipo de duna é condicionada por ventos freqüentes e de direção constante, bem como pelo suprimento contínuo e abundante de areia para sua construção. As regiões litorâneas constituem ambientes propícios para formação das dunas transversais. Em desertos, o conjunto destas dunas costuma formar os chamados “*mares de areia*”, caracterizados por colinas sinuosas, grosseiramente paralelas entre si, lembrando a morfologia revolta do oceano durante uma tempestade. Nas áreas costeiras os campos de dunas transversais podem apresentar pequenos lagos de água doce.

Dunas Barcanas – são dunas na forma de meia-lua ou lua crescente com suas extremidades voltadas no mesmo sentido do vento. Desenvolvem-se em ambientes de ventos moderados e fornecimento de areia limitado e não formam campos contínuos, tendendo a serem pequenas, não superando 50 m de altura e 350 m de largura. No litoral, onde a vegetação limita o fornecimento de areia, formam-se cadeias de dunas similares às barcanas, que recebem o nome de **cadeias barcanóides** (diferem das barcanas por ocorrerem unidas).

Dunas Parabólicas - são dunas semelhantes às dunas barcanas, diferindo dessas pela curvatura das extremidades que é mais fechada, assemelhando-se à letra U, com suas extremidades voltadas no sentido contrário do vento. Formam-se em regiões de ventos fortes e constantes com suprimento de areia superior ao das áreas de barcanas.

Dunas Longitudinais ou **Seif** (descritas originalmente no deserto da Arábia) - são dunas com forma alongada paralelamente à direção do vento. Forma-se em regiões com abundante suprimento de areia e ventos fortes e de sentido constante no ambiente desértico ou em campos de dunas litorâneas. Podem atingir dezenas de quilômetros de comprimento e mais de 200 m de altura, produzindo em muitos casos, feições morfológicas similares a “cordões de areia”.

Dunas Estrela – são dunas cujas cristas lembram os raios de uma estrela. Sua formação está diretamente relacionada à existência de areia abundante e a ventos de intensidade e velocidade constantes, mas com freqüentes variações na sua direção. São típicas dos desertos da Arábia Saudita e de parte dos desertos do Norte da África.

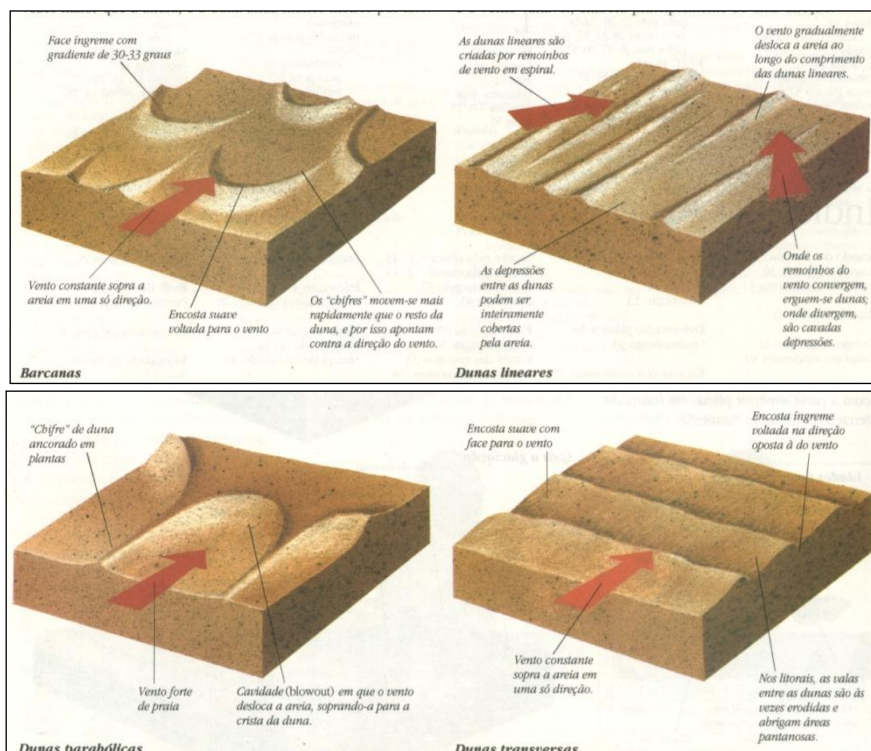


Fig. 34– Tipos de dunas (Barcana, Longitudinal, Parabólica e Transversal).

Mares de areia (campos de areia) é um termo empregado para as grandes ou gigantescas áreas cobertas de areia que atingem até milhões de km² da superfície de

alguns desertos do mundo, tais como os desertos da Arábia Saudita, Austrália, Ásia e norte da África, que são conhecidas como **ergs**.

Os **depósitos de loess** constituem um dos mais importantes exemplos de sedimentação eólica no registro geológico, consistindo de sedimentos muito finos (*silte e argila*), homogêneos e friáveis, comumente amarelados, constituídos de diversos minerais (*quartzo, feldspato, anfibólio, mica, argilo-mineral e carbonatos*) e fragmentos de rocha pouco alterados. Parte importante desses sedimentos é originada pela ação erosiva glacial que produz sedimentos muito finos posteriormente transportados pelo vento e depositados em vastas regiões, como na Mongólia central, China, Europa e EUA.

Tipos de Desertos

Desertos rochosos (*hamada*) – A superfície rochosa encontra-se exposta, sendo continuamente afetada pela erosão eólica. As rochas mostram feições típicas de abrasão eólica (solapamentos, pedimentos, etc.). Tal aspecto é denominado **“hamada”**, nome árabe dado para este tipo de deserto rochoso.

Desertos pedregrosos (*reg*) – São regiões cobertas por fragmentos de rochas, geralmente heterogêneos. As partículas arenosas menores foram levadas pelo vento, restando os seixos maiores, os quais sofrem os efeitos da abrasão eólica. Predominam assim seixos e matacões trabalhados pelos ventos, denominados *ventifactos*. A cobertura regional por esse material grosseiro denomina-se *pavimento desértico*.

Desertos arenosos (*erg*) – Nessas regiões ocorrem as formas de acumulação mais conhecidas – as dunas e os campos ou mares de areia. Apenas a quinta parte da área dos desertos é coberta por areia, sendo o restante composto por elevações rochosas e fragmentos de rochas (anteriormente descritos). **Uedes** é o nome que se dá aos cursos de água temporários dessas regiões.

Características dos Sedimentos Eólicos:

Os sedimentos associados às atividades eólicas compõem-se quase que exclusivamente de pequenos *grãos de quartzo*, sendo, portanto, monominerálicos. Os impactos constantes entre os grãos no ambiente atmosférico produzem *brilho fosco* da superfície, *morfologia arredondada e alta esfericidade dos grãos*. Os mesmos impactos que provocam o polimento fosco das superfícies também quebram os grãos e suas arestas, diminuindo e arredondando as partículas. Além disso, depósitos de origem eólica exibem *elevada seleção granulométrica* como outra característica peculiar. Pequenas variações na velocidade do vento aumentam ou diminuem sua capacidade de transporte, restringindo o tamanho dos grãos de forma mais eficiente que o meio aquático, no qual a maior viscosidade da água atenua as conseqüências das variações de velocidade.

Importância econômica dos depósitos eólicos:

As areias eólicas são, por natureza, providas de alta porosidade e permeabilidade, uma vez que os grãos constituintes são tipicamente bem arredondados, bem

selecionados quanto ao tamanho e geralmente contêm muito pouco cimento. As condições de permeabilidade são boas, porque os sedimentos acumulados sob condições áridas são destituídos de intercalações argilosas. Estas características conferem à rocha importância como *reservatório de água subterrânea e também de petróleo* e gás natural. Como reservatórios de água existem formações eólicas arenosas que fornecem milhares de litros de água por hora. Como reservatórios de petróleo podem conter óleo proveniente de rochas geradoras ou armazenadoras, mais profundas, depositadas sob condições favoráveis à geração de petróleo, onde o óleo pode ter escapado na época em que estas rochas foram submetidas à ação tectônica, produzindo dobramentos ou falhamentos, vindo alojar-se nas camadas eólicas superiores.

7. PROCESSOS GEOLÓGICOS DE DINÂMICA INTERNA.

7.1 – Tectônica de Placas ou Tectônica Global.

Introdução

A teoria da **Tectônica de Placas** é uma teoria relativamente nova que revolucionou o modo dos geocientistas pensarem a respeito da Terra. De acordo com esta teoria, *a superfície da Terra está dividida em grandes placas, cujo tamanho e posição, mudam com o passar do tempo.* As extremidades das placas onde ocorre *colisão, separação ou deslizamento* entre duas placas, são locais de *intensa atividade geológica*, tais como: **vulcanismo, terremotos, metamorfismo, deformação e formação cadeias de montanhas.**

A **Tectônica de Placas** é uma combinação de duas teorias anteriores, a da **Deriva Continental** e a do **Espalhamento** ou **Expansão do Assoalho Oceânico**. Deriva Continental é o *movimento dos continentes sobre a superfície da Terra e a mudança de posição relativo um ao outro.* Espalhamento do Assoalho Oceânico é a *criação de nova Crosta Oceânica em Dorsais Meso-oceânicas* (cadeias de montanhas) e o movimento da nova crosta para longe (em direção oposta) das dorsais, em ambos os lados.

O Surgimento da Teoria da Deriva Continental

A teoria da **Tectônica de Placas** nasceu quando surgiram os primeiros mapas das linhas das costas atlânticas da América do Sul e da África. Em 1620, **Francis Bacon**, filósofo inglês, apontou o perfeito encaixe entre estas duas costas e levantou a hipótese, pela primeira vez historicamente registrada, de que estes continentes estiveram unidos no passado. Nos séculos que se seguiram, esta idéia foi diversas vezes retomada, porém raramente com argumentações científicas que lhe dessem suporte teórico.

Esta mesma observação topográfica fez um jovem cientista alemão de 26 anos, **Alfred Wegener**, em 1912. Wegener observou que as linhas de costa atlântica atual da América do Sul e África se encaixariam e que, de um modo geral, todos os continentes se ajustam uns aos outros, como um quebra-cabeça gigante. Para explicar estas coincidências, Wegener sugeriu que os continentes poderiam, um dia, terem estado juntos formando um único Supercontinente e posteriormente teriam sido separados, fundamentando a sua hipótese em diversos dados, além do ajuste dos continentes:

- **Dados paleontológicos** (*distribuição de fósseis*) - indicam semelhanças de faunas e floras antigas em regiões hoje separadas por grandes massas de água, ou seja, fósseis de mesma espécie foram encontrados em diferentes continentes. Wegener propôs que essas espécies dispersaram quando os continentes eram conectados, antes deles migrarem para as suas posições atuais. Por exemplo, a presença de fósseis de *Glossopteris* (uma espécie de samambaia) nos continentes da América do Sul, África, Índia e Austrália e, de fósseis do réptil *Mesossauros* na África e no Brasil, cujas ocorrências se correlacionavam perfeitamente, ao se juntarem os continentes.

- **Dados geológicos** (*seqüências de rochas*) - seqüências de rochas que mostram semelhanças notáveis são encontradas na América do Sul, África, Índia, Antártica e Austrália. Wegener mostrou que uma mesma seqüência de rochas, constituída de três camadas, ocorre em cada um destes continentes. A camada da base, a mais velha, é um tilito (depósito glacial), a camada intermediária é constituída de arenito, folhelho e carvão, e a camada do topo da seqüência, a mais jovem, trata-se de um derrame de lava.

Fósseis de *Glossopteris* são encontrados nas camadas da base e intermediária. As mesmas camadas estão na mesma ordem em áreas agora separadas por grandes distâncias. Wegener propôs que essas camadas de rochas foram formadas quando todos continentes faziam parte do supercontinente, em áreas menores contínuas, que foram mais tarde separadas e migraram à parte.

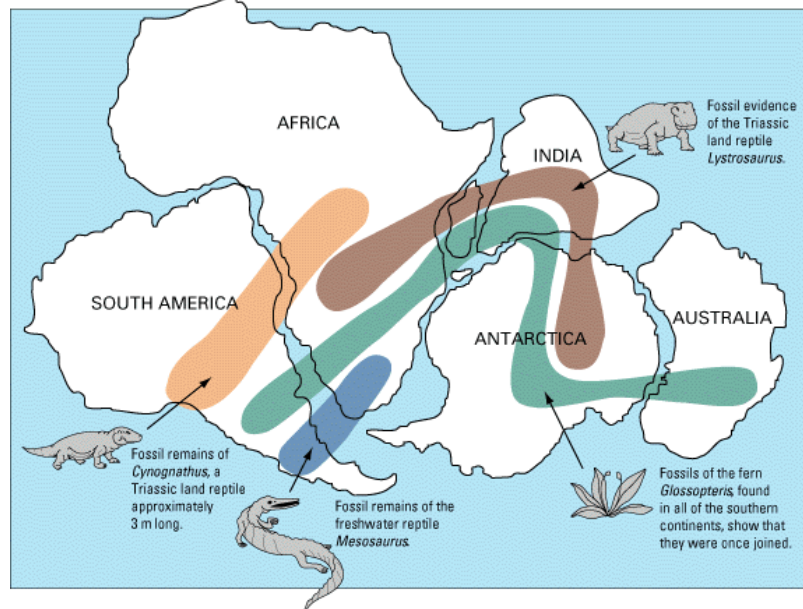


Fig.35- Dados paleontológico: distribuição de fósseis de animais e vegetais.

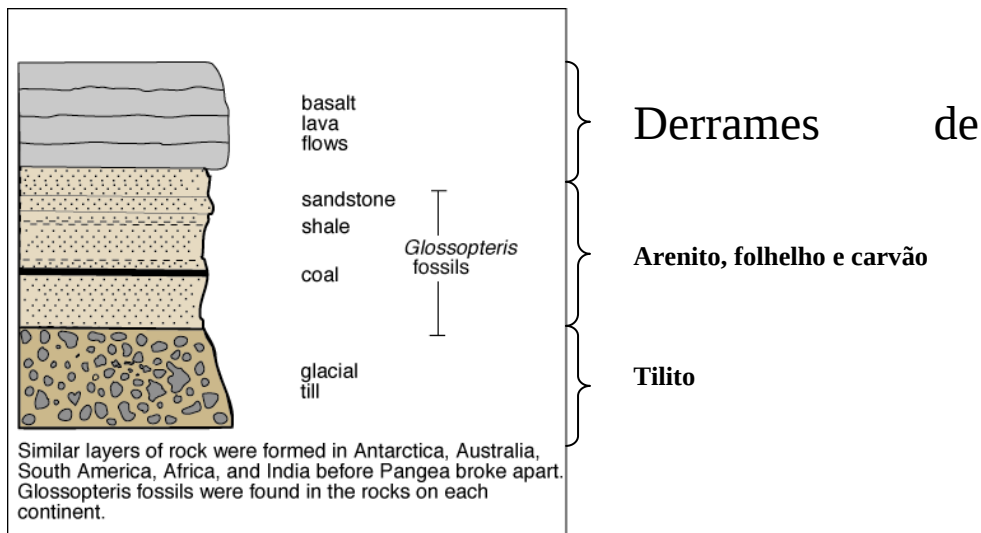


Fig. 36- Dados geológicos: seqüências de rochas encontradas em vários continentes.

- **Dados paleoclimáticos** - As evidências de glaciação na América do Sul, África, Índia e Austrália é mais bem explicado, se estes continentes foram conectados no passado. Geleiras cobriram tudo ou parte de cada um destes continentes durante o mesmo período de tempo no passado geológico da Terra. Se os continentes estivessem em suas posições atuais, um evento muito maior de glaciação seria necessário para cobrir esses continentes e se estender à norte do equador. Os geólogos não encontraram

evidências de glaciação no hemisfério norte durante este período do tempo geológico. De fato, durante este período do tempo geológico, o clima na América do Norte foi quente. Wegener propôs que esses continentes eram adjacente um ao outro durante o evento glacial. Então, as geleiras esparramaram-se sobre uma área muito menor no hemisfério sul e provavelmente não influenciaram o clima do hemisfério norte. Wegener usou a distribuição de tipos de rochas específicas para determinar a distribuição de zonas climáticas no passado geológico. Por exemplo, *till* e *estriações* (arranhões nas rochas), *dunas de areia* e *recifes de corais*, usados como indicadores de *regiões glaciais*, *desérticas* e de *climas tropicais*, respectivamente.

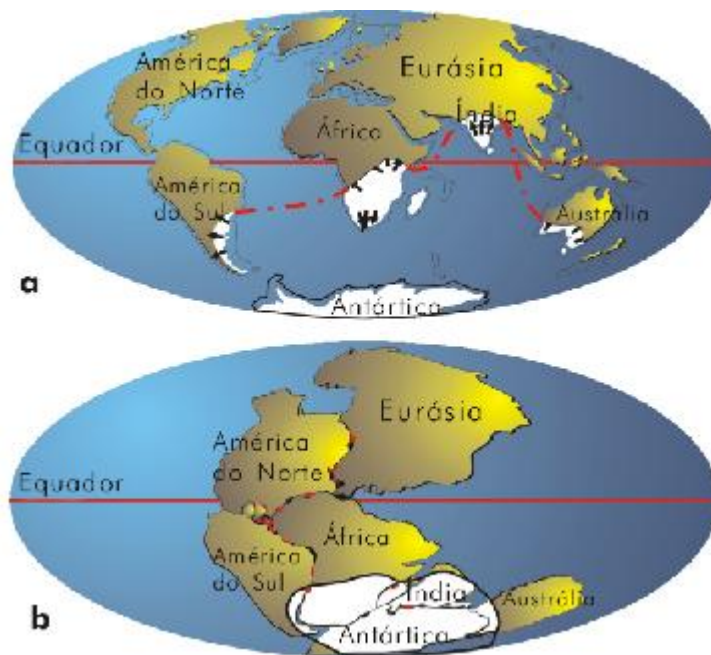


Fig. 37- Dados paleoclimáticos: evidências de glaciações.

Em 1915, **Wegener** reuniu suas evidências em um livro denominado “**A origem dos Continentes e Oceanos**” e formulou a **Teoria da Deriva Continental**, segundo a qual, há milhões de anos, todos os continentes atuais faziam parte de um único supercontinente denominado **Pangea** (onde *Pan* significa todo e *Gea* significa terra) rodeado por um enorme oceano chamado *Pantalassa* (todos os mares). Wegener sugeriu que esse supercontinente teria iniciado a sua fragmentação há cerca de 220 milhões de anos, durante o triássico, quando a Terra era habitada por Dinossauros, e teria prosseguido até os dias atuais. O Pangea teria iniciado a sua fragmentação dividindo-se em dois grandes continentes **Laurásia** (setentrional) e **Gondwana**, separados pelo *Mar de Tethys*, que posteriormente foram subdivididos, passando os principais fragmentos a constituir os continentes que hoje conhecemos.

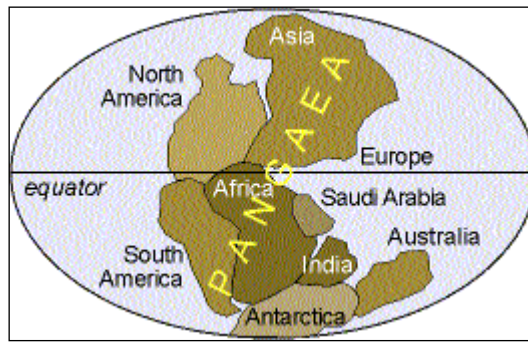


Fig. 38- Pangea, o supercontinente da teoria de Wegener.

A teoria de Wegener foi completamente rejeitada na época. Esta teoria, apesar dos numerosos argumentos, que a sustentavam, apresentava um ponto essencialmente fraco: qual o «motor» que fazia mover as enormes massas que constituem os continentes? Como uma crosta rígida como a continental deslizaria sobre uma crosta rígida como a oceânica, sem que fossem quebradas pelo atrito? Infelizmente naquela época as propriedades plásticas da **astenosfera** não eram conhecidas, o que impediu Wegener de explicar sua teoria e, com a sua morte em 1930, a *Teoria da Deriva Continental* começou a ficar esquecida, uma vez que não se conseguia uma explicação lógica e aceitável do mecanismo capaz de movimentar as imensas massas continentais.

O ressurgimento da Teoria da Deriva Continental

A chave para explicar a dinâmica da Terra, ao contrário do que muitos cientistas pensavam, não estava nas rochas continentais, mas no fundo dos oceanos. Com o desenvolvimento dos sonares, durante a Segunda Guerra Mundial, foi possível traçar mapas detalhados do relevo do fundo oceânico, que revelaram a existência de cadeias de montanhas, fendas e fossas ou trincheiras muito profundas, mostrando um ambiente geologicamente muito mais ativo do que se pensava. No final dos anos 40 e na década seguinte, expedições americanas mapearam o fundo do Oceano Atlântico, utilizando novos equipamentos e coletando amostras de rochas. Estes trabalhos permitiram cartografar uma enorme cadeia de montanhas submarinas, denominadas **Dorsal** ou **Cadeia Meso-Oceânica**, que constituíam um sistema contínuo ao longo de toda a Terra, estendendo-se por 84.000 km, com vales profundos em seu eixo, por onde *extravasa lava* vindo do interior da Terra, que *divide a crosta oceânica em duas partes*, podendo representar, portanto, a *ruptura* ou a *cicatriz* produzida durante a separação dos continentes, o que reforçaria a teoria da *Deriva Continental*.

No final dos anos 50 e início da década de 1960, o *surgimento e aperfeiçoamento da geocronologia* permitiram a obtenção de importantes informações sobre a idade das rochas do fundo oceânico, onde novamente, ao contrário do que se imaginava na época, a crosta oceânica não era composta pelas rochas mais antigas do planeta, mas apresentava idades bastante jovens, não ultrapassando *200 milhões de anos*. Datações de rochas vulcânicas do Atlântico Sul contribuíram para o estabelecimento do padrão de idades da crosta oceânica, no qual faixas de rochas de mesma idade situam-se simetricamente dos dois lados da dorsal meso-oceânica, com as mais jovens próximas da dorsal e as mais velhas ficando mais próximas dos continentes. Com estas novas informações provenientes do estudo da crosta oceânica, parte dos cientistas passou a considerar a hipótese de uma deriva dos continentes mais seriamente.

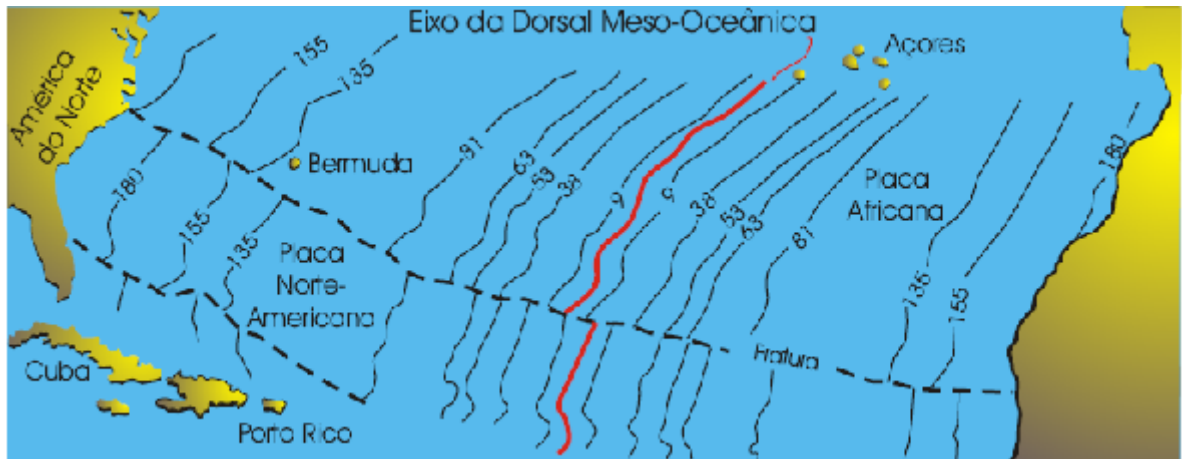


Fig. 39- Distribuição das idades geocronológicas do fundo oceânico do Atlântico Norte, onde se observam as idades (em Ma.) mais jovens próximas à dorsal meso-oceânica.

O Surgimento da Teoria da Tectônica de Placas ou Tectônica Global

No final dos anos 50, estudos de magnetismo das rochas do fundo oceânico, realizados na porção nordeste do Oceano Pacífico, mostraram **anomalias magnéticas**, que exibiam em mapa *padrão simétrico bandado*, com as sucessivas bandas indicando alternadamente anomalias positivas e negativas. Em 1963, **Vine** e **Mathews**, sugeriram que as bandas magnéticas observadas eram relacionadas a bandas magnetizadas de lavas vulcânicas do fundo oceânico, geradas durante a expansão deste fundo e que guardavam o registro do campo magnético terrestre na época de extrusão das lavas submarinas.

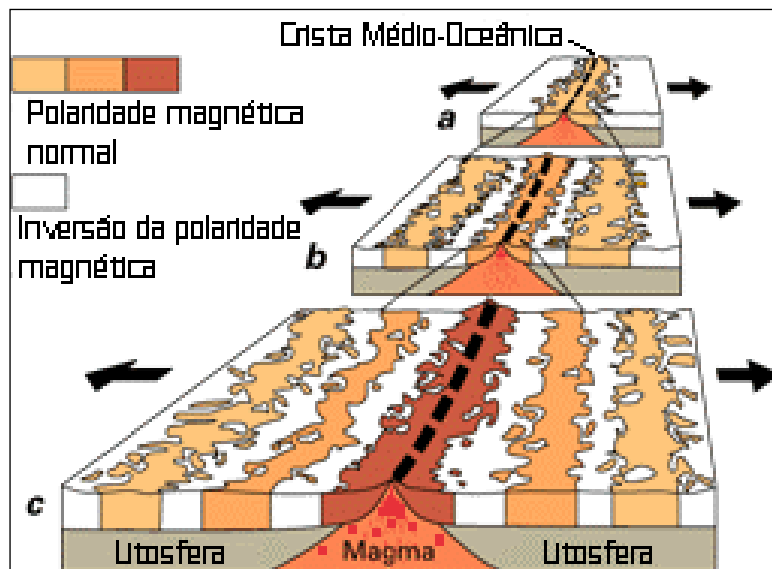


Fig. 40- Bandas magnetizadas de lavas vulcânicas do fundo oceânico.

Em 1962, **Harry Hess**, com base nas revelações obtidas a partir do estudo da topografia submarina, dados geológicos e geofísicos, publicou um artigo no qual explicava que os fundos dos oceanos estão em expansão devido a **correntes de convecção** geradas no manto, provocam a subida de material magmático gerando nova crosta. Assim, nas regiões profundas do manto, as temperaturas são mais elevadas, o que provoca a subida dos materiais que o constituem. Estes, ao atingirem zonas próximas da crosta, onde as temperaturas são mais baixas, vão arrefecendo (resfriando), deslizam lateralmente e acabam por mergulhar junto às fossas oceânicas, voltando às camadas profundas do manto. Considera-se, deste modo, que as correntes de convecção, sendo contínuas, delimitam estes circuitos fechados - **células de convecção** - separados por zonas de ascensão e de descida de materiais que correspondem, respectivamente, a **dorsais meso-oceânicas** e **fossas oceânicas**.

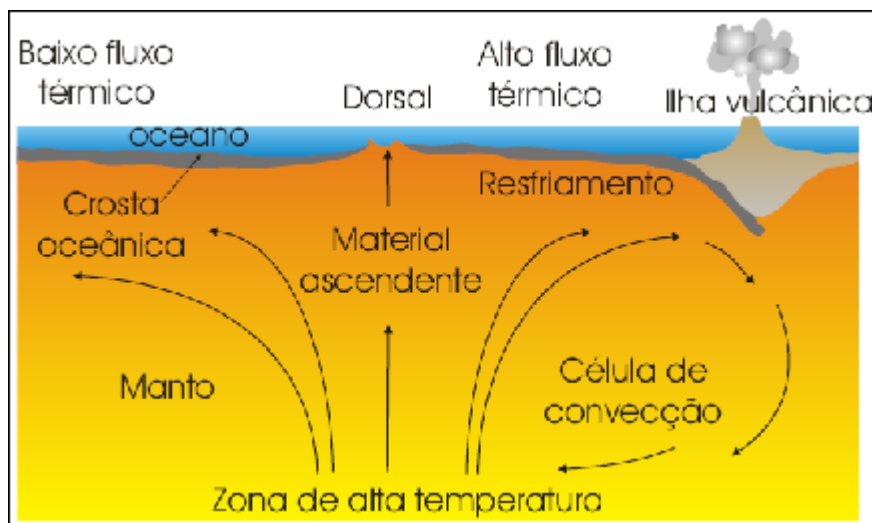


Fig. 41- Esquema de correntes de convecção atuantes na dorsal meso-oceânica.

De acordo com o modelo de **Hess**, este material provindo do manto, ao atingir a superfície, se movimentaria lateralmente e o fundo oceânico se afastaria da dorsal. A continuidade deste processo produziria, portanto, a **expansão do assoalho oceânico**. A *deriva continental* e a *expansão do fundo dos oceanos* seriam assim uma consequência das correntes de convecção.

Assim, em função da expansão dos fundos oceânicos, os continentes viajariam como passageiros fixos em uma placa, como se estivessem em uma esteira rolante. Com a continuidade do processo de geração de crosta oceânica, em algum outro local deveria haver um consumo ou destruição desta crosta, caso contrário a Terra expandiria. A **destruição da crosta oceânica mais antiga** ocorreria nas chamadas **Zonas de Subducção**, que seriam locais onde a crosta oceânica mais densa mergulharia para o interior da Terra até atingir condições de pressão e temperatura suficientes para sofrer **fusão** e ser incorporada novamente ao manto.

Desta forma, **em 1967**, o deslocamento dos continentes fica completamente explicado com o surgimento da **Teoria da Tectônica de Placas**, criada por **Morgan** e **Parker**. Segundo esta teoria, a camada física superficial da Terra, a **litosfera**, não é uma peça única, encontrando-se fragmentada por falhas e fraturas profundas em **placas tectônicas** (placas rígidas) que assentam e deslizam sobre a **astenosfera**. O estado mais

plástico da astenosfera permite que as placas tectônicas deslizem sobre ela, tornando possível o deslocamento lateral das placas.

O estudo das dorsais oceânicas e da distribuição sísmica e vulcânica permitiu delimitar sete placas principais:

Norte-Americana - compreende a América do Norte e a metade ocidental do oceano Atlântico Norte, até à sua dorsal.

Sul-Americana - compreende a América do Sul e a metade ocidental do oceano Atlântico Sul, até à sua dorsal.

Pacífica - é a única que é exclusivamente oceânica, compreendendo quase todo o oceano Pacífico, entre a dorsal existente e o Pacífico oriental.

Eurasiática - encontra-se com a placa norte-americana no meio do Atlântico. O seu rebordo sul corresponde a uma falha que atravessa o Mediterrâneo e se prolonga para leste através da Turquia e do Himalaia.

Africana - compreende o continente africano e uma grande extensão do fundo oceânico, limitado pela dorsal meso-atlântica.

Indo-Australiana (ou Australiano-Indiana)- compreende a Arábia, a Índia, a metade oriental do oceano Índico e a Austrália.

Antártica - ocupa o Pólo Sul com o continente Antártico.

A este conjunto juntam-se cinco placas menores e menos conhecidas: as de **Nazca**, de **Cocos**, das **Caraíbas**, das **Filipinas**, e a **Arábica**.

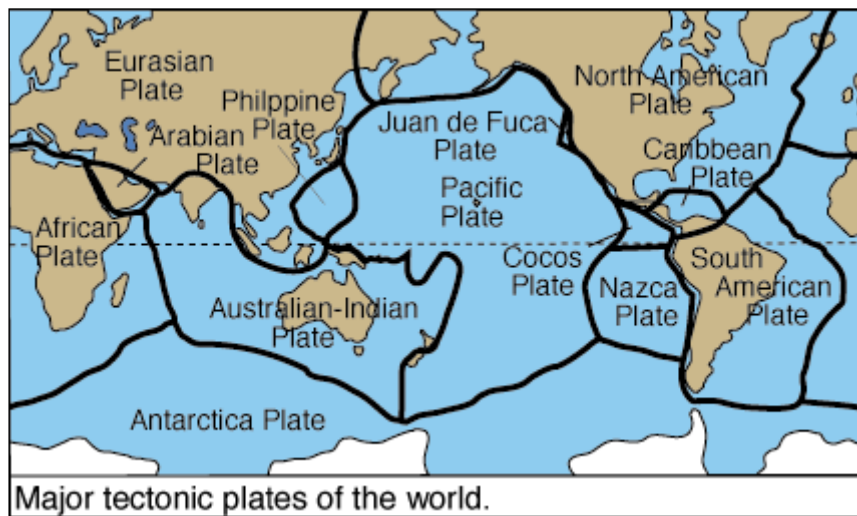


Fig. 42- Principais Placas Tectônicas da Terra.

Tipos de Placas Tectônicas:

Continentais - suportam continentes e uma boa parte de oceano. Exemplos: Placa Africana e Placa Sul-Americana.

Oceânicas – formadas predominantemente de crosta oceânica. Exemplo: Placa do Pacífico e Placa de Nazca.

Mistas - placas que compreendem partes semelhantes de crosta oceânica e de crosta continental. Exemplo: Placa Indo-Australiana.

Tipos de limites entre Placas Tectônicas:

- a- **Limites Divergentes:** marcados pelas *dorsais meso-oceânicas*, onde as placas tectônicas afastam-se uma da outra, com a formação de nova crosta oceânica.
- b- **Limites Convergentes:** onde as placas tectônicas colidem, com a mais densa mergulhando sob a outra, gerando uma zona de intenso magmatismo a partir de processos de fusão parcial da crosta que mergulhou. Nesses limites ocorrem *fossas e províncias vulcânicas*, a exemplo da Placa Pacífica.
- c- **Limites Conservativos:** onde as placas tectônicas deslizam lateralmente uma em relação à outra, sem destruição ou geração de crostas, ao longo de fraturas denominadas *Falhas Transformantes*. Como exemplo de limite conservativo temos a *Falha de San Andreas*, na América do Norte, onde a Placa do Pacífico, contendo a cidade de Los Angeles e a zona da Baixa Califórnia se desloca para norte em relação à Placa Norte-Americana, que contém a cidade de São Francisco.

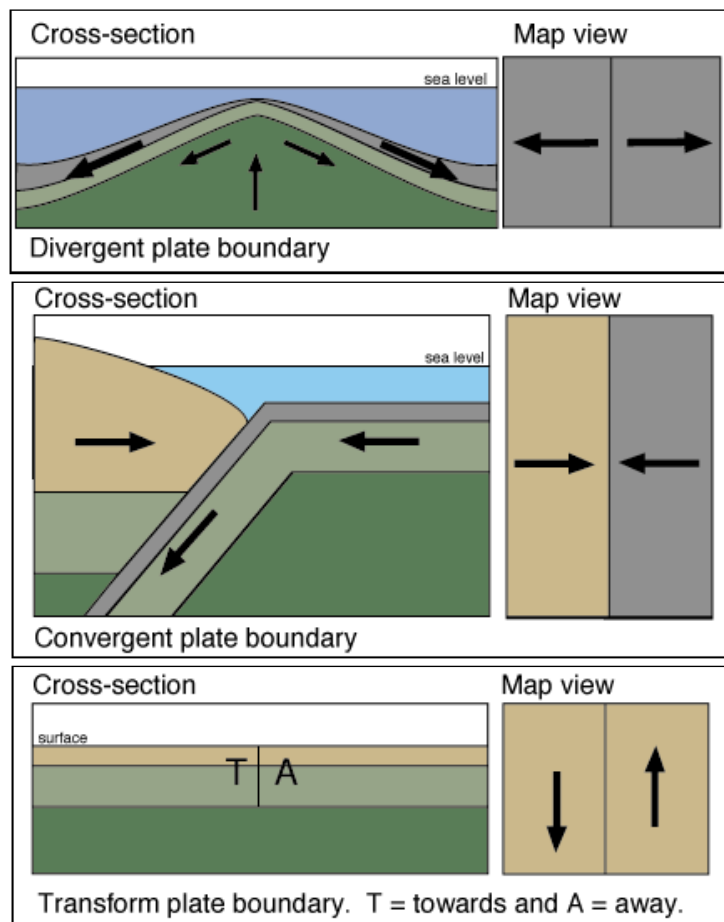


Fig. 43- Limites de placas Divergente, Convergente e Conservativo.

É em torno destes limites de placas que se concentra a mais intensa atividade geológica do planeta, como **terremotos**, **vulcanismo** e **orogênese**. Verifica-se uma coincidência entre a distribuição das *zonas sísmicas* (ocorrência de terremotos) e **vulcânicas** e os *limites das placas tectônicas*. A maior parte dos terremotos tem origem

no bordo das placas tectônicas. Atividades geológicas semelhantes também ocorrem no interior das placas, mas em menor intensidade.

Que forças movem as placas tectônicas?

Uma das principais objeções à teoria da *Deriva Continental* era que **Wegener** não conseguia explicar as forças que moveriam os continentes. Hoje sabemos qual o motor que faz as placas tectônicas se moverem, mas não sabemos explicar exatamente como os processos naturais fazem este motor funcionar. O que sabemos é que a *litosfera* e a *astenosfera* estão intrinsecamente relacionadas. Se a *astenosfera* se mover, a *litosfera* será movida também. Sabemos ainda que a litosfera possui uma energia cinética cuja fonte é o *fluxo térmico interno da Terra*, e que este calor chega à superfície através das **correntes de convecção** do manto superior.

A *convecção no manto* refere-se a um movimento muito lento de rocha, que sob condições apropriadas de temperatura elevada, se comporta como um material plástico-viscoso migrando lentamente para cima. Este fenômeno ocorre quando um foco de calor localizado começa a atuar produzindo diferenças de densidade entre o material aquecido e mais leve e o material circundante mais frio e denso. A massa aquecida se expande e sobe lentamente. Para compensar a ascensão destas massas de material do manto, as rochas mais frias e densas descem e preenchem o espaço deixado pelo material que subiu, completando o ciclo de convecção do manto.

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

- a- *Pressão sobre a placa provocada pela criação de nova litosfera nas zonas de dorsais meso-oceânicas*, o que praticamente empurraria a placa tectônica para os lados.
- b- *Mergulho da litosfera para o interior do manto em direção a astenosfera*, puxada pela crosta descendente mais densa e mais fria do que a *astenosfera* mais quente a sua volta. Portanto, por causa de sua maior densidade, a parte da placa mais fria e mais antiga mergulharia puxando parte da placa litosférica para baixo.
- c- *A placa litosférica torna-se mais fria e mais espessa à medida que se afasta da dorsal meso-oceânica* onde foi criada. Como consequência, o limite entre a *litosfera* e a *astenosfera* é uma superfície inclinada. Mesmo com uma inclinação muito baixa, o próprio peso da *placa tectônica* poderia causar uma movimentação de alguns centímetros por ano.

Em média, a *velocidade de movimentação das placas tectônicas* é considerada de **2 a 3 cm/ano**, embora a velocidade relativa constatada entre algumas placas seja muito maior do que entre outras. Geralmente, as diferenças de velocidade estão relacionadas à proporção de crosta continental presente nas placas. A placa Sul-Americana mostra baixa velocidade, enquanto as placas com pouco ou nenhum envolvimento de crosta continental, como a do Pacífico, tendem a exibir velocidades maiores.

Embora todas as placas litosféricas possam se mover, não são todas que atualmente estão em movimento. Existem algumas, como a *Placa Africana*, que são *estacionárias*,

por estarem bordejadas quase inteiramente por limites divergentes de placas que se afastam a taxas similares.

A velocidade medida de placas litosféricas geralmente é relativa, mas a velocidade absoluta pode ser determinada através da utilização de pontos de referência, como os **“Hot Spots”** ou *Pontos Quentes*. Estes pontos quentes na superfície terrestres registram atividades magmáticas ligadas a porções ascendentes de material quente do manto (**Plumas do Manto**) e originadas em profundidades diversas do manto, a partir do limite entre o núcleo externo e o manto inferior. As marcas que eles deixam nas placas que se movimentam sobre eles incluem *vulcões* (ilhas vulcânicas, como o Havaí), *platôs meso-oceânicos* e *cordilheiras submarinas*. Como as *plumas do manto* são relativamente estacionárias em comparação com as placas que se movimentam sobre elas, a passagem de uma placa sobre um hot spot resulta em um rastro de feições lineares na superfície da placa, cuja direção indica a movimentação desta placa, que no caso de placas oceânicas, como a do Pacífico, o traço do hot spot pode ser uma *cadeia de montanhas vulcânicas* ou uma *série de ilhas vulcânicas*, que quando datadas radiometricamente permitem calcular a velocidade de movimentação das placas, a partir da distância entre as ilhas e as idades das erupções vulcânicas.

Colisões entre Placas Tectônicas

O movimento das placas tectônicas produz ao longo de seus *limites convergentes* **colisões** que, em função da natureza e composição das placas envolvidas, irão gerar rochas e *feições fisiográficas* distintas. O choque entre placas litosféricas pode ser de três tipos:

- **Colisão de duas placas oceânicas:** a placa mais densa, mais antiga, mais fria e mais espessa mergulha sob a outra placa, em direção ao manto, carregando consigo parte dos sedimentos acumulados sobre ela, que irão se fundir em conjunto com a crosta oceânica em subducção. O processo produz uma *grande depressão* ou *fossa* no fundo do mar (ex.: *fossa das Marianas no Pacífico*) com atividade sísmica na zona de subducção e uma intensa atividade vulcânica andesítica, comumente manifestada sob a forma de arquipélagos, conhecidos como **“Arcos de Ilhas”**, atrás da *zona de subducção*. As ilhas do Japão constituem um exemplo atual de arcos de ilhas.
- **Colisão de placa continental com placa oceânica:** provocará a subducção da placa oceânica sob a continental, produzindo *forte atividade sísmica na zona de subducção (zona de benioff)* e um *arco magmático na borda do continente*, caracterizado por rochas vulcânicas andesíticas e rochas plutônicas dioríticas a granodioríticas, acompanhado de *deformação e metamorfismo das rochas preexistentes* e das rochas formadas no processo. As feições fisiográficas geradas neste processo colisional são as **fossas** e as **grandes cordilheiras de montanhas**, como a fossa do Peru e a Cordilheira dos Andes na América do Sul.

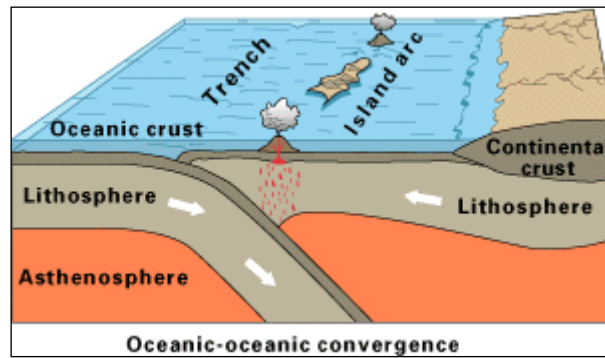


Fig. 44- Colisão entre duas placas oceânicas.

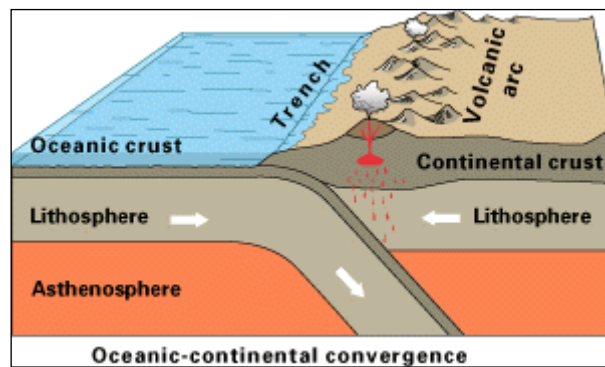


Fig. 45- Colisão entre placa oceânica e placa continental.

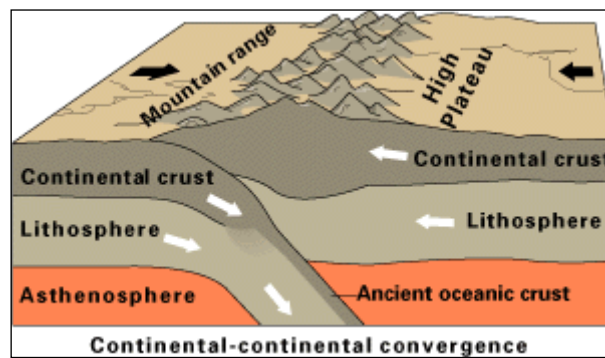


Fig. 46- Colisão entre duas placas continentais.

- **Colisão de duas placas continentais:** a crosta continental levada pela crosta oceânica mais densa mergulha sob a outra. Este processo não gera vulcanismo expressivo como nos outros tipos de colisões, mas produz *intenso metamorfismo de rochas continentais preexistentes* e leva à fusão parcial de porções da crosta continental gerando *magmatismo granítico*. Estas zonas de colisão são caracterizadas também por fortes *deformações de rochas e forte atividade sísmica*. Um exemplo de clássico de feição gerada por este processo é a *cadeia de montanhas do tipo dos Himalaias*, gerada a partir da colisão entre as placas da Índia e a Asiática.

Margens Continentais:

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

Nesse contexto podemos reconhecer dois tipos de margens continentais:

- a- ***Margens Continentais Ativas*** – situadas nos ***limites convergentes de placas tectônicas*** onde ocorrem zonas de subducção com desenvolvimento de atividades tectônicas importantes como ***formação de cordilheiras (orogênese)***. Na América do Sul, o exemplo é a costa do Pacífico, onde a *Cadeia Andina* encontra-se em desenvolvimento.
- b- ***Margens Continentais Passivas*** – situa-se ao longo de ***limites divergentes de placas tectônicas*** e não sofre tectonismo importante em escala regional, desenvolvem-se durante o processo de ***formação de novas bacias oceânicas*** quando da fragmentação de continentes. Este processo é denominado de ***rifteamento***, palavra proveniente do termo geológico em inglês ***“Rift Valley”***, que significa um ***vale de grande extensão formado a partir de um movimento distensivo na crosta***. Atualmente este processo ocorre no Oceano Atlântico, onde as costas leste da América do Sul e oeste da África constituem as margens continentais passivas.

7.2- Vulcanismo e Terremotos.

O **Vulcanismo** é o conjunto de *processos que ocasionam a ascensão de material magmático (juvenil) em estado líquido, gasoso ou sólido à superfície*, provindo do interior da Terra.

A ascensão do magma pode ocorrer de maneira *explosiva* ou *passiva*. No primeiro caso, além da *lava* e de *gases, fragmentos de rochas encaixantes* poderão ser lançados a centenas de metros de altura através de orifícios (**vulcanismo eruptivo**), como ocorre nos **vulcões**, por exemplo, o *Stromboli* na Itália. No segundo caso, o magma atinge a superfície através de fendas ou fissuras da crosta (**vulcanismo fissural**), derramando-se pacificamente pela superfície, estendendo-se a centenas de quilômetros, preenchendo vales e formando vastas planícies, muito frequentes no Havaí.

Um **Vulcão** é um *aparelho natural com aspecto de uma montanha cônica, pelo qual extravasa material magmático do interior da crosta*, que ao derramar na superfície denomina-se de **lava**. Os vulcões são formados quer pelo *acúmulo externo de material magmático*, quer pelo *levantamento das camadas preexistentes* por forças internas.

Estrutura de um Vulcão

Um vulcão, em geral, é constituído por um relevo de forma cônica (**Cone Vulcânico** ou **Edifício Vulcânico**), terminada por uma escavação a maneira de um funil (**Cratera**), que se comunica diretamente com um conduto (**Chaminé** ou **Conduto Vulcânico**) por onde ascendem as *lavas* e os materiais de explosão (*materiais piroclásticos*).

O **Cone vulcânico** é formado graças à acumulação de material magmático e piroclástico provenientes de rochas preexistentes, aglomerados ao redor do orifício central (*chaminé*).

A **Cratera** é a porção superior da chaminé que sofre um alargamento, geralmente provocado por explosões, tomando a forma de um funil. Não se tratando de vulcão explosivo, é a abertura por onde saem as lavas. As crateras podem conter no seu interior lavas em fusão ou semi-solidificadas. Nos vulcões extintos ou inativos as crateras podem conter água formando os célebres **Lagos de Cratera**. A Cratera ocasionada pelo colapso do edifício vulcânico determina a formação de depressões gigantescas chamadas de **Caldeiras**. Além da cratera central, podem ocorrer outras laterais denominadas *Parasitas* ou *Adventícias*.

A **Chaminé** é a adutora ou conduto do material vulcânico que parte da câmara magmática até a superfície da crosta terrestre.

A **Câmara Mágmatíca** consiste num bolsão profundo preenchido pelo magma, que por sua vez é formado em profundidades maiores e posteriormente migra através de fissuras e se acumula em níveis mais próximos da superfície.

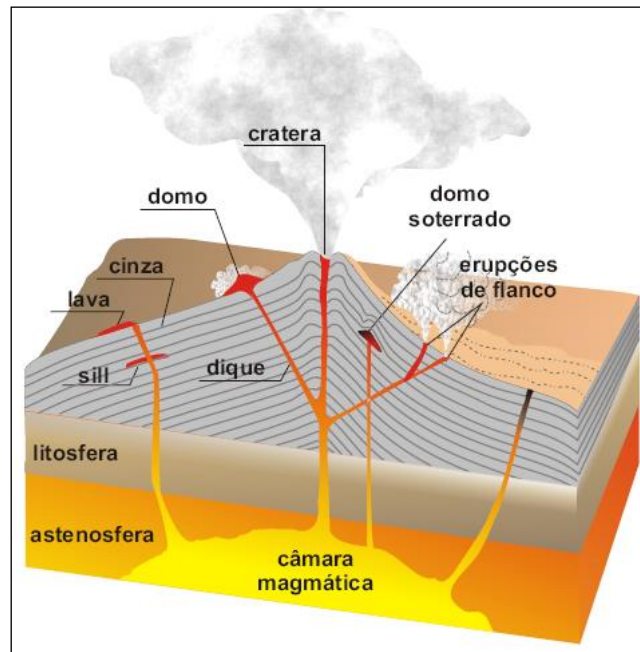


Fig. 47- Perfil esquemático de um Vulcão.

Tipos de Vulcões

Segundo as características das erupções, a natureza das nuvens ardentes e a classe (tipo) de lavas emitidas, podem se distinguir quatro tipos de vulcões:

- **Islândico** - corresponde ao vulcanismo chamado fissural, caracterizado pela saída tranqüila de lavas muito fluidas ao longo de profundas fraturas (*diáclases*) da crosta terrestre, sem a formação de um cone vulcânico característico. Tipo de vulcanismo que predomina na Islândia.

- **Havaiano** (*Escudo*) - tipo de vulcão com cone rebaixado de declives muito suaves, com erupções silenciosas, tranqüilas, de lavas essencialmente fluidas, de composição basáltica, sem nuvens ardentes, explosões e nem projeções vulcânicas. Tipo de vulcão característico das ilhas havaianas (*Mauna-Loa*, *Mauna-Kea* e *Kilauea*), totalmente de origem vulcânica.

- **Vulcaniano** (*Estrato-vulcão*) - tipo de vulcão com cone estratificado ou misto (composto), formados pela alternância repetida de lavas e material piroclástico, com erupções de grande violência, com formidáveis explosões, devido a dificuldade dos gases e vapores em se desprender da lava. As explosões produzem gigantescas caldeiras, dentro das quais é freqüente a formação de uma ou mais crateras e quantidades enormes de materiais piroclásticos. Suas lavas, mesmo viscosas, formam, muitas vezes, verdadeiras correntes (Exemplos: *Vesúvio* e *Etna* na Itália, etc.).

- **Peleano** - é, na realidade, um aspecto particular do tipo anterior, que também se caracteriza por violentas explosões, uma lava extremamente viscosa e quase solidificada na sua saída e a formação de nuvens ardentes, muito densas e opacas, carregadas de cinzas que deslizam pelos flancos do vulcão em grande velocidade (Ex.: *Mont Pele* da Martinica).

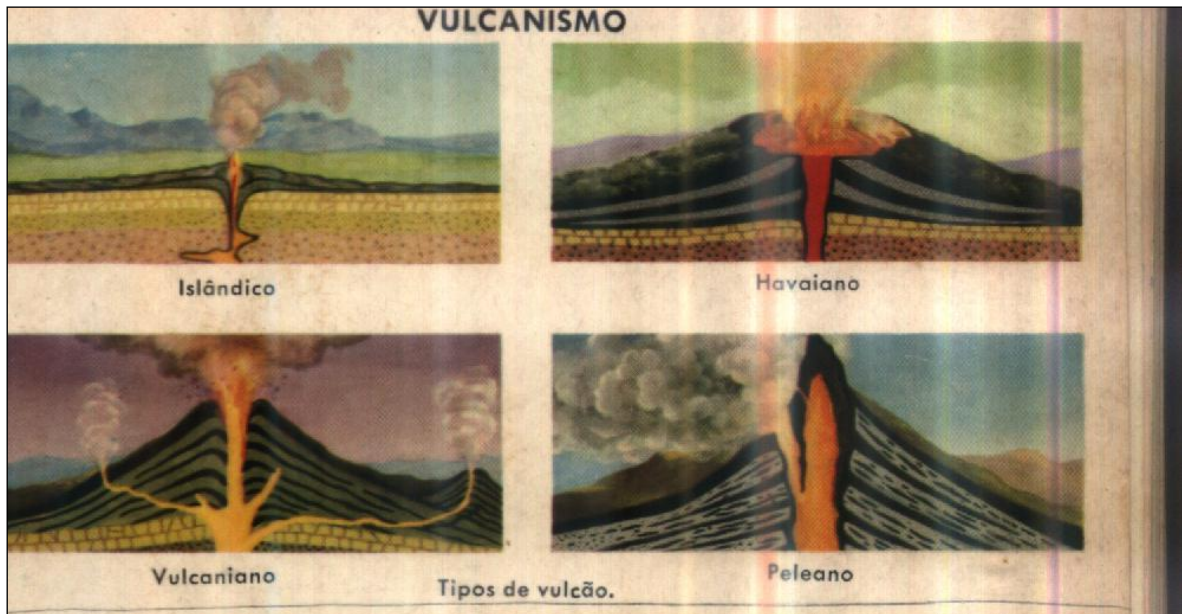


Fig. 48- Tipos de Vulcões.

Tipos de Atividades Vulcânicas

As atividades vulcânicas se caracterizam pelo *mecanismo da erupção*, pela *natureza do material expelido*, pela *disposição dos edifícios vulcânicos* ou pela sua *localização* (nos continentes ou no fundo dos mares).

Atividades Iniciais – Trata-se das primeiras atividades processadas nas regiões destituídas de edifícios vulcânicos. A fase inicial de uma erupção parece principiar com um abaulamento do solo, acompanhado de tremores de terra. Formam-se fendas nas regiões de maior fraqueza da zona abaulada e conseqüente saída explosiva de gases, ejeção de água subterrânea e terra. A seguir, verifica-se a abertura e limpeza da chaminé com a explosão de material piroclástico e, finalmente, dá-se o derramamento de lava.

Atividades Rítmicas (*atividades de ejeção e derramamento de lava*) – Na chaminé, e em parte na cratera, pode encontrar-se a lava em fusão. A expansão dos gases provoca explosões, projetando farrapos de lava, formando bombas em forma de projéteis ou lapilli e cinzas. Às vezes estas atividades explosivas se manifestam de maneira rítmica, iniciando com a emanção de vapores, projetando a seguir, por meio de explosões suaves, fragmentos de lava, que caem novamente dentro da cratera, voltando ao período de calma. Pouco tempo depois, repete-se este ciclo, que dura apenas poucos minutos. Este tipo de atividade recebe o nome de **Estromboliana**.

Atividade Vulcaniana – Caracterizada pela alternância de longas fases de repouso (desde muitos anos a muitos séculos) com erupções violentas e repentinas, por vezes altamente catastróficas. Geralmente inicia-se com o escape violento de gases, seguido do lançamento de grande quantidade de material piroclástico e por último, derrame de lavas viscosas em quantidade menor em relação ao material piroclástico. Quando os gases formam uma coluna sobre a qual se espalham à maneira de um cogumelo, num efeito que faz lembrar o das bombas atômicas, fala-se, neste caso, em atividade **Pliniana**.

Atividade tipo Havaiana (ou *Lagos de Lava*) – Em vulcões tipo *Havaiano* ou *Escudo*, a cratera é colossal, tipo caldeira de abatimento. Em seu interior acha-se um lago constituído de lava fundida e incandescente, com uma temperatura de cerca de 1000 °C na superfície. Ocasionalmente a lava muito fluida sobe, preenche todo o lago e começa a transbordar em forma de derramamento fluido e rápido, podendo atingir grandes distâncias. A profundidade das câmaras magmáticas dos vulcões havaianos é anormalmente grande, de 30 a 40 km, o que determina a maior basicidade da lava.

Efusão Lenta – Representa um estágio muito comum em alguns vulcões (*Vesúvio* e *Etna*). Partindo da cratera (*efusão terminal*) ou dos flancos (*efusão lateral*), a lava normalmente viscosa ou preenche a cratera, ou quebra os flancos da montanha e derrama-se. A lava pode aumentar de viscosidade, ficando presa dentro da cratera e da chaminé. Os gases no interior comprimem a massa viscosa endurecida em forma de cúpula de represamento que lentamente se levanta, formando um monólito dentro da chaminé. Em 1902, no *Monte Pelado* (Martinica), essa massa foi lentamente expulsa para fora atingindo 550 m de altura em relação ao fundo da cratera ou 385 m por sobre o cume da montanha, com diâmetro de cerca de 150 m, que em fins de 1903, se desfez, sendo destruído por explosões junto à sua base.

Nuvens Ardentes – Originadas da grande quantidade de gases que podem ser retidos numa lava, sob grande pressão. Ao verificar-se um alívio brusco na pressão, graças à eventual ruptura do teto que não mais resiste à força expansiva dos gases, dá-se a explosão, acompanhada de violenta efusão de um sistema complexo de fragmentos de lava incandescente e gases superaquecidos na forma de auréola, que envolve fragmentos de lava viscosa e incandescente, impedindo que eles se toquem, mantendo-os afastados. As partículas e fragmentos de lava contidos na nuvem, por se acharem fortemente carregados de gases, provocam explosões dentro da própria nuvem.

Erupção Linear – Em certas regiões da crosta terrestre, regiões de fraqueza, sujeitas a esforços de tração, pode-se abrir grandes fendas, que atingem a região magmática, onde se manifestam atividades vulcânicas de natureza *explosiva* ou *efusiva*, sendo esta última a mais freqüente no caso. Atualmente, a Islândia é a sede mais importante de tais manifestações.

Erupção Submarina – São atividades vulcânicas que ocorreram ou que ocorrem no fundo do mar. As efusões a grandes profundidades parecem realizar-se tranqüilamente, abaixo de 2000 m, onde a pressão hidrostática é maior do que a pressão crítica da água, não sendo possível por este motivo a formação de vapores. Em alguns casos, todavia, verificam-se movimentos sísmicos (terremotos), aquecimento da água, exalações e às vezes aparecimento de ilhas vulcânicas temporárias. A atividade submarina é caracterizada por uma lava *sui generis* denominada pelos ingleses de **“Pillow Lava”** ou *Lava em almofada*. Trata-se de uma estrutura curiosa, formada de blocos arredondados e empilhada, à maneira de almofadas.

Materiais Produzidos pelas Atividades Vulcânicas

Os produtos formados pelas atividades vulcânicas podem ser divididos em 3 grupos:

1- **Lavas** – massas magmáticas, em estado parcial ou total de fusão, e que atingem a superfície terrestre e se derramam. A velocidade da corrida da lava, suas formas, texturas e estruturas dependem principalmente da sua viscosidade.

As **lavas viscosas** são ricas em sílica, de composição química semelhante à das rochas graníticas, e são denominadas **Lavas Ácidas**. Formam derrames curtos, espessos,

raras vezes bifurcados, como consequência da alta viscosidade. Quando as lavas ácidas consolidam-se rapidamente, forma-se o vidro vulcânico, amorfo, chamado de *Obsidiana*. Quando as condições de pressão e de viscosidade forem favoráveis à expansão dos gases contidos na lava, forma-se uma verdadeira espuma, que ao se consolidar dá origem à *Pedra-pomes* ou *púmice*.

As **lavas fluidas**, por sua vez, são de constituição básica, pobres em sílica, tendo a composição química análoga à das rochas basálticas, e são chamadas **Lavas Básicas**. As lavas deste tipo possuem grande mobilidade e durante seu derramamento ajustam-se às irregularidades do terreno. Sendo grande o declive o derrame é fino e estreito.

As lavas formam-se em decorrência do movimento, do constante desprendimento de gases e da constituição química do magma.

Tipos de Lava:

- **Lava em Blocos** – chamada de lava “**aa**”. Sua superfície é áspera, fendilhada, resultando o aspecto geral, no campo, num amontoado de blocos, fragmentos agudos e lascas.

- **Lava em Corda** – chamada também de “**pahoehoe**”. É rica em pequenas vesículas e movimenta-se como uma massa pastosa fluida, coberta por uma película consolidada, que se enrugua pelo movimento, tomando a forma de cordas perpendiculares à direção do movimento.

- **Lava em Almofada** (*Pillow Lava*) – formada no interior da água. Quando as lavas entram em contato com a água, sofrem um rápido resfriamento externo, enquanto que internamente continuam em fusão. A pressão interna aumenta e então se rompe uma abertura permitindo a saída de parte do material do interior. Este material em contato com a água novamente sofre um resfriamento externo muito rápido, com aumento interno da pressão e rompimento, originando outra porção de lava. Estas porções internamente ocas acumulam-se, constituindo uma série de montículos uns sobre os outros.

Quando a lava envolve fragmentos quebrados de derrames já consolidados, forma-se uma massa heterogênea de blocos cimentados pelo material da última erupção. Dá-se a este conjunto o nome de *Brecha Vulcânica*.

2- Material Piroclástico – são os *produtos sólidos soltos, incoerentes*, produzidos pelas atividades vulcânicas.

O material mais fino é também chamado de **Tufo Vulcânico**, de consistência bastante fofa, podendo ser *autígeno* (ligado diretamente ao magma) ou *alotígeno* (provindo de rochas fragmentadas que constituíam os tetos das câmaras magmáticas e as paredes da chaminé do vulcão)

Os produtos piroclásticos são classificados segundo o tamanho dos **ejetólitos**, nome genérico dado aos fragmentos de natureza piroclástica:

Blocos – produtos piroclásticos de diâmetro acima de 5 cm, com formas irregulares, ásperas, que saem do vulcão em estado sólido, como fragmentos de lava consolidada ou de rochas encaixantes.

Bombas – são massas de lava consolidada durante a trajetória no ar, com formas próprias, desde poucos centímetros de tamanho até de um metro. São alongadas ou arredondadas, freqüentemente retorcidas, demonstrando sua ejeção no estado plástico, adquirindo a forma de projétil. Em certos casos a expansão dos gases é tão grande, e o

resfriamento tão rápido, que se formam bombas de lava esponjosa de vidro vulcânico (pedra-pomes ou púmice).

Lapilli – são ejetólitos de lava com tamanho de noz e ervilha. Se a lava for muito fluida e se sofrer a ação de ventos fortes, podem formar-se até fios ou gotas compridas (*cabelo de péle*).

Cinza – trata-se de material de aspecto arenoso, constituído de fragmentos finos, menores de 4 mm de tamanho, podendo às vezes ter dimensões de poeira impalpável, resultante da explosão de rochas já consolidadas ou do magma finamente fragmentado ou pulverizado pela explosão.

3- Exalações de Gases Vulcânicos – As exalações vulcânicas constituem-se de vapores e gases produzidos pelas atividades vulcânicas.

O mais comum é o **vapor de água**, que pode constituir 80 a 95 % dos gases e vapores. A água pode ser primária, libertada do magma (*água juvenil*), ou formada pela reação do H_2 com o O_2 atmosférico ou de minerais hidratados assimilados pelo magma.

A libertação dos gases começa com a primeira erupção, continuando durante a produção de lava e ainda mesmo depois de terem cessado, tanto as explosões, como o extravasamento da lava, no ciclo pós-vulcânico. Distinguem-se os seguintes estágios:

Fumarolas – neste estágio a temperatura é de cerca de 800 a 200 ° C. Os elementos mais comuns que entram na composição dos gases vulcânicos são os seguintes: H, Cl, S, N, C e O, quer na forma elementar, quer combinados como H_2O , HCl , H_2S , SO_2 , SO_3 , $(NH_4)^+$, NH_4Cl , CO , CO_2 , CH_4 , etc. Algumas vezes, verificam-se exalações de elementos metálicos (Cu, Fe e Pb).

Solfataras – a temperatura deste estágio é de 200 a 100 ° C. Caracteriza-se principalmente pelo vapor d'água e quantidades menores de CO_2 e H_2S , precipitando-se também S, FeS_2 (Pirita), etc.

Mofetas – é o estágio caracterizado pelas exalações de CO_2 frio, quase seco, podendo misturar-se com água, formando fontes ácidas.

Estas exalações escapam tanto das crateras como das vizinhanças dos focos vulcânicos, seguindo fendas, etc.

As exalações quentes, ao entrarem em contato com a água subterrânea, tornam-na aquecida e carregada de gases, formando fontes térmicas permanentes ou intermitentes. Esta última chamada de **Gêiseres** projeta colunas de água em intervalos regulares de tempo, desde segundos até semanas. Eles ocorrem nas regiões de vulcanismo moderno, sendo assim considerados como atividades finais do vulcanismo. Ao redor de cada **Gêiser**, forma-se geralmente um montículo perfurado no centro, por onde sai o jato de água, formado geralmente de sílica (*opala* ou *calcedônia*), denominado genericamente de **Geiserita**.

Distribuição Mundial dos Vulcões

A grande maioria dos vulcões acha-se agrupada em zonas, principalmente ao longo das costas oceânicas, formando na região do Pacífico o chamado **Círculo de Fogo**. No interior dos continentes são menos freqüentes as atividades vulcânicas, exceto na África, que é atravessada no sentido norte-sul por uma faixa de tectonismo ativo, cheia de fraturas, que vai desde o mar Vermelho até às proximidades de Moçambique.

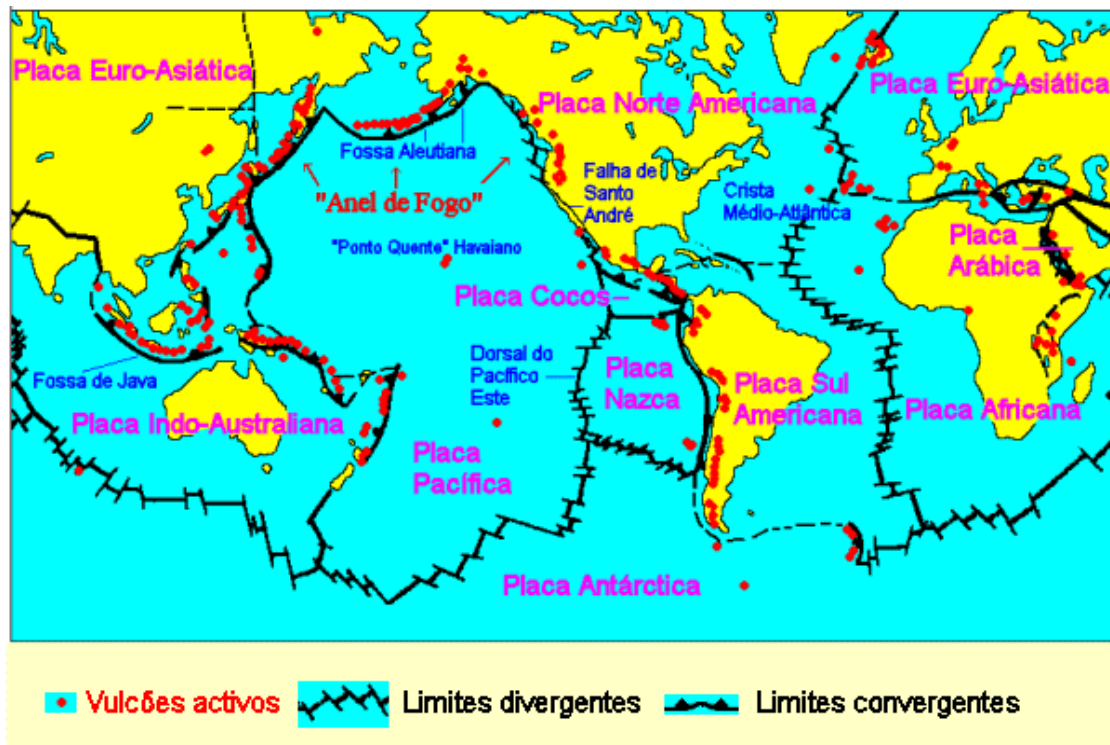


Fig. 49- Distribuição global do vulcanismo. Notar o condicionamento geográfico em que a maioria dos vulcões ativos está situada ao longo dos limites convergentes de placas.

Existe certa relação entre a localização e o tipo de atividades vulcânicas. O *vulcanismo oceânico se manifesta preferencialmente de forma efusiva*, o *vulcanismo continental é misto e o orogenético é explosivo*. Este último refere-se a vulcões situados nas zonas de grandes deformações tectônicas responsáveis pela formação de grandes sistemas montanhosos, como os Andes, Montanhas Rochosas e Alpes. Nas zonas de orogenia antiga a lava é, via de regra, riolítica, ácida, típica do vulcanismo explosivo, enquanto que o extravasamento calmo de lavas basálticas deve ter ocorrido em áreas tectonicamente mais estáveis, sujeitas a grandes fendas e não a esforços orogenéticos.

A distribuição geográfica dos vulcões atuais, inclusive dos extintos, coincide com as *faixas orogenéticas modernas*. As forças vulcânicas conseguem manifestar-se principalmente em zonas onde o trabalho tectônico preparou a crosta por fraturamento. O *vulcanismo atual* é, assim, uma *conseqüência de movimentos tectônicos modernos* e ainda hoje ativos pelo enfraquecimento de certas faixas da crosta terrestre. Assim, vê-se que os vulcões se distribuem nas *áreas tectonicamente instáveis da crosta*, onde ocorrem terremotos e falhamentos, estando com eles associados os **limites de placas tectônicas**.

Os **Terremotos** ou **Abalos Sísmicos** são *movimentos naturais gerados através de rupturas no interior da crosta terrestre*, que se propagam através de vibrações, podendo ser percebidos diretamente com os sentidos humanos (*macrossismos*) ou por meio de *Sismógrafos* (*microssismos* e *macrossismos*), que são instrumentos especiais, muito sensíveis, distribuídos pela superfície da Terra nas *estações sismológicas*.

As rochas armazenam energia decorrente de esforços, quando essa energia excede a resistência das rochas, elas se rompem e lançam energia em todas as direções, originando um terremoto. Denomina-se de **Foco** ou **Hipocentro** ao ponto no interior da

Terra, onde as rochas se rompem e ocorre a primeira liberação de energia elástica (mecânica) de um terremoto. O local situado na superfície da Terra, acima do foco (vertical ao foco), é designado de **Epicentro**.

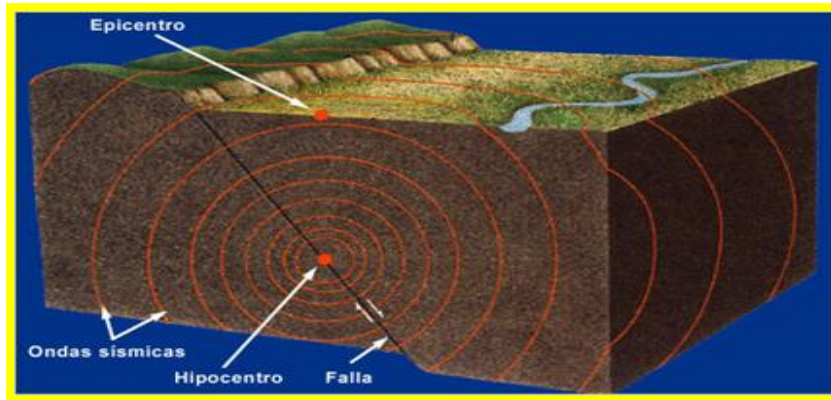


Fig. 50- Geração de um Terremoto com localização do foco e epicentro.

Nos focos dos terremotos são geradas *ondas elásticas* que se propagam através da Terra a grande velocidade em todas as direções, denominadas de **Ondas Sísmicas**. O estudo da propagação dessas ondas bem como dos terremotos e respectivos efeitos, é assunto da **Sismologia** (ramo da *Geofísica*).

Anualmente, registra-se nas estações sismológicas em torno de um milhão de abalos sísmicos, sendo que apenas cerca de cinco mil são perceptíveis pelo homem. Apenas algumas dezenas destes são capazes de produzir danos, caso afetem zonas ocupadas pelo homem. Essa quantidade anual de abalos sísmicos comprova a instabilidade da crosta terrestre, instabilidade maior em certas regiões do que em outras.

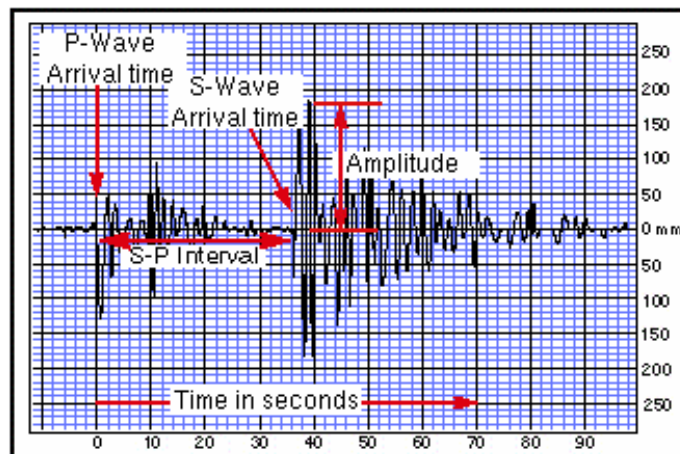


Fig. 51- Sismograma gerado por Sismógrafo, mostrando o registro de chegada das ondas sísmicas durante um terremoto

O estudo interpretativo dos registros de abalos sísmicos (*sismogramas*) obtidos dos *sismógrafos* é de grande importância, não somente ao que diz respeito à parte humana, mas também ao *estudo do interior do nosso planeta*, por onde se propagam as vibrações sísmicas com diferentes velocidades, sofrendo, por isso, *reflexões e refrações*, que

evidenciam a existência de *camadas de diferentes densidades, composições e graus de rigidez*.

Causas dos Terremotos

Os terremotos são originados por três causas principais, motivadas por diferentes processos geológicos:

1- ***Desabamento*** – Os desabamentos de tetos de *cavernas* ou *grutas* produzidos por dissolução de rochas pelas águas subterrâneas (principalmente, em *regiões calcárias*) e os deslizamentos internos de massas rochosas (*acomodação de sedimentos*), causam *abalos sísmicos*, geralmente, *de pequena intensidade e local*, afetando somente a área próxima do colapso. Em regiões vulcânicas pode ocorrer, também, o *colapso de parte do cone* ou *edifício vulcânico*, pelo vazio formado pela saída de grande quantidade de lava, formando-se na parte superior as caldeiras de abatimento. *São terremotos locais de pequena importância*.

2- ***Vulcanismo*** – Nas regiões vulcânicas ocorrem terremotos produzidos *por explosões internas* (decorrentes do escape repentino de gases sob fortes pressões), ou de *colapsos*, ou *acomodações* verificadas nos vazios resultantes da expulsão do magma. Com certa frequência *os tremores de terra antecedem as erupções vulcânicas*. Eles podem ocasionalmente ser intensos, mas mesmo assim, sua propagação é limitada, afetando apenas os arredores da área vulcânica.

3- ***Tectonismo*** – Os *terremotos mais importantes são os causados por tectonismo*, que podem se propagar por toda a Terra. A mais de dois mil quilômetros do foco as vibrações podem ser sentidas sem o auxílio de sismógrafos. A localização geral dos focos desses terremotos coincide, na maioria das vezes, com as áreas afetadas por atividades vulcânicas. *São áreas tectonicamente instáveis, sujeitas a levantamentos, dobramentos e falhamentos*, indicando que os grandes terremotos se originam em *zonas com movimentações tectônicas profundas* (entre 8 a 15 km abaixo da superfície), que produzem rupturas na crosta (*limites de placas*). A quase totalidade dos terremotos tem origem tectônica, associada à ***falhamentos geológicos***.

Medida dos Terremotos

A *distância do foco* em relação ao local atingido pelo terremoto influi na sua intensidade. Esta é tanto menor, quanto maior for a distância do foco ao local considerado. Também a *heterogeneidade litológica* da crosta terrestre determina diferentes graus de intensidade dos abalos sísmicos. Existem duas classificações mais usuais, para medir a *intensidade e a magnitude* dos terremotos:

- ***Escala de Mercalli-Sieberg***, mais útil sob o ponto de vista humano, classifica os terremotos *quanto a sua destrutividade*, em *12 categorias de acordo com a intensidade perceptível aos nossos sentidos* e de acordo com o valor da aceleração do movimento vibratório das ondas que produzem o abalo sísmico. Quanto mais forte o abalo, maior a aceleração.

- **Escala de Richter**, mais geológica do que humana, classifica-os segundo a *quantidade de energia liberada durante um abalo sísmico*, distribuindo a magnitude em logaritmos de 1 a 10. Os valores da escala variam geometricamente. Assim, por exemplo, um abalo de grandeza 8 equivale à energia de 216.000 abalos de grandeza 5, que produzem danos locais mais ou menos próximos da região do epicentro.

A energia que determina a formação dos terremotos é avaliada em função do poder destrutivo e da distância ao epicentro. A energia que produz um terremoto catastrófico é cerca de 200.000 vezes maior do que a energia de um terremoto de intensidade média, sob as mesmas condições de terreno e de distância do epicentro.

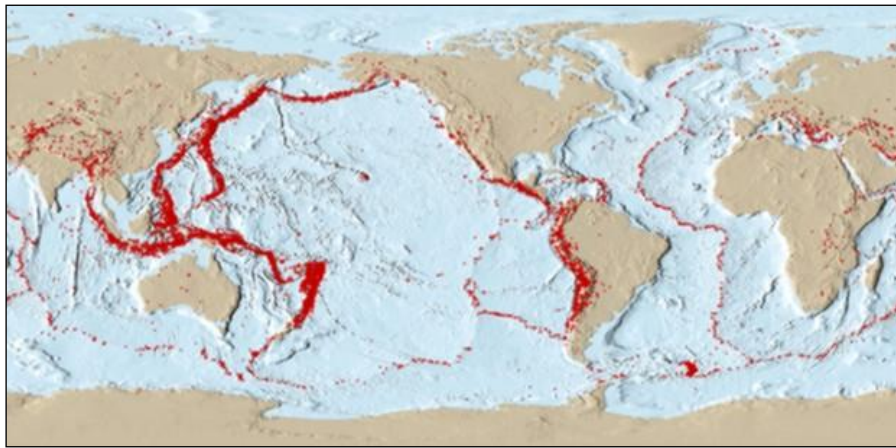


Fig. 52- Áreas (em vermelho) de maior incidência de terremotos na Terra.

Distribuição Mundial dos Terremotos

A ocorrência de terremotos está concentrada em faixas ao redor da Terra, *distribuídos nas mesmas regiões que se concentram as atividades vulcânicas*, principalmente, ao longo das *regiões de encontros de placas tectônicas*, onde ocorre um número elevado de abalos sísmicos. O estudo dos terremotos e de sua distribuição geográfica permite estabelecer de maneira indubitável, sua relação com os *movimentos orogenéticos* mais modernos. Assim, delimitam-se duas grandes faixas sísmicas: a **circumpacífica** e a **mediterrânea ou alpino-himaláia**, que coincide com as grandes cadeias de montanhas terciárias.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS:

- FRANK PRESS et al. – **Para Entender a Terra**. Porto Alegre: Bookman, 2006.
- LEINZ, V. e AMARAL, S.E. – **Geologia Geral**. São Paulo: Companhia Nacional, 1989.
- POPP, J.H. – **Geologia Geral**. Rio de Janeiro: Livros Técnicos e Científicos.
- SBG-NÚCLEO SUDESTE. – **Cartilha – Geologia, Ciência da Terra**. XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro, 1984.
- SKINNER, B.J. & PORTER, S.C. – ***The Dynamic Earth***. New York, J. Wiley, 1995.
- TEIXEIRA, W. et al. - **Decifrando a Terra**. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2 ed., 2009.