

GEOLOGIA

PRESIDENTE DA REPÚBLICA: Dilma Vana Rousseff
MINISTRO DA EDUCAÇÃO: Aloizio Mercadante

SISTEMA UNIVERSIDADE ABERTA DO BRASIL
DIRETOR DE EDUCAÇÃO A DISTÂNCIA DA COORDENAÇÃO DE APERFEIÇOAMENTO
DE PESSOAL DE NÍVEL SUPERIOR – CAPES:
Jean Marc Georges Mutzig

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DO CENTRO-OESTE
UNICENTRO**

REITOR: Aldo Nelson Bona
VICE-REITOR: Osmar Ambrósio de Souza
DIRETOR DO CAMPUS CEDETEG: Juliano Tadeu Vilela de Resende
VICE-DIRETORA DO CAMPUS CEDETEG: Sonia Maria Kurchaidt
PRÓ-REITOR DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO - PROPESP: Marcos Ventura Faria
COORDENADORA NEAD/UAB/UNICENTRO: Maria Aparecida Crissi Knüppel
COORDENADORA ADJUNTA NEAD/UAB/UNICENTRO: Jamile Santinello

SETOR DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS E AMBIENTAIS/GUARAPUAVA

DIRETORA: Jorge Luiz Fávaro
VICE-DIRETOR: Luiz Gilberto Bertotti

CHEFIA DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS BIOLÓGICAS/GUARAPUAVA

CHEFE: Adriana Knob
VICE-CHEFE: João Marcelo Deliberador Miranda

**COORDENAÇÃO DO CURSO DE LICENCIATURA PLENA EM CIÊNCIAS
BIOLÓGICAS**

COORDENADOR DO CURSO: Maria Eliza M. Tomotake
COORDENADOR DE TUTORIA: Cynthia Beatriz Furstenberger

COMITÊ EDITORIAL DO NEAD/UAB

Aldo Bona, Edelcio Stroparo, Edgar Gandra, Jamile Santinello, Kleivi Mary Reali,
Margareth de Fátima Maciel, Maria Aparecida Crissi Knüppel,
Rafael Sebrian, Ruth Rieth Leonhardt.

GISELE PIETROBELLI
ELIZA DO BELÉM TRATZ

GEOLOGIA

REVISÃO ORTOGRÁFICA

Daniela Leonhardt
Maria Cleci Venturini
Soely Bettes
Ruth Rieth Leonhardt

PROJETO GRÁFICO E EDITORAÇÃO

Andressa Rickli
Espencer Ávila Gandra
Luiz Fernando Santos

CAPA

Espencer Ávila Gandra

GRÁFICA UNICENTRO

400 exemplares

Nota: O conteúdo da obra é de exclusiva responsabilidade dos autores.

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	07
INTRODUÇÃO À CIÊNCIA GEOLÓGICA	09
A CROSTA DA TERRA	19
MINERALOGIA, PROPRIEDADES E CLASSIFICAÇÃO DOS MINERAIS E SUAS OCORRÊNCIAS NO BRASIL E NO PARANÁ	27
ROCHAS ÍGNEAS	45
METAMORFISMO E ROCHAS METAMÓRFICAS	59
SEDIMENTOS E ROCHAS SEDIMENTARES	69
SOLOS E PROCESSOS DE EROSÃO	83
REFERÊNCIAS	97

INTRODUÇÃO

O conteúdo exposto neste material traz informações acerca de conceitos básicos de Geologia, ciência que estuda os aspectos físicos internos e externos do planeta Terra. A relação entre os aspectos citados e os processos de evolução da Terra sempre é feita. Não é por acaso que a história do planeta, na Geologia, é contada em Eras. Sim! Cada pedacinho da paisagem avistada guarda um pouco do passado geológico escondido nas rochas ou nos microscópicos minerais que as compõem. Isso, além de tornar a Geologia uma ciência extremamente atraente a torna muito importante para quem pretende saber mais sobre a origem do planeta.

Esses mesmos minerais que fornecem chaves para a interpretação das eras, quando ganham o título de recursos minerais, contribuem com a economia, gerando renda, empregos e também impactos ambientais decorrentes da mineração. Então, que tal avançar no reino mineral e aprender mais sobre ele, antes de entrar em discussões? E as rochas, são todas iguais? Quais os processos geradores, ciclo e ligação com a dinâmica interna da Terra? A ação do tempo e do clima, nessas rochas, é a responsável pela formação dos solos, estudados de acordo com um ramo da ciência denominado de Pedologia.

Um pouco deste conteúdo é exposto neste livro, que conta com os seguintes capítulos temas: introdução à ciência geológica; a crosta terrestre e o ciclo das rochas; mineralogia: propriedades e classificação dos minerais e suas ocorrências no Brasil e Paraná; rochas ígneas, sedimentos e rochas sedimentares; metamorfismos e rochas metamórficas e solos: formação, classificação e erosão.

INTRODUÇÃO À CIÊNCIA GEOLÓGICA

Geologia, do grego *geo*=terra e *logia*=estudo, é a ciência que estuda a Terra, sua composição, estrutura, propriedades físicas, história e os processos que ocorreram e ocorrem no planeta, determinando a sua configuração. Está inserida entre as ciências da Terra.

A Geologia, junto com a Biologia, permite conhecer o meio e o habitat. Por meio delas é possível intervir de maneira responsável nas formas humanas da ocupação, utilização e exploração do meio físico.

OBJETIVOS DA CIÊNCIA GEOLÓGICA

- Estudo das propriedades dos constituintes do interior e da superfície da Terra, em diferentes escalas (temporal e espacial);
- estudo dos processos geológicos que ocorrem no presente e que ocorreram no passado geológico do planeta;
- estabelecimento de procedimentos sustentáveis de utilização dos recursos materiais e fenômenos geológicos como fonte de matéria prima e energia;
- resolução de problemas ambientais causados anteriormente e estabelecimento de critérios para evitá-los.

PRINCIPAIS RAMOS DE ESTUDO DA GEOLOGIA

- Mineralogia – estudo da composição, propriedades, formação e ocorrência dos minerais;
- petrologia – estudo da origem e ocorrência das rochas;
- petrografia – subdivisão da petrologia que estuda a descrição das rochas e análises estruturais;
- geofísica – estuda a estrutura, composição e a dinâmica da Terra por métodos físicos (magnetometria, gravimetria e sismologia);
- geologia marinha – estudo da geomorfologia do substrato oceânico, processos associados à interação entre oceano e continente, feições geomorfológicas costeiras;
- estratigrafia – caracterização das unidades estratigráficas e correlações com os processos evolutivos da Terra;
- paleontologia – estuda a vida no tempo pré-histórico e sua evolução durante o tempo geológico;
- geologia médica – estuda os fatores e riscos geológicos à saúde humana e animal.

UM POUCO A RESPEITO DA HISTÓRIA DA GEOLOGIA

Admite-se que o primeiro marco na evolução da ciência geológica é o filósofo grego Tales de Mileto (624/625-556/558 a.C.), nascido na atual Turquia. Ele expressa uma das leis fundamentais da Geologia: “ [...] a água modifica a face da Terra” (BAHIA, 2015).

Em 79 a.C. o naturalista Plínio, o Velho (33 a 79 a. C.), morre sufocado pelas cinzas do vulcão Vesúvio e seu sobrinho Plínio, o Moço, vinte e cinco anos após faz narrativas detalhadas da erupção, tornando-se o primeiro vulcanologista da história.

Georgius Agrícola (1494-1555), com seu livro Sobre a natureza dos metais, torna-se o pai da mineralogia.

Nicolaus Steno (1638-1686) estabelece três princípios básicos da estratigrafia: Lei da Sobreposição de Estratos e os princípios da Horizontalidade Original e Continuidade Lateral dos estratos. Em Geologia, os seus estudos abrangem a Mineralogia e a Paleontologia.

O agrimensor William Smith (1769-1839), com base em inúmeras anotações, conclui que cada estrato de rocha contém fósseis que lhe são

específicos e estabelece a correlação de camadas de rochas situadas a vários quilômetros de distância.

James Hutton (1726-1797) propõe o princípio do uniformitarismo (atualismo) e Charles Lyell (1797-1875) a defende na obra Princípios de Geologia.

Georges Cuvier (1769 – 1832) propõe a Teoria das Revoluções ou Catástrofe – o catastrofismo.

Não pode ser negligenciado, aqui, o Neocatastrofismo como modo de pensar a Geologia.

O meteorologista alemão Alfred L. Wegener (1880-1930), em 1912, propõe a Teoria da Deriva Continental, baseado em evidências geológicas, paleontológicas, paleoclimáticas. A teoria propõe a existência de um continente único chamado Pangea (cerca de 200-150 milhões de anos atrás) que, fragmentando-se, dá origem aos continentes atuais. Entretanto, suas ideias não são bem aceitas no meio científico e é esquecida até as décadas de 50 e 60, quando surge a Teoria da tectônica de placas (TASSINARI, 2000).

Os pressupostos fundamentais da tectônica de placas são: a superfície da Terra é dividida em cerca de 12 placas principais e outras menores; os limites entre as placas podem ser construtivos, destrutivos e transcorrentes, cada um deles definindo atividades diferentes que resultam em produtos diferentes e as placas abrangem tanto terrenos continentais como oceânicos (fundo dos mares) (TASSINARI, 2000). A tectônica de placas constitui, nas últimas décadas, um paradigma para a Geologia.

ATIVIDADE 1

Que tal buscar conhecer mais sobre os princípios do Catastrofismo, Atualismo, e Neocatastrofismo? Pesquise também se há relação entre esses princípios e a Biologia.

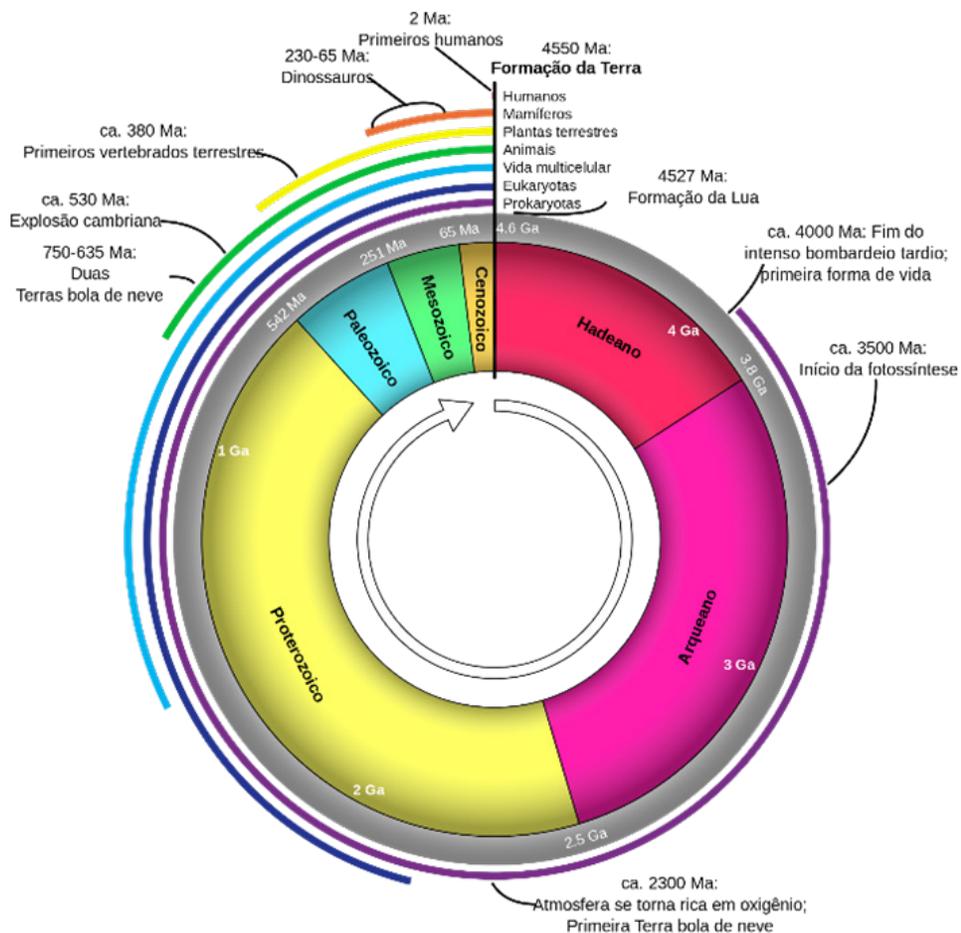
TEMPO GEOLÓGICO E A FORMAÇÃO DA TERRA

A idade da Terra é estimada em aproximadamente 4,6 bilhões de anos e esse intervalo de tempo, compreendido desde o início da formação do planeta até o tempo presente, é chamado de tempo geológico. Ele integra intervalos menores de tempos denominados eons, eras, períodos, épocas e idades.

O eon corresponde a um grande período de tempo. A história da Terra é formada por quatro eons: o Hadeano, o Arqueano, o Proterozoico e o Fanerozoico. Os três últimos são divididos em eras geológicas. A era geológica representa um grande período de tempo marcado pelo posicionamento e caracterização de continentes e oceanos, bem como pela organização da vida. Na sequência tem-se a divisão da era em períodos, estes divididos em épocas e estas divididas em idades.

Pode ser considerado um Supereon o período de tempo desde o início da formação da Terra até aproximadamente 550 milhões de anos atrás, portanto representa a maior parte do tempo geológico da Terra (cerca de 88% da história do planeta). Essa relação de tempo é observada na Figura 1. O Supereon é dividido em três eons: Hadeano – de 4,6 a 4,0 bilhões de anos; Arqueano- de 4,0 a 2,5 bilhões de anos – é dividido em 4 eras: Eoarqueano, Paleoarqueano, Mesoarqueano e Neoarqueano; Proterozoico – de 2,5 bilhões a 550 milhões de anos – é dividido em 3 eras Paleoproterozoico, o Mesoproterozoico e o Neoproterozoico.

FIGURA 1: ERAS GEOLÓGICAS E IDADES



FONTE: BRASIL, MAST (2015).

EON HADEANO

No Eon Hadeano a Terra apresenta uma superfície quente e fundida, a atmosfera contém, basicamente, dióxido de carbono, portanto, com condições adversas para suportar a vida.

EON ARQUEANO

No Eon Arqueano, o interior da Terra é muito quente, porém, na superfície as temperaturas não são muito diferentes das atuais, porque, acreditam os astrônomos, o sol era 1/3 menos quente que hoje. Das rochas formadas nesse Eon, poucas existem hoje. As atividades vulcânicas são consideravelmente maiores que as atuais. A atmosfera, rica em dióxido de carbono (CO₂) e praticamente sem oxigênio. A vida no Arqueano já existia, mas era representada provavelmente pelos procariontes. Cianobactérias formaram tapetes, que são os estromatólitos e estão preservados até hoje.

FIGURA 2: COLUNA GEOLÓGICA SIMPLIFICADA.

EONS	ERAS	PERÍODOS	Épocas	
Fanerozoico	Cenozoico	Quaternário	Holoceno	
			Pleistoceno	
		Neogeno		
	Paleogeno			
	Mesozoico	Cretáceo		
		Jurássico		
		Triássico		
	Paleozoico	Permiano		
		Carbonífero		
		Devoniano		
		Siluriano		
Ordoviciano				
Cambriano				
Proterozoico	Neoproterozoico			
	Mesoproterozoico			
	Paleoproterozoico			
Arqueano	Neoarqueano			
	Mesoarqueano			
	Paleoarqueano			
	Eoarqueano			
Hadeano				

O Arqueano divide-se em quatro eras: Eoarqueano (3,85-3,6 bilhões de anos), fase em que a Terra é bastante atingida por meteoritos. Paleoarqueano (3,6 a 3,2 bilhões de anos), quando os primeiros continentes começam a se definir. Ao final dessa era, estima-se a ocorrência de um supercontinente, chamado Vaalbara. Registros de bactérias de 3,46 bilhões de anos bem preservadas são encontrados na Austrália. No final do período Mesoarqueano (3,2 a 2,8 bilhões de anos) o supercontinente Vaalbara parte-se. Os estromatólitos estão bastante disseminados na Terra. Neoarqueano (2,8 a 2,5 bilhões de anos): dessa era existem preservadas algumas bacias de sedimentação e evidências de fraturas intracontinentais, choque de placas e ciclos orogênicos. Nas águas oceânicas profundas são depositadas formações ferríferas bandadas.

EON PROTEROZOICO

Começa há 2,5 bilhões de anos e se estende até 540 milhões de anos atrás. É uma fase de transição, em que o oxigênio se acumula na litosfera, formando óxidos, principalmente de silício e ferro. As camadas de óxido de ferro formam-se, sobretudo, em torno de 2,5 a 2 milhões de anos. Surgem os eucariontes e, um bilhão de anos atrás, muitos outros tipos de algas aparecem. Cerca de 900 milhões de anos atrás os continentes estavam reunidos numa única massa continental, chamada Rodínia, que se fragmenta no final desse eon. O Proterozoico é dividido em três eras: Paleoproterozoico (de 2,5 a 1,6 bilhões de anos), quando surgem os primeiros seres eucariontes; Mesoproterozoico (de 1,6 a 1,0 bilhão de anos), era em que se forma o supercontinente Rodínia e surge a reprodução animal sexuada; Neoproterozoico (1,0 bilhão de anos a 540 milhões de anos): no final dessa era termina o eon Proterozoico e a longa fase da história da Terra que se chamava, até recentemente, de Pré-Cambriano. Esse nome compreende o conjunto dos três eons mais antigos da história do planeta, intervalo que abrange nada menos que 7/8 da história da Terra. Dos períodos desse eon, merece destaque o mais recente, o Ediacarano, pela importância dos fósseis da Biota Ediacarana.

EON FANEROZOICO

Eon Fanerozoico se estende de 540 milhões de anos até os dias atuais, e é caracterizado por abrigar a vida. É formado por três eras: Paleozoica, Mesozoica e Cenozoica.

ERA PALEOZOICA

Do grego: paleo = antiga + zoico = vida, dura de 540 a 248,2 Ma. Essa era é marcada por dois grandes eventos da história biológica do planeta: o início da expansão da vida, no começo da era, e a maior extinção em massa que o planeta já presenciou, no final do Paleozoico. A Era Paleozoica se divide em seis períodos: Cambriano, Ordoviciano, Siluriano, Devoniano, Carbonífero e Permiano.

Durante o paleozoico, as placas litosféricas dividem-se em Laurentia (atual América do Norte), Báltica (atual Europa), Sibéria e Gondwana. Essas porções são bastante retrabalhadas durante essa era. O Gondwana está posicionado no polo sul e há uma série de transgressões e regressões marinhas. A colisão dessas massas continentais gera cadeias de montanhas (que não existem mais) e a própria fusão dos continentes que leva à formação do supercontinente chamado Pangea. Esse continente tinha uma disposição alongada, estendendo-se do polo norte ao polo sul. O restante da superfície da Terra é coberto por um grande oceano chamado Panthalassa (do grego pan = todo + thalassa = oceano), com exceção de um pequeno mar a leste de Pangea, chamado Tethys (que hoje é representado pelo Mar Mediterrâneo). Durante a Era Paleozoica, nos blocos Laurentia, Báltica e Sibéria ocorrem diversas orogenias (processo de formação de montanhas). No bloco Gondwana, chega ao fim o Ciclo Orogênico Brasileiro - Panafricano (830 - 480 milhões de anos). A partir de então, grande parte desse continente passa por um período de calma tectônica representado, no Brasil, pelas extensas bacias sedimentares do Amazonas, Paraná e Parnaíba. Essas bacias se iniciam com uma fase de sedimentação marinha (Ordoviciano-Devoniano), passando para uma sedimentação mista (Carbonífero) e depois continental (Permiano ao Jurássico) (SCHOBENHAUS et al., 1984). Já a margem oeste do Gondwana não experimenta as mesmas condições de calma, há a acreção de vários blocos crustais que resulta em diferentes orogenias.

ERA MESOZOICA

Do grego meso = meio ou intermediário e zoica = vida, é dividida em três períodos: Triássico, Jurássico e Cretáceo. O limite inferior do Mesozoico é marcado por uma grande extinção em massa, de causas imprecisas, mas de alguma forma relacionadas a uma intensa glaciação que afetou o planeta. Da mesma forma, ocorre, no limite superior da era Mesozoica, outra grande extinção, que é atribuída ao impacto de um meteoro, em Chicxulub, na península

de Yucatan, México (seu diâmetro teria cerca de 170 Km). Além da onda de choque e calor, posteriormente o impacto forma uma espessa nuvem de poeira responsável por mudança no clima da Terra, bloqueando a fotossíntese, e quebrando a cadeia alimentar. Apesar dessas duas grandes extinções em massa, na Era Mesozoica ocorre o maior desenvolvimento dos grandes répteis e o surgimento das primeiras aves e plantas com flores.

O Pangea existiu no início da era Mesozoica (figura 3), contudo no final do período Triássico, esse supercontinente fratura-se no processo de rifteamento que origina o oceano Atlântico e também os continentes existentes hoje. No Brasil, a quebra do supercontinente Pangea gera uma importante feição geotectônica: o Sistema de Rifts do Leste do Brasil, com suas várias bacias marginais. Esses processos distensivos predominam durante quase todo o Mesozoico, mas, no final do Período Cretáceo, recomeçam as colisões na região circumpacífica, e iniciam as orogenias na América do Norte (colisão entre a placa do Pacífico e a América do Norte) e na América do Sul (colisão entre a placa de Nazca e a América do Sul).

FIGURA 3: POSIÇÃO DAS SUPERFÍCIES CONTINENTAIS NO SUPERCONTINENTE PANGEA



FONTE: ROGERS (1996)

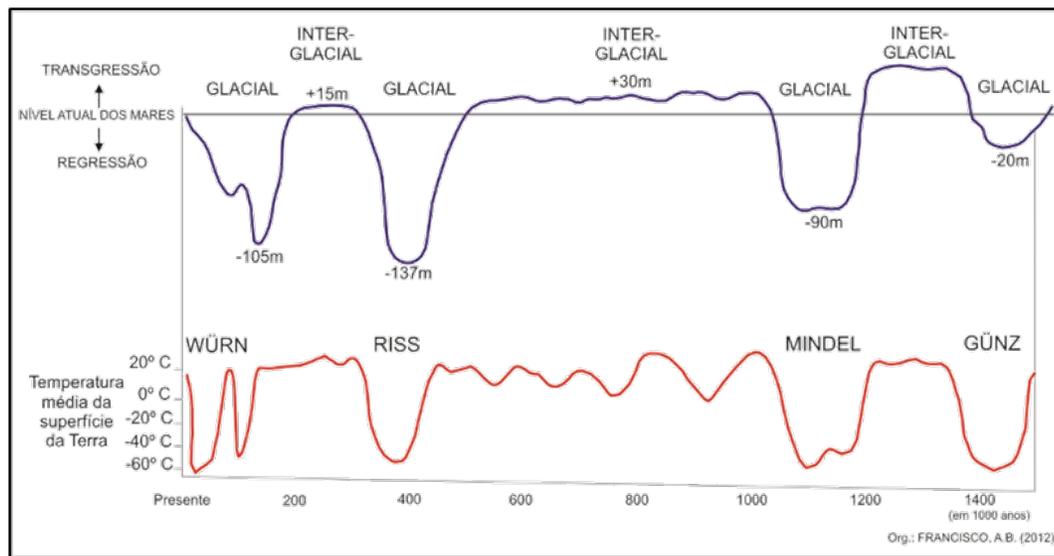
ERA CENOZOICA

Do grego ceno= recente e zoico=vida, inicia há 65,5 milhões de anos e estende-se até os dias atuais. Atualmente o Cenozoico é dividido em três períodos: 1) - Paleogeno (de 65,5 milhões de anos a 23,03 milhões de anos atrás), compreendendo as épocas Paleoceno, Eoceno e Oligoceno. 2) - Neogeno (de 23,03 milhões de anos a 2,6 milhões de anos atrás), com as épocas Mioceno e Plioceno. 3) - Quaternário (de 2,6 milhões de anos atrás até ao presente), com as épocas Pleistoceno e Holoceno.

É a partir do Cenozoico que a Terra assume a configuração existente no presente. Há intensas atividades vulcânicas e formação de cadeias de montanhas como os Andes e os Alpes. A separação do Pangea mantém durante toda essa era. O Cenozoico se caracteriza como uma era de resfriamento a longo prazo, com um leve aquecimento no Mioceno. Ocorre uma forte explosão evolutiva dos mamíferos, diversificação de angiospermas e gramíneas.

O Quaternário é a época atual. Há muitos estudos referentes às mudanças climáticas, pois o Pleistoceno é marcado por diversos períodos glaciais (resfriamento) e interglaciais (aquecimento). A figura 4 mostra esses eventos nos últimos 1,5 milhão de anos.

FIGURA 4: PERÍODOS GLACIAIS E INTERGLACIAIS A PARTIR DE 1,5 MA A.P.



FONTE: POP (1994)

A proposição mais aceita a respeito da causa das glaciações diz respeito aos Ciclos Milankovitch que alteram taxas de radiação solar, produzindo variações de temperatura:

- Excentricidade da órbita (100.000 anos);
- Inclinação do eixo (41.000 anos);
- Precessão dos equinócios (23.000 anos).

OHomo sapiens espalha-se pela Terra e estima-se que a sua chegada aos continentes coincide com a extinção da megafauna. O início do Holoceno registra o fim das glaciações e é a época atual.

CONSIDERAÇÕES

Esta breve apresentação da história e evolução do planeta coloca em evidência a dinamicidade do planeta Terra desde o início de sua formação. Muitos eventos que ocorrem ao longo de sua evolução não se repetirão, portanto, muitos recursos naturais que hoje são explorados exaustivamente não terão outro ciclo de formação. Ainda são enfatizados os processos dinâmicos (endógenos e exógenos) que estão presentes e moldam o planeta.

ATIVIDADE 2

Um dos temas mais complexos na Geologia diz respeito ao tempo geológico. A compreensão dessa ampla dimensão de tempo torna-se difícil tanto para crianças como para adultos. Assim, pesquise sobre as diferentes formas de representar, por analogia, toda essa dimensão de tempo de bilhões de anos. Pesquise as formas de datação de rochas e sedimentos orgânicos.

A CROSTA DA TERRA

Para entender um pouco a respeito da crosta da Terra, há que pensar que essa é apenas uma das diferentes partes da estrutura do planeta.

No início da formação do planeta, dois processos são fundamentais para sua evolução e constituição: a acreção e a diferenciação. A acreção, em astrofísica, significa processo físico de acumulação de matéria que é incorporada ou aglutinada ao redor de um corpo já formado (MOURÃO, 1987). Assim, o planeta recebe contribuição de material externo disperso pelo espaço e proveniente da nebulosa solar. A acumulação aumenta a massa e a força gravitacional da Terra.

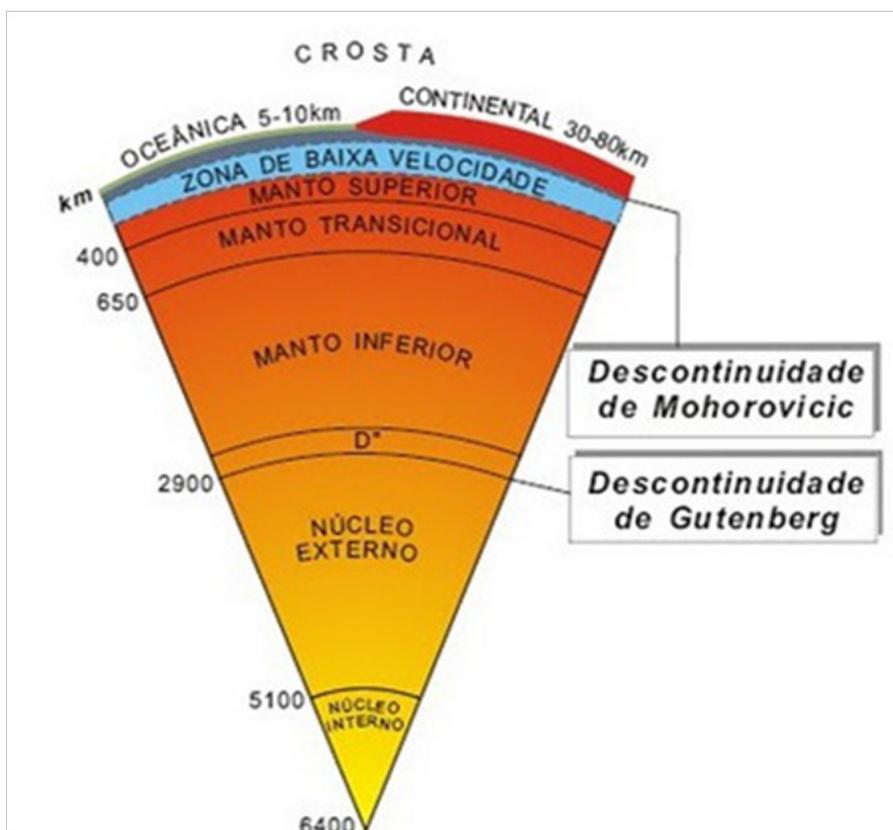
O cenário inicial é a Terra fundida, com elevada energia interna e em movimento no Sistema Solar. Assim, como consequência principal, há a estruturação interna do planeta por meio de reorganização de compostos químicos, definida pela densidade dos compostos e pela temperatura e pressão de equilíbrio. Forma-se então uma crosta fundida (oceano de lava) e o interior é aquecido até uma fase menos densa em que seus componentes movem-se. Os materiais mais densos mergulham para o centro e os menos densos flutuam para a superfície, resultando na diferenciação de materiais que origina as diferentes camadas da Terra, dispostas de forma concêntrica e densidade crescente da crosta para o interior (figura 1).

O INTERIOR DA TERRA

O interior da Terra apresenta sucessão de camadas concêntricas que podem ser divididas pelas suas características físicas ou pelas suas características químicas. De acordo com as propriedades químicas, o planeta é dividido da seguinte forma:

- Núcleo: interno (sólido) e núcleo externo (líquido);
- manto: sólido, composto por silicatos de Fe-Mg. O núcleo externo e o manto inferior estão separados pela Descontinuidade de Gutenberg;
- astenosfera: situa-se abaixo da litosfera, inclui parte do manto superior e da zona de transição (entre mantos superior e inferior), apresenta comportamento plástico e transmite calor por convecção;
- litosfera: capa rígida consolidada da Terra composta pela crosta (Continental e Oceânica) e parte do manto superior;
- tectosfera: parte da Terra envolvida nos processos tectônicos inclui a litosfera e parte superior da astenosfera.

FIGURA 1 : ESTRUTURA DE CAMADAS CONCÊNTRICAS DA TERRA



FONTE: PACCA E McREATH (2000).

As camadas externas da Terra são divididas em cerca de 12 grandes placas litosféricas e por mais de uma dezena de placas menores (Figura 2). Essas placas interagem entre si e se reciclam, ao longo do tempo geológico.

FIGURA 2: AS PRINCIPAIS PLACAS TECTÔNICAS



FONTE: BAUMANN (2008).

A litosfera tem embutido em si um conceito dinâmico e só faz sentido referir-se a ela ao se considerar a movimentação de placas tectônicas. Ela envolve a crosta rígida e a parte superior do manto, com comportamento reológico plástico. É essa base da litosfera que permite sua movimentação e ela está localizada a profundidades variáveis (100-300 Km nas dorsais oceânicas e até a 700 Km nas zonas subducção). Sua espessura se espessa ou se adelga de acordo com o comportamento das isothermas.

O manto situado abaixo da crosta, até aproximadamente 2.900 km de profundidade, é usualmente dividido em manto superior e manto inferior. Essa divisão é baseada na diferença de velocidade das ondas sísmicas, condições de solidez e rigidez. De modo geral, pode-se dizer que quanto maior a profundidade maior a temperatura, densidade, pressão e velocidade das ondas sísmicas (DUFFY, 2008).

Em muitos modelos quantitativos de rifteamento, entende-se que a litosfera é composta por múltiplas camadas de diferentes comportamentos reológicos. É uma estratificação vertical em que, nas camadas superiores, predominam os falhamentos, nos quais o esforço excede a resistência friccional e abaixo, nas camadas mais dúcteis, a deformação é descrita de acordo com as leis de potência reológica termodependentes (KEAREY *et al.* 2014).

As placas estão em constante movimentação, embora de forma muito lenta (como a velocidade de crescimento das unhas), de poucos centímetros por ano. A movimentação das placas tectônicas implica na formação de rochas ígneas distintas, relacionadas aos limites entre as placas, conforme mostra o quadro 1.

Quadro 1 - LIMITES DE PLACAS E ATIVIDADES ÍGNEAS	
Margens de placas construtivas	Ocorre nas dorsais meso-oceânicas atreladas ao movimento de separação de duas placas. Nessas áreas, o magma ascende formando uma nova crosta oceânica.
Margem de placas destrutivas	Duas placas convergem de modo que uma afunda sob a outra em regiões da litosfera oceânica (arcos de ilha) e margens continentais ativas. Nesse processo, a placa que 'afunda' é reabsorvida no manto ou destruída. Esse processo dá origem a uma ampla variedade de magmas.
Margem de placas conservativas	Uma placa desliza sobre a outra de modo que a litosfera não é criada nem destruída. A atividade ígnea é reduzida.
Zonas de Colisão	Onde dois arcos de ilha ou margens continentais colidem desencadeando intensa atividade ígnea extrusiva e intrusiva.
Interior de placa	Associada a uma corrente convectiva (<i>hot spot</i>) que ascendeu e espalhou-se de forma anômala, provocando a fusão do manto e ascensão do material magmático até a superfície. É associada a vale de rifte da África e vulcões havaianos.

FONTE: JERRAM E PETFORD (2014).

A CONSTITUIÇÃO DA CROSTA

CROSTA CONTINENTAL

A crosta continental é considerada o arquivo chave para conhecer os processos e as mudanças que ocorreram na Terra desde a sua formação. A rocha mais antiga preservada tem idade de 4,17 bilhões de anos. Contudo, apenas 7% da crosta continental preservada apresenta idade superior a 2,5 bilhões de anos. O grande desafio é desvendar os grandes acontecimentos na geração da crosta a partir de pequenos fragmentos (HAWKESWORTH *et al.*, 2010).

As características da crosta são resultantes diretos ou indiretos dos movimentos da litosfera. A crosta superior apresenta comportamento rígido. Separando a crosta superior da crosta inferior, existe a Descontinuidade de Conrad, com profundidades que variam de 10 a 25 km nos continentes (sendo entre 50 e 70 km sob cinturões orogênicos) e entre 50 e 70 km sob os cinturões orogênicos. A crosta inferior apresenta maior densidade que a superior, maior produção de calor e menor viscosidade. Por meio da sísmica de reflexão inferese que a crosta inferior é caracterizada por estrutura lamelar e de mergulhos baixos ou horizontais.

Curiosidade: O Arquipélago de São Pedro e São Paulo, no Brasil, é a única localidade do mundo em que ocorre a exposição *in situ* do manto acima do nível do mar (SCHIEL et al. 2008).

A crosta continental é caracterizada pela predominância de rochas quartzo-feldspáticas e tem composição global semelhante a do granito (silicatos aluminosos). Em comparação com a crosta oceânica, ela é mais espessa, muito mais antiga e menos densa. Ela é constituída por rochas ígneas (de basálticas a graníticas), rochas sedimentares e metamórficas. Dentre os elementos químicos, dez deles fazem parte de 99% da constituição da crosta (Quadro 2).

QUADRO 2: COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA CROSTA TERRESTRE

COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA CROSTA			
Composto	Fórmula	Composição %	
		Continental	Oceânica
Sílica	SiO ₂	60,2	48,6
Alumina	Al ₂ O ₃	15,2	16,5
Óxido de cálcio	CaO	5,5	12,3
Óxido de magnésio	MgO	3,1	6,8
Óxido de ferro (II)	FeO	3,8	6,2
Óxido de sódio Na ₂ O 3.0% 2.6%	Na ₂ O	3,0	2,6
Óxido de potássio K ₂ O 2.8% 0.4%	K ₂ O	2,8	0,4
Óxido de ferro (III) 2.5% 2.3%		2,5	2,3
Água H ₂ O	H ₂ O	1,4	1,1
Dióxido de carbono	CO ₂	1,2	1,4
Dióxido de titânio	TiO ₂	0,7	1,4
Pentóxido de fósforo	P ₂ O ₅	0,2	0,3
Total		99,6	99,9

A sísmica de reflexão revela que a crosta inferior é marcada por estrutura lamelar e de mergulhos baixos ou horizontais, em contraste com a crosta superior e com o manto superior.

CROSTA OCEÂNICA

A crosta oceânica tem constituição principal de rochas vulcânicas, subvulcânicas e plutônicas básicas e também rochas sedimentares. É reconhecida como crosta basáltica por predominar rochas basálticas (o que determina uma densidade maior dessa crosta em comparação com a continental) e tem como elementos principais os silicatos magnesianos. Sua espessura média varia entre 5 e 10 km. As rochas mais antigas dessa crosta têm idade de cerca de 180 milhões de anos, indicando que ela está em constante renovação através das dorsais meso-oceânicas (*ridges*), que geram uma estrutura ofiolítica.

ATIVIDADE

Pesquise a respeito da distribuição dos diferentes tipos de rochas nas crostas continental e oceânica com suas respectivas proporções.

CICLO DAS ROCHAS

Dentre as várias definições de ciclo, a mais adequada ao estudo do ciclo das rochas é aquela que trata o ciclo como uma sequência de fenômenos que se repetem ou se renovam.

O ciclo das rochas (Figura 3) constitui um processo contínuo de transformação de um determinado tipo de rocha em outro. Isso ocorre em razão dos diferentes processos geológicos que ocorrem na superfície da crosta e no interior da Terra.

FIGURA 3: REPRESENTAÇÃO DO CICLO DAS ROCHAS - ESSE CICLO DE PROCESSOS FOI IDENTIFICADO PRIMEIRAMENTE POR JAMES HUTTON



FONTE: UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO (2015)

Uma vez que as rochas tenham se formado a partir da consolidação do magma incandescente que revestia a Terra no início de sua formação, as rochas ígneas são representantes das fases iniciais do ciclo das rochas (PACCA; MCREATH, 2000).

A moderna Tectônica de Placas compreende as inter-relações entre os processos geológicos, como vulcanismo, magmatismo, metamorfismo, sismos, erosão e sedimentação. Nessa perspectiva, assume-se que as placas tectônicas, ao se movimentarem, desencadeiam outros processos dinâmicos e, simultaneamente na superfície, processos geológicos de caráter climático transformam as rochas e o modelado terrestre (CARNEIRO *et al.*, 2009).

Nessa ciclagem, os materiais envolvidos (rochas, sedimentos, solos) são produtos do ciclo e cada uma das etapas representa o ponto de partida para outra.

Carneiro *et al.* (2009) estabelecem diferentes ciclos e processos envolvidos, porém fazem sua classificação de acordo com o tempo envolvido. Assim, tem-se:

Ciclos de duração extremamente longa – que envolvem dezenas de milhões a bilhões de anos, como formação de continentes, de ilhas, cadeias de montanhas, transgressões e regressões de escala continental, surgimento da vida, evolução de espécies.

Ciclos de duração longa – ocorrem algumas dezenas a milhares de anos até alguns milhões de anos. Trata-se de ciclos climáticos globais, formação de solo espesso, intemperismo químico, variações eustáticas de mais de 100m, inversão do campo magnético

Processos de duração média – decorridos de séculos a poucos milhares de anos. Nesta categoria há variações climáticas globais, variações da linha da costa, depósitos tecnogênicos (lixo, esgotos, efluentes e rejeitos), formação de camada de solo delgada (0,5 a 2 m)

Processos de duração curta – medidos em meses, anos ou décadas. Nesse tempo ocorrem variações climáticas sazonais, crescimento anual de vegetais e animais, formação de camada de húmus no solo, poluição de água e ar.

Processos de duração muito curta – transcorridos em meios-dias, dias, semanas. Como exemplo os autores citam as variações de marés, variação diurna da temperatura, tempestades, deslizamentos, atividades vulcânicas.

Períodos excessivamente curtos – medidos em segundos, minutos ou horas. Tempestades, tornados, tsunamis, deslizamentos, avalanches, incêndios.

Com essa reciclagem, interpreta que as rochas têm em si o registro da história, como se fosse o seu DNA. Os recursos nos diferentes campos da mineralogia e geologia possibilitam refinar as interpretações acerca da gênese ou etapas na evolução de minerais e rochas.

O motor de transformação das rochas envolve três tipos de energia: a proveniente do sol, a energia oriunda do interior da Terra e a gravidade. (CARNEIRO *et al*, 2009).

Para entender um pouco mais sobre o assunto, nos próximos capítulos são tratadas as propriedades dos minerais e dos tipos de rochas e seus processos geradores.

MINERALOGIA, PROPRIEDADES E CLASSIFICAÇÃO DOS MINERAIS E SUAS OCORRÊNCIAS NO BRASIL E NO PARANÁ

O objetivo cerne deste capítulo é apresentar, em um primeiro momento, os conceitos básicos sobre mineralogia, a ciência dos minerais. Desse modo, o texto traz informações fundamentais sobre o que é um mineral, principais formas de empacotamento dos átomos por meio de ligações químicas, formas associadas e respectivo agrupamento dentro dos sistemas cristalinos e propriedades físicas essenciais para a classificação macroscópica (a olho nu) de um mineral (Figura 1).

FIGURA 1: CRISTAL DE QUARTZO



FOTO: ELIZA TRATZ

A ocorrência e a diferença entre minerais e recursos minerais serão apresentadas em um segundo momento junto com as discussões acerca do aproveitamento econômico e questões ambientais desses recursos no Brasil e no Estado do Paraná.

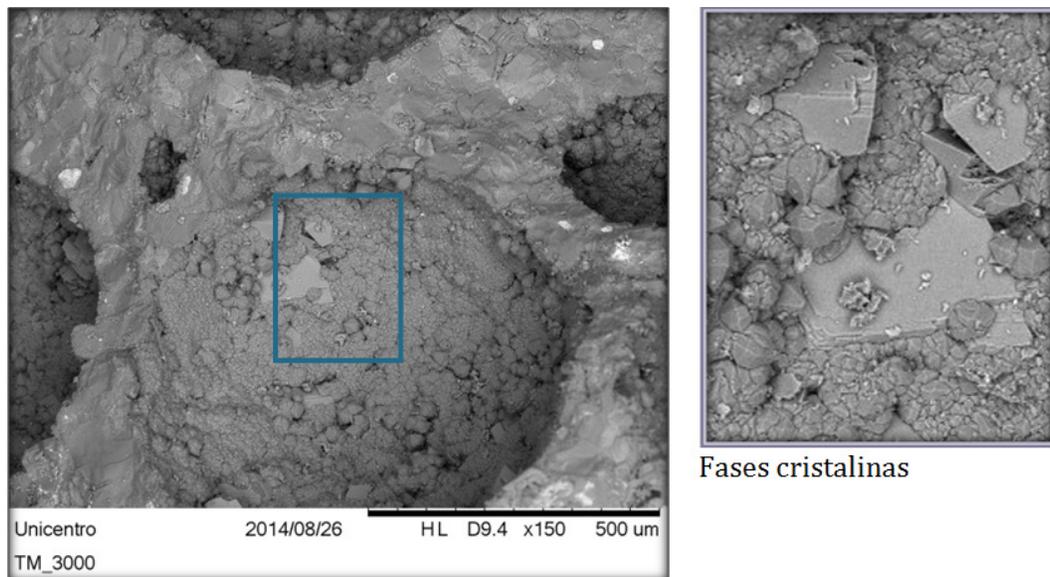
SOBRE MINERAIS

Os minerais em geral são estruturas cristalinas sólidas, com exceção do mercúrio (Hg), encontrado em temperatura ambiente em estado líquido. Dentro desse conceito, a água (H₂O) em estado sólido (gelo) pode ser considerada um mineral enquanto que a água em estado líquido, não. Resultado, a água não é um mineral, mas o gelo dos cristais de neve e das geadas de inverno, sim! Porque um mineral para ser mineral, além de ser sólido precisa ter a estrutura cristalina formada naturalmente através de ligações químicas, de átomos (ou íons), ter composição química relativamente homogênea, arranjo atômico ordenado e repetitivo revelado pela morfologia (forma) do cristal que tende a seguir um padrão geométrico passível de ser agrupado em um de sete sistemas cristalinos (KLEIN e DUTROW, 2012).

Quando o arranjo atômico entre os elementos químicos ocorre de forma assimétrica e sem ordenação definida a longo alcance, são formadas estruturas amorfas (sem forma) caso dos líquidos, gases e do vidro vulcânico que, diferente dos minerais, apresentam constituição química bastante variável (PRESS *et al* 2006, MADUREIRA *et al* ,2009; KLEIN e DUTROW, 2012).

A figura 2 mostra matriz de rocha (vítrea) amorfa, associada a fases cristalinas secundárias, na qual é possível observar a forma dos minerais. Essa imagem foi obtida com auxílio de microscópio eletrônico de varredura, equipamento que permite ampliar em até 3000 vezes um sólido, mostrando com exatidão a morfologia de um mineral e composição química por meio de detectores de Raios X.

FIGURA 2: ESTRUTURA AMORFA E CRISTALINA. NA IMAGEM É OBSERVADO MATRIZ AMORFA E CRISTAIS ROMBOEDROS DE CALCITA E HEXAGONAIS DE QUARTZO PREENCHENDO A CAVIDADE. IMAGEM OBTIDA EM MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA-MEV-LABORATÓRIO DE MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA DA UNICENTRO- DEPARTAMENTO DE QUÍMICA.

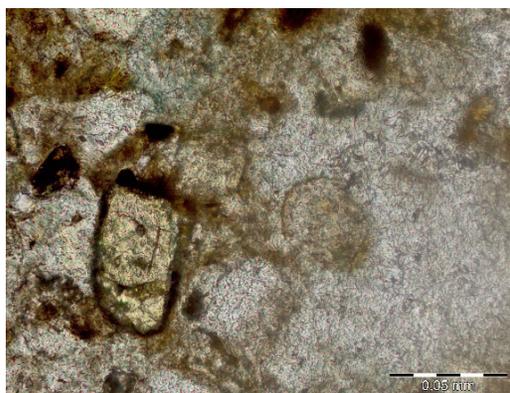


FONTE: BANCO DE DADOS DE PESQUISA DE ELIZA TRATZ

As estruturas amorfas, assim como sólidos oriundos de processos biogênicos, como as pérolas, não são consideradas minerais, sendo denominados de mineraloides.

Em alguns casos, o mineral pode ter a estrutura cristalina destruída pela desintegração e consequente liberação de energia radioativa de elementos que o compõem, caso do zircão (Figura 3) em que o processo de desintegração libera Urânio (U) e Tório(Th) “levando à perda da ordem atômica interna e morfologia externa” (KLEIN e DUTROW, 2012,p.28).

FIGURA 3 - CRISTAL DE ZIRCÃO. IMAGEM OBTIDA EM MICROSCÓPIO PETROGRÁFICO (LUZ NATURAL).



FONTE: BANCO DE DADOS DE PESQUISA DE ELIZA TRATZ.

UM POUCO SOBRE LIGAÇÕES QUÍMICAS

Quando se fala em mineral, não há como deixar de lado as ligações químicas, pois é através dessas ligações que os átomos são empacotados, resultando em características estruturais (estrutura cristalina), químicas e físicas distintas, que permitem a identificação do mineral. A tabela 1 (na página a seguir) mostra as ligações químicas mais comuns, suas características e minerais provenientes do processo.

TABELA 1: CARACTERÍSTICAS DAS LIGAÇÕES QUÍMICAS

TIPO DE LIGAÇÃO QUÍMICA	CARACTERÍSTICAS	EXEMPLOS DE MINERAIS
Ligações iônicas ou eletrostáticas	Cátions (íons com carga +) e ânions (íons de carga -) se unem. Os cristais resultantes destas ligações apresentam dureza moderada a alta, variando de acordo com a distância interiônica e da carga, São maus condutores elétricos no estado sólido.	Halita (NaCl); Fluorita (CaF ₂).
Ligações Covalentes	Ocorre o compartilhamento de elétrons com os átomos que os circundam e na maioria das vezes apresentam eletronegatividade similar e alta. Os cristais apresentam grande dureza e fragilidade, são bons isolantes em estado sólido e de fusão.	Diamante (C), esfarelita (ZnS), moléculas de O ₂ e grafita (ligação fraca) .
Ligações Metálicas	Esse tipo de ligação caracteriza-se pela formação de íons positivos e elétrons livres de valência. Os elétrons de valência não apresentam afinidade com nenhum núcleo particular, portanto circulam livres dentro e fora da estrutura, sem manter o mecanismo de ligação. A estrutura cristalina é mantida por uma nuvem ou mar de elétrons A dureza dos cristais formados por esse tipo de ligação varia de baixa a moderada, podendo apresentar alta plasticidade, e maleabilidade. São excelentes condutores (transporte por elétrons).	Ouro (Au), cobre (Cu), prata (Ag) entre outros metais.
Ligação de Wan der Waals	É a mais fraca das ligações químicas. Nesse tipo de ligação, as unidades e estruturas possuem pequenas cargas residuais que se distribuem assimetricamente. Dependendo da força de ligação dos átomos de um mineral ocorre o empacotamento dos átomos, de forma mais ou menos compacta. As ligações menos compactadas são formadas por ligações de cargas opostas e normalmente são indicadas no mineral pela direção da clivagem. Os cristais normalmente são moles, apresentando alguma plasticidade.	Enxofre (ligação fraca); grafita (ligação fraca).

DADOS EXTRAÍDOS DE MADUREIRA *ET AL* ,2009 E KLEIN E DUTROW, 2012.

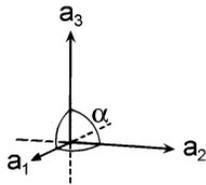
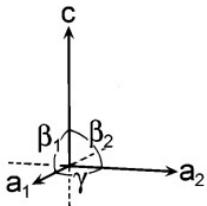
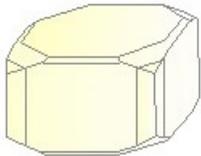
O que é preciso saber para identificar um mineral macroscopicamente?

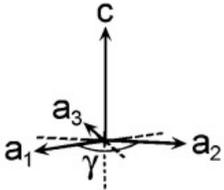
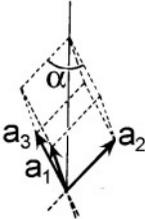
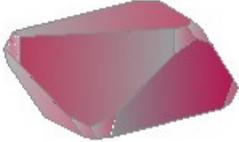
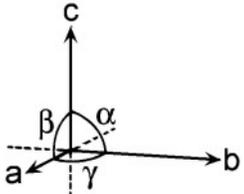
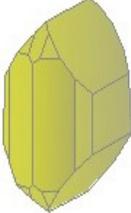
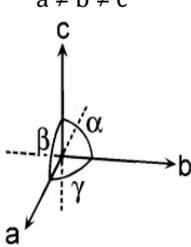
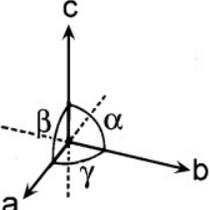
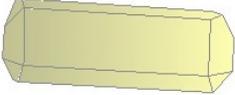
O reconhecimento de um mineral, sobretudo macroscopicamente (a olho nu), é pautado na identificação do sistema cristalino que a forma concerne e demais propriedades físicas como: dureza, densidade, forma, hábito, cor, cor do traço e brilho.

A forma ou morfologia externa dos minerais varia de acordo com o processo de empacotamento dos átomos através das ligações químicas que ocorrem de forma diferenciada, resultando em arranjos atômicos repetitivos ordenados e diferenciados, expressos pelas mais diversas morfologias (formas) dos minerais.

A morfologia ou forma de um cristal tende a seguir um padrão geométrico e de simetria agrupados em sete sistemas cristalinos distintos, usados para o reconhecimento e classificação dos minerais. Os sete sistemas cristalinos são classificados em: cúbico ou isométrico, tetragonal, hexagonal, trigonal, ortorrômbico, monoclinico e triclinico. O quadro 1 expressa as características destes sistemas.

QUADRO 1: SISTEMAS CRISTALINOS.

SISTEMAS CRISTALINOS	ÂNGULOS (α)	ARESTAS (A)	REPRESENTAÇÃO GEOMÉTRICA
CÚBICO OU ISOMÉTRICO	$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	$a = b = c$ ($a_1 = a_2 = a_3$) 	 Representação de um cristal de espinélio
TETRAGONAL	$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	$a = b \neq c$ ($a_1 = a_2 \neq c$) 	 Representação de um cristal de melilita

<p>HEXAGONAL</p>	<p>$\alpha = \beta = 90^\circ; \gamma = 120^\circ$</p>	<p>$a = b \neq c$ ($a_1 = a_2 = a_3 \neq c$)</p> 	 <p>Representação de um cristal de quartzo beta, com 6 faces.</p>
<p>ROMBOÉDRO OU TRIGONAL</p>	<p>$\alpha = \beta = \gamma \neq 90^\circ$</p>	<p>$a = b = c$</p> 	 <p>Representação de um cristal de coríndon. Os rubis são corindons vermelhos e as safiras azuis.</p>
<p>ORTORRÔMBICO</p>	<p>$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$</p>	<p>$a \neq b \neq c$</p> 	 <p>Representação de um cristal de olivina</p>
<p>MONOCLÍNICO</p>	<p>$\alpha = \gamma = 90^\circ \neq \beta$</p>	<p>$a \neq b \neq c$</p> 	 <p>Representação de um cristal de clinopiroxênio.</p>
<p>TRICLÍNICO</p>	<p>$\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq$</p>	<p>$a \neq b \neq c$</p> 	 <p>Representação de um cristal de wollastonita</p>

ATIVIDADE 1

- Explique o que é forma de um mineral.
- Defina o que são sistemas cristalinos.

PROPRIEDADES FÍSICAS DOS MINERAIS

As propriedades físicas dos minerais variam de acordo com a natureza química e estrutura cristalina. São essas propriedades que permitem a classificação de amostras de mão de minerais por meio do diagnóstico da dureza, densidade, forma, cor, brilho e tipo de ruptura (fratura ou clivagem). Portanto, quando o assunto for classificação macroscópica de um mineral, faz-se uma tabela com cada uma dessas propriedades e anota-se.

Dureza: a quantificação é expressa pela escala de Mohs, que classifica os minerais de acordo com a resistência ao risco em superfície (Quadro 2). Para esse tipo de análise, precisa-se de 1placa de vidro; 1 ponteira de aço e 1cristal de quartzo.

QUADRO 2: ESCALA DE MOSS, 2012.

ESCALA DE MOSS					
DUREZA	MINERAL	CARACTERÍSTICA	DUREZA	MINERAL	CARACTERÍSTICA
1	Talco $Mg_6(Si_8O_{20})(OH)_4$	Riscado facilmente pelas unhas	6	Ortoclásio $KAlSi_3O_8$	Risca o vidro e pode ser riscado por aço
2	Gipsita $CaSO_4 \cdot 2H_2O$	Riscado pelas unhas	7	Quartzo SiO_2	Risca o vidro
3	Calcita $CaCO_3$	Riscado por aço e vidro	8	Topázio $Al_2SiO_4(OH, F)_2$	Risca o quartzo
4	Fluorita CaF_2	Riscado facilmente por aço e vidro	9	Coríndon Al_2O_3	Risca o Topázio
5	Apatita $Ca_5(PO_4)_3(F OH CL)$.	Riscado por aço e vidro	10	Diamante C	Corta o vidro é riscado por outro diamante

DADOS EXTRAÍDOS DE KLEIN E DUTROW, 2012.

Forma Cristalina: é caracterizada pela forma de desenvolvimento do mineral que pode apresentar cristais bem ou pouco desenvolvidos, como mostra o quadro 3.

QUADRO 3: FORMAS CRISTALINAS

CRISTAIS EUÉDRICOS	Cristais bem desenvolvidos com faces regulares
CRISTAIS SUBÉDRICOS	A forma característica dos minerais é desenvolvida parcialmente
FORMAS ANÉDRICAS	Não há desenvolvimento das formas do mineral

DADOS EXTRAÍDOS DE KLEIN E DUTROW, 2012.

Hábito: Os cristais tendem a apresentar faces com proporções distintas ou combinações cristalográficas diferentes resultando em um arranjo de formas diferenciáveis expressas externamente em um mineral e denominadas de hábito (RAITH; RAASE e REINHARDT, 2014). Os hábitos mais comuns estão representados no quadro 4.

QUADRO 4: HÁBITOS MAIS COMUNS DOS MINERAIS.

HÁBITO	CARACTERÍSTICA
Maciço e Granular	Minerais que não apresentam faces cristalinas, muitas vezes, apresentam-se finamente granulados.
Lamelar	O arranjo cristalino assemelha-se a lamelas, como as folhas de um livro.
Laminar	Cristais individuais ou grãos achatados, como nas micas.
Fibroso ou Crisotilo	Grãos ou fibras muito finas com aspecto de filamentos muito finos, lembram fibras como no crisotilo.
Acicular	Lembra agulhas.
Radiado e Globular	Radiado: quando os grãos aciculares irradiam de um ponto central. Globular: caracterizado por apresentar pequenas esferas na superfície,
Dendrítico	Exibe padrão ramificado, como folhas ou canais de rios.
Botrioide	Quando o mineral assemelha-se a grãos de uvas
Estalactítico	Assemelha-se a estalactites encontrados em cavernas
Geodo	Cavidade na rocha revestida por minerais, mas não completamente revestida (geodos de quartzo e ametista.
Oolítico	Comum em minérios formados por pequenos corpos acrescionários ou ovas. Assemelha-se a ovos de peixe.

FONTE: KLEIN E DUTROW, 2012.

Cor: a cor, o brilho e os traços de um mineral variam de acordo como sua composição química e maneira como a luz é transmitida, absorvida ou refletida por um sólido.

Lembrando	
Luz transmitida	Quando se fala em luz transmitida relaciona-se à maneira como a luz atravessa o sólido.
Luz absorvida	Refere-se ao quanto o sólido é capaz de absorver luz.
Luz refletida	Capacidade de um sólido refletir a luz.

Os minerais com grande poder de absorção de luz são ditos opacos, os que absorvem menor quantidade de luz são translúcidos, enquanto que os minerais com maior capacidade de reflexão e menor capacidade de absorção são classificados como transparentes.

Cor de Traço: determinados minerais, quando friccionados sobre superfícies ásperas e claras (ex: porcelana), pulverizam deixando um traço de coloração específica.

Brilho: a capacidade do sólido refletir a luz é expressa no brilho, que pode ser:

Não metálicos:

Acetinado: como o tecido cetim.

Adamantino: lembra o brilho de um diamante

Ceroso: assemelha-se à cera.

Nacarado ou perolado: parece com madrepérolas, a cor vista no interior das conchas.

Resinoso: parece com resina.

Vítreo: lembra vidro.

Metálicos:

Metálico: brilho que assemelha ao dos metais.

Submetálico: brilho semelhante ao dos metais, com menor intensidade.

Tipo de ruptura

Clivagem: ocorre em casos que um mineral rompe em torno de um plano paralelo seguindo ligações mais fracas. Os minerais oriundos de ligações químicas mais fracas, como as iônicas, tendem a apresentar clivagem, enquanto que os minerais oriundos de ligações químicas mais fortes (covalentes) tendem a apresentar clivagem regular ou imperfeita. Uma lupa de mão pode ajudar no reconhecimento dessas propriedades.

Tipos de clivagem: a clivagem dos minerais varia de acordo com o número de planos padrão de clivagem e qualidade, como expresso no quadro 5.

QUADRO 5: TIPOS DE CLIVAGEM

Tipo de Clivagem	Característica
Número de planos-padrão de clivagem	Referente ao número de planos de clivagem que a amostra apresenta
Qualidade da clivagem	Perfeita: muito lisa como nas micas; boa: menos lisa que a anterior, como em piroxênios e anfibólios; regular ou imperfeita: ocorre quando a ruptura difere dos planos de clivagens, como no berilo.

DADOS EXTRAÍDOS DE PRESS *ET AL*, (2006).

Fratura: A maneira como o mineral se rompe.

Tipos de fratura

Irregular: quando não segue nenhum padrão;

serrilhada: quando a ruptura acompanha uma superfície dentada;

conchoidal: em formato de concha;

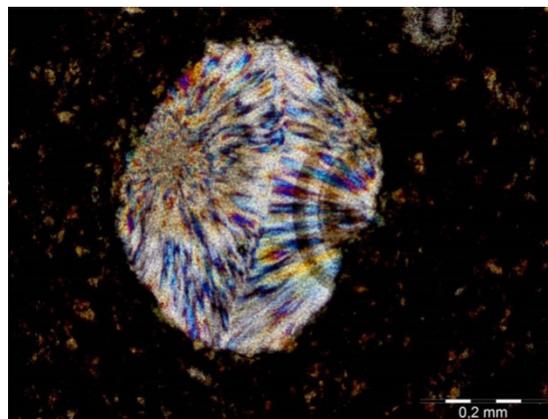
fibrosa: assemelha-se a fibras;

estilhaçada: lembra fragmentos.

E quando os minerais são invisíveis a olho nu?

Em rochas, principalmente de granulometria fina (com cristais <0,2), os minerais apresentam-se indistinguíveis a olho nu, sendo necessário microscópio petrográfico e técnicas apropriadas para a identificação.

FIGURA 4: NATROLITA VISTO EM MICROSCÓPIO - LÂMINA DELGADA USADA EM MICROSCÓPIO PETROGRÁFICO MOSTRANDO CRISTAIS DE NATROLITA, UM MINERAL DO GRUPO DAS ZEOLITAS. NESSA IMAGEM, FOI USADA A LUZ POLARIZADA (LP) QUE DIFERE DA LUZ NATURAL POR INCIDIR SOMENTE EM UMA DIREÇÃO AO ATRAVESSAR UM SÓLIDO



FONTE: BANCO DE DADOS DE PESQUISA DE ELIZA TRATZ

Se a textura da rocha é ainda mais fina, os cristais com tamanhos entre 25 e 30 μm tornam-se indistinguíveis, mesmo em microscópio petrográfico.

Nesse caso, é necessário o uso de microscópios ainda mais potentes para a identificação dos minerais, caso dos microscópios eletrônicos de varredura (MEV) que permitem aumento superior a 3.000 vezes e análises químicas por meio de detectores de raios X (EDX).

Para relembrar

Os minerais propriamente ditos precisam ser sólidos, ter estrutura cristalina formada naturalmente através de ligações químicas, de átomos (ou íons), ter composição química relativamente homogênea, arranjo atômico ordenado e repetitivo, revelado pela morfologia (forma) do cristal, que tende a seguir um padrão geométrico passível de ser agrupado em um dos sete sistemas cristalinos vistos anteriormente (KLEIN e DUTROW, 2012). Rochas, areia, água líquida e petróleo são recursos minerais e não MINERAIS! Após a revisão, serão apresentados os recursos minerais.

QUANDO OS RECURSOS MINERAIS DETÊM O PODER DE ALAVANCAR A ECONOMIA, OS CHAMADOS BENS OU RECURSOS MINERAIS.

Os recursos ou bens minerais são formados na crosta terrestre e caracterizados pela natureza inorgânica e potencial para aproveitamento econômico, caso dos minérios, da areia, pedra brita, e muitos outros recursos minerais utilizados pela indústria, no cotidiano. Esses recursos são subdivididos em recursos minerais metálicos e não metálicos.

Metálicos: referem-se aos metais, incluindo nesse grupo os metais puros, substâncias e composições metálicas industriais, caso das ligas metálicas. São classificados pela indústria mineral em ferrosos e não ferrosos, como mostra a tabela 2.

Não metálicos: incluem os não metais, desde minerais preciosos, como o diamante até rochas ornamentais e britas. A tabela 2 mostra como são agrupados e exemplifica;

Energéticos: aqueles recursos minerais que são utilizados para gerar energia: térmica, elétrica, mecânica ou nuclear, caso do urânio.

TABELA 2: RECURSOS MINERAIS, METÁLICOS, NÃO METÁLICOS E ENERGÉTICOS.

METÁLICOS	Exemplos	
Ferrosos	Ferroligas	ferro, manganês, cromo, molibdênio, níquel, cobalto, wolfrâmio, vanádio.
Não Ferrosos	Básicos	cobre chumbo, zinco, estanho.
	Leves	alumínio, magnésio, titânio, berilo.
	Preciosos	ouro, prata, platina.
	Raros	berílio, céσιο, lítio, etc.
NÃO METÁLICOS	Materiais de construção	areia, cascalho, rochas industriais, brita,
	Materiais para a indústria química	enxofre, fluorita, sais, pirita, cromita
	Fertilizantes	fosfatos, potássio, nitrato.
	Cimento	calcário, argila, gipsita.
	Cerâmica	argilas, feldspato, sílica.
	Refratários	cromita, magnesita, argilas, sílica
	Abrasivos	coríndon, diamante, granada, quartzito.
	Isolantes	amianto, mica
	Fundentes	carbonatos, fluorita
	Pigmentos	barita, ocre, titânio.
	Gemas	diamante, rubi, turmalina.
ENERGÉTICOS		carvão mineral, urânio, turfas, xistos e outras rochas betuminosas.

DADOS EXTRAÍDOS DE: BETTENCOURT E MORESHI 2009

OCORRÊNCIA NA NATUREZA

Os chamados bem minerais são encontrados na crosta terrestre, de acordo com Bigarella *et al.* (1985), ocorrem concentrados ou então disseminados, escondidos nas formações rochosas e podem ser procurados de duas maneiras: diretamente, estudando as ocorrências evidentes de minerais e rochas de interesse econômico ou indiretamente, pesquisando as rochas hospedeiras potencialmente promissoras a fim de localizar eventuais concentrações minerais de possível aproveitamento econômico.

Como exemplo, muitos minerais ferrosos encontram-se associados a rochas intrusivas ácidas. O cobalto, níquel, cobre e titano-magnetita são hospedados em rochas ígneas básicas e ultrabásicas. No Brasil, uma parcela significativa de calcário e minério de ferro provém de rochas metamórficas. Além disso, reservas importantes de minerais radioativos advêm de bacias sedimentares (BIGARELLA *et al*, 1985).

A BUSCA POR ANOMALIAS INDICADORAS DE RESERVAS

As rochas são constituídas por diferentes minerais, o que implica em assinaturas químicas distintas. É essa assinatura que permite a classificação da rocha, que é baseada em parâmetros internacionais, comparados com a média da superfície terrestre.

Quando o assunto é prospecção mineral, é importante observar os parâmetros químicos das rochas, pois quando um elemento químico ou determinadas substâncias minerais de interesse econômico aparecem acima da média, pode ser um bom indicativo de depósito mineral (BETTENCOURT e MORESHI, 2009).

RESERVAS MINERAIS NO BRASIL E PRODUÇÃO

Os recursos minerais detêm a capacidade de movimentar a economia de uma região, aumentando a renda, gerando empregos formais e informais. Com isso, promovem o desenvolvimento social e econômico regional (BIGARELLA *et al*, 1989). Para se ter uma ideia, o Brasil produz 70 diferentes bens minerais extraídos de 8.870 mineradoras distribuídas em seu território (SOUZA *et al*, 2011, IBRAM, 2012; DNPM, 2012). A tabela 3 mostra a distribuição regional das companhias mineradoras, no Brasil, por região.

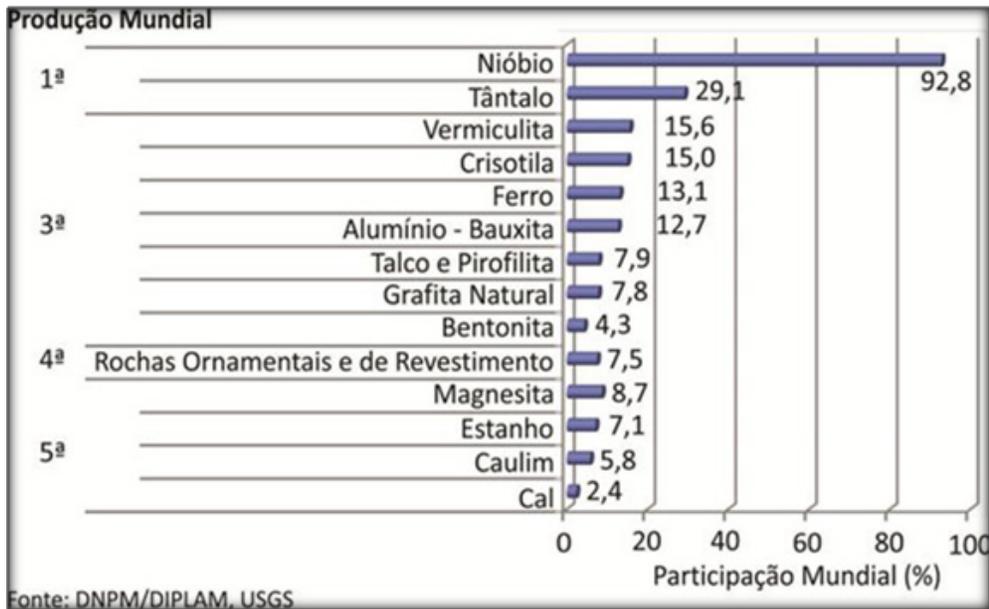
TABELA 3: TOTAL DE COMPANHIAS MINERADORAS POR REGIÃO.

TOTAL DE COMPANHIAS MINERADORAS POR REGIÃO	
Centro Oeste	1.075
Nordeste	1.606
Norte	515
Sudeste	3.609
Sul	2.065

FONTE: DNPM, 2012.

Em 2014 a produção nacional mineral arrecadou US\$ 43 bilhões, mantendo o Brasil no *ranking* dos grandes exportadores, com destaque para a produção de nióbio, que faz do Brasil um líder mundial na produção de minério de manganês, tantalita, seguido de grafite, bauxita, rochas ornamentais, níquel, magnesita, caulim, estanho, vermiculita, cromo e ouro (IBRAM, 2012, DNPM e DIPLAM, 2014). A tabela 4 expõe a média da produção nacional, em 2013.

TABELA 4: PARTICIPAÇÃO DO BRASIL NO RANKING MUNDIAL DE PRODUÇÃO MINERAL EM 2014.



FORNTE: DNPM/DIPLAM

No que tange à produção de calcário, talco, titânio, tungstênio e diamante industrial o Brasil é autossuficiente. Entretanto, é importador de cobre, diatomito, fosfato, zinco e dependente externo de carvão metalúrgico, enxofre, terras raras e potássio e fosfatos (DNPM, 2012; IBRAM, 2012; DNPM, 2014).

Curiosamente, a maior parte do valor arrecadado com a mineração, no Brasil, vem de pequenas mineradoras que, juntas, respondem por 73% da produção mineral no Brasil. Essas pequenas empresas são também responsáveis por 25% dos empregos formais no Brasil e, quando considerados os empregos informais, a taxa de empregos sobe para 40% (GUERRA, 2011 citado por SOUZA *et al*, 2011).

O Brasil é destaque mundial na produção mineral com as jazidas do quadrilátero ferrífero (MG), Província Mineral do Carajás (PA) com jazidas de ferro, ouro, manganês e cobre (IBRAM, 2012, DNPM 2014). Entretanto, outras jazidas brasileiras têm evidência na economia mundial, como as jazidas de

nióbio, localizadas no município mineiro de Araxá (MG), as de bauxita, em Oriximiná (PA), de estanho, em Presidente Figueiredo (AM), grafita, em Salto da Divisa (MG) e de talco, em Brumado (BA) e Ponta Grossa (PR) (BARRETO, 2001).

RECURSOS ENERGÉTICOS: RESERVAS E PRODUÇÃO NO BRASIL

CARVÃO

Os Estados do Sul do Brasil destacam-se na produção de carvão, são detentores de importantes jazidas localizadas ao sul do paralelo 24°, numa zona conhecida como S do carvão (GOMES, 2003; DNPM, 2014a).

De acordo com o DNPM (2014a), o carvão vem reconquistando seu espaço no mercado interno de energia em função da escassez ou risco de escassez de energia elétrica gerada pela atual crise hídrica. Só em 2013 a produção foi de 14.376.040 toneladas, 13,2% a mais que 2012. Esse aumento na produção ocorre com intuito de garantir eficiência energética para os estados do sul do Brasil.

URÂNIO

O Brasil possui a 7ª maior reserva mundial de urânio do mundo, prospectada em 309.000 toneladas e distribuída em reservas situadas nos estados do Amazonas, Pará, Ceará, Bahia, Minas Gerais e Paraná. Quanto à produção, ocupa o 12º lugar no *ranking* mundial, com 400 toneladas/ano, provenientes das reservas da Bahia responsáveis por 100% da produção nacional (INB; IBRAM, 2012, OLIVEIRA, 2014). O montante produzido é direcionado principalmente para a geração de energia nas usinas de Angra I e Angra II, localizadas no estado do Rio de Janeiro (OLIVEIRA, 2014).

Conforme IBRAM (2012), projetos são desenvolvidos pela INB, para a extração de urânio da reserva de Santa Quitéria. Com isso, a produção nacional pode alcançar em pouco tempo a produção de 1000 toneladas/ano, tornando o Brasil um exportador.

Curiosidade: Quantos kWh um kg de urânio pode gerar? Pode-se comparar isso com o carvão, petróleo e lenha com os dados do IBRAM (2013) na tabela 5.

TABELA 5: POTENCIAL DE GERAÇÃO DE ENERGIA POR ORIGEM:

POTENCIAL DE GERAÇÃO DE ENERGIA POR ORIGEM	
1 kg de lenha	1kWh
1 kg de carvão	3kWh
1 kg de petróleo	4kWh
1 kg de urânio	50.000kWh
De acordo com a equivalência energética, 1 kg de urânio é igual a 10 toneladas de petróleo ou 20 de carvão.	

FONTE: IBRAM, 2013.

PETRÓLEO E GÁS

Ainda sobre reservas com potencial energético, o Brasil é destaque na produção de petróleo e gás, recursos naturais fósseis assim como o carvão. O petróleo, no Brasil, é extraído principalmente de águas profundas (*offshore*). Em 2014 a produção nacional fechou em 2 milhões e 461 mil *boed*(barris de óleo/dia), 6% a mais que 2013. A maior parte da produção advém de poços das bacias de Santos e Campos (ANP, 2014).

No que tange à produção de gás natural, excluído o liquefeito, cresceu 9,5% na comparação anual: passa de 61 milhões e 922 mil m³/dia, em 2013, para 67 milhões e 826 mil m³/dia em 2014. A produção de gás natural operada, excluído o liquefeito, no país, fechou 2014 em 76 milhões e 678 mil m³/dia, um crescimento de 11,8% em relação a 2013 (PETROBRÁS, 2015).

ATIVIDADE 2

O ano de 2006 foi marcado pela divulgação de importantes reservas petrolíferas em águas profundas, denominadas de pré-sal. Sobre essas reservas, pesquise e traga, na forma de um texto, a localização e as principais dificuldades de exploração. No mesmo texto, trace um paralelo sobre vantagens socioeconômicas da exploração das reservas e possíveis impactos ambientais.

RECURSOS MINERAIS DE DESTAQUE NO ESTADO DO PARANÁ

Quase 150 municípios do Estado produzem bens minerais destes, três municípios da região metropolitana de Curitiba respondem por mais de 50% do total de produção. A maior arrecadação advém da produção de xisto pirubetuminoso, em São Mateus do Sul (24,7% do total arrecadado no estado). (IAPS/MINEROPAR, 2015). O quadro 6 destaca os municípios que mais produzem no Paraná.

QUADRO 6: RANKING PARANAENSE DE PRODUÇÃO MINERAL EM 2004.

Município	Produção Mineral (%)	Substâncias Produzidas
Rio Branco do Sul	33,15	Argila, calcário, dolomito, diabásio, filito, granito, mármore e saibro.
São Mateus do Sul	16,1	Areia, argila, basalto e xisto.
Campo Largo	6,6	Água mineral, argila, calcário, dolomito, caulim, feldspato, filito, gnaiss, granito, migmatito, ouro, prata, quartzito e saibro,
Castro	5,1	Agamaltolito, areia, argila, calcário, dolomito, caulim, feldspato, filito, granito e talco.
Londrina	3,3	Água mineral, areia, argila, basalto e dolomitos.

FONTE: IAPS/MINEROPAR (ACESSO EM 09/07/2015).

ATIVIDADE 3

A exploração de gás por meio da técnica de *ranking* é discutida no Congresso e a pauta gira em torno da temática: desenvolvimento econômico e impactos ambientais provocados pela contaminação química do aquífero Guarani. Pesquise sobre o tema, e escreva de forma sucinta sua opinião acerca da temática.

ROCHAS ÍGNEAS

“As rochas ígneas originam e evoluem a cerca de 700C até 1300°C de modo que estão intimamente associadas com a evolução térmica da Terra” (Eduardo Jorge Llambías,p.07.)

As rochas ígneas e também as metamórficas têm origem associada a processos geradores de fusão desenvolvidos no manto da Terra e “apresentam limites pouco definidos, influenciados, sobretudo pela composição química das rochas submetidas ao aquecimento e à presença de minerais hidratados que favorecem os mecanismos de fusão em detrimento do metamorfismo” (LLAMBÍAS 2001;p.07).

Outros fenômenos importantes associados à dinâmica do planeta e formação das rochas ígneas são desencadeados no manto, como a movimentação lateral do assoalho dos oceanos e placas tectônicas impulsionadas quando os materiais mais quentes, portanto, mais fluidos, iniciam um movimento ascendente, passando pelo manto superior e chegando a regiões próximas da crosta terrestre, onde, conseqüentemente, perdem calor, ficam mais densos retornando de forma cíclica para o interior do manto (DUFFY, 2008). A movimentação das placas tectônicas ou deriva continental implica na formação de rochas ígneas distintas relacionadas aos limites entre as placas.

Como exemplo, nos limites de placas construtivas o magma ascende, formando uma nova crosta. Nas áreas compreendidas por margem destrutivas, a atividade ígnea é intensa e dá origem a uma variedade de magmas, assim como nas zonas de colisão. Associados a correntes convectivas ascendentes anômalas, ocorrem os *hot spots* responsáveis pela fusão do manto e ascensão do material magmático até a superfície, dando origem a processos vulcânicos como os registrados no Havaí (JERRAM E PETFORD, 2014).

Processos vulcânicos semelhantes aos que ocorrem na atualidade, no Havaí, foram responsáveis pelo vulcanismo ocorrido na bacia do Paraná há mais ou menos 130 M.a, quando o movimento da placa Americana sobre a pluma Tristão e Cunha foi responsável por processos de deformação (NW-SE) e consequente extravasamento do material magmático (CAMPBELL e GRIFFITHS, 1990; TURNER *et al* ;1994).

ROCHAS INTRUSIVAS E EXTRUSIVAS

As rochas ígneas têm sua gênese no manto terrestre e ocorrem de forma diversa associada aos limites das placas tectônicas. Usualmente essas rochas são classificadas em intrusivas e extrusivas.

ROCHAS INTRUSIVAS

As rochas solidificadas abaixo da superfície são denominadas de intrusivas e constituem corpos ígneos de vários tamanhos, estando os maiores localizados em grandes profundidades (corpos ígneos plutônicos) e os menores, (corpos intrusivos rasos) localizados mais próximos da superfície. O quadro 1 traz as características inerentes aos corpos ígneos.

QUADRO 1: CORPOS ÍGNEOS INTRUSIVOS RASOS E PLUTÔNICOS.

	CORPO GEOLÓGICO	DESCRIÇÃO	TAMANHO	ROCHAS	MODO DE OCORRÊNCIA
Corpos Rasos	Diques	Corpos tabulares verticais no momento de seu posicionamento	De centímetros até centenas de metros	Máficas e félsicas	Discordante
	Soleiras e Sills	Corpos tabulares horizontais no momento de seu posicionamento	De poucos metros a massas de centenas de km espessura de 1-20m	Máficas e Félsicas	Concordante
	Lacólitos		De poucos metros a massas de centenas de km	Félsicas	Concordante
	Lapólitos	Corpos ígneos na forma de pires	De poucos metros a massas de centenas de km Máfico-ultramáficas	Máficas ou ultramáficas	Concordante
Corpos Plutônicos	Batólitos	Corpos ígneos de grande dimensão (quilométricos) localizados em zonas mais profundas.	50 a 150 km de largura. 500- 1500 km de comprimento.	Plutônicas: Constituídas principalmente por rochas félsicas, caso dos complexos graníticos. Por vezes, podem ser capeados por rochas vulcânicas. Não raro, ocorre a mistura de magma nessas regiões (<i>migling</i>).	Discordante

FONTE: JERRAM E PETFORD, 2014.

É comum na bibliografia encontrar, também, termos como hipoabissal ou sub-vulcânico, referentes aos corpos ígneos solidificados em regiões menos profundas, os corpos intrusivos rasos e plutônicos, quando relacionados a corpos vulcânicos profundos. Comum também é a tentativa de classificação do modo de ocorrência desses corpos ígneos pela granulometria da rocha, baseando-se na seguinte justificativa de que as rochas intrusivas apresentam granulometria grossa (cristais bem desenvolvidos com tamanho superior a

5mm) porque foram geradas abaixo da superfície onde há mais calor disponível para o crescimento dos cristais.” (MOTOKI e SICHEL, 2006).

Entretanto, a granulometria está relacionada à velocidade de resfriamento do magma e não ao modo de ocorrência geológica ou profundidade. Alguns corpos intrusivos rasos podem ter granulometria semelhante a de corpos extrusivos. Assim, a profundidade de determinados corpos ígneos só pode ser estimada com base em trabalhos de campo, quando os contatos entre os corpos ígneos são observados (MOTOKI e SICHEL, 2006).

ROCHAS EXTRUSIVAS

Quando o magma chega até a superfície através de sistemas vulcânicos há formação das rochas vulcânicas, denominadas também de rochas extrusivas. Essas rochas diferem uma das outras de acordo com o modo que são colocadas na superfície. Por exemplo, as rochas geradas em atividades explosivas diferem química e texturalmente das rochas geradas em atividades vulcânicas efusivas, como é apresentado a seguir.

ATIVIDADES VULCÂNICAS EFUSIVAS

FIGURA 1 - VULCÃO OLLAGUE –FRONTEIRA DA BOLÍVIA COM O CHILE.VULCÃO COMPOSTO, ASSIM CLASSIFICADO POR APRESENTAR FASES EXPLOSIVAS COM GERAÇÃO DE PIROCLASTOS E EFUSIVASCOM GERAÇÃO DE LAVA.



FOTO: ELIZA TRATZ

Ocorrem preferencialmente em zonas de colisão e interior de placas como o vale de *rifte* na África e vulcões localizados no Havaí. O magma que atinge a superfície durante essas erupções tem concentração menor de SiO_2 e maior temperatura, acima dos 1000°C , implicando em magmas menos viscosos (LLAMBÍAS 2001; JERRAM e PETFORD 2014). A menor viscosidade permite que o material magmático escoe pelos flancos do vulcão ou margens fissurais na forma de lava por centenas de quilômetros, formando extensos campos de lava, como os vistos nas proximidades dos vulcões havaianos. A lava quando solidificada forma as rochas vulcânicas basálticas.

Magmas com maior viscosidade em função do maior teor de SiO_2 apresentam temperaturas menores, na ordem de 700 graus. Nesse caso, as escoadas de lava não conseguem avançar por longas distâncias. Como consequência, ao invés de grandes campos de lava, são formados domos ou platôs. A lava quando solidificada forma rochas vulcânicas ácidas (mais ricas em sílica), caso de riolitos e dacitos (BIGARELLA *et al*, 1989; LLAMBÍAS 2001; JERRAM E PETFORD, 2014).

Em alguns edifícios vulcânicos, a alta viscosidade do magma obstrui o conduto vulcânico aumentando a pressão no interior. No momento em que o magma ascende, provoca o alívio da pressão, desobstruindo o conduto e provocando uma atividade vulcânica explosiva, como as vulcanianas e plinianas (Quadro 02). A fragmentação explosiva do magma também pode ser desencadeada pelo contato do magma (ácidos e básicos) com corpos de água.

ATIVIDADES VULCÂNICAS EXPLOSIVAS

Acontecem, preferencialmente, em áreas próximas a placas convergentes. Normalmente, as explosões ocorrem associadas a magmas mais viscosos e ricos em (SiO_2) ou quando há o contato do magma com água, seja ela superficial ou freática, como nas atividades vulcânicas surtesianas e freatoplinianas e (WOLETZ, 1983; CAS e WALKER, 1988).

Durante esse tipo de atividade vulcânica, o magma é fragmentado em partículas de vários tamanhos que são denominadas de piroclastos. Essas partículas resfriam muito rápido em contato com o ar, por isso é muito comum a presença de vidro vulcânico. As partículas menores são carregadas pelas correntes de ar a longas distâncias, enquanto que as maiores se acumulam nas proximidades do edifício vulcânico (MC PHIE *et al*, 2003). Determinados edifícios vulcânicos apresentam períodos de atividades explosivas intercalados com atividades efusivas. Esses vulcões, de acordo com Davidson e Silva (2000), são chamados de vulcões compostos.

Em 79d.C o vulcão Vesúvio, localizado no Golfo de Nápoles, Itália (figura 2) entrou em erupção gerando uma coluna mortal de piroclastos responsável

por dizimar Pompeia e Herculano. No final de 1800 arqueólogos encontraram em Pompeia as silhuetas dos corpos das vitimas do desastre fossilizadas pelas cinzas emitidas durante da erupção. (figura3).

TIPOS DE ATIVIDADES VULCÂNICAS

As atividades vulcânicas variam de acordo com a energia liberada no momento da erupção e tipo de produto gerado. Cas e Wright (1988) propõe um modelo de classificação baseado no estilo eruptivo classificando-os em: Hawaiano, Estromboliano, Vulcaniano, Pliniano, Sub-pliniano, ultrapliniano, freatopliniano e surtesiano, como mostra o quadro3.

FIGURA 2: VULCÃO VESÚVIO - CRATERA DE EXPLOSÃO DO VULCÃO VESÚVIO. ESSE É UM DOS VULCÕES MAIS CONHECIDOS DA EUROPA, PRINCIPALMENTE PELA ERUPÇÃO DE 79D.C., RESPONSÁVEL POR DIZIMAR 16.000 PESSOAS EM POMPEIA, ALÉM DE VÍTIMAS EM HERCULANO E ESTÁBIA.



FOTO: ELIZA TRATZ

FIGURA 3 – CORPO PETRIFICADO, JARDIM DOS FUGITIVOS, POMPÉIA, ITÁLIA - AS SILHUETAS DOS CORPOS FOSSILIZADOS POR CINZA VULCÂNICA E SEDIMENTOS FORAM PREENCHIDAS POR GESSO E PODEM SER VISITADAS NO JARDIM DE FUGITIVOS, EM POMPEIA.



FONTE: ELIZA TRATZ

QUADRO 3 - CLASSIFICAÇÃO DAS ERUPÇÕES VULCÂNICAS

CLASSIFICAÇÃO DAS ATIVIDADES VULCÂNICAS DE ACORDO COM CAS, R.A. F E WRIGHT, G.(1988).				
Estilo eruptivo	Tipo de atividade	Descrição	Produto	Altura da coluna eruptiva
Havaiana	Fissural	Efusivo, com pequenos fluxos piroclásticos no início das erupções	Lavas. Campos de lava; tubos de lava. Lagos de lava	Ausente ou muito pequena.
Estromboliana	Fissural no início, seguida por explosão.	Moderadamente explosiva, caracterizada por pequenas explosões intermitentes	Cones de escória e escoadas de lava	< que 500 metros
Vulcaniana	Explosiva	Explosões contínuas que variam de pequenas a moderadas.	Brechas no início da erupção, oriundas da desobstrução do conduto seguida por pequenas escoadas de lava.	10 a 20 km
Pliniana	Explosiva	Atividade vulcânica explosiva De algumas horas a poucos dias	Dispersão de gases e tefra por meio de escoadas piroclásticas	Até 45 km
Sub-pliniana	Explosiva	Fase ora efusiva ora explosiva. As atividades podem durar de algumas horas a poucos dias	Dispersão de tefra na fase explosiva e lavas mais ácidas, (dacíticas) na fase efusiva.	± 30 Km
Ultrapliniana	Explosiva	Muito explosiva que pode durar de algumas horas a poucos dias	Grande dispersão de gases tóxicos e tefra	±50 km
Freatoplíniana	Explosiva	Atividade hidrovulcânica (quando há contato do magma com água). No caso, interação entre magmas mais siliciosos e água. A atividade pode durar meses.	Dispersão de vapor e tefra, principalmente cinza, responsáveis pela formação dos depósitos piroclásticos.	Até 40 km
Surtesiana	Explosiva	Atividade hidrovulcânica. No caso, interação entre magmas basálticos e água. A atividade pode durar meses.	Dispersão de vapor e tefra, principalmente cinza, com edificação de anéis e cones de tufo.	Vigorosas colunas eruptivas negras de até 30 Km

DADOS EXTRAÍDOS DE CAS E WRIGHT (1988).

O VULCANISMO NA BACIA SEDIMENTAR DO PARANÁ.

Na Era Mesozoica, durante o período Cretáceo, ocorre expressiva manifestação vulcânica, de caráter continental. Alguns autores como Bigarella et al (1985) e Melfi et al (1998) afirmam que tal evento vulcânico foi um dos maiores, se não o maior, derramamento de lava já ocorrido na Terra, que recobre 75% da Bacia Sedimentar do Paraná (Figura 4). As rochas vulcânicas da bacia do Paraná fazem parte da formação Serra Geral e atingem espessuras de até 1700 metros.

FIGURA 4 – PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ



MODIFICADO DE MILANI, 1997.

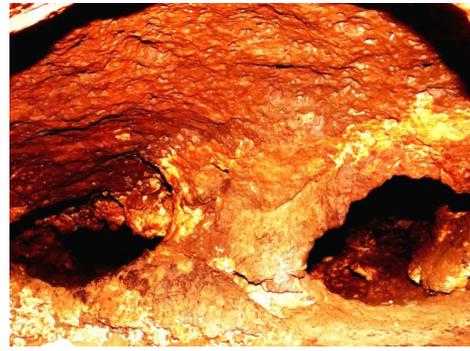
A explicação para a grande extensão desses derrames está na maneira como o magma é distribuído, através de tubos de lava, sistemas tubulares que permitem o escoamento da lava internamente, evitando a perda de calor das lavas durante o transporte, processo que facilita a formação de derrames com grandes extensões. (WAICHEL, 2006; WAICHEL *et al*, 2013). Entretanto, tubos de lava preservados são raros em províncias vulcânicas como a da bacia do Paraná, tanto que só foram descobertos no ano de 2012, no município de Palmital, no Paraná, representados nas figuras 5 e 6.

FIGURA 5 - TUBO DE LAVA: CASA DE PEDRA.



FONTE: BRENO WAICHEL.

FIGURA 6 - CANAIS SECUNDÁRIOS DO SISTEMA DE TUBOS- PERAU BRANCO



FONTE: ELIZA TRATZ.

ATIVIDADE 1

- Explique como são formadas as rochas intrusivas e extrusivas.
- Por que a granulometria das rochas ígneas não deve ser parâmetro para identificação do modo de ocorrência desses corpos ígneos?
- Diferencie atividade vulcânica explosiva de efusiva.

CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS ÍGNEAS

O que faz uma rocha ácida e uma rocha básica?

As rochas ígneas são classificadas de acordo a composição química, que varia de 40 a 75% em peso de óxidos de Sílica (SiO_2) e entre 10 e 20% Al_2O_3 . Os demais componentes não excedem 10% do peso da amostra, com exceção para rochas como o dunito e peridotito, que apresentam teores elevados de magnésio (Mg), em torno de 35% do peso, no caso dos peridotitos e de 40%

em dunitos (DUTROW, KLEIN, 2012.) Mas é o teor de SiO_2 que define se a rocha ígnea é ácida, básica ou intermediária, como mostra o quadro 3.

QUADRO 3 - CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS ÍGNEAS PELO TEOR DE SÍLICA.

CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS ÍGNEAS PELO TEOR DE SiO_2		Exemplo de rochas
Ácidas	+65% de SiO_2	riolito, quartzo latito, granito
Intermediárias	53 a 65% de SiO_2 ;	andesito, diorito, sienito
Básicas	45-53% de SiO_2 ;	basalto, diabásio, gabro
Ultrabásicas	-45% de SiO_2	kimberlito, peridotito

DADOS EXTRAÍDOS DE BIGARELLA ET AL, 1985 E JERRAM E PETFORD, 2014

Então, quando uma rocha tem caráter ácido, ela é saturada em SiO_2 , apresentando produtos de cristalização ricos em quartzo e feldspatos alcalinos, acompanhados ou não por muscovita. Essas rochas são classificadas como félsicas (feldspato+ sílica) (DUTROW e KLEIN, 2012; JERRAM e PETFORD, 2014). No caso de rochas básicas, os produtos de cristalização são ferromagnesianos, que contêm ferro e magnésio, portanto, são rochas máficas. A tabela 1 mostra os principais minerais máficos e félsicos de rochas ígneas e a respectiva composição química.

TABELA 1:: PRINCIPAIS MINERAIS MÁFICOS E FÉLSICOS DE ROCHAS ÍGNEAS E RESPECTIVA COMPOSIÇÃO.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Feo+ Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
Quartzo	100	-	-	-	-	-	-	-
Ortoclásio	65	18	-	-	-	-	17	-
Albita	69	19	-	-	-	12	-	-
Anortita	43	37	-	-	20	-	-	-
Muscovita	45	38	-	-	-	-	12	5
Nefelina	42	36	-	-	-	-	-	-
Minerais máficos	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Feo+Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
Olivina	40	-	15	45	-	-	-	-
Clinopiroxênio (Augita)	52	3	10	16	19	-	-	-
Ortopiroxênio (rico em fe).	50	1	30	16	1	-	-	-
Anfibólio (Hornblenda).	42	10	21	12	11	1	1	2
Biotita	40	11	16	18	-	-	11	4

FONTE: JERRAM E PETFORD (2014).

A IMPORTÂNCIA DO FERRO E DO MAGNÉSIO NA CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS ÍGNEAS.

Os minerais pobres em SiO₂ apresentam coloração mais escura e, conseqüentemente, as rochas constituídas por eles também. Essas rochas são classificadas como máficas. Já as rochas saturadas em SiO₂ apresentam coloração mais clara em função dos minerais que as constituem e são classificadas como félsicas, em menção ao feldspato alcalino. O quadro 4 mostra a classificação das rochas ígneas de acordo com o teor em máficos.

QUADRO 12: CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS ÍGNEAS DE ACORDO COM O TEOR EM MÁFICOS

	Coloração	Teor em máficos
Leucocráticas	Clara	> que 30%
Mesocráticas	Média	30-60%
Melanocráticas	Escura	60-90%
Hipermelânicas	Muito escura	90-100%

FONTE: BIGARELLA ET AL (1985).

CRISTALIZAÇÃO

Outro tipo de classificação importante quando o assunto são as rochas ígneas é baseada na cristalinidade das rochas, considerando a proporção e o tamanho de minerais e vidro da amostra. Com base nesses parâmetros, as rochas são classificadas em holocristalinas, hipocristalinas ou vítreas (Quadro 5).

QUADRO 13: CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS ÍGNEAS BASEADA NA CRISTALINIDADE.

Classificação	Granulometria	Exemplo de rocha
Rochas Holocristalinas	Rochas compostas inteiramente por cristais de granulometria grossa 1-10 mm	Granitos
Rochas Hipocristalinas	Constituída por uma mistura de cristais e vidro de granulometria média e fina. Granulometria média: 0, 2- 10 mm (minerais um pouco visíveis a olho nu, sendo indiferenciados na maioria) Granulometria fina: <0,2 (minerais invisíveis a olho) mm e vidro.	Basaltos, Andesitos
Rochas Bimodais (Pórfiras)	A cristalização é desenvolvida em dois estágios, formada por minerais maiores (fenocristais) imersos numa matriz mais fina. Os fenocristais variam de milímetros a centímetros, enquanto que a matriz varia de média a fina.	Rochas vulcânicas mais ricas em Si. Riólitos.
Rochas Vítreas ou Holohialinas	Constituídas quase que inteiramente de vidro, não apresentam nenhum arranjo cristalino	Vidro vulcânico
Rochas Criptocristalinas	A trama cristalina apresenta tamanhos indistinguíveis (25 a 30 μm) mesmo quando observadas em microscópio petrográfico.	

DADOS EXTRAÍDOS DA APOSTILA DE ROCHAS ÍGNEAS. MOTOKI (2004).

As rochas hipocristalinas, sobretudo as de granulação fina não permitem que seus cristais sejam visualizados a olho nu, sendo classificadas também como afaníticas. Já as rochas que permitem visualização de seus cristais a olho nu, caso das holocristalinas, são classificadas como faneríticas. Ainda é possível classificar as rochas ígneas em porfíricas, quando há distribuição de cristais maiores em matriz fina. Essas rochas são também designadas de bimodais. Em casos em que a distribuição dos cristais é homogênea, são classificadas como equigranulares. Do contrário, são classificadas como inequigranulares. (MOTOKI, 2004).

ATIVIDADE 2

1) Com base na análise química 1, identifique se a rocha é básica, intermediária ou ácida e justifique o porquê da resposta.

AMOSTRA	Percentagem em peso
SiO ₂	51,96%
Al ₂ O ₃	13,14%
TiO ₂	2,44%
Fe ₂ O ₃	13,40%
MnO	>0,19%
MgO	4,16%
CaO	9,00%
Na ₂ O	2,57%
K ₂ O	1,10%
P ₂ O ₅	0,17%
Soma	99,50

ANÁLISE QUÍMICA. 1: ANÁLISE QUÍMICA DE ROCHA. ANÁLISE QUÍMICA REAL REALIZADA PELO LABORATÓRIO DE ANÁLISES DE MINERAIS E ROCHAS DA UFPR, LAMIR



METAMORFISMO E ROCHAS METAMÓRFICAS

As rochas metamórficas têm sua origem a partir do metamorfismo ou transformação de rochas pré-existentes, sejam elas de origem sedimentar (parametamórfica), magmática (ortometamórfica) ou também de origem metamórfica, que sofrem a ação de pressão e/ou temperatura elevadas.

O calor, a pressão e os fluidos a que são submetidas as rochas pré-existentes são intensos o suficiente para provocar a mudança na composição mineral e/ou textural, dando origem a uma nova rocha (RUBERTI et al, 2009; WICANDER; MONROE, 2009).

TIPOS DE METAMORFISMO

Há diferentes processos que podem gerar rocha metamórficas, contudo os três primeiros são reconhecidos como os principais. Apesar de serem apresentados separadamente, os limites entre eles nem sempre são claros, pois são condicionados, basicamente, pela ação dominante de um dos agentes de metamorfismo (WICANDER; MONROE, 2009; RUBERTI et al, 2009).



Metamorfismo regional ou dinamotermal – esse processo de metamorfismo está relacionado com os cinturões orogênicos nos limites de placas convergentes, portanto, sua zona de ocorrência é bastante profunda e tende a ocupar amplas áreas da crosta. As rochas sofrem influência de pressões litostáticas e dirigidas elevadas por milhões de anos. As pressões a que são submetidas favorecem processos de dobramento e falhamento e recristalizações de novos minerais estáveis sob novo estado físico-químico (SÃO PAULO, 2015).

Metamorfismo dinâmico ou cataclástico – está, em geral, associado a zonas de falhas, onde as rochas estão sujeitas a pressões dirigidas. A pressão fortemente elevada produz transformações texturais e estruturais na rocha, formando microbandamento ou laminações. Deformações rúpteis ocorrem em porções mais superficiais da crosta, e neste caso, os minerais são fragmentados. Em zonas mais profundas, ocorrem deformações dúcteis, e os minerais são deformados, podendo ocorrer também a presença de fluidos formando novas recristalizações e formação de minerais hidratados (WICANDER & MONROE, 2009, SÃO PAULO, 2015).

Metamorfismo de contato ou termal - ocorre em áreas próximas às intrusões magmáticas, na chamada auréola de contato, que está submetida à elevação de temperatura das intrusões. O metamorfismo ocorre na rocha encaixante de acordo com capacidade calorífica, do gradiente térmico entre a intrusão e a rocha e das propriedades do material magmático que sofreu intrusão (WICANDER; MONROE, 2009). Essas rochas metamórficas são chamadas hornfels.

Metamorfismo de soterramento - ocorre a grandes profundidades e está associado às bacias sedimentares em processo de subsidência. Nesse caso, atuam em conjunto a pressão litostática e a temperatura, que pode chegar a 300° C, oriunda do fluxo de calor da crosta (RUBERTI et. al, 2009).

Metamorfismo hidrotermal – ocorre geralmente nas bordas de intrusões graníticas, em superfícies de vulcanismo basáltico submarino e campos geotermiais. O metamorfismo ocorre através da percolação da água quente nas fraturas e porosidade da rocha. Nele ocorrem trocas iônicas entre a água quente circulante e as paredes das fraturas da rocha (processo denominado metassomatismo). Isso faz com que os minerais tornem-se instáveis e ocorra a recristalização à temperatura entre 100 e 370° C. Trata-se de um importante processo de formação de depósitos minerais (SÃO PAULO, 2015).

Metamorfismo de fundo oceânico – dá-se em áreas próximas aos rifts das cadeias meso-oceânicas, onde a rocha quente recém-extrudida interage com a água fria do mar por meio de processos metassomáticos e metamórficos termiais (RUBERTI et al, 2009).

Metamorfismo de impacto – é um evento mais pontual, de áreas reduzidas da crosta que sofreram a ação do impacto de grandes meteoritos. Nessa situação, tem-se a energia do impacto que é dissipada na forma de ondas de choque e promovem o fraturamento e o calor que pode atingir 5000° C, que faz vaporizar o meteorito e promover o metamorfismo da rocha que sofreu o impacto (SÃO PAULO, 2015).

AGENTES DE METAMORFISMO

A temperatura e a pressão são os principais agentes de metamorfismo, entretanto, eles estão associados com outros parâmetros como os fluidos de circulação, a intensidade de aquecimento e o tempo durante o qual a rocha se encontra submetida a esses fatores. Durante os processos de metamorfismo a rocha se mantém no estado sólido, as modificações se dão na composição mineralógica, na textura e na estrutura.

Os principais agentes que promovem o metamorfismo em rochas são: **temperatura, pressões litostática e dirigida, ação de fluidos de circulação e tempo**, que serão apresentados na sequência.

TEMPERATURA

Na Terra, as temperaturas aumentam com a profundidade (grau geotérmico) e esse calor chega à crosta através de grandes volumes de material mantélico, intrudido em áreas vulcânicas ou de cadeia de montanhas. O metamorfismo ocorre em temperaturas entre 200° e 800° C nas rochas encaixantes que ficam em contato com o magma. Essas temperaturas não fundem a rocha, mas propiciam reações químicas entre os minerais que deixam as rochas mais sujeitas às pressões elevadas (RUBERTI et al, 2009; WICANDER; MONROE, 2009).

PRESSÃO

As profundidades em que ocorrem o metamorfismo são variadas (de poucos metros a dezenas de quilômetros). Portanto, as pressões a que as rochas estão submetidas são igualmente variadas. A pressão litostática que se origina do peso de rochas sobrejacentes são predominantes. Existem as pressões decorrentes do movimento das placas tectônicas que originam compressões laterais (pressão ou tensão dirigidas e compressivas) em parte da crosta. Nas rochas metamórficas, a deformação e a orientação dos minerais indicam a ocorrências de pressões dirigidas (RUBERTI et al, 2009).

FLUIDOS DE CIRCULAÇÃO

Durante o processo de metamorfismo, fluidos (fases líquidas e gasosas) atuam dissolvendo, transportando e alterando os minerais das rochas. A água assume papel fundamental pois tem poder de dissolver a maioria das substâncias e transportá-las, além de favorecer uma série de reações químicas. Esses processos químicos favorecem as diversas alterações mineralógicas na rocha que sofre o metamorfismo (WICANDER; MONROE, 2009).

Sendo a fase fluida a predominante, a presença da água é reconhecida pelos minerais hidratados, como micas, anfibólios e cloritas e/ou carbonatos, na maioria das rochas metamórficas. O metamorfismo de alto grau gera rochas com poucos minerais hidratados. Em oposição, o metamorfismo de baixo grau origina rochas com maiores quantidades de minerais hidratados (RUBERTI *et al*, 2009; WICANDER; MONROE, 2009).

TEMPO

O tempo torna-se um fator importante no metamorfismo uma vez que as reações químicas ocorrem de forma lenta de acordo com as alterações nas condições físicas do ambiente metamórfico. Não é possível afirmar quanto tempo leva para uma rocha metamórfica formar-se sob as mais diferentes condições físico-químicas. Estima-se que sob pressões e temperaturas elevadas, por um tempo de milhares ou até mesmo milhões de anos, formam-se na rocha metamórfica cristais de tamanho centimétrico (RUBERTI *et al*, 2009).

MINERAIS ÍNDICE

As etapas do processo de metamorfismo podem ser definidas pelos chamados minerais índice. Por meio do metamorfismo crescente, ocorrem mudanças mineralógicas, texturais e estruturais das rochas submetidas a esse aumento de pressão e temperatura. O aparecimento de minerais específicos possibilita o reconhecimento das diferentes zonas de metamorfismo (zonas de alto, médio e baixo metamorfismo). Dentre esses minerais podem ser citados a clorita, a estauroлита, a silimanita, a granada, a cianita, a andaluzita e o epídoto.

ESTRUTURAS DE ROCHAS METAMÓRFICAS

A classificação das estruturas de rochas metamórficas baseia-se nas suas propriedades macroscópicas, observáveis em amostra de mão e em afloramento. As duas grandes estruturas são foliação e estrutura maciça (WICANDER; MONROE, 2009).

Foliação: a foliação constitui o arranjo paralelo dos minerais na rocha. Incluem-se nessa classificação a xistosidade, lineação, clivagem ardósiana, gnaissificação, bandamento e clivagem de cremulação.

Lineação – é a presença de uma direção preferencial dentro do plano de xistosidade.

Xistosidade – apresenta o desenvolvimento de minerais placoides e/ou tabulares (Figura 1)

FIGURA 1 – ESTRUTURA XISTOSA DE AMOSTRA DE XISTO



FONTE: GISELE PIETROBELLI

Clivagem ardósiana - estrutura encontrada nas ardósias e filitos marcados principalmente pela iso-orientação de filossilicatos microcristalinos. A olho nu observa-se o rompimento da rocha em planos paralelos e regulares (Figura 2).

FIGURA 2 – CLIVAGEM ARDOSIANA EM AMOSTRA DE ARDÓSIA



FONTE: GISELE PIETROBELLI

Gnaissificação – constitui a estrutura típica dos gnaisses, que apresentam, de forma alternada, bandas de minerais claros e escuros. (Figura 3)

FIGURA 3 – ESTRUTURA GNÁISSICA EM AMOSTRA DE GNAISSE DOBRADO



FONTE: GISELE PIETROBELLI

Bandamento – trata-se do arranjo composicional de minerais caracterizado pela alternância de bancas claras e escuras na rocha (Figura 3). Bandas claras são formadas por quartzo e feldspato e bandas escuras são formadas por minerais máficos.

Clivagem de crenulação - ocorre ao longo de pequenas dobras de crenulação, principalmente de filitos e xistos.

Estrutura maciça ou granulosa– Nesse caso predomina a ausência de elementos planares ou lineares na rocha, apresentando um aspecto maciço.

FIGURA 4 – ESTRUTURA MACIÇA EM QUARTZITO



FONTE: GISELE PIETROBELLI

TEXTURAS DE ROCHAS METAMÓRFICAS

Três processos determinam as textura das rochas metamórficas: a blastese, que significa o crescimento dos minerais e a deformação que conduz à cominuição e orientação dos minerais, que envolve fragmentação, recuperação, recristalização, dissolução e neomineralização.

TEXTURAS BLÁSTICAS

A blastese envolve a nucleação seguida pelo crescimento mineral no estado sólido que se dá nos estágios iniciais do metamorfismo (CAPUTO, 2015). Assim, as texturas blásticas das rochas metamórficas são:

Granoblástica – nesse caso os minerais da rocha são granulares e sem orientação (Figura 5).

FIGURA 5 - TEXTURA GRANOBLÁSTICA EM MÁRMORE SACAROIDE



FONTE: GISELE PIETROBELLI

Granoblástica poligonal - nela os grãos apresentam dimensões semelhantes e os contatos entre eles são de interfaces retas e junções tríplices.

Nematoblástica - é definida por minerais de hábito alongado, prismático ou acicular dispostos subparalelamente.

Porfiroblástica - é característica das rochas que apresentam um mineral que se destaca pelo tamanho na matriz da rocha.

TEXTURAS CATACLÁSTICAS

Renner (2015) apresenta classificação de textura cataclástica em rochas metamórficas. Esta textura apresenta relação com o fraturamento e deformação dos grãos minerais de rochas sujeitas a metamorfismo dinâmico ou falhamento. Segundo o autor, elas dividem-se em:

Cataclástica - textura com pouca ou nenhuma orientação, cujos minerais, devido ao comportamento rúptil do metamorfismo dinâmico, são fragmentados. Visível principalmente em rochas quartzo-feldspáticas.

Milonítica - nesta textura os minerais envolvidos apresentam comportamento dúctil ou plástico, independente do processo envolvido, irão apresentar orientação em planos ou linhas.

FIGURA 6 - TEXTURA MILONÍTICA DE MILONITO



FONTE: GISELE PIETROBELLI

Porfiroclástica - trata-se de textura em que se destacam na massa cataclástica homogênea, minerais mais resistentes.

Em argamassa ou mortar texture - envolve minerais com graus menores de cataclase, portanto, rompem-se preferencialmente nas bordas.

Por fim, a classificação das rochas metamórficas mais comuns, suas características e a rocha formadora ou rocha-mãe estão sintetizadas no Quadro 1 (na página seguinte).

**QUADRO 1 - CARACTERÍSTICAS TEXTURAIS E ESTRUTURAIS DE ROCHAS
METAMÓRFICAS**

Textura	Rocha metamórfica	Minerais típicos	Grau metamórfico	Características das rochas	Rocha parental (ou protólito)
Foliada	Ardósia	Argila, micas, clorita	Baixo	Granulação fina, divide-se facilmente em peças planas	Lamito, argilito, cinza vulcânica
	Filito	Quartzo finamente granulado, micas e clorita	Baixo a médio	Luminosidade acetinada e resplandecente	Lamito
	Xisto	Mica, clorita, quartzo, talco, hornblenda, granada, estauroлита, grafita	Baixo a alto	Foliação distinta, minerais visíveis	Lamito, rochas carbonáticas e ígneas máficas
	Gnaisse	Quartzo, feldspato, hornblend, micas	Alto	Faixas claras e escuras, segregadas visíveis	Lamitos, arenitos, rochas ígneas félsicas e máficas
	Anfibolito	Hornblenda e plagioclásio	Médio a alto	Cor escura, foliação fraca	Rochas ígneas máficas
	Migmatito	Quartzo, feldspato, hornblenda, micas	Alto	Bandas ou lentes de granito entremeado em gnaisses	Rochas ígneas félsicas misturadas com rochas metamórficas
Não foliada	Mármore	Calcita, dolomita	Baixo a alto	Grãos engatados de calcita ou dolomita	Calcário ou dolomito
	Quartzito	Quartzo	Médio a alto	Grãos engatados de quartzo, dura, densa	Arenito de quartzo
	Xisto-verde (greenstone)	Clorita, epidoto, andaluzita, cordierita, quartzo	Baixo a médio	Finamente granulado, grãos equigranulares, dura, densa	Lamitos
	Antracito	Carbono	Alto	Fratuра subconchoidal, preto, brilhante	Carvão

FONTE: WICANDER; MONROE (2009)



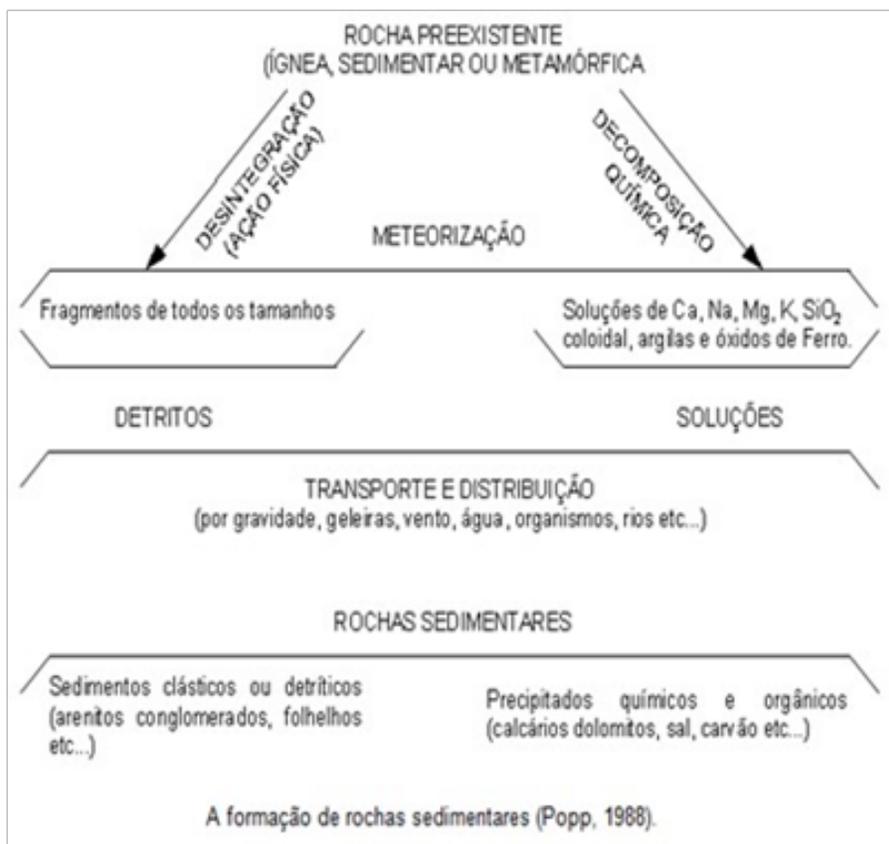
SEDIMENTOS E ROCHAS SEDIMENTARES

Rochas sedimentares são compostas por sedimentos que incluem partículas sólidas originadas do intemperismo mecânico e químico, assim como minerais precipitados de soluções por processos químicos e também minerais secretados dos organismos. Assim, todo sedimento é originado dos processos de intemperismo ou meteorização, da erosão e transporte, e da deposição como um agregado solto de partículas numa bacia sedimentar (Figura 1) (WICANDER, MONROE, 2009).

Um critério importante para classificar partículas sedimentares é o seu tamanho, especialmente para partículas sólidas ou sedimento detrítico (Quadro 1), originado do intemperismo em oposição ao sedimento químico, consistindo em minerais extraídos de solução por processos químicos inorgânicos ou das atividades dos organismos (WICANDER, MONROE, 2009).

Clasto é o componente individual de sedimentos detríticos ou de rochas sedimentares detríticas, produzido pela desintegração de massas de rochas maiores (sinônimo de detrito) (SUGUIO, 1998)

FIGURA 1 – A FORMAÇÃO DE ROCHAS SEDIMENTARES



FONTE: POP (1988)

QUADRO 1- DENOMINAÇÃO E TAMANHO DE COMPONENTES GRANULOMÉTRICOS

ϕ	Português	Inglês	mm
-9	Bloco	Boulder	512
-8			256
-7	Seixo	Cobble	128
-6			64
-5			32
-4	Cascalho muito grosseiro	Very coarse gravel	16
-3	Cascalho grosseiro	Coarse gravel	8
-2	Cascalho médio	Medium gravel	4
-1	Cascalho fino	Fine gravel	2
0	Areia muito grosseira	Very coarse sand	1,000
1	Areia grosseira	Coarse sand	0,500
2	Areia média	Medium sand	0,250
3	Areia fina	Fine sand	0,125
4	Areia muito fina	Very fine sand	0,0625
5	Silte grosseiro	Coarse silt	31,25
6	Silte médio	Medium silt	15,63
7	Silte fino	Fine silt	7,81
8	Silte muito fino	Very fine silt	3,91
9	Argila grosseira	Coarse clay	1,95
10	Argila média	Medium clay	0,98
11	Argila fina	Fine clay	0,49
12	Argila muito fina	Very fine clay	0,24
13	Colóides	Colloid	0,12

FONTE: WENTWORTH (1922).

A geração de rochas sedimentares envolve diferentes processos naturais que atuam para dar origem à alteração dos materiais, transporte, deposição e litificação. Entre eles, serão abordados neste material intemperismo, deposição, diagênese e estruturas sedimentares, estas últimas se destacam por fornecem informações a respeito do ambiente de formação das rochas sedimentares

INTEMPERISMO

O ciclo sedimentar inicia com a alteração e desagregação das rochas. Os fragmentos desse processo podem sofrer transporte e deposição em bacias de sedimentação, formando os sedimentos

O conjunto de processos que ocorrem na superfície terrestre e conduzem à alteração e desagregação das rochas chama-se intemperismo. É uma adaptação dos minerais das rochas às novas condições ambientais, muito diferentes daquelas em que se formaram.

O intemperismo é classificado de acordo com os mecanismos que se operam para promover a alteração ou fragmentação das rochas.

Intemperismo físico ou mecânico: ocorre por ação de forças físicas que quebram os materiais das rochas em fragmentos menores, mas mantendo a composição original da rocha. Os agentes que promovem esse tipo de intemperismo nas rochas incluem ação do congelamento, expansão e contração termal, alívio de pressão, atividade orgânica e crescimento de sais (WICANDER, MONROE, 2009).

Intemperismo físico-biológico: manifesta-se pela ação mecânica de vegetais ou animais que favorecem a quebra ou rompimento das rochas, como raízes de árvores e animais escavadores.

Intemperismo químico: refere-se aos processos químicos decorrentes da decomposição pela alteração do material parental (Figura 2). O intemperismo químico se dá por solução, oxidação, redução, hidratação, hidrólise ou dissolução. Minerais que formam as rochas têm diferentes graus de resistência ao intemperismo químico (Figura 3).

FIGURA 2–DIFERENTES TIPOS DE INTEMPERISMO QUÍMICO. A) DECOMPOSIÇÃO ESFEROIDAL OU ACEBOLAMENTO. B) BANDAMENTO EM DIFERENTES CORES, DECORRENTE DE ALTERAÇÕES DE DIFERENTES MINERAIS EM ROCHA ARENÍTICA. C) ALTERAÇÃO CONCÊNTRICA EM FRAGMENTO DE MATAÇÃO BASÁLTICO ROLADO, NOTA-SE NO CÍRCULO CENTRAL A COR ORIGINAL DA ROCHA.



a.

b.



c.

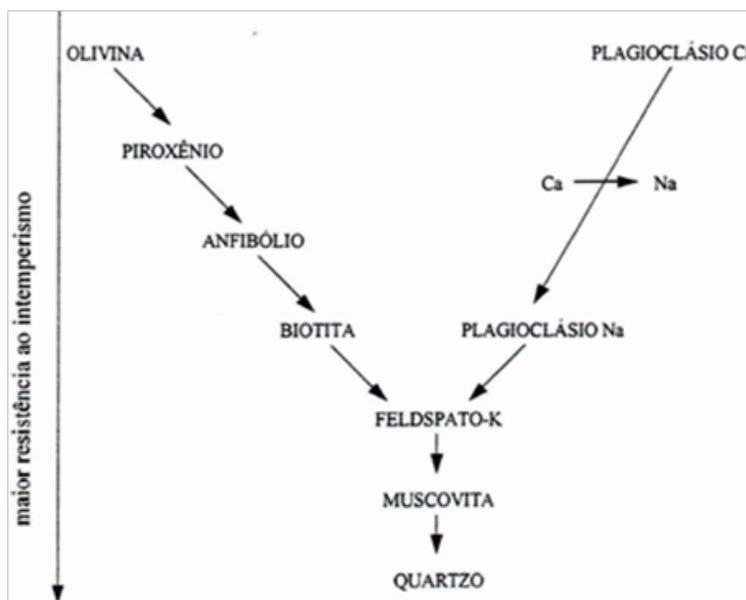
FONTE: GISELE PIETROBELLI

Pode ser incluído também o intemperismo químico-biológico que se refere à ação de plantas, animais e bactérias que produzem ácido e sais.

Uma vez gerados os produtos do intemperismo, estes poderão ser transportados e, nesse caso, eles recebem o nome de sedimentos, formando os depósitos sedimentares que, através da diagênese, transformam-se em rochas sedimentares litificadas.

Os mecanismos de transporte de sedimentos representam o carreamento dos produtos do intemperismo de um local para outro. Suguio (2003) classifica os seguintes agentes de transporte de materiais: águas pluviais e fluviais, correntes costeiras, ventos, geleiras e diferentes movimentos de massa. Durante o transporte, os sedimentos sólidos estão sujeitos à abrasão, arredondamento e selecionamento. Tanto o arredondamento quanto a seleção dos grãos têm implicações importantes para outros aspectos.

FIGURA 3: SEQUÊNCIA DE ALTERAÇÃO MINERAL DE GOLDICH



FONTE: CASSETI (1994)

DEPOSIÇÃO

A deposição corresponde à fase de sedimentação e/ou acumulação de partículas essencialmente minerais, em meios subaquoso ou subaéreo móveis, sob condições físicas e químicas normais, isto é, semelhantes às existentes na superfície terrestre (SUGUIO, 2003). Selley (1976) apresenta a classificação de ambientes típicos de sedimentação moderna (QUADRO 2). A remoção

e transporte dos produtos do intemperismo é denominado erosão e seus principais agentes são a água, o vento e o gelo

A taxa de sedimentação representa a velocidade de acumulação de sedimentos em um ambiente, comumente subaquático, medida pela espessura depositada em determinado intervalo de tempo (SUGUIO, 2003).

QUADRO 2 – AMBIENTES MODERNOS DE SEDIMENTAÇÃO

Continental	Terrestre	Desértico Glacial Espélico (cavernas)
	Subaquoso	Fluvial Paludal (pântanos) Lacustre
Transicional	Deltaico Estuarino Lagunar Litorâneo (intermarés)	
Marinho	Recifal Nerítico (maré baixa a - 180m) Batial (-180 a -1800m) Abissal (abaixo de -1800m)	

FONTE: DE SELLEY (1976).

PROCESSOS DIAGENÉTICOS

A conversão dos sedimentos inconsolidados em rocha consolidada denomina-se litificação e é comandada por processos diagenéticos. Entre os mais importantes deles estão: compactação, dissolução, cimentação e recristalização diagenética. A compactação diagenética se dá por processos mecânicos ou químicos. Os processos mecânicos geram redução de volume do material depositado causada pelo peso de camadas subjacentes. Nesse caso, ocorre diminuição de vazios, fuga de líquidos, aumento da superfície de contato e deformação de partículas. A compactação química se dá por dissolução de minerais sob pressão.

A dissolução diagenética pode se dar sob pressão ou na ausência dela. No primeiro caso, sob pressão, é modificado o tipo de contato entre os constituintes granulométricos dos sedimentos

Pontuais - planares - côncavos -convexos - suturados

Quanto maior a superfície de contato entre os grãos, menor será a porosidade da rocha e, por conseguinte, menor será a retenção ou migração de fluidos (água, óleo e gás) na rocha.

Sob condições de pressão normal, a dissolução diagenética ocorre por meio da percolação de fluidos nos sedimentos e reações químicas entre a solução e o material depositado

A cimentação constitui-se na acumulação de precipitados minerais nos poros intersticiais da rocha, gerando a colagem das partículas. Os principais elementos cimentantes das rochas sedimentares são argilominerais, pirita, calcita e quartzo.

A recristalização diagenética ocorre em sedimentos soterrados que sofrem mudanças mineralógicas ou na estrutura cristalina de seus minerais.

ESTRUTURAS DE SEDIMENTAÇÃO

Muitas estruturas sedimentares se originam de processos que envolvem movimento de água ou ar que ocorreram durante a deposição ou imediatamente após a deposição, mas ainda controladas por processos físicos. Essas são chamadas estruturas sedimentares físicas ou primárias. Outras são formadas em período muito posterior à deposição e são chamadas estruturas sedimentares químicas ou secundárias.

A classificação de estruturas sedimentares pode ser efetuada com base nas suas características morfológicas, ou no modo presumível de sua origem.

As estruturas sedimentares podem ter sua origem através de processos físicos que se dão durante a ou imediatamente após a deposição, e por processos químicos que se operam pela presença da água. Caputo (2014) sintetiza esta classificação genética das estruturas de sedimentação.

PRIMÁRIAS	Processos formadores durante a sedimentação ou imediatamente após a deposição
(SINGENÉTICAS)	Ex. Estratificação cruzada, marcas onduladas
SECUNDÁRIAS	Processos formadores após a sedimentação e geradas por processos químicos
(EPIGENÉTICAS)	Ex. Concreção

FONTE: CAPUTO (2014)

ESTRUTURAS FÍSICAS OU PRIMÁRIAS

As estruturas sedimentares primárias são formadas como resultado de interações entre gravidade, características físicas e químicas do sedimento e do fluido, podendo fornecer informações importantes sobre as condições hidráulicas do ambiente de deposição (REINECK e SINGH, 1980). Pettijohn (1963) classificou as estruturas sedimentares em físicas ou primárias, químicas ou secundárias e orgânicas, da forma como está sintetizado no QUADRO 3. A Figura 4 (a) apresenta diferentes tipos de estruturas de sedimentação primárias, como estrutura de preenchimento de canal, estrutura cruzada, plano-paralela, acanalada entre outras. Da mesma forma fósseis (Figura 4c) são considerados como estruturas primária

Também estão incluídas nesta categoria as estruturas primárias pós-deposicionais. Nelas incluem-se as estruturas sedimentares originadas por deformação ou rompimento de feições deposicionais precedentes (SUGUIO, 2003). Estruturas deformadas penecontemporâneas representam camadas sedimentares deformadas, contorcidas ou perturbadas por agentes inorgânicos que se formaram durante e após a deposição dos materiais, mas antes da consolidação dos sedimentos. Como exemplo, a Figura 4 (d), mostra gretas de contração, que representa uma feição pós-deposicional de origem física.

ESTRUTURAS QUÍMICAS OU SECUNDÁRIAS

Estas estruturas são consideradas epigenéticas ou secundárias, desenvolvidas, portanto, muito tempo após a sedimentação. Seus diferentes tipos estão listados no Quadro 3, contudo as mais abundantes são os nódulos e concreções. Concreção silicosa pode ser vista na Figura 4 (e).

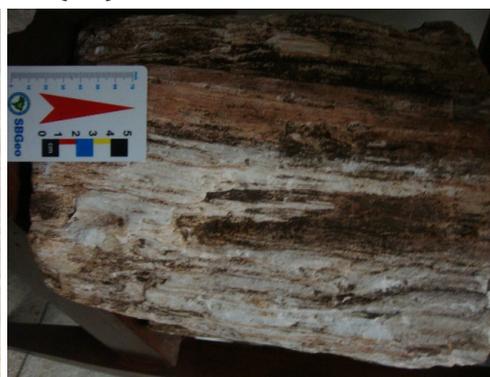
Suguió (2003) apresenta também a categoria de estruturas sedimentares biogênicas primária para referir-se às estruturas biológicas de diferentes origem, como rastros ou pistas de vertebrados, tubos de origem orgânica, coprólitos, estromatólitos, bióstromos e bioermas. Nesta perspectiva a mineralização de tecidos vem a se constituir numa estrutura biogênica. A este processo, denomina-se permineralização que é o preenchimento de poros e cavidades de um organismo por mineral de diferentes tipos, entre elas carbonato de cálcio e sílica, preservando a estrutura original do organismo.

A figura 4 (b) apresenta um fragmento de tronco que foi permineralizado, podendo ser chamado também de tronco silicificado. Pettijohn (1963) inclui a categoria de estrutura sedimentar orgânica em sua classificação (Quadro 3).

FIGURA 4 – DIFERENTES TIPOS DE ESTRUTURAS DE SEDIMENTAÇÃO. EM (A) TEM ESTRUTURA DE PREENCHIMENTO DE ANTIGO CANAL E SUCESSÃO DE DIFERENTES TIPOS ESTRUTURAS SEDIMENTARES (CRUZADA, ACANALADA, PLANO-PARALELA) NO INTERIOR DO MUNICÍPIO DE LAPA (PR). EM (B) TRONCO SILICIFICADO RECOLHIDO NA ÁREA URBANA DE GUARAPUAVA (PR). EM (C) PARTE DE FÓSSIL DE MESOSAURUS BRASILIENSIS PRESERVADO EM FOLHELHO DA FORMAÇÃO IRATI, COLETADO EM GUAMIRANGA (PR). EM (D) TEM-SE ESTRUTURA DE DEFORMAÇÃO PLÁSTICA GERANDO GRETAS DE CONTRAÇÃO EM SEDIMENTOS ARGILOSOS. EM (E) CONCREÇÃO SILICOSA DESENVOLVIDA EM ARENITO. AMOSTRA COLETADA EM PRUDENTÓPOLIS (PR).



a.



b.



c.



d.



e.

FONTE: GISELE PIETROBELLI

QUADRO 3 - CLASSIFICAÇÃO DE ESTRUTURAS SEDIMENTARES

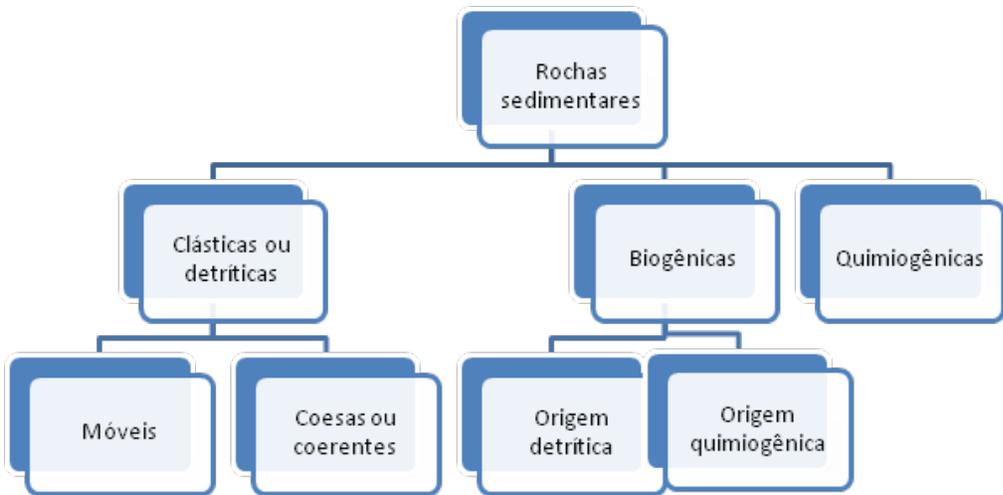
Estruturas inorgânicas		Estruturas orgânicas
Estruturas primárias ou mecânicas	Estruturas secundárias	
<p>A - Estratificação paralela horizontal</p> <ol style="list-style-type: none"> 1.laminações 2.estratificação cruzada 3.estratificação gradacional 	<p>A - Estruturas de dissolução</p> <ol style="list-style-type: none"> 1.Estilolitas 2.Zonas de corrosão 3.Geodo, oólitos, pisólitos, etc. 	A - Petrificações
<p>B - Estruturas de estratificação lineares</p> <ol style="list-style-type: none"> 1.Estriações 2.Lineações em areias 3.Marcas de ondulação 	<p>B - Estruturas de acreção</p> <ol style="list-style-type: none"> 1.Nódulos 2.Concreções 3.Agregados cristalinos (esferulitas e rosetas) 4. Veios 5. Bandamentos em cores 	B - Estratificação (estromatólitos)
<p>C-Irregularidades e marcas no plano de estratificação</p> <ol style="list-style-type: none"> 1.Marcas de ondas de linhas de deixa 2. Marcas de chuva 3.Cortes, cavidades, etc. 	<p>C-Estruturas compostas</p> <ol style="list-style-type: none"> 1.Geodos 2.Septárias 3.Cone-em-cone 	<p>C-Várias</p> <ol style="list-style-type: none"> 1.Estruturas de bioturbação 2.Pistas 3.Pelotas fecais e coprólitos
<p>D-Estratificação deformada</p> <ol style="list-style-type: none"> 1.Estrutura de escape de água dobrada 2.<i>Boudinage</i> 3.Estratificação quebrantada <p>Estrutura brechosa, blocos rompidos por tração, gretas de dessecação, galha de argila, etc.</p> <ol style="list-style-type: none"> 4. Diques e <i>sills</i> sedimentares 		

FONTE: PETTIJOHN (1963)

CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS SEDIMENTARES

As rochas sedimentares podem ser classificadas quanto à gênese, natureza, tamanho dos grãos e constituição. A forma mais empregada de classificação das rochas sedimentares é quanto ao seu processo de formação (Figura 5)

FIGURA 5 – CLASSIFICAÇÃO GENÉTICA DAS ROCHAS SEDIMENTARES.



ROCHAS SEDIMENTARES CLÁSTICAS [DETRÍTICAS OU TERRÍGENAS]

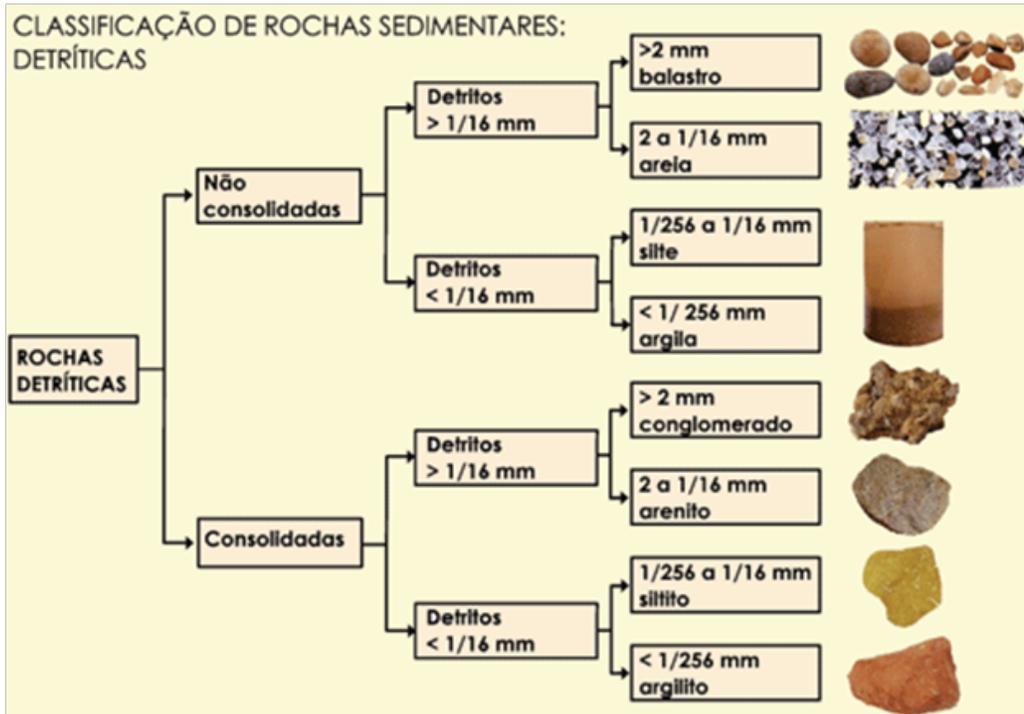
São as rochas sedimentares mais abundantes na crosta. Elas são formadas por meio da erosão, transporte, sedimentação de materiais minerais e rochosos, podendo ou não haver a diagênese dos sedimentos (Figura 6).

Conglomerados – rochas formadas por clastos de constituição e tamanho diversos, mas predominando aqueles superiores a 2 mm de diâmetro emersos em matriz fina. Quando os clastos são angulosos, a rocha denomina-se brecha. Os tipos de conglomerados são ortoconglomerado e paraconglomerado.

Arenitos- rochas formadas por fragmentos entre 2 e 0,062 mm de diâmetro (segundo a escala de Wentworth).

Pelitos– rochas formadas por constituintes cujos tamanhos dos grãos são inferiores a 0,062 mm de diâmetro (escala de Wentworth). Sob essa denominação, incluem-se siltitos e argilitos.

FIGURA 6 – CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS SEDIMENTARES DETRÍTICAS OU CLÁSTICAS



FORTE: BIOGEO (2015)

ROCHAS SEDIMENTARES QUIMIOGÊNICAS E BIOGÊNICAS

São formadas devido à ação de material química e biogenicamente precipitado, a partir de águas superficiais. Uma classificação dessa categoria de rochas sedimentares está representada na Figura 7

Evaporitos- São rochas formadas a partir da precipitação química de sais (cloretos e sulfatos) após a evaporação da água em meios de baixa profundidade em clima quente.

Depósitos ferríferos -têm sua origem na deposição de hidratos férricos coloidais. Os diferentes ambientes geram diferentes acumulações como hematita, limonita, pirita ou siderita.

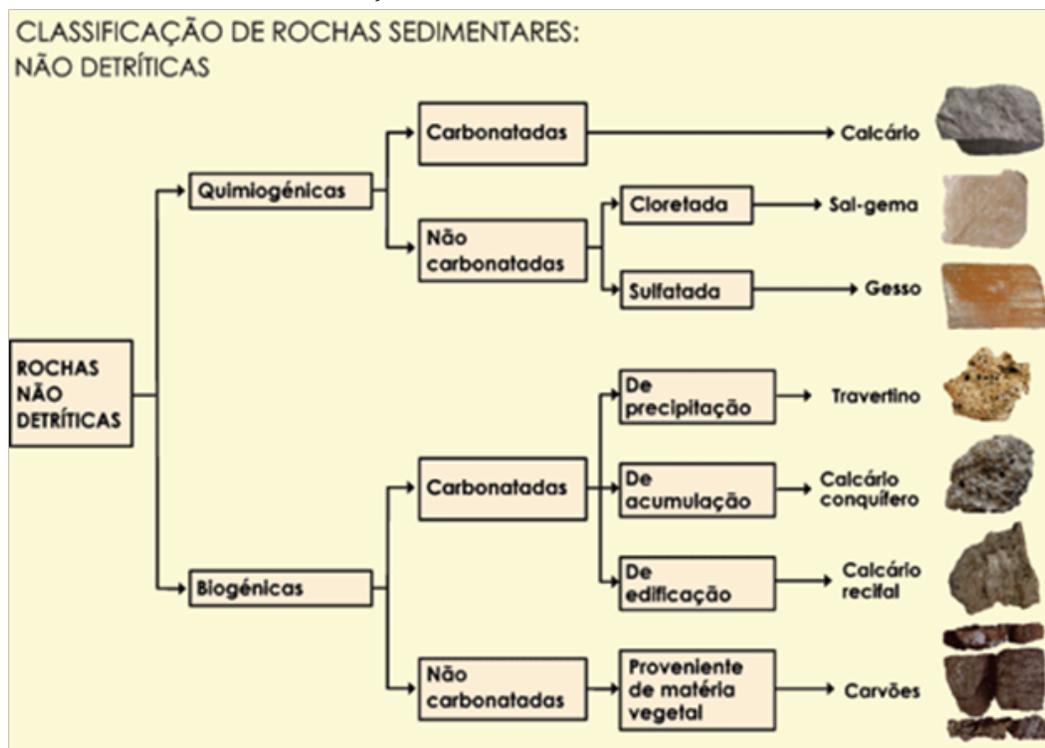
Depósitos silicosos - são depósitos de sílica (SiO₂) criptocristalina fibrosa e quartzo microcristalino. Apresentam-se com estrutura maciça e

ocorrem em forma de nódulos ou camadas. Exemplos sílex, jaspe, diatomitos entre outras (CAPUTO, 2015).

ROCHAS SEDIMENTARES ORGÂNICAS

É material sedimentar gerado pela acumulação bioquímica ou deposição e alteração da matéria orgânica (Figura 7).

FIGURA 7 – CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS SEDIMENTARES NÃO DETRÍTICAS



FONTE: BIOGEO (2015)

A IMPORTÂNCIA DAS ROCHAS SEDIMENTARES

Rochas sedimentares têm sua importância ressaltada na construção civil, na indústria, agricultura, geração de energia e, não menos importante, no registro da evolução da vida na terra, por meio de diferentes marcas fósseis e para o entendimento da dinâmica dos fluxos de água e ar por meio das estruturas sedimentares.

ATIVIDADES

Em Ponta Grossa, o Parque Estadual de Vila Velha, foi criado em razão das formações e feições rochosas lá preservadas. Procure no Brasil, alguns parques ou sítios geológicos criados em razão das formações rochosas do tipo sedimentar.

SOLOS E PROCESSOS DE EROÇÃO

Antes mesmo de o homem ter a plena consciência de sua existência, o solo se apresenta como um dos elementos mais importantes da história. Inicialmente, o homem se utilizava dele somente para caminhar, coletar, caçar e usar o barro que conseguia para a produção de cerâmicas e pigmentos para pintura. Somente após o homem se tornar sedentário, começar a cultivar e a criar animais, é que o solo recebe alguma atenção. Com o passar do tempo, muitas civilizações se fixam e prosperam nos locais onde o clima é favorável, a oferta de água abundante e, é claro, o solo mais fértil e propício para agricultura.

Assim, as primeiras civilizações, mesopotâmicos, egípcios, indianos, chineses, astecas e incas, que surgiram após a última era glacial organizaram-se em grupos e cultivaram a terra.

É somente no final do século XVIII que o solo ganha destaque no mundo científico através de estudos sobre a matéria orgânica e constituição mineral do solo, no desenvolvimento dos vegetais. No século XIX, com o cientista russo Dokutchaev, em 1883, o estudo das camadas do solo e sua descrição detalhada ganham o caráter de ciência, sendo essa ciência chamada de pedologia.

ATIVIDADE

Relacione 5 tipos de usos do solo no dia a dia.

O QUE É SOLO

O solo é a delgada camada mais superficial da litosfera que é responsável pela maior parte das formas de vida do planeta (VIDAL-TORRADO *et. al.* 2005). É formado por um conjunto de corpos naturais tridimensionais, resultante da ação integrada do clima e organismos sobre o material de origem, condicionado pelo relevo em diferentes períodos de tempo (PALMIERI; LARACH, 2000).

É um sistema dinâmico, respondendo a adições, subtrações, translocações e transformações de matéria e energia. Sua morfologia é variável de acordo com perturbações causadas por umidade, temperatura, vegetais, animais e, particularmente, pela ação do homem (CASTRO *et.al.*, 2000).

MORFOLOGIA DOS SOLOS

Os solos são analisados de diversas formas a partir do conhecimento do material de origem, das condições climáticas, da cobertura vegetal etc. São divididos, inicialmente, em dois tipos básicos: solos minerais e orgânicos.

Solos minerais são aqueles que possuem grande quantidade de frações minerais, ar, água e uma fração orgânica relativamente pequena. Já, os solos orgânicos possuem uma fração mediana de minerais e ar, uma grande quantidade de compostos orgânicos e de água.

FIGURA 1 - CORTE DE ESTRADA COM PERFIL DE SOLOS ARENOSOS NO NOROESTE DO PARANÁ.



FONTE: WELLINGTON BARBOSA DA SILVA

Essas características são ainda mais pronunciadas de acordo com outras características como: profundidade, organização das camadas, textura, cor, cerosidade, estrutura, densidade, porosidade e consistência.

CLASSIFICAÇÃO DOS SOLOS

Assim como as plantas e animais, os solos recebem também uma classificação. Essa classificação é dada de acordo com os tipos de produtos gerados pelo material de origem, clima, vegetação, relevo etc., fatores esses que influenciam diretamente na evolução e características físicas e químicas dos solos. Nos EUA os solos são classificados em seis níveis, sendo eles: Ordem>Subordem>Grande Grupo>Subgrupo>Família>Série. No Brasil a classificação dada pela EMBRAPA (2013) dos solos chega até o quarto nível. São eles: Ordem>Subordem>Grande Grupo>Subgrupo. O quinto e o sexto níveis ainda estão em discussão. A classificação dos solos é importante para se entender as principais características de cada solo, seus principais atributos, os cuidados que devem ser tomados para seu manejo ou os melhores usos que podem ser feitos em determinadas regiões.

A EMBRAPA (2013) hierarquiza os solos em um sistema multicategórico e com o primeiro nível, Ordem, dividido em 13 classes, separadas pela ausência ou presença de horizontes diagnósticos, relacionadas às diferenças geradas nos processos pedogenéticos.

QUADRO 1. CLASSES DE SOLOS

Classes (nível de ordem)	Elementos formativos	Termos de conotação e de memorização
LATOSSOLO	LATO	Latosol; horizonte B latossólico
NITOSSOLO	NITO	Nítido (agregados com faces nítidas
ARGISSOLO	ARGI	Horizonte B com acúmulo de argila (antigo Podzólico)
PLANOSSOLO	PLANO	Plânico; horizonte B plânico
PLINTOSSOLO	PLINTO	Plintita; horizonte plíntico
LUVISSOLO	LUVI	Saturado (por bases); acúmulo de argila Ta
CHERNOSSOLO	CHERNO	Chernozêmico; escuro, rico em bases
ESPODOSSOLO	ESPODO	Spodos; horizontes B espódico
VERTISSOLO	VERTI	Vértico; horizonte vértico
CAMBISSOLO	CAMBI	Cambiar; horizonte B incipiente
NEOSSOLO	NEO	Novo; pouco desenvolvido
GLEISSOLO	GLEI	Glei; horizonte glei
ORGANOSSOLO	ORGANO	Orgânico; horizontes H ou O hístico

FONTE: EMBRAPA (2013)

HORIZONTES DO SOLO

Os horizontes do solo apresentam características como cor, estrutura, cerosidade e textura que variam lateralmente ou horizontalmente em um perfil exposto. A natureza dos horizontes de solo conta muito sobre a história do solo de um determinado local. Como exemplo, descobre-se se o solo é bem drenado ou mal drenado pela cor. Solos avermelhados indicam uma boa drenagem enquanto que os solos acinzentados sugerem saturação de água em determinado nível.

FIGURA 2 - HORIZONTE SUPERFICIAL COM ACÚMULO DE MATÉRIA ORGÂNICA E ESTRUTURA MOSTRANDO PROCESSOS DE UMEDECIMENTO E RESSECAMENTO DO SOLO EM CORTE DE ESTRADA, EM CAMPOS DO JORDÃO, SÃO PAULO.

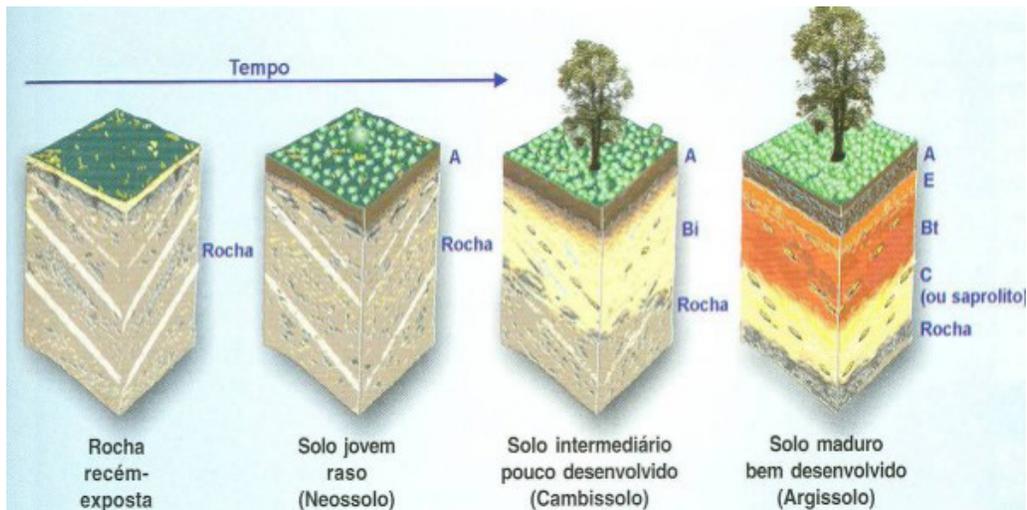


FONTE: WELLINGTON BARBOSA DA SILVA

COMO IDENTIFICAR E DESCREVER PERFIS DE SOLO

Comumente, descreve-se os perfis de solo como tendo um horizonte O composto por serapilheira e materiais orgânicos originários de restos vegetais e animais, sobrejacente a um horizonte A. O horizonte A é a camada próxima à superfície, que contém matéria orgânica e que perde material sólido para o horizonte abaixo, o horizonte B. O horizonte B por sua vez, é o horizonte que apresenta maior desenvolvimento de cor, estrutura e concentração de ferro e/ou alumínio translocados de outros horizontes. Logo abaixo do B encontra-se o horizonte C, que nada mais é que uma transição entre o solo e a rocha. A rocha por sua vez, é o material de origem dos solos.

FIGURA 3 - EVOLUÇÃO A EVOLUÇÃO DA ROCHA EXPOSTA ATÉ A FORMAÇÃO DO SOLO E SEUS HORIZONTES



FONTE: EMBRAPA (2013)

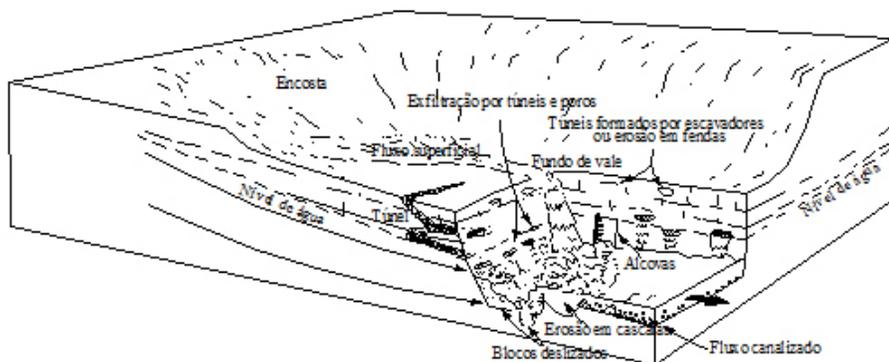
Vale lembrar que isso não é uma regra. É comum o reconhecimento em campo de solos apresentando mais horizontes no perfil ou, simplesmente, não apresentando esta sequência completa de horizontes.

PROCESSOS E MECANISMOS DE EROSIÃO DO SOLO EM ENCOSTAS

Os mecanismos e processos de erosão estão relacionados à dinâmica de água de superfície e subsuperfície. É da conjugação desses mecanismos que são definidas as feições e formas erosivas. As formas erosivas retratam o resultado mais expressivo da erosão no sistema encosta: voçorocas, estruturas de abatimento, depressões. As feições erosivas representam impressões ou marcas visíveis nas formas erosivas.

Segundo OLIVEIRA et al. (1995) o processo de erosão constitui uma sequência de estados de transformação de um dado sistema ao longo do tempo. Nesta perspectiva, no sistema encosta, o modo de funcionamento das forças responsáveis pelo movimento de material ou água dentro do processo erosivo é entendido pelos autores como mecanismo. A representação dos principais mecanismos de erosão que podem ser reconhecidos em encostas está contida na figura 4.

FIGURA 4 - PROCESSOS E MECANISMOS DE EROÇÃO EM ENCOSTAS.



FONTE: DIETRICH E DUNNE, 1993

Esses processos e mecanismos de erosão estão descritos a seguir.

FLUXO EM LENÇOL OU LAMINAR (SHEET FLOW)

A água que flui de modo relativamente homogêneo por toda a superfície do solo, sem seguir ou formar canais preferenciais, gera um tipo de fluxo que é chamado de fluxo em lençol ou laminar. Esse fluxo se espalha por toda a superfície da encosta de modo difuso (Figura 5), podendo gerar grandes prejuízos quando o solo fica descoberto, carregando uma grande quantidade de material orgânico e mineral da superfície.

FIGURA 5 – FLUXO SUPERFICIAL DIFUSO EM CABECEIRA DE PISTA DO AEROPORTO DE GUARAPUAVA



FONTE: WELLINGTON BARBOSA DA SILVA

FLUXO CONCENTRADO OU HORTONIANO (RUNOFF)

O fluxo superficial concentrado (*runoff*) ou fluxo hortoniano ocorre quando a intensidade da chuva excede a capacidade de infiltração do solo. Ele é originado primariamente nas microdepressões do terreno que ficam repletas de água e transbordam (Figura 6). Assim, tem início a remoção e transporte de materiais. Conforme o fluxo aumenta, a concentração da água em canais se torna cada vez maior, removendo progressivamente a quantidade de material ao longo da encosta, gerando sulcos e voçorocas em locais sem cobertura vegetal.

FIGURA 6 - FLUXO SUPERFICIAL CONCENTRADO EM RAVINA DURANTE PRECIPITAÇÃO EM GUARAPUAVA, PARANÁ.



FONTE: WELLINGTON BARBOSA DA SILVA

EROSÃO EM SULCOS, RAVINAS E VOÇOROCAS

Os processos de erosão em sulcos, ravinas e voçorocas são referidos também como erosão linear. Os sulcos constituem pequenas incisões na superfície da encosta, ocorrem em áreas com intensa erosão laminar, relacionada principalmente com o tipo de solo e declividade do terreno. Podem ser obliteradas por máquinas agrícolas.

Ravinas são formadas pela concentração do fluxo superficial que escava com maior energia o solo (Figura 6). Apresentam, em geral, forma retilínea, alongada e estreita. Numa classificação dimensional, apresentam largura e profundidade de até 0,5 m. Pode ser classificada também pelo principal mecanismo que atua sobre a erosão, o escoamento superficial concentrado.

As voçorocas são formas mais complexas de erosão. Apresentam profundidade superior a 0,5 m ou sua evolução está relacionada com ação das águas de superfície e de subsuperfície. Em geral, podem apresentar mais de uma cabeceira ou frente de avanço (dígito), vários mecanismos de erosão favorecem sua evolução, além do fluxo superficial concentrado e do fluxo subsuperficial, tem-se: ação água de exfiltração em paredes expostas, fendas de dessecação e alívio de tensão, diferentes movimentos de massa, *pinping*, entre outros.

FIGURA 7 - VOÇOROCA EM MANTO DE ALTERAÇÃO ARENOSO EM PONTA GROSSA (PR). EM (A) CABECEIRA ATIVA DE VOÇOROCA E EROSIÃO EM RESSALTOS OU DEGRAUS. EM (B) CANAL DE VOÇOROCA EM FORMA DE V, INDICANDO QUE A EROSIÃO NESTE DÍGITO ESTÁ EM FASE INICIAL.)



a.



b.

FONTE: GISELE PIETROBELLI

O desenvolvimento de voçorocas ocorre principalmente por incisão do fluxo concentrado, em porções da encosta onde o gradiente de fluxo ou descarga da água de escoamento aumenta repentinamente. À medida que a água converge para dentro da cabeceira de uma incisão, o aumento de gradiente local e de descarga provocam o recuo da cabeceira.

O fluxo superficial concentrado atua sobre as paredes e piso de cabeceira de voçorocas escavando caneluras e ressaltos em materiais mais coesos (Figura 7a). De acordo com DIETRICH e DUNNE (1993) a atuação da erosão por escoamento superficial nas paredes laterais da incisão depende da atividade erosiva no leito do canal. Se o nível de base local for rapidamente degradado, as paredes laterais evoluem com maior ângulo de inclinação, tendendo ao alargamento do canal (Figura 7b).

EROSÃO EM CASCATA

A erosão em cascata (*plunge pool erosion*) ocorre quando o fluxo de água concentrado desce a cabeceira de voçoroca ou ravina em forma de cascata. O movimento turbilhonar da água escava a base do talude e o piso do canal em formas semelhantes a ressaltos. Além disso, o avanço da erosão na base do talude provoca a queda de blocos e materiais por perda de sustentação.

EROSÃO POR EXFILTRAÇÃO DE ÁGUA DE SUBSUPERFÍCIE

A movimentação da água em subsuperfície é produto de diferenças de potencial de migração de líquidos resultantes de desníveis altimétricos entre as zonas de saturação. O fluxo subsuperficial da água promove erosão através da liquefação ou através da remoção de partículas do interior dos macroporos, ou ainda através da dissolução do material (DIETRICH e DUNNE, 1993). A retirada do material inconsolidado por força de exfiltração (*seepage*) sobre condições de pressão hidráulica é referido com *piping* (Figura 8a). De acordo com Dietrich e Dunne (1993) o carreamento de solo ou rocha resultante do fluxo constante e emergente em meio poroso é denominado erosão por água de exfiltração (*seepage erosion*) (Figura 8b). Ela requer o desenvolvimento de um conjunto de forças críticas ou força de arraste, que mobilize e transporte partículas individualmente ou através de liquefação.

FIGURA 8 –(A) PAREDE NO INTERIOR DE TÚNEL COM EXFILTRAÇÃO DE ÁGUA ATRAVÉS DA POROSIDADE. A SUPERFÍCIE BRILHANTE É AGUA DE VAZAMENTO QUE ALIMENTA O FLUXO SUBSUPERFICIAL CONCENTRADO (GUARAPUAVA-PR). EM (B) FLUXO CONCENTRADO DE ÁGUA DE EXFILTRAÇÃO EM PEQUENO DUTO EM PAREDE DE INCISÃO EROSIVA (CASCAVEL-PR).



a.

b.

FONTE: WELLINGTON BARBOSA DA SILVA

EROSÃO EM TÚNEIS

Os túneis (*pipes*) constituem cavidades com diâmetros que variam de centímetros a metros (Figura 9 a e b), localizadas em subsuperfície e podem se estender por longas distâncias em direção a baixa encosta. A macroporosidade do solo que favorece a formação e evolução de dutos (*pipes*) está relacionada a fraturas de tensão, à rede de raízes de plantas, à atividade biótica (DIETRICH e DUNNE, 1993) e a contrastes texturais que reduzem a permeabilidade a uma certa profundidade do solo e à presença de uma zona do solo potencialmente dispersiva (THOMAS, 1994). Os dutos passam a constituir rotas preferenciais de fluxo de água de subsuperfície e são responsáveis por diversos mecanismos de erosão que, em geral, evoluem para canais em superfície.

Dunne (1990) propôs o termo “*tunnel scour*” para enfatizar a diferença entre este processo e outras formas de erosão subterrânea, indicando que elas são favorecidas por condições geológicas e climáticas e determinam a formação de uma intrincada rede subterrânea de dutos. Se os solos são bem agregados, ricos em matéria orgânica e reforçados por trama de raízes, as taxas de erosão associada a erosão em túneis (*tunnel scour*) parecem ser relativamente lentas e equilibradas (DIETRICH e DUNNE, 1993). Entretanto, a tensão de cisalhamento pode ser reduzida a quase zero em materiais com cimentos solúveis ou com minerais de argila expansiva.

Os túneis podem apresentar dimensões variadas, de poucos centímetros a alguns metros de diâmetro e ter seu comprimento estendendo-se por toda a encosta, tornam-se visíveis quando são interceptados por uma parede de voçoroca ou estrutura de abatimento.

FIGURA 9 - PROCESSO DE EROSIÃO EM TÚNEL. EM (A) O FLUXO CONCENTRADO ESTÁ ATIVO NO SEU INTERIOR (CASCAVEL -PR). FONTE: WELLINGTON BARBOSA DA SILVA. EM (B) TÚNEL COM DIÂMETRO DE 3,12M E A EROSIÃO POR DESPRENDIMENTO DE SOLO NO TETO DO TÚNEL (LARANJEIRAS DO SUL-PR).



a.



b.

FONTE: MARCOS FRANDOLOZO

MOVIMENTOS DE MASSA

As paredes de ravinas e voçorocas estão sujeitas a diferentes movimentos de massa. Eles ocorrem de forma distinta nas paredes frontais das cabeceiras e nas paredes laterais de incisões (Figura 10). As paredes frontais, em conexão com o eixo de drenagem na encosta, recebem maior volume de água, seja através do fluxo superficial, ou da água subterrânea que emerge nos volumes de solo na parede da incisão. Nas paredes laterais, a jusante da cabeceira da incisão, a quantidade de água que circula no solo é menor, e por vezes ausente. Entretanto, estando sujeitas ao molhamento durante as chuvas, ou ao encharcamento após intensas precipitações ou longos períodos de chuva menos intensa, os materiais podem sofrer a redução da resistência mecânica do solo e deslizarem para o canal da incisão (Figura 10). Nas paredes frontais das cabeceiras de voçoroca os movimentos de massa são potencializados pelo maior aporte de água que desce a encosta em superfície ou aflora no talude.

FIGURA 10 - MOVIMENTO DE MASSA EM PAREDE DE VOÇOROCA EM PONTA GROSSA (PR)



FONTE: GISELE PIETROBELLI

A subsidência constitui também movimento de massa de caráter mais localizado nas encostas, apresentando formas circulares, por vezes com mais de 10 metros de diâmetro. Elas ocorrem dispersas na superfície. São movimentos muito lentos, gerados pelo adensamento ou afundamento de camadas de solo, resultantes da remoção de alguma fase sólida, líquida ou gasosa do regolito (CAMARGO, 1998).

ATIVIDADE

- Procure se informar a respeito de processos de erosão do solo que são mais evidentes no seu município e o que tem sido feito para reduzir o problema.

- Pesquise a sobre o uso de plantas específicas usadas para contenção da erosão do solo.

REFERÊNCIAS

BAHIA (Estado). Secretaria de Desenvolvimento Econômico, Departamento Baiano de Produção Mineral - O que é Geologia? http://www.cbpm.com.br/paginas/oque_geologia.php. Acesso em 12 de janeiro 2015.

BARRETO, M, L. D. **Mineração e desenvolvimento sustentável**: desafios para o Brasil. Rio de Janeiro: CETEM/MCT, 2001. 215p.

BAUMAN, A. **núcleo e crosta terrestres**. Barueri: Girassol, 2008. 29p.

BETTENCOURT, J, S e MORESHI, J, B. Recursos minerais. In. TEIXEIRA, W. FAIRCHID, T.R; MOTTA DE TOLLEDO, A.M; TAIOLI, F. **Decifrando a Terra**. 2. Ed. São Paulo: Companhia Nacional, 2009, p.446-470.

BIGARELLA, J. J; BOLSANELO, A.; LEPREVOST, A. **Rochas do Brasil**. Rio de Janeiro: LTC, 1985. 310p.

Biogeo. Geologia 12. Disponível em http://biogeo.paginas.sapo.pt/geo12/geo12_contents01.htm. Acesso em 14 de março de 2015.

BOGGS JR, S. **Petrology of sedimentary rocks**. New York: Macmillan Publishing Company, 1992. 707p.

BONATTI E., LIGI M., BRUNELLI D., CIPRIANI A., FABRETTI P., FERRANTE V., GASPERINI L., OTTOLINI L.: Mantle thermal pulses below the Mid-Atlantic ridge and temporal variations in the formation of oceanic lithosphere. **Nature**, 423, 6939. May 2003. p. 499-505.

BRASIER, M.; COWIE, J.; TAYLOR, M. Decisions on the Precambrian-Cambrian boundary stratotype. **Episodes**, Ottawa, v. 17, p. 3-8. 1994.

BRASIL Ministério da Ciência e Tecnologia- Museu de Astronomia e Ciências Afins MAST. A formação do Sistema Solar. Disponível em http://www.mast.br/exposicoes_hotsites/exposicao_temporaria_faz_tempo/sistema_solar.html. Acesso em 29 de março de 2015.

CAMARGO, G. **Processo de erosão no Centro e Sul do Segundo Planalto Paranaense: evolução de encosta e influência da erosão subterrânea na expansão de voçorocas**. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 210p, 1998.

CAMPBELL, I.H; GRIFFITHS, R.W. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. **Earth and a Planetary Science Letters**, v. 99, p 79-93, 1990.

CAPUTO, V. Metamorfismo e rochas metamórficas. http://www.ufpa.br/larhima/Material_Didatico/Graduacao/Geologia_Geral/Metamorfimo%20e%20Rochas%20Metamorficas.DOC. Acessado 2 de fevereiro de 2015.

CAPUTO, V. **Sedimentos e rochas sedimentares**: Intemperismo e rochas sedimentares. Disponível em: <http://www.ufpa.br>, 2012. Acesso em: 04 jan. 2014.

CARNEIRO C. D. R.; GONÇALVES P. W.; LOPES O. R. O Ciclo das rochas na natureza. **Terræ Didatica**, v. 5, n. 1, p. 50- 62, 2009.

CAS, R.A.F.; WRIGHT, J.V. **Volcanic successions - modern and ancient**. London: Unwin Hyman, 1988. 528p.

CASSETI, V. **Elementos de Geomorfologia**. Goiânia: Ed. UFG, 1994. 137 p

CONYBEARE, C. E .B.; CROOK, K. A. W. **Manual of sedimentary structures** 2. ed. Bureau of Mineral Resources Geology and Geophysics. Bulletin 102, Canberra Watson Ferguson, 1982. 470p.

Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM Sumário Executivo Mineral. 2012.

_____. Sumário Executivo Mineral. 2014.

_____. DIPLAM-Diretoria de planejamento e desenvolvimento da mineração (1º\2014). Informe Mineral. Janeiro-Julho de 2014.

DUFFY, T. Some recent advances in understanding mineralogy of Earth's deep mantle. **Philosophical Transactions of Royal Society A** n.366, p. 4273-4293, nov.2008

DIETRICH, W. E.; DUNNE, T. The channel head. In: BEVEN, K.; KIRKBY, M. J. (Ed): **Channel Network Hydrology**. John Willey & Sons Ltd, p.175-219, 1993.

DUNNE, T. Hydrology, mechanics, and geomorphic implications of erosion by subsurface flow. In: **Groundwater Geomorphology**. Geological. Soc. Am. Spec. Pap. 252, 1-28, 1990.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA Sistema brasileiro de classificação de solos. 3. ed. Brasília, 2013.

FERNANDES, N. F. **Hidrologia subsuperficial e propriedades físico-mecânicas dos "complexos de rampa"- Bananal (SP)**. Rio de Janeiro: UFRJ. 1990. Dissertação (Mestrado em Geologia de Engenharia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1990.

FERNANDES, R. P. J. Nióbio. Disponível em: <https://sistemas.dnpm.gov.br/publicacao/mostra_imagem.asp?IDBancoArquivoArquivo=3976>. Acesso em 16 de janeiro de 2015.

GOMES, A.J. P; CRUZ, P.R; BORGES, L. P. Recursos Minerais Energéticos: Carvão e Urânio- Energy Mineral Resources: Coal and Uranium. In: Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília: CPRM, 2003. P. 577-601.

HAMBLIN, W.K. 1992. **Earth's Dynamic Systems**. New York: Macmillan Publishing Company, 1992. 747p.

HAWKESWORTH, C.J.; DHUIME, B.D.; PIETRANIK, A.B.; CAWOOD, P.A.; KEMP, A.I.S.; STOREY, C.D. The generation and evolution of the continental crust: **Journal of the Geological Society**, v.167, p. 229-248, 2010.

HEILBRON, M. *et al.* From extension to collision: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: INTERNATIONAL GEOPHYSICAL CONGRESS, 1998, Rio de Janeiro. **Proceedings...** Rio de Janeiro, p.1-32. 1998

HOLMES, A. **Principles of physical geology**. Nelson: Middlesex, 1978. 730p.

IAPS/MINEROPAR. Produção mineral paranaense por municípios. Disponível em: <http://www.mineropar.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=58> Acesso em 09/07/2015.

Indústrias Nucleares do Brasil – INB. Histórico da Produção da INB – Caetité. Disponível em: <http://www.inb.gov.br/>. Acesso em 17 de fevereiro 2015.

_____. *Produção Mineral Brasileira 2014 em US\$ bilhões*. Disponível em: <http://www.ibram.org.br/sites/1300/1382/00004429.pdf>: Acesso em 01/08/2015.

Instituto Brasileiro de Mineração IBRAM. Informações e análises da economia mineral brasileira. 7. ed. Dezembro de 2012. Disponível em: <http://www.ibram.org.br/sites/1300/1382/00002806.pdf>. Acesso em 08/07/2015.

JEANLOZ, R. Y ROMANOWICZ, B. Geophysical dynamics at the center of the Earth. **Physics Today**. part 1: p. 22-27, aug. 1997

JERRAM, D.; PETFORD, N. **Descrição de rochas ígneas: guia geológico de campo**. 2. ed. Porto Alegre: Bookman, 2014. 280p.

KEAREY, P.; KLEPEIS, K.A.; VINE, F.J. **Tectônica global**. 3. ed. Porto Alegre: Bookman, 2014, 464p.

KLEIN, C e DUTROW, B. **Manual de ciências minerais**. 23. Ed. Porto Alegre: Bookman, 2012. 716p.

LEINZ, V; CAMPOS, J.E.S. **Guia para determinação dos minerais**. 9. ed. São Paulo, Nacional, 1982. 151p.

LEPSCH, I. F. **19 lições de pedologia**. São Paulo: Oficina de Textos, 2011. 456p.

LLAMBÍAS, E, J. **Geología de los cuerpos ígneos**. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo Universidad Nacional de Tucumán, 2001. 232p.

MADUREIRA, F, J, B; ATENCIO D; MC REATH. Minerais e rochas constituintes da Terra sólida. In: TEIXEIRA, W. FAIRCHID, T.R; TOLLEDO, M.C.M. de; TAIOLI, F. (Orgs). **Decifrando a Terra**. 2. ed. São Paulo, Nacional, 2009. p. 130 -151.

MCPHIE, J. DOYLE, M., ALLEN, R. **Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks**. Tasmanian Government Printing Office, 1993. 198p.

MELFI, A. J; E, M; PICCIRILO; NARDY, A, J, R. Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin-an introduction. In: PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A.J. (eds.). **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 1988. p.01-11.

MOTOKI A. Classificação de rochas ígneas. In: MOTOKI A. **Apostila Didática para a disciplina Petrologia 1**. Departamento de mineralogia e petrologia ígnea- UERJ, 2004.

MOTOKI A; SICHEL S. Avaliação de aspectos texturais e estruturais de corpos vulcânicos e subvulcânicos e sua relação com o ambiente de cristalização, com base em exemplos do Brasil, Argentina e Chile. REM: **Revista Escola de Minas**, Ouro Preto, v. 59, n.1, p. 13-23, jan. mar. 2006.

MOURÃO, R. R. de F. **Dicionário enciclopédico de astronomia e astronáutica**. Rio de Janeiro: Nova Fronteira, 1987. 216p.

NEVES, B.B. Brito. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário Andino. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo. v. 29, n. 3, p. 379-392. 1999.

NOWATZK, C. H.; SANTOS, M. A. A. dos; LEÃO, H. Z.; SCHUSTER, V. L. L.; WACKER, M. L. Glossário de estruturas sedimentares. **Acta Geológica Leopoldensia**, n. 18 e 19, ano VIII, p. 7-432, 1984.

OLIVEIRA, M. A. T. de.; SBRUZZI, G. J.; PAULINO, L. A. Taxas de erosão acelerada por voçorocas no médio vale do rio Paraíba do Sul. In: SIMPÓSIO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA (4: Goiânia). **Anais**. Goiânia, 1995.

OLIVEIRA, S. L. de. **Elementos de radioatividade a partir de primeiros princípios e aspectos ambientais no distrito uranífero de Lagoa Real – BA**. Ipetinga: UESB. 2014. 86f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação, Universidade Estadual do Sudoeste da Bahia. 2014.

PACCA, I.G. & MCREATH, I. A composição e o calor da Terra. In: TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T.R.; TOLEDO, M.C.M. de; TAIOLI, F. (Orgs.). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2000, p.83-96.

PAISANI, J. C. **Descontinuidades hidrológicas, escoamento superficial e desenvolvimento de incisões erosivas em áreas de cabeceira de drenagem: estudo de caso na Colônia Quero-Quero, Palmeira (PR)**. Florianópolis: UFSC/CFH/GCN, 1998. 167 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina, 1998.

PARKER, S.P. **McGraw-Hill Encyclopedia of the Geological Sciences**. 2. ed. New York: McGraw-Hill, 1988. 722p.

PETROBRAS. Fatos em dados. Janeiro de 2015. Disponível em: <<http://www.petrobras.com.br/fatos-e-dados/batemos-em-dezembro-records-diario-mensal-e-anual-de-producao-de-petroleo-e-gas-natural.htm>> Acesso em 11 de fevereiro de 2015.

PETTIJOHN, F. J. **Rocas Sedimentarias**. 2. ed. Buenos Aires: Editorial Universitaria de Buenos Aires, 1963. 731p.

POPP, J. H. **Geologia Geral**. Rio de Janeiro: Livros Técnicos e Científicos, 1988, 376 p.

POP, J. H. **Geologia Geral**. 4. ed. Rio de Janeiro: Livros Técnicos e Científicos, 1994. 376p

PRESS, F; SIEVER, R; GROTZINGER, J; THOMAS, H.J. **Para entender a Terra** .4. ed. Porto Alegre: Bookman, 2006. 646p.

RAITH, M.M; RAASE, P; REINHARDT, J. **Guia para microscopia de minerais em lâminas delgadas**. M.M. (University of Bonn), P. Raase (University of Kiel), J. Reinhardt (University of KwaZulu-Natal, 2014 Tradução para o Português: Maria do Carmo Gastal e Márcia Elisa B. Gomes Departamento de Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. ISBN 978-3-00-046279-5. (PDF), 2014. 134p.

REINECK, H. E.; SINGH, I. B. **Depositional sedimentary environments**. Berlin: Springer-Verlag, 1980. 549p.

RENNER, L.C. Texturas e estruturas das rochas metamórfica – estudo complementar. Universidade Federal de Pelotas. Extraído de <http://pt.scribd.com/doc/68536869/Aula-4-Texturas-e-estruturas-das-rochas-metamorficas#scribd>. Acesso em 18 de março de 2015.

ROGERS, J. J. W. A history of continents in the past three billion years: **Journal of Geology**, Chicago, v. 104, p. 91-107. 1996.

RUBERTI, E.; SZABÓ, G. A. J.; MACHADO, R. Metamorfismo: processos e produtos. In: TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T.R.; TOLEDO, M.C.M. de; TAIOLI, F. (Orgs). **Decifrando a Terra**. 2. ed. São Paulo: Nacional, 2009, p. 400-419.

SALAMUNI, E. Geotectônica: O interior da Terra e a litosfera. Disponível em <http://www.geologia.ufpr.br/graduacao2/geotectonica/aula4tectonica2012.pdf>. Acesso em 14 de janeiro de 2015.

SANTOS, I. **Monitoramento e modelagem de processos hidrogeomorfológicos: mecanismos de geração de escoamento e conectividade hidrológica**. Florianópolis: UFSC/CFH/GCN, 2009. 167 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina, 2009.

SÃO PAULO (Estado). Secretaria do Meio Ambiente. Diretrizes para a política ambiental do Estado de São Paulo. São Paulo, 2008. 35 p

SÃO PAULO (Estado). UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO. Instituto de Geociências. O ciclo das rochas. Disponível em <http://www.igc.usp.br/replicasold/rochas/ciclo.htm>. Acesso em 25 de abril de 2015.

SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, D.A., DERZE, G.R. ASMUS, H.E. (Coords.). **Geologia do Brasil**. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000. Brasília: DNPM-MME, 1984. 501p.

SCHOPF, J.W. Microfossils of the early Archaean Apex chert; new evidence of the antiquity of life. **Science**, Washington, DC, v. 260, p. 640-646. 1993.

SELBY, M. J. **Hillslope materials & processes**. New York: Oxford University, 1982. 264p.

SELLEY, R. C. **Ancient sedimentary environments: a brief survey**. London: Chapman & Hall, 1976. 237p.

_____. **Applied sedimentology**. London: Academic Press, 1988. 446p.

SGARBI, G.N.C.; CARDOSO, R.N. **Prática de geologia introdutória**. Belo Horizonte: UFMG/PROED, 1987. 151p.

SICHEL, S.E.; ESPERANÇA, S.; MOTOKI, A.; MAIA, M.; HORAN, M.F.; SZATMARI, P.; ALVES, E.C.; MELLO, S.L.M. Geophysical and geochemical evidence for cold upper mantle beneath the Equatorial Atlantic Ocean. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 26 n.1, p. 69-86, 2008

SKINNER, B.J. PORTER, S.C. **Physical geology**. New York: John Wiley Sons, 1987. 750p.

SOUZA, K.V DE; SILVA, T. N. DA; LIMA, M. H. M. R; BEZERRA, M. S. Os arranjos produtivos locais (APL) de base mineral e a sustentabilidade. In: FERNANDES, F. R. C; ENRÍQUEZ, M. R. da S; ALAMINO, C. J. de. **Recursos minerais & sustentabilidade territorial**. V. II. CETEM/MCTI. Rio de Janeiro: 2011. p.1-14.

SUGUIO, K. **Rochas sedimentares**, São Paulo: Edgard Blücher, 1980. 500p.

_____. **Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998. 1222p.

_____. **Geologia sedimentar**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. 400p.

TARBUCK, E.J; LUTGENS, FK. **Earth Science**. New York: Macmillan. Publishing-Company, 1991.755p.

TASSINARI, C. C. G. Tectônica Global. In: TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T.R.; TOLEDO, M.C.M. de; TAIOLI, F. (Orgs.). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2000. p. 98-112.

THOMAS, M. F. **Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes**. John Wiley & Sons Ed. Wichester, England, 1994. 460P.

TURNER S., REGELOUS M., KELLEY S., HAWKESWORT C.J., MANTOVANI M.S.M. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, 121, p.333-348. 1994.

WAICHEL, B.L. **Estruturação de derrames e interação lava-sedimento na porção central da província basáltica continental do Paraná**. Porto Alegre: UFRGS, 2006. Tese (Doutorado em Geociências). Programa de Pós Graduação em Geociências da Universidade do Rio Grande do Sul. 2006.

WAICHEL, B.L; TRATZ, E.B; PIETROBELLI, G. JERRAM, D; CALIXTO, G, R; TOMAZZOLI, E. R; BARBOSA, W.DA SILVA. Lava tubes from the Paraná-etendeka continental flood basalt province: Morphology and importance to emplacement models. **Journal of South American Earth Sciences** 48, p. 255-261, 2013.

WENTWORTH, C.K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **Journal of Geology**, Chicago, v. 30, p. 377-392, 1922.

WICANDER R. & MONROE, J.S. **Fundamentos de Geologia**. São Paulo, Cengage Learning, 2009. 508p.

WILSON, J.T. Did the Atlantic close and then re-open? **Nature**, v 211 n. 5050, pp. 676-681, 1966.

WOHLETZ, K. H. Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: grain-size, scanning electron microscopy, and experimental results. **J. Volcanol. Geotherm**, 17-p. 31-63, 2013.

