



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS
DEPARTAMENTO DE SOLOS E ENGENHARIA AGRÍCOLA
PEDOLOGIA – AL012



APOSTILA DE PEDOLOGIA

PROF. DR. JAIRO CALDERARI DE OLIVEIRA JUNIOR

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	4
2.	NOÇÕES DE GEOLOGIA	5
2.1.	MINERAIS.....	5
2.1.1.	Minerais Primários	5
2.1.2.	Minerais Secundários	7
2.2.	TIPOS DE ROCHA	7
2.2.1.	Rochas Ígneas	7
2.2.2.	Rochas Sedimentares	9
2.2.3.	Rochas Metamórficas	10
3.	INTEMPERISMO	12
3.1.	Intemperismo Físico	12
3.2.	Intemperismo Químico.....	13
3.3.	Intemperismo Biológico	15
4.	COMPOSIÇÃO	17
4.1.	Componentes do solo.....	17
4.2.	Espaço poroso	18
4.3.	Sólidos	19
4.4.	Matéria orgânica	20
4.5.	MATÉRIA MINERAL DO SOLO	21
5.	FORMAÇÃO DO SOLO (PEDOGÊNESE)	22
5.1.	FATORES DE FORMAÇÃO DO SOLO (FATORES PEDOGENÉTICOS)	23
5.1.2.	CLIMA	23
5.1.3.	ORGANISMOS	24
5.1.4.	RELEVO	24
5.1.5.	TEMPO	25
5.2.	PROCESSOS GERAIS DE FORMAÇÃO DO SOLO (PROCESSOS PEDOGENÉTICOS) ...	26
5.2.1.	ADIÇÕES.....	27
5.2.2.	TRANSFORMAÇÕES	27
5.2.3.	TRANSPORTES OU TRANSLOCAÇÕES	27
5.2.4.	PERDAS	27
5.3.	PROCESSOS ESPECÍFICOS DE FORMAÇÃO DO SOLO	27
6.	PERFIL DO SOLO	30
6.1.	HORIZONTES PRINCIPAIS.....	30
6.2.	HORIZONTES TRANSICIONAIS	32
6.3.	PROFUNDIDADE	32
6.4.	ESPESSURA	32
6.5.	CLASSES DE PROFUNDIDADE DO SOLO	33
6.6.	HORIZONTES E CAMADAS SUBORDINADAS	33
6.7.	CARACTERÍSTICAS COMPLEMENTARES DO PERFIL DO SOLO	34
6.7.1.	PEDREGOSIDADE E ROCHOSIDADE	35
6.7.2.	RELEVO	35
6.7.3.	DRENAGEM	35
7.	MORFOLOGIA.....	36
7.1.	COR DO SOLO.....	36
7.2.	TEXTURA	38
7.3.	CONSISTÊNCIA DO SOLO	42
7.4.	ESTRUTURA DO SOLO	44
7.5.	Atributos morfológicos de ocorrência ocasional nos solos	46
7.6.	REDAÇÃO DA DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA DE UM HORIZONTE DO SOLO	48
8.	ATRIBUTOS QUÍMICOS DO SOLO	49
8.1.	TROCA IÔNICA.....	49
8.2.	ADSORÇÃO DE CÁTIOS	49
8.3.	Origem das cargas negativas no solo	49
8.4.	Soma de bases (SB ou Valor S ou S)	49
8.5.	Capacidade de troca de cátions (CTC ou T ou CTC potencial ou CTC a pH 7,0)	50
8.6.	Atividade da argila (ou CTC da argila)	51
8.7.	Saturação de bases (Vou Valor V)	51
8.8.	Saturação de alumínio (Sat. Al ou valor m)	52
8.9.	ADSORÇÃO DE ÂNIOS	52
8.10.	pH DE PONTO CARGA ZERO.....	53
8.11.	ADSORÇÃO ESPECÍFICA (QUIMIOSSORÇÃO) DE ÍONS	53

8.12.	REAÇÃO DO SOLO	54
8.13.	ACIDEZ DOS SOLOS	55
8.14.	ALCALINIDADE E SALINIDADE NO SOLO	56
9.	ATRIBUTOS FÍSICOS	57
9.1.	DENSIDADE	57
9.1.1.	DENSIDADE APARENTE DO SOLO	57
9.1.2.	DENSIDADE DE PARTÍCULAS	58
9.2.	POROSIDADE DO SOLO	59
10.	FATORES LIMITANTES E POTENCIAIS AO USO DO SOLO	61
10.1.	FERTILIDADE QUÍMICA	61
10.2.	RETENÇÃO E FORNECIMENTO DE ÁGUA	63
10.3.	MANEJO MECÂNICO E TRÁFEGO DE ANIMAIS E MÁQUINAS	63
10.4.	SUSCEPTIBILIDADE À EROSÃO	64
10.5.	FALTA DE OXIGENAÇÃO	65
11.	CLASSIFICAÇÃO DE SOLOS	65
11.1.	ASPECTOS GERAIS DO SiBCS	66
11.2.	HORIZONTES E ATRIBUTOS DIAGNÓSTICOS	68
11.3.	CHAVE DAS ORDENS E SUBORDENS DO SISTEMA BRASILEIRO DE CLASSIFICAÇÃO	
DE SOLOS	73	
11.4.	DESCRIÇÃO SUCINTA DAS ORDENS DO SISTEMA BRASILEIRO DE CLASSIFICAÇÃO	
DE SOLOS	75	

1. INTRODUÇÃO

O termo Pedologia, de origem grega (*pedon* = solo, terra), designa o ramo da ciência que estuda o solo em seu ambiente natural. Apesar de ser identificada como uma ciência recente, a observação do solo e seu comportamento frente a diferentes finalidades ou manejos ocorre desde que o homem deixou de ser nômade e fixou local para sua moradia, domesticando plantas e animais para sua subsistência.

Alguns autores sugerem que tal fato iniciou no antigo crescente fértil, na região da Mesopotâmia, a cerca de cinco mil anos atrás, quando uma grande mudança climática fez que o Saara sofresse desertificação e os vales dos rios Nilo, Tigre e Eufrates deixassem de ser pântanos, e passassem a ser ambientes fluviais menos encharcados, possibilitando a agricultura em suas margens.

A partir de então, o ser humano passou a identificar os potenciais e limitações de cada área de acordo com o solo encontrado, selecionando áreas melhores para a produção de cereais, para criação de animais domesticados, para edificação de suas aldeias, etc. De forma empírica, as características dos solos foram organizadas em classificações de acordo com as experiências acumuladas em cada região ou por cada povo. Assim, podemos encontrar sistemas que se baseavam em cor do solo, como dos romanos há mais de 2.000 anos, ou relacionados a condição de sua consistência, utilizada por algumas tribos indígenas.

De fato, o solo deixou de ser analisado de forma empírica e passou a ser estudado de forma científica no final dos anos 1.880, a luz do movimento evolucionista impulsionado por Charles Darwin. Nesta atmosfera, o pedólogo (cientista que se ocupa da Pedologia) de origem russa, Vasily Dokuchaev, propôs o paradigma (modelo) da pedologia moderna, indicando que a formação do solo (pedogênese) ocorre pela associação de alguns fatores naturais. Para compreendermos a formação de um solo (pedogênese) e suas propriedades, se faz necessário usarmos de algumas outras ciências, como Geologia, Química, Física e Biologia.

A disciplina de Pedologia tem como objetivo fornecer, aos discentes, ferramentas básicas para o entendimento dos fatores responsáveis pela gênese dos diferentes tipos de solos observados na natureza, dos seus potenciais e limitações, de suas propriedades químicas, físicas e biológicas. Dentre essas ferramentas, está a classificação de solo que, de uma forma sintetizada, expressa todo o conhecimento já acumulado quanto a pedogênese, estando implícita o comportamento do solo, seus potenciais e limitações.

Ao obter êxito na disciplina, espera-se que o discente esteja apto a continuar seus estudos nas demais áreas da Ciência do Solo como Fertilidade, Conservação de Solos, Irrigação e Drenagem, Microbiologia, Física do Solo, Geoprocessamento aplicado ao Meio Físico, Nutrição Mineral de Plantas, Recursos Naturais Renováveis, etc.

2. NOÇÕES DE GEOLOGIA

Algumas das propriedades do solo guardam estreita relação com o material de origem do mesmo, o qual pode ser uma rocha ou os sedimentos provenientes de uma ou mais rochas. A compreensão quanto a formação das rochas, composição química e mineralógica, se torna indissociável da Pedologia. Desta forma será abordada, de forma rápida e simplificada, a classificação da rocha quanto a sua origem, composição química e mineralógica.

2.1. MINERAIS

2.1.1. Minerais Primários

Para melhor compreender as diferenças entre as rochas, é necessário primeiro fazer distinção quanto aos níveis de organização e seus componentes, assim como é necessário distinguir os elementos necessários para a construção de um prédio.

Seguindo esta analogia, podemos dizer que os elementos químicos (Si, O, H, Fe, Al, Ca, Mg, K, Na, C, S, P, etc) são as estruturas básicas do mineral, assim como o tijolo e a argamassa são as estruturas básicas para construção de uma parede. Não basta que os elementos químicos sejam “reunidos” em um lugar, eles precisam estar organizados de forma definida e repetitiva (de forma ordenada ou cristalina), assim como não basta que os tijolos e a argamassa estejam amontoados em um local, é preciso que eles estejam organizados, tijolo sobre tijolo unido por argamassa, para então dar forma a parede.

Por sua vez, a união de várias unidades de minerais, de composição similar ou diferente, dá origem a rocha, da mesma forma que várias paredes, lajes, janelas, etc., dão origem a prédio.

Ainda mais, dependendo do material utilizado e da forma como ele é disposto na “construção” da rocha, temos a maior ou menor susceptibilidade da mesma para aguentar as variações das condições ambientais, conforme veremos no tema “Intemperismo”.

Os minerais podem também ser classificados quanto a sua composição em dois grandes grupos, os não silicatados e os silicatados. Os primeiros dizem respeito aqueles que não possuem silício (Si) em sua composição, podendo ser:

- elementos nativos: que possuem só um elemento químico em sua composição, ex.: ouro, prata, platina, diamante, grafite
- sulfetos: que possuem enxofre (S) em sua composição, ex.: pirita (FeS_2), blenda (ZnS), galena (PbS)
- halóides: possuem sais de Cl, F, I, Br; por exemplo: halita (NaCl), Silvinita (KCl), Fluorita (CaF_2)
- óxidos e hidróxidos: Anatásio (TiO_2), Coríndon (Al_2O_3), Brucita ($\text{Mg}(\text{OH})_2$)
- carbonatos e nitratos: Calcita (CaCO_3), Dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), Magnesita (MgCO_3), Salitres (NaNO_3 e KNO_3)

Já os minerais silicatos perfazem aproximadamente 93% dos minerais nas rochas e dentre os principais minerais¹ constituintes de rochas, e tem como estrutura básica de sua composição o **tetraedro de Si⁴⁺** (Figura 2), em que um átomo de silício é rodeado por quatro átomos de oxigênio, formando uma figura geométrica de tetraedro. De forma concomitante, alguns minerais (filossilicatos) podem conter **octaedros de Al³⁺**, em que um átomo de alumínio está rodeado por seis átomos de oxigênio, formando uma figura geométrica de octaedro (**Figura 1**). Os minerais que possuem pelo menos uma lâmina de tetraedro e uma de octaedro, são também chamados de argilominerais.

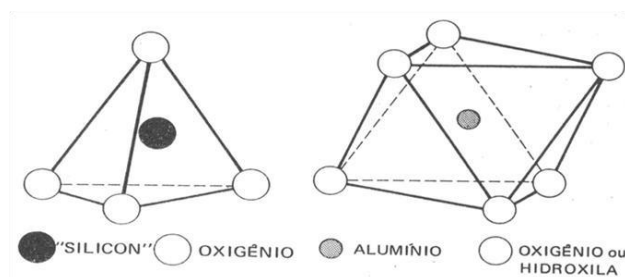


Figura 1. Representação esquemática de um tetraedro de silício (esquerda) e um octaedro de alumínio (direita).

Em relação à sua estrutura, os minerais silicatados são classificados em (**Figura 2**):

- **Nesosilicatos:** *Neso* = ilha. São aqueles em que um tetraedro se liga a outro por meio de metais, como Fe ou Mg. Ex.: Olivina.
- **Sorossilicatos:** *Soro* = par. Os tetraedros compartilham um oxigênio em comum, estando ligado em pares e cada par se liga a outro por meio de metais. Ex.: Hemimorfita.
- **Ciclossilicatos:** *Ciclo* = círculo. Cada tetraedro compartilha dois oxigênios, de tal forma que seu arranjo se assemelha a um círculo. Ex.: Turmalina, Berilo.
- **Inossilicatos:** *Ino* = corrente. Os tetraedros compartilham de dois a três oxigênios (cadeia simples ou dupla, respectivamente), com seu desenvolvimento lembrando uma corrente. Ex.: Piroxênios e Anfibólios.
- **Filossilicatos:** *Filo* = folha. Os tetraedros compartilham três oxigênios, crescendo em duas direções e formando minerais com hábito laminar (folha). Geralmente são associados a outra lâmina de octaedros de alumínio. Ex.: Biotita, Muscovita, Clorita.
- **Tectossilicato:** *Tecto* = teia. Possui todos os seus oxigênios compartilhados com os tetraedros vizinhos, crescendo nas três dimensões. Ex.: Quartzo e Feldspato.

¹ Minerais primários – Formados pela consolidação da lava/magma ou pelo metamorfismo

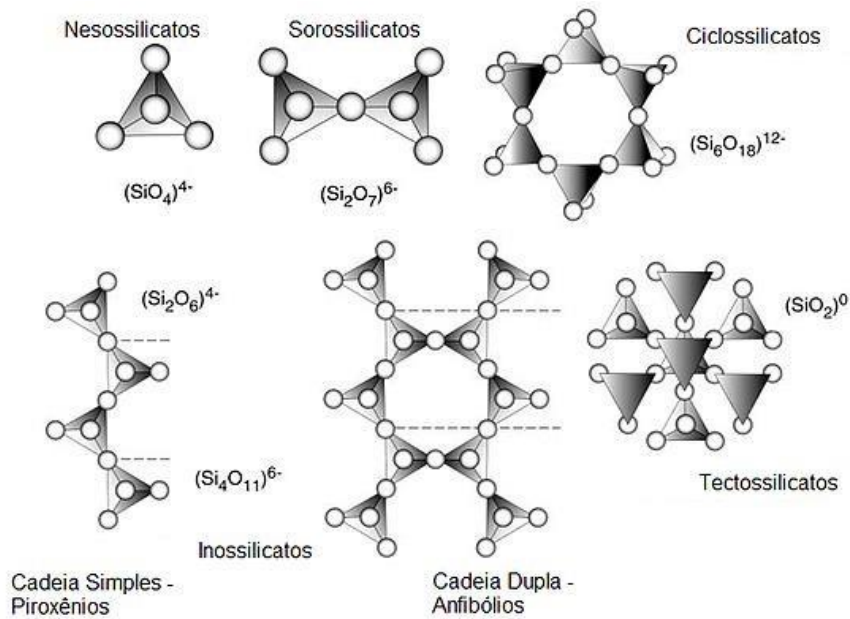


Figura 2. Tipos de arranjos dos minerais silicatados, em função do compartilhamento de oxigênios entre os tetraedros.

2.1.2. Minerais Secundários

Quando um mineral é formado por processos de alteração de outros minerais na superfície do planeta (Intemperismo), temos a formação de minerais secundários. Estes minerais podem ser formados a partir de minerais primários, ou de minerais secundários pré-existentes. De forma simplificada, podemos dividir os minerais secundários em silicatados (que possuem Si em sua composição) e os oxihidróxidos. Mais detalhes serão apresentados no capítulo de intemperismo.

2.2. TIPOS DE ROCHA

O processo de formação das rochas é um dos atributos que são utilizados para sua classificação, sendo divididas em três tipos: **Ígneas** (magmáticas), **Sedimentares** e **Metamórficas**. A seguir, uma breve descrição das diferenças entre elas.

2.2.1. Rochas Ígneas

A consolidação do magma (quando em profundidade) e lava (quando em superfície) é o processo responsável pela formação das rochas ígneas (do latim *ignis*, que significa fogo). Durante essa consolidação, os vários elementos químicos que compõem o material, passam do estado líquido para o estado sólido, formando corpos bem estruturados, com composição e organização definidos, resultando no que chamamos de minerais primários.

Dependendo da composição química e da temperatura durante a consolidação, temos a formação de diferentes minerais, conforme a série proposta por Bowen (**Figura 3**).

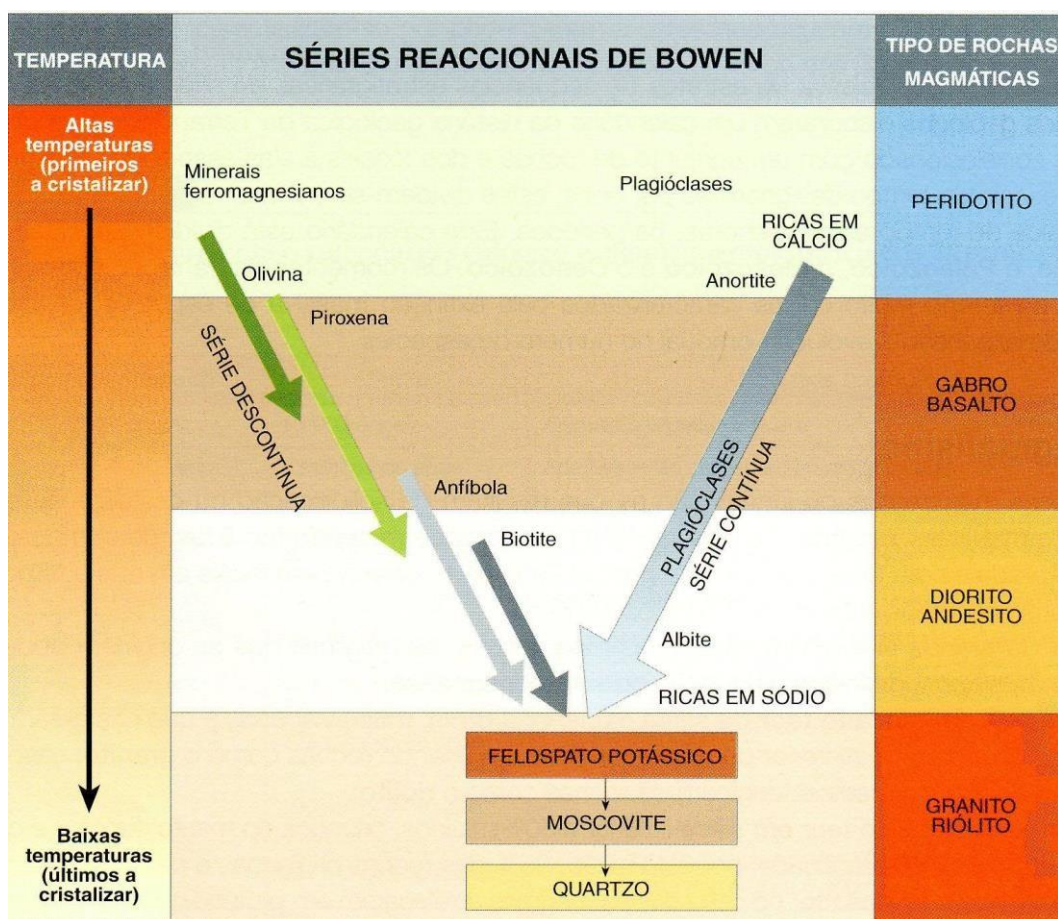


Figura 3. Série de Bowen de formação de minerais primários durante a consolidação do magma.

Por sua vez, essas rochas podem ser classificadas quanto ao ambiente em que se deu o resfriamento do material. Se esse processo ocorre abaixo da superfície, a rocha é denominada de **intrusiva** (ou plutônicas), em que o resfriamento mais lento dá condições para que os minerais cresçam o suficiente para que possamos enxergar a olho nu (**textura fanerítica** - quanto mais lento o resfriamento, maior o tamanho dos cristais). Já aquelas rochas em que o magma foi consolidado em superfície são denominadas de **extrusivas** e, devido a grande diferença de temperatura e rápido resfriamento, não há as condições necessárias para que os minerais cresçam o suficiente para que possamos observar a olho nu (**textura afanítica**).

Outra classificação também utilizada em rochas ígneas está relacionada a sua composição química, sobretudo em relação ao teor de SiO_2 . Rochas com mais de 65% de SiO_2 são denominadas de **ácidas** e apresentam coloração clara (félsica). Todavia, rochas com teores de SiO_2 menores que 54% são denominadas de **básicas** e tem coloração escura (máficas). Também há rochas intermediárias, com teores de SiO_2 entre 54% e 65%.

Com a caracterização da rocha quanto a sua textura e composição química, é possível classificá-la conforme imagem abaixo (**Figura 4**).

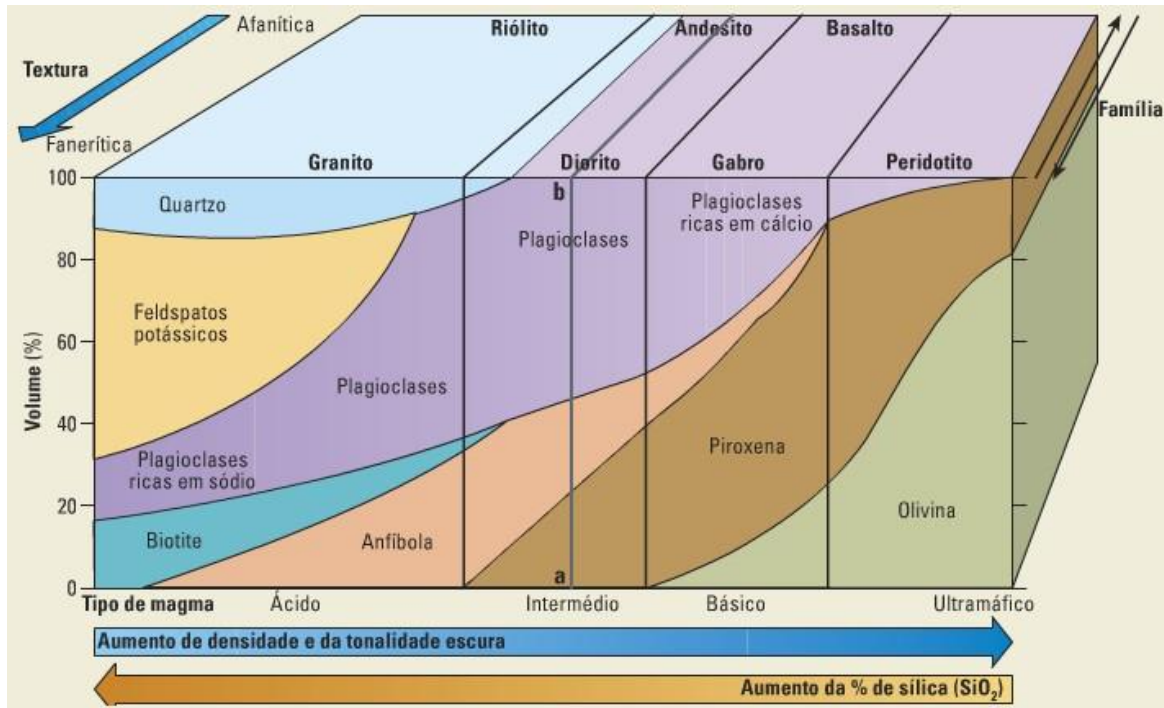


Figura 4. Classificação de rochas ígneas em função da composição e textura.

2.2.2. Rochas Sedimentares

Para formação das rochas sedimentares é necessário que o material a ser depositado tenha sido previamente intemperizado de qualquer outra rocha. As etapas necessárias para formação de uma rocha sedimentar são:

1. **Decomposição;**
2. **Transporte;**
3. **Deposição; e**
4. **Litificação.**

A decomposição está relacionada ao processo prévio de intemperismo, formando fragmentos ou hidrolisando os minerais e liberando elementos químicos para a solução. No transporte, há a mobilização do material intemperizado para outra área, o que pode afetar sua composição química ou forma dos fragmentos (clastos – quanto maior a distância de transporte, mais arredondados – **Figura 5**). A forma como esses materiais foram depositados podem indicar o ambiente (lacustre, dunar, marinho, etc.), bem como o grau de seleção dos clastos (quanto mais uniforme o tamanho e forma, maior o grau de seleção). Por último, e para que seja formada a rocha sedimentar, é necessário que o material passe pela litificação, submetendo o material a compactação pela pressão externa e cimentando as partículas.

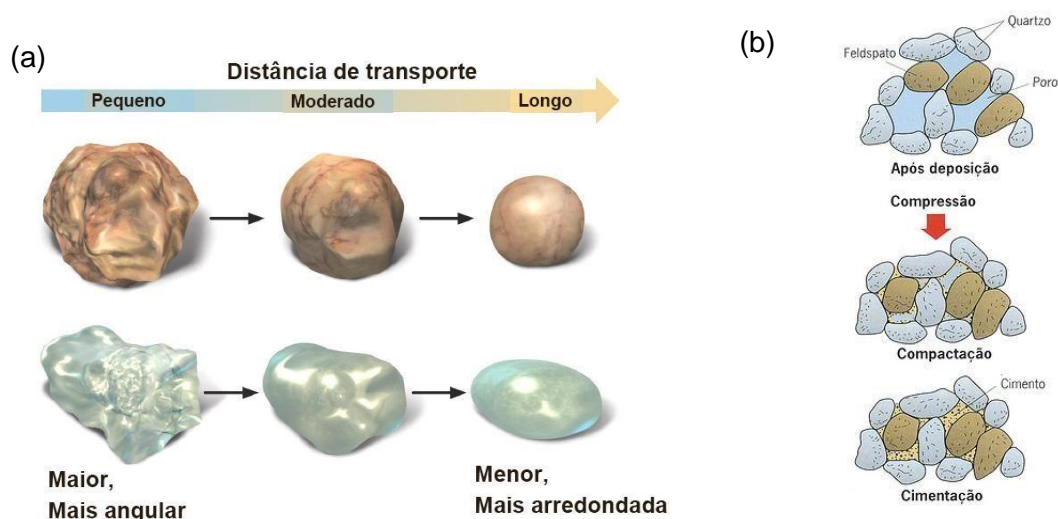


Figura 5. Arredondamento do sedimento em função da distância de transporte (a). Processo de litificação para formação de rochas sedimentares clásticas (b).

Ademais, as rochas sedimentares podem ser classificadas como **químicas**, quando a solução vai concentrando elementos químicos de tal maneira que a os minerais se precipitam na forma de minerais, tal como os cristais de sal precipitam no fundo de uma panela quando toda a água é evaporada. Deste grupo podemos citar o calcário e gesso.

O grupo de rochas sedimentares clásticas são formadas principalmente por detritos, em que variam quanto ao tamanho e seleção dos detritos (Tabela 1).

Tabela 1. Classificação de rochas sedimentares clásticas quanto ao tamanho dos detritos.

SEDIMENTO	DIÂMETRO	ROCHA SEDIMENTAR
Cascalho	> 256 mm	Conglomerado ou brecha
Matacões	2 mm a 256 mm	
Areia	2 mm a 0,125 mm	Arenitos
Silte	0,002 mm a 0,05 mm	Siltitos
Argila	<0,002 mm	Argilitos

2.2.3. Rochas Metamórficas

Esse grupo de rochas são formadas a partir de outras rochas que, sob ação externa, sofre alteração da sua forma ou composição mineralógica (meta – mudança; mórfica – forma). Os agentes que promovem o metamorfismo podem ser:

- Aumento de pressão;
- Aumento de temperatura;
- Aumento de tensão; e Fluídos.

Qualquer rocha pode sofrer a ação do metamorfismo (ígneas, sedimentar e até mesmo outra rocha metamórfica), sendo que a intensidade do processo pode ser identificada pela estrutura da rocha ou pelos minerais presentes. O quartzo, por exemplo, ocorre em todos os tipos de rocha, independente do grau de metamorfismo. A Clorita, por sua vez, só está presente em rochas de

baixo grau de metamorfismo, enquanto a Granada ocorre somente em rochas de média a alto grau de metamorfismo (**Figura 6** e **Tabela 2**).

A intensidade de metamorfismo também é evidenciada pela estrutura da rocha, onde rochas com baixo grau (~200 °C) de metamorfismo apresentam clivagem ardósiana (fratura) ou xistosa para rochas de médio grau. Em condições extremas de metamorfismo, as rochas apresentam bandejamento, ou seja, “faixas” com predomínio de minerais mais escuros (máficos) alternado com minerais mais claros (félsicos). Tais condições ocorrem em grandes profundidades, com temperaturas em torno de 800 °C, condição próxima de fusão da rocha.

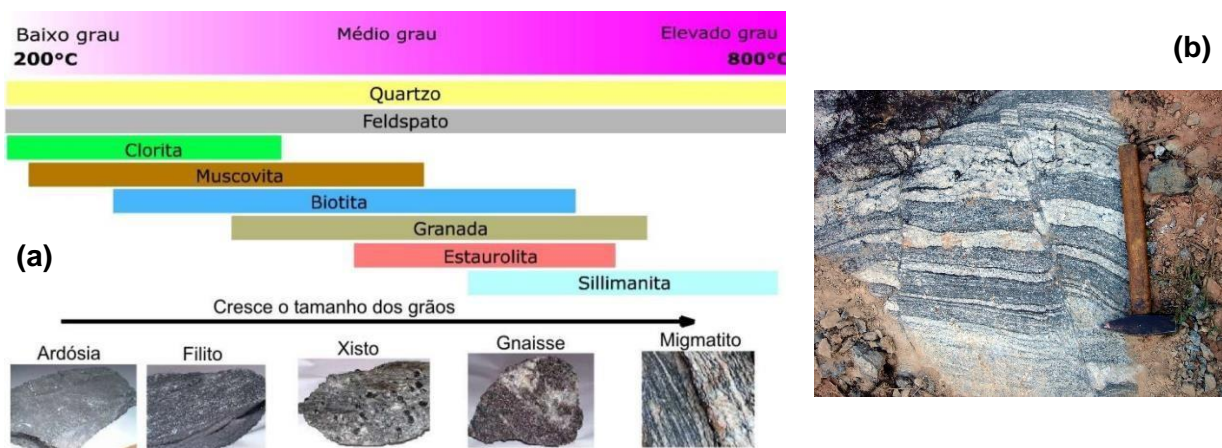


Figura 6. Ocorrência dos minerais em diferentes intensidades de metamorfismo (a) e o bandejamento em rochas de alto grau de metamorfismo.

Tabela 2. Principais rochas sedimentares e seus derivados metamórficos.

Rochas sedimentares	Mineral predominante	Rochas metamórficas	Mineral predominante
Calcário	Calcita	Gnaiss	Variado
Dolomita	Dolomita	Xisto	Variado
Arenito	Quartzo	Quartzito	Quartzo
Folhelho	Argilas	Ardósia	Argilas
Conglomerados	Variado	Mármore	Calcita

3. INTEMPERISMO

Para que o solo seja formado, é imperativo que as rochas (como material de origem) passem pelo processo de intemperismo, também conhecido em outras áreas como “meteorização”. Por definição, intempérie é ^[1] **perturbação atmosférica**; quaisquer condições climáticas que estejam mais intensas; vento forte, chuva torrencial, seca, tempestade, furacão, vendaval; ou ^[2 - figurado] condição desfavorável, adversa; circunstância infeliz; momento desfavorável.

Em pedologia, o intemperismo representa uma condição em que a rocha e seus minerais estão em condições adversas aquelas em que foram formadas, logo são muito susceptíveis à alteração. De forma análoga, podemos imaginar um cubo de gelo, que foi formado em temperaturas baixas, permanecerá como um cubo de gelo desde que fique em um ambiente com baixas temperaturas. Entretanto, se o cubo de gelo for exposto a condições diferentes da sua formação, como temperatura próxima de 30°C e recebendo radiação solar, ele não se encontra mais em situação favorável/estável para sua “existência”, passando do estado sólido para o estado líquido, também sofrendo alterações em sua estrutura.

Para as rochas formadoras de solo, há três principais mecanismos de intemperismo, a saber: i) **intemperismo físico**, ii) **intemperismo químico** e iii) **intemperismo biológico**.

3.1. Intemperismo Físico

Este tipo de intemperismo se dá pela ação de forças mecânicas como, por exemplo, a expansão e contração da rocha pela alternância entre o seu aquecimento (durante o dia ou o verão) e seu resfriamento (durante a noite ou inverno). Esse movimento promove a fragmentação da rocha, mas **sem alterar a sua composição química ou mineralógica**. Esses fragmentos menores resultam em maior área superficial específica (**Figura 7**), o que posteriormente vai favorecer o processo de intemperismo químico.

Além da expansão e contração da rocha pela variação térmica, também podemos ter o intemperismo físico ocorrendo pela ação do vento que, ao transportar as partículas suspensas pode “esculpir” a rocha e ir desagregando a mesma; a ação da água, que ao congelar se expande em fraturas da rocha e desprende o material; etc.

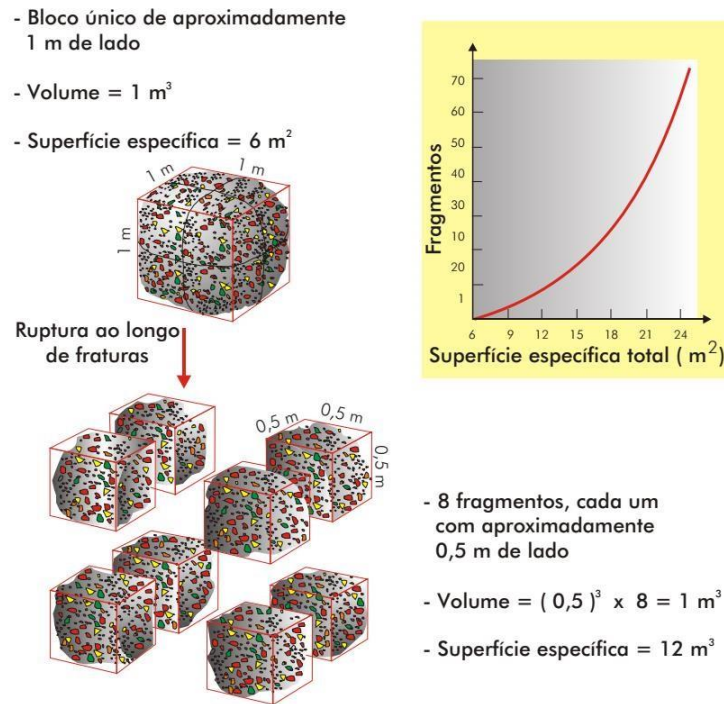


Figura 7. Aumento da área superficial específica de acordo com a fragmentação da rocha. (Fonte: Decifrando a terra/ Teixeira et al., 2009).

Os menores fragmentos que são comumente formados pelo intemperismo físico são a **areia** (2 a 0,05 mm) e o **silte** (0,05 a 0,02 mm). Como não há transformações químicas e mineralógicas do material durante o processo, assume-se que os minerais primários predominam nestas frações, ou seja, o mesmo quartzo/feldspato/biotita que estava presente na rocha permanece no solo e pode atuar como uma reserva de nutriente para a planta, dependendo de sua composição química.

3.2. Intemperismo Químico

A alteração dos minerais da rocha pelo intemperismo químico pode resultar na formação de novos minerais, que por serem produzidos na superfície da terra, a partir de outro mineral, são também denominados de **minerais secundários**. Dentre essa classe de minerais, os de ocorrência mais frequentes no solo são os **argilominerais** e os **oxihidróxidos**. Os argilominerais são minerais **silicatados** possuindo, no mínimo, uma lâmina de tetraedro de Si e uma lâmina de octaedro de Al em sua composição, com crescimento em forma laminar e ocorrência predominante na fração **argila** (diâmetro menor que 0,002 mm).

²Observação: NÃO CONFUNDIR **argilomineral** com mineral na fração **argila!!!**

Os óxidos de Fe e Al são agentes de estabilidade estrutural, conferindo uma boa estrutura aos solos. Porém estes óxidos também podem reter especificamente o fósforo (tornando este nutriente indisponível para as plantas). Os óxidos de ferro conferem as cores avermelhadas e

² Fração argila se refere ao tamanho da partícula, independente de sua composição/estrutura. Argilomineral possui, no mínimo, uma lâmina tetraedro de Si para uma lâmina de octaedro de Al.

amareladas aos solos, as quais indicam as condições ambientais de formação do solo. O teor de Fe no solo varia conforme a quantidade existente no material de origem do solo.

³**Observação:** os óxidos de Fe e Al normalmente ocorrem na fração de **tamanho argila**, porém como não possuem lâminas de Si e Al, **não podem ser considerados argilominerais!!!**

Os tipos de reações químicas responsáveis pela formação de minerais secundários são, principalmente:

- a. Hidrólise;
- b. Oxidação; e
- c. Hidratação.

Na oxidação, o Fe^{2+} presente nos minerais primários recebe um elétron do O^{2-} , passando para o estado Fe^{3+} , como encontramos nos minerais secundários hematita (Fe_2O_3) e goethita ($\text{FeO}(\text{OH})$). Todavia, a reação mais importante no intemperismo químico e formação de minerais secundários é a hidrólise, com a dissociação das moléculas de água e formação de H^+ e OH^- .

As reações de hidrólise, devido a necessidade de água, ocorrem de forma mais intensa em áreas onde o volume de precipitação é maior. Desta maneira, áreas de clima tropical em que a precipitação média anual pode ultrapassar 2.000 mm (Manaus – AM, por exemplo), o processo de hidrólise é muito intenso. Já em regiões de clima semiárido, em que precipitação média anual fica próximo de 600 mm (Cabrobró – PE, por exemplo) o processo de hidrólise se torna menos intenso. Concomitante ao processo de hidrólise, ocorre a remoção de sílica do solo (SiO_2), que apresenta maior solubilidade em relação à alumina ($\text{Al}(\text{OH})_3$) em valores normais de pH do solo (**Figura 8**).

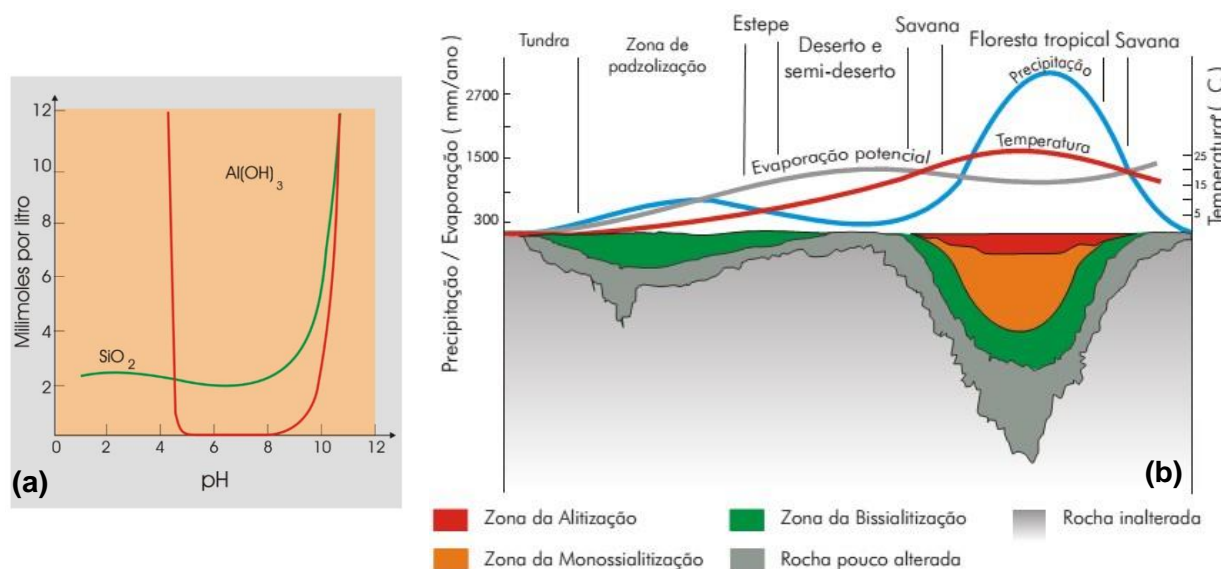


Figura 8. Solubilidade da sílica e do alumínio em função do pH a 25°C (a). Tipo e intensidade de intemperismo relacionado à temperatura, pluviosidade e evapotranspiração (b) (Fonte: Decifrando a terra/ Teixeira et al., 2009).

³ Os oxihidróxidos de Fe e Al no solo ocorrem predominantemente na fração argila, mas não podem ser considerados argilominerais.

Em função da maior solubilidade da sílica, em áreas com grande volume de precipitação, o solo vai paulatinamente sofrendo perda de Si (além de outros cátions básicos como K, Ca, Mg, etc), enquanto o Al é acumulado de forma residual. Partindo do pressuposto que um solo jovem recebeu um baixo volume de precipitação, espera-se que a concentração de sílica no solo seja relativamente grande para permitir a formação de argilominerais que possuam duas lâminas de tetraedros de Si para uma de octaedro de Al, conhecidos como argilominerais do tipo **2:1 (vermiculitas e esmectitas)**. As regiões em que predominam a baixa remoção de Si, também são conhecidas como zonas de **bissialitização** (Cabrobró – PE, por exemplo). Conforme o processo de intemperismo avança e o volume de precipitação que entra em contato com o material aumenta, as concentrações de sílica diminuem, resultando na formação de minerais que possuam em sua estrutura uma lâmina de tetraedro de Si para uma lâmina de octaedro de Al, conhecido como argilomineral do tipo **1:1 (caulinita)**. Em áreas em que predominam os processos dessa intensidade também são conhecidas como zonas de **monossialitização**. Em ambientes com volume de precipitação muito elevado, a perda de sílica é de tal magnitude que não há mais condições para formação de argilominerais, e os teores de **oxihidróxidos de Fe (goethita e hematita)** e **óxidos de Al (gibbsita)** aumentam de forma progressiva, já no estágio final do intemperismo (**Figura 9**). Essas regiões também são classificadas como zonas de **(Ferr)Alitização**. Todo o processo de remoção de sílica e alterações na mineralogia do solo, é dado o nome de dessilicação.

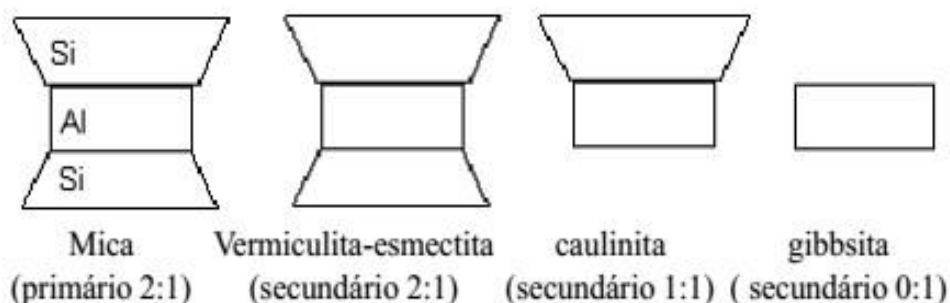


Figura 9. Esquema demonstrativo do processo de dessilicação e alterações na composição mineralógica do solo.

3.3. Intemperismo Biológico

O desenvolvimento de organismos vivos, seja da fauna (reino animal) ou da flora (reino vegetal), exercem grande influência no processo intemperismo. Todavia, a intensidade e forma como essa ação altera as rochas ou o solo é difícil de ser dimensionada e, por este motivo, o intemperismo biológico é considerado complexo.

Se tomarmos como exemplo uma rocha ainda em processo de intemperismo e uma planta qualquer crescendo próximo à sua superfície, podemos imaginar que as raízes da planta buscarão explorar o material em profundidade, principalmente buscando água. Durante o crescimento, as raízes permeiam as fraturas das rochas, expandindo seu diâmetro e exercendo pressão nas falhas

da rocha e intensificando o fraturamento do material. Ao mesmo tempo, as raízes absorvem água e liberam compostos ácidos ou exsudatos, alterando a composição da solução do solo.

Outros exemplos do intemperismo biológico podem ser obtidos ao imaginar a colonização de uma das paredes das rochas por fungos ou líquens; pelas atividades de formigas e cupins ao construir suas colônias; as minhocas ao construir as galerias e consumir solo; algumas larvas de coleópteros (corós) que ocupam o solo para seu desenvolvimento até atingir a fase adulta; etc.

Diante deste exemplo, é difícil separar a influência dos organismos em ações físicas ou químicas de intemperismo, motivo pelo qual é comum dizer que o intemperismo biológico é uma mistura de ambos. Todavia, a atuação dos organismos é tida como imprescindível na alteração da rocha e consequentemente na formação do solo.

4. COMPOSIÇÃO

Cada componente do solo possui papel específico em seu comportamento físico, químico e, conseqüentemente, biológico. Assim, para tratar das variações de produção agrícola e de fragilidade ambiental, é essencial conhecer os componentes do solo e suas propriedades. Para que as plantas se desenvolvam sem limitação, o solo precisa fornecer:

- a. Capacidade de suporte: para que as plantas possam se desenvolver no estágio vegetativo, reprodutivo e, posteriormente, fornecerem o material de interesse (grão, matéria seca, fibra, etc.), é importante que a mesma encontre um ambiente em que o sistema radicular possa ancorar e estabilizar o resto da parte vegetativa.
- b. disponibilidade de água: em seus espaços vazios (poros) o solo pode armazenar água, que posteriormente pode ser absorvido pelo sistema radicular.
- c. disponibilidade de oxigênio: para o pleno desenvolvimento do sistema radicular e dos demais organismos do solo, é de grande importância a presença de O₂, que atuam nos processos metabólicos; e
- d. disponibilidade de nutrientes essenciais: Os nutrientes essenciais que os vegetais necessitam são separados em macronutrientes (N, P, K, Ca, Mg, S) e micronutrientes (Cu, Fe, Zn, Mn, Ni, Mo, B, Cl), sendo que todos são indispensáveis às plantas, embora os macronutrientes sejam demandados em maior quantidade.

O solo é um componente dos ecossistemas terrestres, tão importante quanto o ar, a água, a fauna e a flora. O solo é um recurso natural limitado e que pode ser facilmente degradado através de diversos processos, como: a) redução da fertilidade química; b) diminuição da matéria orgânica do solo; c) compactação; d) perda de solo e água por erosão hídrica e eólica; e) desertificação e arenização dos solos; f) contaminação por resíduos rurais, urbanos e industriais; g) decapeamento para fins de exploração mineral; h) alteração para obras civis (cortes e aterros).

O solo apresenta diversas funções para o ser humano, tais como: a) Habitat natural para macro e micro-organismos e reservatório genético; b) Substrato para produção de alimentos e biomassa; c) Filtragem, armazenamento e transformação (água, carbono, nutrientes inorgânicos, poluentes, etc.); d) Matéria prima para construções, utensílios, artesanato e energia (areia, cascalho, argila, turfa); e) Substrato para obras civis (residências, indústrias, rodovias, etc.); f) Reservatório de patrimônio arqueológico e paleontológico.

4.1. Componentes do solo

O solo pode ser definido, em sua composição, como um sistema trifásico. Um **sistema**, pois, é a organização de componentes diversos, mas, que em conjunto, desempenham importantes funções. Também tido como **trifásico**, pois, compreende três fases da matéria, a saber: a) líquida (solução do solo), b) gasosa (ar do solo) e, c) sólida (material orgânico e material mineral).

Essa composição também pode ser classificada em componentes **sólidos** (minerais e a matéria orgânica) e **espaço poroso** ocupado o ar e a solução do solo (**Tabela 3**).

As proporções entre estes componentes são muito variáveis entre solos, entre horizontes de um solo, e mesmo temporalmente. Nos horizontes subsuperficiais do solo (horizontes B e C) a proporção dos componentes é diferente da superfície (horizonte A), pois, geralmente contém menos matéria orgânica, são mais compactos e predominam poros menores. Assim, normalmente pode-se afirmar que nos horizontes subsuperficiais (B e C) há maior proporção de minerais e solução do solo e menor proporção de matéria orgânica e ar do solo.

Tabela 3. Descrição dos componentes principais dos solos.

FASE	COMPONENTE	DESCRIÇÃO
SÓLIDA	MATÉRIA MINERAL	a) Minerais primários: das rochas ígneas e metamórficas
		b) Minerais secundários: da alteração dos minerais primários
	MATÉRIA ORGÂNICA	a) Viva: raízes, micro-organismos, fauna do solo.
		b) Morta: restos de animais e vegetais
LÍQUIDA	SOLUÇÃO	Água do solo + íons orgânicos e inorgânicos em solução
GASOSA	AR	O ₂ , CO ₂ , N ₂ , vapor d'água, e outros gases.

4.2. Espaço poroso

O ar e a solução do solo ocupam os espaços que ocorrem entre as partículas sólidas. Estes espaços constituem os poros e a sua proporção em relação ao volume do solo é denominada de porosidade total (Pt).

O tamanho dos poros que compõe o solo varia em função do arranjo das partículas sólidas, formando agregados (unidades estruturais). Assim, entre partículas maiores, como de areia ou entre agregados, predominam poros grandes (macroporos). Entre partículas pequenas, como as de argila, predominam poros pequenos (microporos). A distribuição dos diferentes tamanhos de poros é variável e condiciona a proporção volumétrica entre a solução do solo (que ocupa usualmente os microporos) e do ar do solo (que ocupa usualmente os macroporos). Além disto, a proporção entre solução e ar nos poros é variável, dependendo de condições meteorológicas e de outros fatores.

Segundo FERREIRA (2010) os **macroporos** apresentam diâmetro maior que 0,05 mm, enquanto os **microporos** apresentam diâmetro inferior a 0,05 mm, aproximadamente. Os macroporos encontram-se nos espaços entre os agregados do solo, enquanto os microporos situam-se dentro dos agregados.

A solução é a fase líquida do solo, formada pela água juntamente com os íons orgânicos e inorgânicos. A solução é importante como fonte de água e de nutrientes para serem absorvidos

pelas raízes. Deve ser destacado que as raízes das plantas absorvem os nutrientes essenciais que ela necessita através da solução do solo, na forma de íons solúveis. A solução do solo ocupa usualmente os microporos. Porém se um solo está completamente seco a solução do solo praticamente inexistente, e se o solo está alagado a solução ocupa todo o espaço poroso do solo. A água provém das precipitações ou irrigações, e pode escorrer sobre a superfície do solo (causando erosão) ou infiltrar (principalmente através dos macroporos - drenagem). A água que infiltra no solo pode ser armazenada (principalmente nos microporos), ser perdida em profundidade (lixiviação), ser evaporada pela superfície do solo, ou ser absorvida pelas raízes das plantas e transpirada novamente para a atmosfera.

O ar é a fase gasosa do solo, fornece o O_2 necessário à respiração das raízes e recebe o CO_2 proveniente da respiração destas mesmas raízes. O ar do solo difere do ar atmosférico em sua composição e necessita ser constantemente renovado para que não ocorra excesso de CO_2 e falta de O_2 para os organismos vivos do solo, inclusive as raízes das plantas. O ar do solo ocupa usualmente os macroporos. Porém se um solo está completamente seco ele ocupa todos os poros do solo, e se o solo está alagado ele praticamente inexistente no solo.

4.3. Sólidos

A fração sólida do solo apresenta-se na forma de uma mistura de grãos com formas, tamanhos e composição variadas. Uma das classificações empregadas nos sólidos diz respeito ao seu diâmetro, também conhecido como frações granulométricas. A escala usualmente utilizada nessa classificação consta na **Tabela 4**.

Tabela 4. Frações granulométricas do solo.

FRAÇÃO GRANULOMÉTRICA		DIÂMETRO
Esqueleto (> 2 mm)	Matacão	>20 cm
	Calhau	2 a 20 cm
	Cascalho	2 cm a 2 mm
Terra fina (< 2 mm)	Areia	2 a 0,05 mm
	Silte	0,05 a 0,002 mm
	Argila	<0,002 mm

Não devem ser confundidas as frações granulométricas do solo com as estruturas do solo. Quando se analisa um “torrão”, não está sendo observada uma partícula individual de solo, mas uma estrutura composta por milhões de partículas com diferentes diâmetros.

A fração terra fina (areia + silte + argila) é usualmente utilizada para a maioria das análises físicas, químicas e mineralógicas. Normalmente não há dificuldade em se compreender o que é uma partícula de areia, pois é um conceito do senso comum. No entanto, um erro comum é achar que a areia é sempre formada por quartzo, ou que a areia seja sempre clara. Qualquer partícula

individual sólida do solo com diâmetro entre 0,05 e 2 mm é considerada areia. Em regiões do planeta com atividade vulcânica recente, por exemplo, a areia encontrada nos solos é frequentemente escura. Usualmente é mais difícil compreender o que é a argila, pois é uma partícula de tamanho muito pequeno (menor que 0,002 mm), e que não é visível a olho nu. Uma partícula individual de argila somente pode ser observada com microscópio eletrônico. Apesar de serem tão pequenas, as partículas de argila são as mais importantes do ponto de vista químico e físico no solo, pois possuem elevada área superficial específica (ASE).

4.4. Matéria orgânica

A matéria orgânica (MO) pode ser dividida em viva e morta. A matéria orgânica viva corresponde a cerca de 4% da matéria orgânica do solo, e engloba microrganismos (fungos, bactérias, vírus), fauna (protozoários, nematóides, ácaros, minhocas, térmitas, etc.) e raízes das plantas. A matéria orgânica morta inclui a matéria macro-orgânica (não decomposta), substâncias não húmicas (compostos com baixo peso molecular) e substâncias húmicas (ácidos fúlvicos, ácidos húmicos, humina).

Os animais e vegetais, que habitam o solo, fornecem a matéria orgânica fresca (dejeções, excreções, cadáveres, folhas, etc.), a qual será decomposta pelos organismos heterotróficos do solo, liberando CO₂, água, energia (que é aproveitada por estes organismos), nutrientes inorgânicos, e húmus (**Figura 10**).

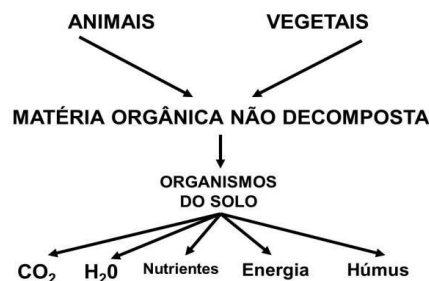


Figura 10. Representação esquemática da decomposição da matéria orgânica no solo.

A mineralização corresponde à decomposição da matéria orgânica em compostos inorgânicos (CO₂, água, e nutrientes inorgânicos – Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺, S, N, etc.). A relação carbono/nitrogênio (C/N) é um dos fatores que afetam intensidade de mineralização da matéria orgânica (MO). Normalmente, quanto menor a relação C/N mais fácil será a mineralização da MO, pois os micro-organismos do solo terão maior disponibilidade de nitrogênio para multiplicar seu material genético, aumentar a população e efetuar a atividade de decomposição. Plantas da família das leguminosas, por exemplo, tem relação C/N próxima a 20/1 o que facilita a decomposição de resíduos destes vegetais. Por outro lado, a serragem pode chegar a uma relação C/N ao redor de 500/1, dificultando a decomposição, e imobilizando o N enquanto a matéria orgânica é decomposta.

$$\text{C/N} = \text{Relação carbono/nitrogênio} = \text{C (g/kg)} / \text{N (g/kg)}$$

O húmus consiste de uma série de substâncias ácidas, de coloração variável entre amarelada e marrom escura, de elevado peso molecular, contendo vários grupos funcionais ativos (carboxílicos, fenólicos, carbonil, amino, etc.) que permitem sua reação com outros colóides do solo (KER et al., 1997). A humificação corresponde ao processo de formação de húmus promovida pelos organismos do solo a partir da matéria orgânica. Como, em média, a matéria orgânica (MO) estável no solo tem 58% de C (carbono), aplica-se a seguinte expressão para transformar valores de C em MO:

$$MO = C \times 100 / 58$$

Onde MO (matéria orgânica) e C (carbono) estão em g/kg

A matéria orgânica afeta atributos físicos do solo: a) melhora a estruturação; b) aumenta a capacidade de retenção de água; c) reduz a dureza e pegajosidade; d) confere cor mais escura ao solo.

Além disto, a matéria orgânica também afeta atributos químicos do solo: a) A capacidade de reter nutrientes na forma de cátions (como Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^{+}) é muito alta (ver o conteúdo química do solo).; b) complexação de metais (a formação de quelatos pode aumentar a solubilidade de alguns nutrientes como Zn, Cu, Mn); c) poder de tamponamento da acidez (aumenta a resistência do solo a mudanças do pH); d) fonte de nutrientes (libera nutrientes ao ser decomposta); e) Interação com argilominerais (favorecendo a estruturação do solo); f) reações com outras moléculas orgânicas (como agrotóxicos, resíduos urbanos ou industriais, etc.).

Deve ser observado, no entanto, que “solo escuro” (popularmente conhecido como “terra preta”) não é indicativo de solo com alta fertilidade química. No Brasil é comum encontrar solos com elevado teor de matéria orgânica, mas que possuem fertilidade química muito baixa.

Também deve ser destacado que solos escuros não são sinônimos de solos orgânicos. De acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SANTOS et al., 2013) o material orgânico possui teor de carbono igual ou maior que 80 g/kg, sendo este o limite para distinção de material orgânico e mineral.

4.5. MATÉRIA MINERAL DO SOLO

Na fração mineral, o solo terá minerais primários e minerais secundários. Os minerais primários são remanescentes de minerais formadores de rochas magmáticas ou metamórficas, que podem permanecer nos solos intemperizados (velhos) se forem resistentes à alteração. Os minerais secundários são resultantes da decomposição parcial de outro mineral, tendo estrutura parcialmente herdada, ou formada a partir de produtos de solubilização e reorganização de outros minerais (CURI et al., 1993).

Os minerais primários mais resistentes ao intemperismo (como o quartzo) são encontrados principalmente na fração areia do solo. Por outro lado, outros minerais primários (como anfibólios,

piroxênios, olivina, biotita, feldspatos, etc.), existentes no material de origem, não são resistentes ao intemperismo e, normalmente, não encontram condições de persistirem no solo, mas seus elementos químicos constituintes podem formar minerais secundários. Os minerais secundários são encontrados principalmente na fração argila. Os principais grupos de minerais existentes na fração argila dos solos são os argilominerais e os oxihidróxidos.

5. FORMAÇÃO DO SOLO (PEDOGÊNESE)

A “gênese” é o sinônimo de “origem/formação” do solo, que por sua vez ocorre pela ação dos denominados fatores e processos de formação do solo (pedogenéticos) (CURI et al., 1993). Os fatores de formação de solo são cinco, a saber: clima, relevo, organismos, material de origem e o tempo cronológico (**Figura 11**), sendo os três primeiros considerados ativos (fornecem energia) e os dois últimos passivos.



FIGURA 11. Fatores e processos de formação do solo.

Os processos de formação (ou processos pedogenéticos) resultam da ação interdependente dos fatores, considerando a adição de material mineral e orgânico nos estados sólido, líquido e gasoso, a transformação, a perda, e o transporte desses materiais no perfil do solo. Na formação do solo não ocorre um processo pedogenético isoladamente, mas a predominância de pelo menos um deles. Como será estudado em outro capítulo, o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos é fundamentado principalmente nos processos de formação do solo.

Pode ser feita uma analogia entre a formação do solo e o trabalho de um marceneiro para fazer uma cadeira. Para fazer uma cadeira, o marceneiro necessita de fatores (matéria prima), como madeira, pregos, tinta, mão de obra, energia elétrica, ferramentas. A natureza, para formar o solo necessita de fatores como clima, material de origem, relevo, organismos e tempo cronológico. Para fazer a cadeira, o marceneiro também necessita executar processos (ações), como cortar,

lixar, pregar e pintar. A natureza também executa processos para formar o solo, como adições, perdas, transformações e transportes.

5.1. FATORES DE FORMAÇÃO DO SOLO (FATORES PEDOGENÉTICOS)

5.1.1. MATERIAL DE ORIGEM

Normalmente o material de origem de um solo é uma rocha (ígneia, sedimentar, ou metamórfica). Porém, muitas vezes o material de origem de um solo também pode ser um material não consolidado (sedimentos marinhos, aluviões, dunas, loess, cinzas vulcânicas, coluviões, depósitos orgânicos). Por este motivo, este fator de formação é designado “material de origem” e não “rocha de origem”.

O material de origem, através do processo de intemperismo físico, químico e biológico, poderá formar o solo. O intemperismo⁴ envolve processos físicos (congelamento da água, variação de temperatura, esfoliação), químicos (dissolução, carbonatação, hidratação, oxidação, hidrólise), e biológicos (através da ação física e química dos organismos vivos).

As características do material de origem que influem na formação do solo (pedogênese) são: a) grau de consolidação; b) granulação ou textura; c) composição química e mineralógica. No Paraná, por exemplo, os solos formados à partir do basalto (e outras rochas ígneas básicas) apresentam melhor fertilidade química. Por outro lado, os solos formados a partir de arenitos silicosos e sedimentos arenosos, usualmente são mais arenosos e com menor fertilidade química.

5.1.2. CLIMA

O clima influi na formação do solo através de suas diversas manifestações como: precipitação, temperatura, vento, insolação, umidade relativa, potencial evapotranspirativo, etc. O clima afeta a intemperização do material de origem e os organismos vivos que vivem no solo.

A água que precipita sobre o solo pode contribuir para a erosão superficial, ser armazenada (e utilizada pelos organismos do solo ou nos processos de intemperismo químico), ou ser lixiviada através do perfil do solo (carreando substâncias orgânicas e inorgânicas solúveis).

Conforme a intensidade do vento e da insolação, a água armazenada no solo pode ser perdida por evapotranspiração (diminuindo o estoque da mesma no solo). O vento, além disto, pode carrear partículas sólidas que estejam soltas na superfície do terreno.

A expressão do clima é facilmente observável no conteúdo de matéria orgânica do solo: normalmente naqueles solos situados em clima mais frio (que dificulta a decomposição da matéria orgânica), o teor de carbono no solo é maior do que naqueles solos situados em clima mais quente (onde é favorecida a decomposição da matéria orgânica).

⁴ Em alguns livros e artigos da área de geociências, é comum utilizar o termo “meteorização” como sinônimo para intemperismo, fazendo analogia a corpos externos à Terra, que ao entrarem na atmosfera do planeta, se desintegram, formando os meteoros.

O clima também interfere na composição mineralógica do solo. Tem sido observado que nas regiões com menor temperatura média e menor evapotranspiração predomina o mineral goethita em relação ao mineral hematita. Já nas regiões com maior evapotranspiração predomina a hematita (mantidos constantes os demais fatores de formação do solo).

Solos desenvolvidos em climas áridos ou semiáridos, ou de climas muito frios, são menos desenvolvidos e menos intemperizados (mais jovens) do que os formados em condição de climas úmidos. Por isto, é mais comum encontrar minerais primários e argilominerais 2:1 em solos de clima semiárido.

5.1.3. ORGANISMOS

Os organismos do solo envolvem a fauna (macro e micro) e a flora (micro e macro, inclusive as raízes e caules subterrâneos das plantas).

Os organismos atuam na pedogênese através dos seguintes mecanismos: a) biociclagem (ciclagem biológica dos nutrientes); b) adição de matéria orgânica; c) proteção do solo; d) agregação do solo; e) bioturbação (mistura de horizontes do solo).

Os vegetais desempenham um papel fundamental na pedogênese, pois podem possuir um sistema radicular profundo, que absorve água e nutrientes em todo o perfil do solo, além de depositar matéria orgânica (não decomposta) na superfície do solo, formando o horizonte O, ou abaixo da superfície (quando as raízes morrem).

Outro efeito importante dos vegetais (e do horizonte orgânico formado por estes) é a proteção que eles oferecem ao solo, reduzindo a exposição do mesmo ao impacto das gotas de chuva, bem como reduzindo o escoamento superficial da água sobre o solo, permitindo que o solo se conserve melhor, mesmo em condições de relevo bastante declivoso. Este efeito também irá favorecer os corpos de água (rios, lagos, etc.) que receberão menor carga de sedimentos.

O ser humano é um organismo que vive sobre o solo e depende do mesmo para sobreviver. Além disto, pode atuar sobre os demais fatores de formação como o clima (irrigação), material de origem (corretivos e fertilizantes), relevo (práticas mecânicas de conservação do solo), e organismos (introdução ou seleção de espécies). O ser humano pode interferir na formação do solo, tanto favorecendo a sua preservação, como contribuindo para a destruição do mesmo.

5.1.4. RELEVO

O relevo é um dos principais fatores que atuam na variação dos atributos do solo em escala local (propriedades rurais ou microbacias hidrográficas). Para auxiliar na identificação dos limites espaciais de cada tipo de solo, seus atributos e, assim, mapear os solos e estabelecer planos de manejo, é fundamental fazer uma segmentação do relevo/paisagem. Os segmentos do relevo pode ser divididos em: interflúvio, escarpa, encosta, pedimento, e planície aluvial (**Figura 12**). A escarpa e a encosta são superfícies tipicamente erosionais (tendem a perder solo formado), enquanto o

pedimento e a planície aluvial são superfícies tipicamente deposicionais (tendem a receber solo erodido de superfícies erosionais).

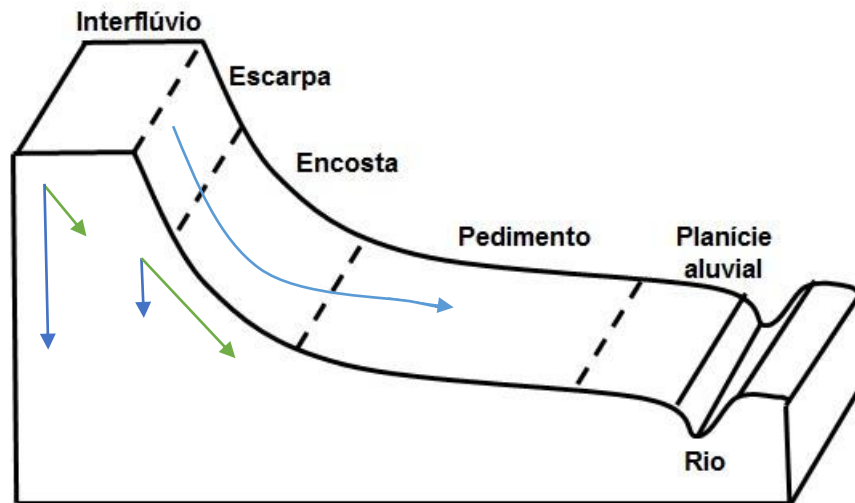


FIGURA 12. Representação esquemática dos segmentos do relevo.

No interflúvio a água das chuvas tende a se infiltrar muito mais do que escorrer lateralmente, o que favorece a formação de solos mais profundos e bem intemperizados (desde que o clima e o material de origem favoreçam). Na escarpa e na encosta a água das chuvas tende muito mais a escorrer do que se infiltrar, favorecendo mais a erosão superficial, do que a intemperização profunda do material de origem, com isto tendendo a formar solos mais rasos ou apresentar afloramentos de rocha. O pedimento, por ter relevo mais suave e ser uma superfície deposicional, tende em geral, a formar solos mais profundos. Na planície aluvial a água tende a se acumular em pequena profundidade (lençol freático próximo à superfície) ou mesmo na superfície do terreno, favorecendo a formação de solos hidromórficos (com excesso de água). Na planície também é comum a adição de material depositado pelos rios nos eventos do cheia e, neste caso, os solos formados e suas características dependerão da geologia “rio acima” e do comportamento deste rio.

Normalmente os solos rasos (até 50 cm de profundidade) e pouco profundos (50 a 100 cm de profundidade) são encontrados nos relevos mais declivosos (por favorecerem a erosão natural), e os solos profundos (100 a 200 cm de profundidade) e muito profundos (mais de 200 cm de profundidade) ocorrem usualmente em relevo plano ou suave ondulado. No entanto, outros fatores, como o clima e o material de origem, podem induzir a formação de solos rasos, mesmo em relevo plano.

5.1.5. TEMPO

O tempo é um fator muito importante na formação do solo, pois não basta a ocorrência dos demais fatores de formação (material de origem, clima, organismos e relevo) para que ocorra a formação do solo. É necessário que exista um tempo suficiente para que estes fatores possam

interagir, de modo a formar o solo. O tempo que leva para formar o solo é muito variável e depende da combinação dos demais fatores.

No Brasil existem desde solos muito jovens (~4.000 anos ou menos) até solos muito velhos (estimam-se em até 1.000.000 de anos ou mais). Os Latossolos, por exemplo, usualmente são solos muito velhos, nos quais houve uma intensa alteração do material originário.

Como o tempo necessário para formar um centímetro de solo é muito variável, o mesmo também pode ser definido em uma escala relativa, onde assumimos que um solo novo é aquele que possui pequena espessura, enquanto um solo velho geralmente apresenta maior espessura (**Figura 13**).

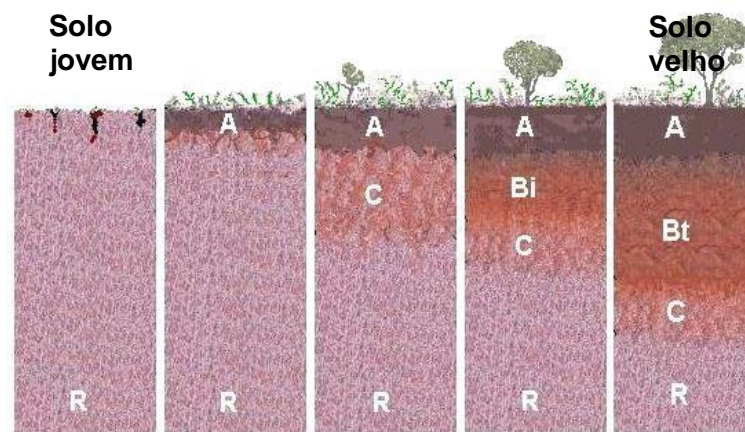


FIGURA 13. Esquema demonstrando o “envelhecimento”, em função de sua profundidade.

5.2. PROCESSOS GERAIS DE FORMAÇÃO DO SOLO (PROCESSOS PEDOGENÉTICOS)

Os processos de formação podem ser considerados como as ações que são exercidas para a pedogênese. Para abordarmos os processos, é necessário a definição do volume que será objeto da discussão (**Figura 14**). De forma geral, o perfil do solo é utilizado para identificar os processos atuantes na pedogênese.

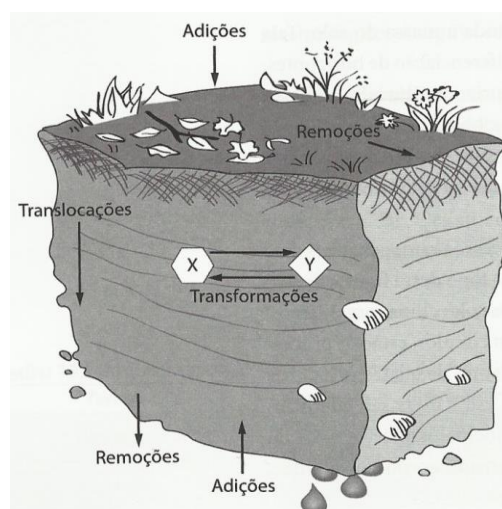


FIGURA 14. Esquema demonstrando os processos de formação do solo em relação a um dado volume.

5.2.1. ADIÇÕES

As adições correspondem aos processos que incorporam novos componentes (minerais, matéria orgânica, gases e líquidos) ao solo durante a sua formação (gênese).

As adições podem ser: pelo vento (eólicas), por precipitação pluvial (chuva), por difusão (adição de gases como o O_2 a partir da atmosfera), pelo lençol freático e ascensão capilar, pelos rios (fluvial), marinha, coluvionar e biológicas (acumulação de matéria orgânica pelos animais e vegetais).

5.2.2. TRANSFORMAÇÕES

As transformações correspondem aos processos de alteração da composição química, física e biológica, pelas quais passam os constituintes sólidos (matéria orgânica e mineral), líquidos (solução do solo) e gasosos (ar do solo), ao longo do processo de formação (gênese). Deste modo, os minerais primários são transformados em minerais secundários, e a matéria orgânica é mineralizada ou humificada.

5.2.3. TRANSPORTES OU TRANSLOCAÇÕES

São processos nos quais alguns componentes do solo são transportados de uma parte para outra do perfil do solo, sem que seja adicionado, perdido ou transformado. Por exemplo, partículas de argila podem migrar do horizonte A ou E para o horizonte B do solo, sem que sejam transformadas ou perdidas.

Os transportes podem ser de soluções e suspensões livres no solo (saís, argila, Fe e Al, matéria orgânica), soluções vasculares dos vegetais, por ação da fauna do solo, por expansão e contração de argilas 2:1, e pelo congelamento da água do solo.

5.2.4. PERDAS

As perdas são processos nos quais ocorre a saída de algum componente do perfil de solo, pela superfície ou em profundidade, durante o processo de formação (gênese).

As perdas podem ser devido às colheitas (com saída de matéria orgânica e nutrientes), pelo fogo (com saída de C, N e S), pela enxurrada (com saída de nutrientes solúveis e partículas sólidas), pelo vento (eólica), em profundidade (lixiviação de compostos solúveis do solo).

5.3. PROCESSOS ESPECÍFICOS DE FORMAÇÃO DO SOLO

A **Tabela 5** apresenta os processos específicos de formação do solo. Deve ser ressaltado que o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos, especialmente em níveis categóricos mais elevados, é fundamentado nos processos específicos de formação do solo. Por este motivo, nesta tabela, também são apresentados exemplos de classes de solos que são originadas a partir destes processos específicos de formação do solo.

TABELA 5. Principais processos específicos de formação do solo

PROCESSO	DESCRIÇÃO	SOLOS ⁽¹⁾
Cumulização	Adição eólica ou hídrica de partículas minerais na superfície do solo. Este processo ocorre, por exemplo, nas margens dos rios em períodos de cheias.	Neossolos Flúvicos e Cambissolos Flúvicos
Paludização (“Littering”)	Acumulação de material orgânico na superfície do solo. Este processo normalmente ocorre em condições desfavoráveis à mineralização, como em ambientes permanentemente alagados ou muito frios.	Organossolos e Cambissolos Hísticos
Melanização	Escurecimento do solo pela adição de matéria orgânica. Este processo ocorre principalmente no horizonte A dos solos.	Gleissolos Melânicos e Cambissolos Húmicos
Bissialitização	Formação de argilominerais 2:1 em condições de reduzida perda de Si. É um processo que ocorre na formação de solos jovens.	Chernossolos e Luvissolos
Argiluviação (Lessivagem)	Transporte de argila do horizonte A (ou E) para o horizonte B do solo. Forma solos com horizonte Bt.	Argissolos, Luvissolos, e Planossolos
Podzolização	Transporte de Fe e Al e/ou matéria orgânica para o horizonte B, com acumulação de quartzo no horizonte E. Forma solos com Bh, Bs ou Bhs.	Espodossolos
Calcificação (Carbonatação)	Acumulação de carbonatos de cálcio em algum horizonte do solo. $\text{Ca}^{+2} + 2\text{HCO}_3^- \leftrightarrow \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ Ocorre principalmente em alguns solos alcalinos (pH maior que 7,0).	Chernossolos Rêndzicos
Salinização	Acumulação de sais solúveis em algum horizonte do solo. Ocorre principalmente em regiões mais secas ou ambientes de influência marinha (como nos manguezais). Forma solos com horizontes Bz ou Cz.	Gleissolos Sálcos

PROCESSO	DESCRIÇÃO	SOLOS ⁽¹⁾
Solonização e Solodização	<p>Acumulação de sódio (Na^+) em algum horizonte do solo. Ocorre principalmente em alguns solos alcalinos (pH maior que 7,0). Forma solos com horizonte Bn.</p> $\text{Argila-Ca} + 2\text{Na}^+ \rightarrow \text{Argila-Na} + \text{Ca}^{+2}$ <p>(solonização)</p> $\text{Argila-Na} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{Argila-H} + \text{Na}^+ + \text{HCO}_3^-$ <p>(solodização)</p>	Planossolos Nátricos
Pedoturbação	<p>Processo de mistura de horizontes do solo. Este processo pode ser dividido em faunaturbação, floraturbação, sismiturbação, crioturbação, antroturbação, argiloturbação.</p>	Vertissolos (argiloturbação)
Erosão superficial	Perda de material da superfície do solo.	Neossolos Litólicos e Neossolos Regolíticos
Gleização	<p>Redução e perda do Fe em condições anaeróbicas, com a formação de cores acinzentadas no solo.</p> $2\text{FeOOH} + \text{CHO}_2^- + 5\text{H}^+ \leftrightarrow 2\text{Fe}^{+2} + \text{CO}_2 + 4\text{H}_2\text{O}$ <p>É um processo que atua na formação de muitos solos mal drenados (com excesso de água). Forma solos com horizontes Bg ou Cg.</p>	Gleissolos
Ferralitização (Latolização/ Dessilicação)	Perda de Si dos horizontes A e B do solo, com acúmulo de oxihidróxidos de Fe e Al nestes horizontes. É um processo que atua na formação de solos intemperizados (velhos). Forma solos com horizonte Bw ou Bt.	Argissolos, Nitossolos e principalmente os Latossolos
Laterização	<p>Segregação localizada de ferro, que atua como agente cimentante, formando plintita, concreções ferruginosas, ou petroplintita contínua.</p> <p>Forma solos com horizontes como Bf, Cf, Bc, Cc, F.</p>	Plintossolos
Sulfidização	<p>Acumulação de materiais ricos em sulfetos no solo</p> $\text{Fe}_2\text{O}_3 + 4\text{SO}_4^- + 8\text{CH}_2\text{O} + 1/2\text{O}_2 \leftrightarrow 2\text{FeS}_2 + 8\text{HCO}_3^- + 4\text{H}_2\text{O}$	Organossolos Tiomórficos e Gleissolos Tiomórficos
Sulfurização	<p>Oxidação de sulfetos no solo. Gera solo com excessiva acidez.</p> $\text{FeS}_2 + 3 \frac{1}{2} \text{O}_2 + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{Fe(II)SO}_4 + \text{H}_2\text{SO}_4$	

⁽¹⁾ Exemplos de ordens e subordens de solos nos quais pode ter ocorrido este processo específico de formação.

6. PERFIL DO SOLO

O perfil do solo é uma seção vertical do solo através de todos seus horizontes e camadas e se estendendo para dentro do material de origem (CURI et al., 1993).

6.1. HORIZONTES PRINCIPAIS

Os horizontes ou camadas principais são designados por letras maiúsculas: O, H, A, E, B, C, F, R. Os horizontes O e H são orgânicos, enquanto os horizontes A, E, B, C e F são minerais (**Tabela 6**). Para mais detalhes consulte o Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2015, p. 47-50 na versão em PDF).

Deve ser ressaltado que os horizontes minerais do solo (A, B, C, E) também possuem matéria orgânica. A concentração de matéria orgânica é maior no horizonte A do que nos horizontes B, C e E. Porém, mesmo no horizonte A, a contribuição da matéria orgânica é proporcionalmente menor do que os minerais. O horizonte A não é um horizonte orgânico.

Por outro lado, os horizontes O e H são horizontes orgânicos. De acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SANTOS et al., 2013) o material orgânico possui teor de carbono igual ou maior que 80 g/kg, sendo este o limite para distinção de material orgânico (O ou H) e mineral (A, B, C, E, F). Neste caso o conteúdo de constituintes orgânicos impõe preponderância de suas propriedades sobre os constituintes minerais.

Não há necessidade de existirem todos os horizontes em um perfil de solo. Por exemplo, um solo pode ter sequência de horizontes O-A-E-B-C-R, enquanto outro solo pode ter simplesmente uma sequência A-R.

Os horizontes principais podem ser subdivididos. Por exemplo, A1, A2, A3, etc., são sub-horizontes do horizonte principal "A".

Na **Figura 15** são apresentados exemplos de sequências de horizontes em perfis de solos.

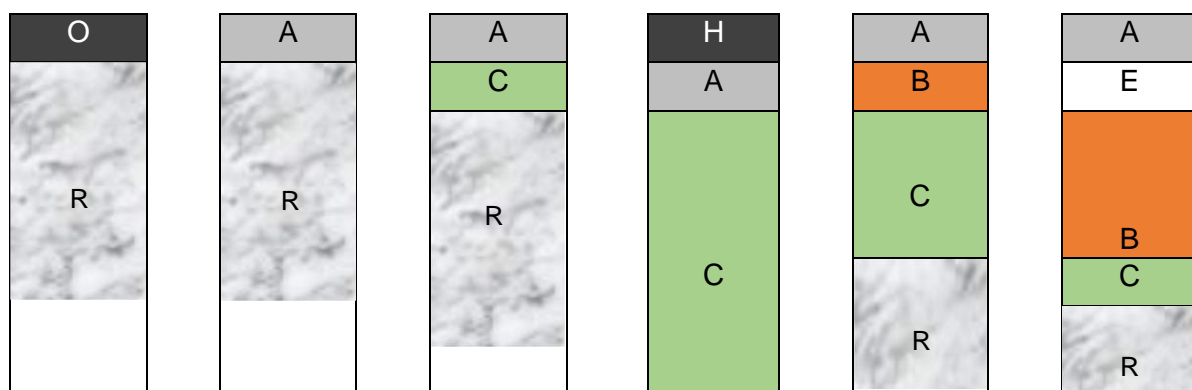


FIGURA 15. Exemplos de sequências de horizontes em alguns perfis de solos.

TABELA 6. Horizontes e camadas principais do perfil de solo

HORIZONTE OU CAMADA	DESCRIÇÃO
O	Horizonte ou camada superficial, de constituição <u>orgânica</u> ($C \geq 80$ g/kg), sobreposto a alguns solos minerais ou à rocha, podendo estar ocasionalmente saturado com água por curto período de tempo. Deve ser destacado que este material orgânico é acumulado em condições de livre drenagem, sem restrições que possam resultar em estagnação de água permanente.
H	Horizonte ou camada de constituição <u>orgânica</u> ($C \geq 80$ g/kg), superficial ou não, composto de resíduos acumulados (ou em acumulação) em condição de prolongada estagnação de água, em vários estádios de decomposição. Cabe observar que esse material orgânico é acumulado em condições de saturação de água (banhado).
A	Horizonte <u>mineral</u> ($C < 80$ g/kg), superficial ou em sequência a horizonte ou camada O ou H. Diferencia-se dos horizontes ou camadas subsequentes pela maior concentração de matéria orgânica ou pela perda ou translocação de componentes minerais. As suas características de cor, estrutura, entre outras, são tipicamente influenciadas pela matéria orgânica. Deve ser destacado que é um horizonte mineral, porém usualmente com mais matéria orgânica que os horizontes B, C, E, F.
E	Horizonte <u>mineral</u> , cuja característica principal é a perda de argila, ferro alumínio ou matéria orgânica, com resultante concentração residual de areia e silte. Geralmente encontra-se abaixo de um horizonte A e acima de um horizonte B, dos quais normalmente se distingue pelo menor teor de matéria orgânica e cor mais clara. A maioria dos solos não tem horizonte E.
B	Horizonte <u>mineral</u> subsuperficial formado sob um E, A ou O, bastante afetado por transformações pedogenéticas, em que pouco ou nada resta da estrutura original da rocha. É característica a estruturação das partículas (areia, silte, argila) no horizonte B. Solos jovens não possuem horizonte B.
C	Horizonte ou camada <u>mineral</u> subsuperficial de material inconsolidado, pouco afetado por processos pedogenéticos, e encontrado abaixo dos horizontes A e B. É um material que não apresenta resistência forte quando escavado com uma pá, e ainda apresenta grande quantidade de minerais primários, podendo também incluir resíduos da rocha intemperizada.
F	Horizonte ou camada de material <u>mineral</u> subsuperficial, consolidado, sob A, E ou B, rico em ferro e/ou alumínio e pobre em matéria orgânica. Embora seja consolidado, o horizonte F não deve ser confundido com a rocha. A origem do horizonte F é no próprio solo (pedogenética). A maioria dos solos não tem horizonte F.
R	Constitui a <u>rocha</u> contínua ou praticamente contínua. <u>Camada</u> mineral de material consolidado, que não pode ser cortado com uma pá. A rocha não é considerada horizonte do solo, pois não sofreu pedogênese. A camada R <u>não é horizonte</u> , pois ainda não sofreu substancial efeito dos processos de formação do solo.

6.2. HORIZONTES TRANSICIONAIS

Os horizontes transicionais são horizontes miscigenados nos quais as propriedades de dois horizontes principais se associam conjuntamente em fusão, evidenciando coexistência de propriedades comuns a ambos, de tal modo que não há individualização de partes distintas de um e de outro (EMBRAPA, 1988).

Como exemplos de horizontes transicionais podem ser citados: AO, AH, AB, BA, AC, EB, BE, BC, etc. Assim, por exemplo, "AB" é um horizonte transicional entre A e B, que possui mais características do horizonte principal "A", enquanto BA é um horizonte transicional entre A e B, que possui mais características do horizonte principal "B".

6.3. PROFUNDIDADE

A profundidade é obtida colocando-se uma fita métrica ou trena na posição vertical, fazendo-se coincidir o zero da mesma com a parte superior do horizonte ou camada mais superficial do solo, e fazendo-se a leitura de cima para baixo a partir da marca zero (IBGE, 2015).

No exemplo da Figura 2.2 (A-B-C), o horizonte A tem profundidade de 0 a 50 cm, o horizonte B tem profundidade de 50 a 210 cm, e o horizonte C tem profundidade de 210 a 300 cm +. Na Figura 2.2 a escavação do perfil não alcançou o final do horizonte C e, por este motivo, consta o sinal de "+" na profundidade do mesmo.

6.4. ESPESSURA

Diferença entre a profundidade final e inicial do horizonte ou camada. No exemplo da **Figura 16**, o solo tem sequência de horizontes A-B-C, tendo o horizonte A com 50 cm de espessura ($50 - 0 = 50$ cm), o horizonte B com 160 cm de espessura ($210 - 50 = 160$ cm), e o horizonte C com 90 cm + de espessura ($300 - 210 = 90$ cm). Note que a escavação do perfil não alcançou o final do horizonte C e, por este motivo, consta o sinal de "+" na espessura do mesmo.

	Profundidade	Espessura
A	0-50 cm	50 cm
B	50-210 cm	160 cm
C	210-300 cm +	90 cm +

FIGURA 16. Exemplo hipotético de um perfil de solo, com sequência de horizontes A, B e C, mostrando suas respectivas profundidades e espessuras.

6.5. CLASSES DE PROFUNDIDADE DO SOLO

As classes de profundidade são expressas conforme a **Tabela 7**. No exemplo da **Figura 16** o solo seria classificado como muito profundo, pois sua profundidade é maior que 200 cm. Ao classificar a profundidade do solo não considerar a camada R, a qual não faz parte do solo.

TABELA 7. Classes de profundidade do solo. Fonte: IBGE (2015, p. 117).

CLASSES DE PROFUNDIDADE	PROFUNDIDADE DO SOLO (cm)
Raso	≤ 50
Pouco profundo	51 a 100
Profundo	101 a 200
Muito profundo	> 200

6.6. HORIZONTES E CAMADAS SUBORDINADAS

Para designar características específicas de horizontes e camadas principais usam-se, como sufixos, letras minúsculas.

Na **Tabela 8** constam, de forma simplificada, os principais horizontes e camadas subordinadas. Para mais detalhes consulte o Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2015, p. 51-54 na versão em PDF).

Assim, por exemplo, "Bn" indica que o horizonte principal "B" apresenta acumulação de sódio trocável indicado pelo sufixo "n".

TABELA 8. Descrição simplificada dos principais horizontes e camadas subordinados do solo.

SÍMBOLO	DESCRIÇÃO
c	Concreções ou nódulos endurecidos
d	Matéria orgânica bem decomposta nos horizontes O ou H
f	Plintita (acumulação de Fe e/ou Al, endurecida, na forma de mosqueados de coloração avermelhada)
g	Gleização (cores acinzentadas)
h	Acumulação de matéria orgânica no horizonte B, proveniente dos horizontes A e/ou E
i	Incipiente desenvolvimento do horizonte B (embora o solo possua horizonte B, este apresenta reduzida evolução pedogenética em termos de espessura e/ou mineralogia)
j	Tiomorfismo (acumulação de sulfetos)
k	Presença de carbonatos
m	Extremamente cimentado
n	Acumulação de sódio trocável (Na ⁺)
o	Matéria orgânica mal ou não decomposta nos horizontes O ou H
p	Horizonte H, O ou A arado ou modificado pelo cultivo
r	Presença de rocha pouco alterada no horizonte C, cujo material pode ser escavado com uma pá
s	Acumulação de óxidos, hidróxidos e oxihidróxidos de Fe e/ou Al no horizonte B, provenientes dos horizontes A e/ou E
t	Acumulação de argila no horizonte B (o horizonte B acumula mais argila que os horizontes A e/ou E)
v	Características vérticas (fendilhamento, superfícies de fricção, alta expansão) ocorrendo nos horizontes B e/ou C
w	Intensa intemperização do horizonte B (característico de horizonte B de solo bastante velhos, onde predominam argilominerais 1:1 e oxihidróxidos)
z	Acumulação de sais solúveis

6.7. CARACTERÍSTICAS COMPLEMENTARES DO PERFIL DO SOLO

Podem ser determinadas as características complementares do perfil de solo, tais como: localização (inclusive coordenadas geográficas), situação na paisagem, declive, cobertura vegetal, altitude, material de origem, pedregosidade, rochosidade, relevo local e regional, erosão (se presente), drenagem, vegetação primária (original), uso atual, clima, ocorrência de raízes, atividade biológica, e outras observações.

6.7.1. PEDREGOSIDADE E ROCHOSIDADE

Pedregosidade refere-se à proporção relativa de calhaus e matacões (até 100 cm de diâmetro) sobre o solo ou na massa de solo. As classes são: não pedregosa, ligeiramente pedregosa, moderadamente pedregosa, pedregosa, muito pedregosa, e extremamente pedregosa. Para detalhes e fotos sobre pedregosidade consulte o Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2015, p. 274-276 na versão em PDF).

Rochosidade refere-se à proporção relativa de matacões (com mais de 100 cm de diâmetro) e afloramentos rochosos. As classes são: não rochosa, ligeiramente rochosa, moderadamente rochosa, rochosa, muito rochosa, e extremamente rochosa. Para mais detalhes, e fotos sobre rochosidade, consulte o Manual Técnico de Pedologia.

6.7.2. RELEVO

A declividade normalmente é determinada a campo com o auxílio de um clinômetro tipo “Abney”.

TABELA 9. Classes de relevo com base na declividade do terreno. Fonte: IBGE (2015).

CLASSE DE RELEVO	DECLIVIDADE (%)
Plano	< 3
Suave ondulado	3 a 8
Ondulado	8 a 20
Forte ondulado	20 a 45
Montanhoso	45 a 75
Escarpado	> 75

6.7.3. DRENAGEM

Quanto melhor drenado um solo, mais facilmente o excesso de água é removido do perfil após uma chuva. A cor é um dos melhores indicadores da drenagem de um solo. Em solos bem drenados usualmente o horizonte B possui cores vermelhas ou amarelas, enquanto solos mal drenados (com excesso de água) o horizonte B (ou o C na ausência deste) é acinzentado ou com cores mescladas (acinzentadas e avermelhadas).

As classes de drenagem são: excessivamente drenado; fortemente drenado; acentuadamente drenado; bem drenado; moderadamente drenado; imperfeitamente drenado; mal drenado; muito mal drenado. Para mais detalhes sobre a drenagem consulte o Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2015, p. 272-274 na versão em PDF). Um solo excessivamente drenado é um solo no qual a água é removida do solo muito rapidamente, permanecendo com umidade baixa a maior parte do tempo, como solos de textura arenosa. Já nos solos muito mal drenados o lençol freático permanece à superfície ou próximo desta a maior parte do tempo, sendo o solo permanentemente saturado com água.

7. MORFOLOGIA

As características morfológicas são aquelas observáveis com o tato e a visão, nos horizontes e camadas do perfil do solo. As características morfológicas são descritas em cada horizonte ou camada, pois as mesmas podem variar ao longo do perfil do solo.

As características morfológicas são: cor, textura, estrutura, porosidade, cerosidade, consistência, cimentação, nódulos e concreções minerais, presença de carbonatos, presença de manganês, presença de sulfetos, eflorescências de sais, e coesão. Para detalhes consulte o Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2015, p. 54-116 na versão em PDF). Neste capítulo também será descrita a densidade, a qual não é uma característica morfológica do solo, mas sim uma característica física.

7.1. COR DO SOLO

A cor é considerada, por muitos pedólogos (profissionais que estudam o solo), um dos atributos morfológicos mais importantes. Os solos podem apresentar cores variadas. Essa variação irá depender do material de origem do solo, como também de sua posição na paisagem (KIEHL, 1979), conteúdo de matéria orgânica, e mineralogia, dentre outros fatores. A cor tem grande importância no momento de diferenciar os horizontes dentro de um perfil e auxiliar a classificação dos solos. Porém, nem sempre os horizontes de um mesmo perfil de solo terão cores muito diferentes, podendo variar muito pouco (VIEIRA e VIEIRA, 1983).

A cor é determinada com o auxílio da Carta de Munsell (Munsell Soil Color Charts), na qual são identificados matiz, valor e croma (**Tabela 10**). Por exemplo, se a cor de um horizonte do solo for 2,5YR 4/2, o matiz será 2,5 YR, o valor será 4, e o croma será 2.

TABELA 10. Aspectos observados na determinação da cor do solo pela Carta de Munsell.

ATRIBUTO	DESCRIÇÃO
MATIZ	Representa o espectro dominante da cor do solo: vermelho (R=red), amarelo (Y=yellow), verde (G=green), azul (B=blue), e púrpura (P=purple). Os matizes mais usuais nos solos são 5R, 7,5R, 10R, 2,5YR, 5YR, 7,5YR, 10YR, 2,5Y, e 5Y, sendo que nesta sequência, o 5R é o matiz mais avermelhado (R=red) e o 5Y é o matiz mais amarelado (Y=yellow).
VALOR	Refere-se à tonalidade da cor do solo, e varia de zero (preto absoluto) a dez (branco absoluto). Quanto mais escura a cor do solo, menor será o valor na Carta de Munsell. Na Carta de Cores Munsell para Solos o croma varia de 2 a 8.
CROMA	Refere-se à pureza relativa ou saturação da cor, e varia de zero (cores neutras ou acinzentadas) até vinte (cor espectral pura). Quanto mais intensa (viva) for a cor do solo, maior será o croma na Carta de Munsell. Na Carta de Cores Munsell para Solos o croma máximo é 8.
NOME	No Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2015, p. 64-67 na versão em PDF) são encontradas as traduções padronizadas dos nomes das cores encontradas na Munsell Soil Color Charts (que estão em inglês).

A cor pode ser anotada com a amostra de solo úmida (mais usual), seca, seca triturada, e úmida amassada. Caso os horizontes do solo apresentem mosqueados (manchas de outras cores), deverá ser anotado a cor, quantidade e contraste deste mosqueado. Veja maiores detalhes sobre a determinação morfológica da cor do solo no Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2015, p. 60-70 na versão em PDF).

Uma análise superficial poderia considerar que a cor do solo apresenta pouca relevância do ponto de vista prático. As plantas, de modo geral, não terão seu desenvolvimento afetado exclusivamente pela cor do solo, embora os solos mais escuros possam se aquecer mais rapidamente, favorecendo o desenvolvimento das raízes em regiões mais frias. No entanto, a principal utilidade da cor do solo reside no fato de que a mesma é reflexo da composição do solo. Conforme as quantidades de matéria orgânica, minerais, e até o teor de umidade, o solo pode variar entre diferentes cores, como preto, vermelho, amarelo, acinzentado, branco, bruno (marrom), dentre outras.

Horizontes de cor escura indicam altos teores de húmus no solo (LEPSCH, 2011), o que pode estar relacionado a boas condições ecológicas e de fertilidade e grande atividade microbiana. Porém, excessiva quantidade de matéria orgânica pode indicar condições desfavoráveis à decomposição da mesma, como temperatura muito baixa, baixa disponibilidade de nutrientes, falta de oxigênio, e outros fatores que inibam a atividade dos micro-organismos do solo.

Deve-se evitar o senso comum de que todo solo escuro (popularmente conhecido como “terra preta”) é fértil. Alguns solos escuros apresentam fertilidade química muito baixa.

Também deve ser evitada a ideia de que todo solo escuro é orgânico. O horizonte A do solo (ver o capítulo sobre perfil do solo) é constituído de material predominantemente mineral ($C < 80$ g/kg), porém usualmente é mais escuro que os horizontes E, B e C. O horizonte A recebe mais matéria orgânica, proveniente da decomposição dos animais e vegetais, que os horizontes B e C, os quais também apresentam matéria orgânica, porém em menor proporção. Por este motivo, os horizontes B e C normalmente são mais claros que o horizonte A.

As diferenças entre as cores mais avermelhadas ou amareladas dos solos estão frequentemente associadas aos diferentes tipos de oxihidróxidos de ferro (ver o capítulo sobre composição do solo) existentes nos solos. Solos de coloração vermelha podem indicar maior presença de hematita, enquanto solos mais amarelados podem indicar a maior presença de goethita. Um exemplo são os solos popularmente conhecidos como “terra roxa” (na verdade seria “rosso”, do italiano vermelho), que são solos originados de rochas ígneas básicas (principalmente basalto), de coloração vermelho escuro, e que são encontrados em áreas do norte do Rio Grande do Sul ao sul de Goiás.

Solos com elevada quantidade de quartzo na fração mineral (como ocorre em muitos solos arenosos) são frequentemente claros, exceto se houver presença de matéria orgânica.

Tons acinzentados indicam solos nos quais os óxidos de ferro foram transformados, tendo sido o ferro removido pelo excesso de água, como ocorre, por exemplo, em áreas de baixadas úmidas próximas a rios e riachos (LEPSCH, 2011). Em solos mal drenados, o ferro é reduzido ($\text{Fe}^{+3} \rightarrow \text{Fe}^{+2}$) pelos microorganismos anaeróbios, não permitindo a formação dos óxidos de ferro que conferem as cores avermelhadas e amareladas. A cor acinzentada é consequência da presença dos argilominerais (ver capítulo sobre composição do solo) existentes no solo.

7.2. TEXTURA

A **textura** corresponde à proporção relativa das frações granulométricas (areia, silte, argila) da terra fina do solo.

No campo normalmente são determinados **grupamentos texturais**. A avaliação expedita dos grupamentos texturais de uma amostra de solo é feita pela sensação que uma porção de solo oferece ao tato, após umedecida (não seca) e esfregada entre o polegar e indicador. Para detalhes sobre a determinação morfológica da textura do solo consulte o Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2015, p. 7176 na versão em PDF). A Tabela 11 apresenta os cinco grupamentos texturais determinados a campo.

TABELA 11. Descrição sucinta dos grupamentos texturais do solo.

GRUPAMENTO TEXTURAL	SENSAÇÃO AO TATO ⁽¹⁾	DEFINIÇÃO
Muito argiloso	Sensação de partículas finas (sem areia) e pegajosa	Solos com mais de 600 g/kg de argila
Argiloso	Sensação de partículas finas (com muito pouca areia) e pegajosa	Solos com 350 a 600 g/kg de argila
Siltoso	Sensação semelhante ao talco (sedosa)	Solos com argila < 350 g/kg e areia < 150 g/kg
Médio	Sensação intermediária entre o argiloso (pegajoso) e o arenoso (áspero)	Solos com menos de 350 g/kg de argila, mais de 150 g/kg de areia, e que não sejam de textura arenosa
Arenoso	Sensação áspera, com partículas maiores, além de fazer mais barulho	Solos com areia > 700 g/kg e sem argila; ou areia > 750 g/kg e argila < 50 g/kg; ou areia > 800 g/kg e argila < 100 g/kg; ou areia > 850 g/kg

⁽¹⁾ Sensação ao tato ao esfregar a amostra de solo úmida entre o polegar e o indicador

No entanto, se estão disponíveis dados de análise granulométrica do solo (areia, silte e argila), determinados em laboratório, podem-se obter as **classes texturais**: muito argilosa, argilosa, francoargilosa, argilossiltosa, argiloarenosa, franco-argilosiltosa, franco-argiloarenosa, franca, francosiltosa, franco-arenosa, siltosa, areia-franca, areia. Os grupamentos texturais são uma simplificação das classes texturais. A **Figura 17** apresenta o triângulo textural no qual se observam as 13 classes texturais.

Se, por exemplo, a análise laboratorial de um solo indicou que o mesmo possui 200 g/kg de argila, 200 g/kg de areia e 600 g/kg de silte, isto indica que este solo possui 20% de argila, 20% de areia e 60% de silte, pois 10 g/kg = 1% (massa/massa). Ao transferir estes teores de areia, silte e argila total para o triângulo textural se chegará à conclusão que este solo possui classe textural “franco-siltosa” (**Figura 18**).

Um solo “franco-siltoso”, portanto, é um solo que possui predominância de partículas de solo com tamanho silte (diâmetro entre 0,05 e 0,002 mm). No entanto, o solo “franco-siltoso” também tem menor proporção de partículas de areia (diâmetro entre 2 e 0,05 mm) e argila (diâmetro menor que 0,002 mm).

Deve ser considerando que a textura se refere unicamente à proporção entre os tamanhos de partículas (areia, silte e argila total) existentes no solo. Assim, por exemplo, dois solos muito argilosos podem ter comportamentos físico e químico completamente distintos em função de sua composição mineralógica e conteúdo de matéria orgânica.

Para se determinar no solo as proporções de areia, silte e argila total (ou argila dispersa em NaOH) deve-se proceder a **análise granulométrica** (**Figura 19**). Os métodos laboratoriais mais usuais de análise granulométrica estão fundamentados na dispersão das partículas individuais (com NaOH e agitação), uso de peneira (para separar a fração areia), e velocidade de sedimentação (para separar a fração argila total da fração silte, com base na Lei de Stokes).

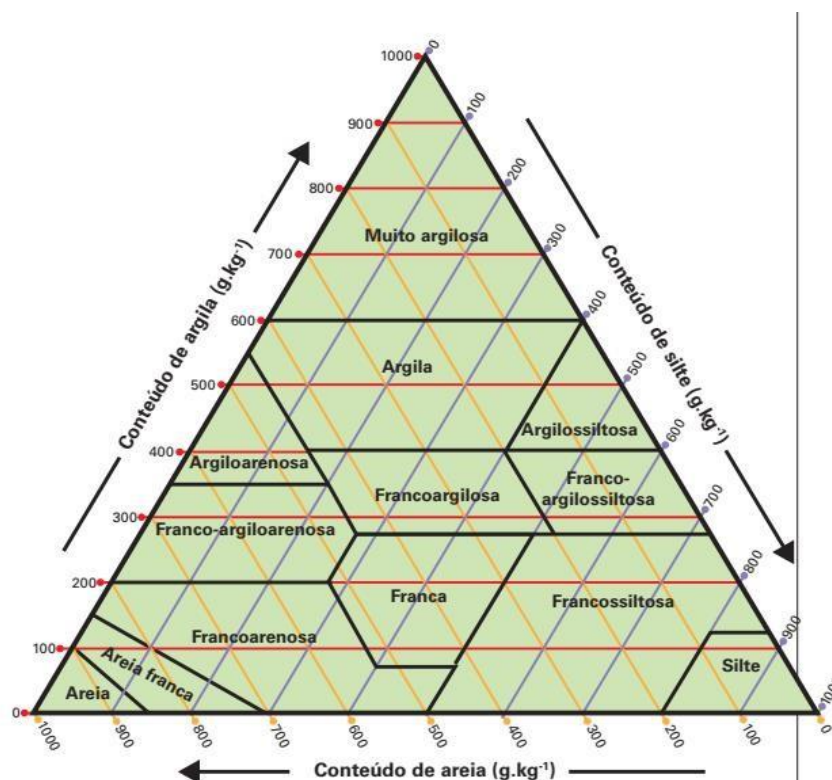


FIGURA 17. Triângulo textural utilizado para identificar as classes texturais do solo.

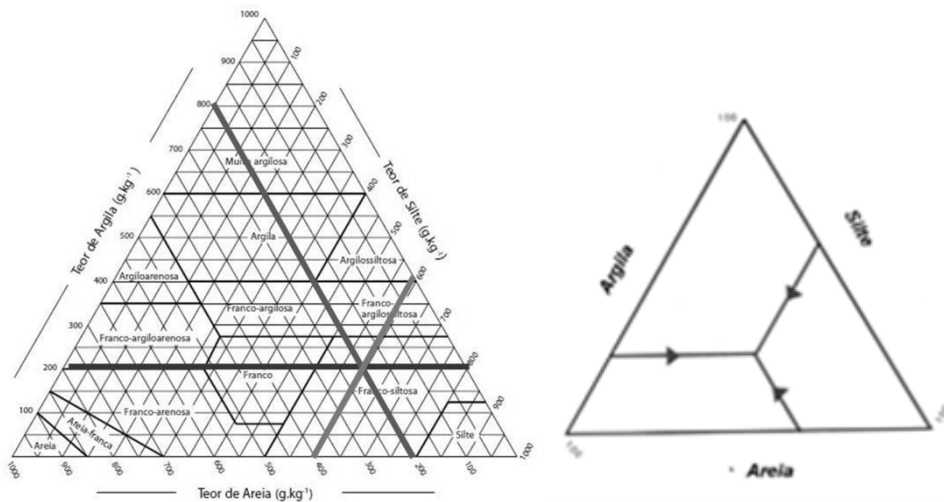


FIGURA 18. Exemplo de utilização triângulo textural com um solo com 200 g/kg de argila, 200 g/kg de areia e 600 g/kg de silte, e classe textural franco siltosa.

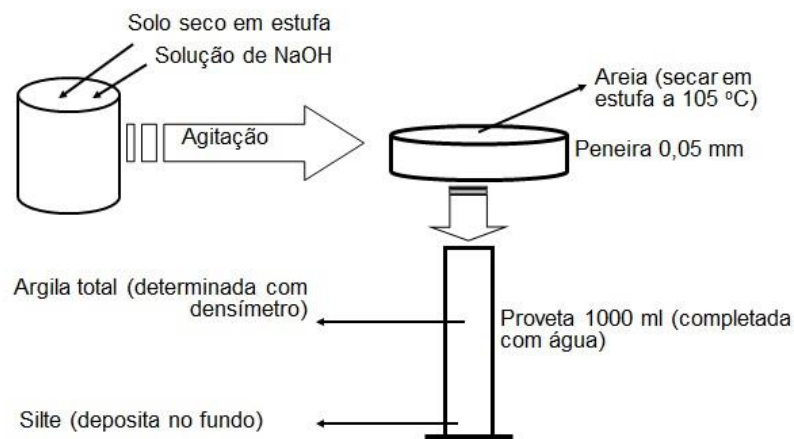


FIGURA 19. Representação esquemática da análise granulométrica do solo

Para determinar a argila dispersa em água, não se adiciona NaOH durante a dispersão do solo, visando determinar a quantidade de argila que não se encontra agregada. A argila dispersa em água não pode ser maior que a argila total.

O grau de dispersão (GD) corresponde à proporção da argila do solo que se encontra dispersa, ou seja, que não está agregada, conforme a equação seguinte:

$$GD (\%) = (\text{argila dispersa em água}) * 100 / (\text{argila total})$$

onde a argila dispersa em água e a argila total estão em g/kg

Os Planossolos, por exemplo, são solos que apresentam a maior parte de sua argila dispersa e, portanto, apresentam alto grau de dispersão, o que contribui para a menor permeabilidade destes solos.

O **grau de flocculação** (GF) corresponde à proporção da argila do solo que se encontra floculada, ou seja, agregada no solo, conforme a equação seguinte:

$$GF (\%) = 100 - GD$$

Normalmente os solos com alto grau de flocculação (GF) e baixo grau de dispersão (GD), se relacionam com melhores condições físicas do solo (maior porosidade, por exemplo). Os Latossolos, por exemplo, que são solos geralmente com boas qualidades física, apresentam alto grau de flocculação (próximo a 100%).

A **relação silte/argila** corresponde à relação entre o teor de silte e o teor de argila total do solo, conforme a seguinte equação:

$$\text{Relação silte/argila} = \text{silte (g/kg)} / \text{argila total (g/kg)}$$

A relação silte/argila é um índice de intemperização, pois quanto menor esta proporção, normalmente mais intemperizado (velho) é o solo. Os Latossolos, por exemplo, que são solos muito intemperizados, e possuem relação silte/argila normalmente igual ou menor que 0,7.

Na fração areia normalmente predomina o quartzo, seguido dos minerais primários e, em menor quantidade, de oxihidróxidos. Na fração silte diminui a quantidade de quartzo e minerais primários (embora ainda predominem), e aumenta a quantidade de oxihidróxidos e argilominerais. Na fração argila geralmente predominam os argilominerais, seguidos dos oxihidróxidos, e de menores quantidades de quartzo (**Figura 20**).

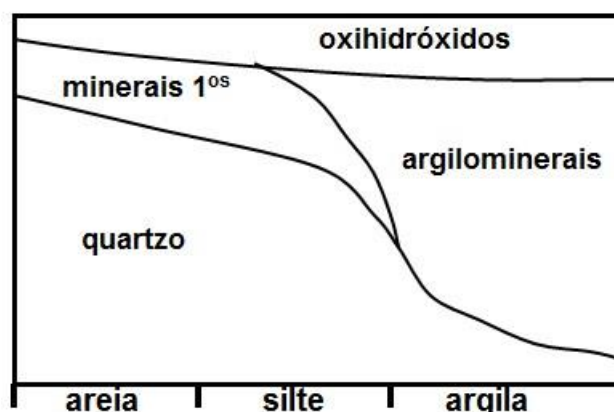


FIGURA 20. Representação aproximada dos minerais predominantes nas frações areia, silte e argila de alguns solos.

A textura pode ser considerada um dos atributos mais estáveis do solo, sendo muito importante na identificação e classificação do solo (MEDINA, 1972). Essa estabilidade indica que as partículas do solo não estão sujeitas a mudanças rápidas, sendo que um solo no qual predomina areia (partículas com tamanho entre 2 e 0,05 mm) permanece arenoso, e um solo no qual predomina argila (partículas menores 0,002 mm) permanece argiloso (BRADY, 1983), independentemente de seu uso.

É muito comum se concluir, erroneamente, que a textura (proporção entre as partículas de areia, silte e argila) é sinônimo de consistência (dureza, friabilidade, pegajosidade, plasticidade) de um solo. Embora alguns solos argilosos sejam muito duros e muito pegajosos, esta não é uma regra. Existem inclusive solos arenosos que são muito duros.

A fração argila (qualquer fração do solo com diâmetro menor que 0,002 mm) também deve ser distinguida dos argilominerais (ver o capítulo sobre composição do solo), os quais são minerais silicatados que são muito comuns, mas não exclusivos de existirem na fração argila. Na fração argila pode existir qualquer mineral com diâmetro menor que 0,002 mm.

Existem algumas propriedades predominantes nos solos conforme a textura. Solos de textura fina (ou seja, argilosa ou muito argilosa), de modo geral terão propriedades como (KIEHL, 1979): capacidade de retenção de água elevada; propriedades químicas mais favoráveis que os solos arenosos; maior porosidade total e microporosidade. Devido a sua mineralogia, a maior parte dos solos argilosos (de regiões tropicais e subtropicais úmidas) apresenta boa estrutura e, portanto, não apresentam problemas físicos, como dificuldade de aeração ou de circulação de água. No entanto, se os solos argilosos não forem bem estruturados, poderão apresentar circulação de água difícil e aeração deficiente. De modo geral os solos argilosos são mais duros, plásticos e pegajosos que os solos arenosos, porém não é uma regra. Solos de textura grosseira, ou seja, mais arenosa, tenderão a possuir propriedades opostas às descritas para os solos argilosos.

7.3. CONSISTÊNCIA DO SOLO

A consistência do solo é a sua resistência à desagregação, sua moldabilidade e sua tendência de aderir a outros objetos. Aspectos práticos da consistência, que são facilmente observados, são a dureza que certos solos apresentam quando secos, ou a pegajosidade que alguns apresentam quando molhados.

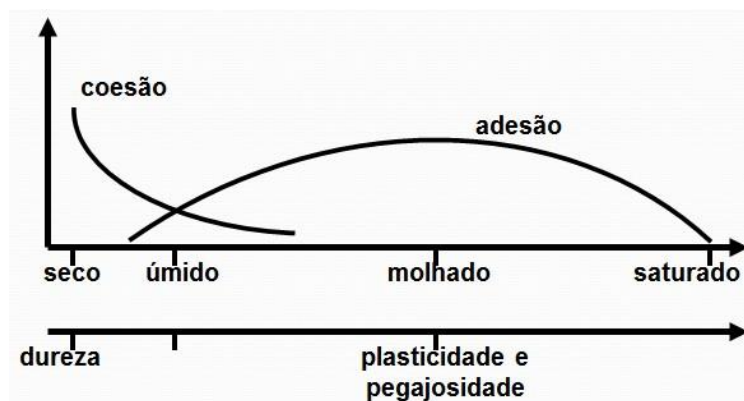
Morfologicamente a consistência é avaliada com relação à dureza (solo seco), friabilidade (solo úmido), plasticidade e pegajosidade (solo molhado) (**Tabela 12**). A consistência pode variar ao longo do perfil do solo, nos seus diferentes horizontes. Para detalhes e fotos sobre a determinação morfológica da consistência do solo consulte o Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2015, p. 99-103 na versão em PDF).

TABELA 12. Classes utilizadas na determinação da consistência do solo

DUREZA (tentar quebrar um torrão de solo seco)	FRIABILIDADE (tentar quebrar um torrão de solo úmido)	PLASTICIDADE (tentar fazer e dobrar uma “minhoquinha” com solo molhado)	PEGAJOSIDADE (apertar e soltar o solo molhado entre o polegar e indicador)
Solta	Solta	Não plástica	Não pegajosa
Macia	Muito friável	Ligeiramente plástica	Ligeiramente pegajosa
Ligeiramente duro	Friável	Plástica	Pegajosa
Duro	Firme	Muito plástica	Muito pegajosa
Muito dura	Muito firme		
Extremamente dura	Extremamente firme		

A consistência do solo é consequência das forças de adesão e coesão. A adesão corresponde a forças existentes entre a água e os sólidos do solo (interação líquido-sólido), sendo que a adesão é máxima com o solo molhado. A coesão corresponde a forças existentes entre as partículas sólidas do solo (interação sólido-sólido), sendo que a coesão máxima ocorre quando o solo está seco.

Quando o solo está seco a coesão é máxima e a adesão é nula, e a forma de consistência que se manifesta é a dureza. Quando o solo está úmido tanto as forças de coesão como de adesão são baixas, e a forma de consistência manifestada é a friabilidade. A friabilidade é o estado ideal de consistência para se manejar o solo, na maioria dos casos. Quando o solo está molhado, a adesão é máxima e a coesão é nula, e os estados de consistência que se manifestam são a plasticidade e a pegajosidade. Quando o solo está saturado tanto as forças de coesão quanto de adesão tendem a ser nulas. A **Figura 21** ilustra como se manifestam a coesão e a adesão em função do grau de umidade do solo.

**FIGURA 21. Representação esquemática da ocorrência das forças de adesão e coesão em função do teor de umidade no solo.**

A expressão da consistência quando o solo está seco é a **dureza**, a qual é a resistência à ruptura dos torrões. Para determinar a dureza se pega um torrão de solo, a fim de tentar quebrá-lo com os dedos, ou, se não for possível, com a(s) mão(s). A consistência do solo seco varia de solta até extremamente dura. Uma amostra de um solo extremamente duro não pode ser quebrada mesmo utilizando ambas as mãos. Em um solo extremamente duro é difícil a penetração das raízes das plantas, o preparo do solo para o cultivo pelo produtor rural, ou a escavação de poços ou fundações de construções.

A consistência do solo úmido também é determinada a partir de um torrão de solo, mas este deve estar ligeiramente úmido (não encharcado). Tenta-se romper o torrão úmido com os dedos (ou se necessário com a mão), para verificar a resistência à pressão. Este estado de consistência é conhecido como **friabilidade**. Neste estado de consistência o solo oferece menor resistência, tendo em vista que as forças de coesão e adesão são menores. Pode-se observar que a força utilizada para romper um torrão úmido é menor do que se o mesmo estivesse seco, pois diminuem as forças de coesão entre as partículas.

A consistência do solo molhado é caracterizada pela plasticidade e pegajosidade, e determinada em amostras de solo molhadas. A **plasticidade** é observada quando o material do solo, no estado molhado, ao ser manipulado, pode ser modelado constituindo diferentes formas (por exemplo, moldar e dobrar uma “minhoquinha”). A **pegajosidade** refere-se à aderência do solo a outros objetos, quando molhado. Para se determinar a pegajosidade, uma amostra de solo é molhada e comprimida entre o indicador e o polegar, estimando-se a sua aderência. A pegajosidade varia de não pegajosa (não gruda nos dedos) até muito pegajosa (SANTOS et al., 2013). Este é um atributo muito importante, pois um solo muito pegajoso é difícil de ser trabalhado para diversas finalidades, como a construção de um aterro ou o preparo do solo.

Um equívoco comum, oriundo do senso comum, é achar que todo solo argiloso é muito pegajoso e extremamente duro. Os solos argilosos têm grande quantidade de partículas menores que 0,002 mm, e podem ter diferentes durezas, pegajosidades e plasticidades.

Os fatores que afetam a consistência são: textura, mineralogia, matéria orgânica, e estrutura.

A consistência afeta o manejo do solo, a resistência à penetração de raízes, a estrutura do solo, e a erodibilidade do solo.

7.4. ESTRUTURA DO SOLO

A **estrutura** é a agregação das partículas primárias (areia, silte, argila) em unidades estruturais compostas chamadas agregados, que são separadas entre si pelas superfícies de fraqueza.

A estrutura do solo é morfologicamente classificada pelo tipo (forma da estrutura), classe (tamanho da estrutura) e grau (proporção entre materiais agregados e não agregados), conforme

descrito na **Tabela 13** e **Figura 22**. Para detalhes e fotos sobre a determinação morfológica da estrutura do solo consulte o Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2015, p. 76-99 na versão em PDF).

Se não houvesse a estrutura o solo poderia ser maciço (sem poros nos quais circula a solução e o ar do solo, e as raízes penetram) ou em grão simples (podendo ser facilmente perdido por erosão hídrica ou eólica).

A estrutura é importante no solo, pois minimiza os efeitos da relação textura x consistência. Um solo muito argiloso pode ser menos duro ou pegajoso se tiver uma boa estruturação. Um solo arenoso tende a ser menos solto se tiver uma boa estruturação. A estrutura também minimiza os efeitos da relação textura x porosidade. Um solo muito argiloso pode ter poucos macroporos (onde está o ar do solo) se não tiver uma boa estrutura, e um solo mais arenoso pode ter poucos microporos (que retém a solução do solo) se não possuir uma boa estruturação.

TABELA 13. Tipos, classes e graus utilizados na determinação da estrutura do solo (segundo IBGE, 2015).

PRINCIPAIS TIPOS⁽⁵⁾ (forma da estrutura)	CLASSE⁽⁶⁾ (tamanho da estrutura)	GRAU⁽⁷⁾ (proporção entre materiais agregados e não agregados)
Grãos simples (ausência de agregação)	Muito pequena	Sem agregação
Maciça (ausência de agregação)		
Granular	Pequena	Estrutura fraca
Blocos (angulares e subangulares)	Média	Estrutura moderada
Colunar	Grande	
Prismática		
Laminar	Muito grande	Estrutura forte

⁵Tipo de estrutura: ver a Figura 3.8;

⁶O tamanho correspondente a cada classe de estrutura depende do tipo de estrutura (ver desenhos no Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2015, p. 95-98 na versão em PDF);

⁷ Grau de estrutura: a) Sem agregação (agregados não discerníveis; b) Fraca (há pouco material estruturado em relação ao material solto); c) Moderada (há proporção equivalente de material estruturado e material solto não agregado); d) Forte (quase não se observa material solto).






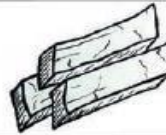





Material de solo agregado							
Tipo	Subtipo	Exemplo	Tipo	Subtipo	Exemplo		
Granular	Granular		Prismática	Prismática			
	Grumosa			Colunar			
Blocos	Angulares			Paralelepipedica			
	Subangulares						
Laminar							
Cuneiforme							
Material de solo não agregado							
Tipo	Exemplo		Tipo	Exemplo			
Grãos simples			Maciça				

FIGURA 22. Tipos de estrutura do solo. Fonte: IBGE (2015). Ilustração: Daniel Ramos Pontoni.

Um solo bem estruturado também tem a sua erodibilidade reduzida, além de aumentar o número de macroporos.

Para que ocorra a formação dos agregados estruturais devem existir fatores que promovem a aproximação das partículas sólidas (raízes, organismos do solo, contração e expansão, floculação da argila), e fatores que conferem a estabilidade dos agregados, os chamados agentes cimentantes (argila, cátions divalentes e trivalentes, matéria orgânica, micélios de fungos e actinomicetos, polissacarídeos, vegetação).

Além da avaliação morfológica (tipo, classe e grau), a estrutura também pode ser avaliada no laboratório através de ensaios de estabilidade de agregados.

O manejo do solo pode afetar diretamente a sua estrutura, tanto favorecendo sua formação e manutenção, gerando assim melhores qualidades físicas ao solo, como destruindo sua estruturação se for mal conduzido, como exemplos deste caso podemos citar o plantio convencional, ou ainda o preparo para o plantio de hortaliças, em que a passagem da rotativa sob o solo, tende a desestruturá-lo, formando grãos simples, ou seja, ausência da agregação do solo.

7.5. Atributos morfológicos de ocorrência ocasional nos solos

Estes atributos morfológicos ocorrem apenas em alguns solos, sendo que na maior parte dos solos não se observa a sua ocorrência.. Os atributos morfológicos de ocorrência ocasional são:

cerosidade, superfícies de compressão, superfícies de fricção (slickensides), superfícies foscas, cimentação, coesão, eflorescências de sais, nódulos e concreções minerais, presença de carbonatos, presença de manganês, e presença de sulfetos.

7.5.1. Cerosidade

A cerosidade é o aspecto brilhante e ceroso que pode ocorrer na superfície das unidades de estrutura, manifestada frequentemente por um brilho. A cerosidade é consequência da película de material coloidal (argilominerais e óxidos de ferro) depositados na superfície dos agregados. Para detalhes e foto sobre a determinação morfológica da cerosidade do solo consulte o Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2015, p. 103-106 na versão em PDF). Devem ser descritas quanto ao grau de desenvolvimento (fraca, moderada, forte) e a quantidade (pouco, comum, abundante). A cerosidade será importante para a identificação dos Nitossolos na classificação do solo. A maioria dos solos não tem cerosidade.

7.5.2. Superfícies de fricção (slickensides)

As superfícies de fricção (ou slickensides) são superfícies alisadas e lustrosas, na maioria das vezes com estriamento, devido ao atrito da massa de solo, sendo comum em solos que possuem elevada proporção de argilominerais 2:1 expansivos. A maioria dos solos não tem slickensides.

7.5.3. Cimentação

A cimentação refere-se à consistência quebradiça e dura do material do solo, causada por qualquer agente cimentante que não seja argilomineral, tais como: carbonato de cálcio, sílica, óxidos de ferro ou alumínio. O material cimentado não desmancha com água. A maior parte dos solos não apresenta cimentação. Quando ocorre cimentação é classificada em: fracamente, fortemente, e extremamente cimentado.

7.5.4. Eflorescências de sais

As eflorescências são ocorrências de cristalização de sais, observáveis após período seco, normalmente constituídas de cloreto de sódio, ou sulfatos de cálcio, magnésio e sódio. As eflorescências de sais são mais comuns em ambientes de clima árido ou semiárido.

7.5.5. Nódulos e concreções minerais

São corpos cimentados (usualmente arredondados) que podem ser removidos intactos do solo. Nódulos e concreções têm origem pedogenética (do próprio solo) e não devem ser confundidos com resíduos da decomposição da rocha. A maior parte dos solos não tem nódulos e concreções.

7.5.6. Presença de minerais magnéticos

É verificada no campo com o uso de um ímã de bolso, verificando se a amostra de solo seca e triturada é atraída pelo mesmo.

7.5.7. Presença de carbonatos

No campo, a presença de carbonatos no solo é identificada pela presença de efervescência ao pingar ácido clorídrico a 10%. São mais comuns em solos com pH alcalino ($\text{pH} > 7,0$), não ocorrendo em solos ácidos (a maior parte dos solos brasileiros). O grau de efervescência é classificado em: ligeira, forte, violenta.

7.5.8. Presença de sulfetos

No campo, o cheiro característico de “ovo podre” pode indicar a presença de sulfetos no solo. Após oxidação dos sulfetos podem ser observados mosqueados (manchas) amarelos, no exterior dos torrões e canais de raízes. No laboratório, as amostras de solo incubadas apresentam $\text{pH} < 3,5$. A presença de sulfetos ocorre, normalmente, em manguezais, pântanos, e solos originados de rochas sedimentares com sulfetos.

7.6. REDAÇÃO DA DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA DE UM HORIZONTE DO SOLO

A descrição morfológica apresenta uma redação padronizada, conforme exemplos no Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2015, p. 129-131 na versão em PDF). Veja exemplo de descrição morfológica de um horizonte de um perfil de solo:

A1 0-10 cm; preto (10YR 2/2, úmida) e bruno-acinzentado-escuro (10YR 4/2, seca); muito argilosa; moderada e forte pequena e média blocos angulares e subangulares; dura, friável, plástica e ligeiramente pegajosa.

O horizonte analisado é o A1, com profundidade é de 0 a 10 cm (espessura é 10 cm). O nome da cor úmida é preta, sendo o matiz 10YR, o valor 2 e o croma 2. A cor seca é bruno-acinzentado-escuro, sendo o matiz 10YR, o valor 4 e o croma 2. A textura é muito argilosa. Este horizonte tem estrutura do tipo blocos (angulares e subangulares), de classe pequena a média, e de grau moderado a forte. A consistência seca é dura, a consistência úmida é friável, e a consistência molhada é plástica e ligeiramente pegajosa.

8. ATRIBUTOS QUÍMICOS DO SOLO

8.1. TROCA IÔNICA

A troca iônica corresponde às reações de intercâmbio de íons entre a solução do solo e a fase sólida (mineral e orgânica), tanto de cátions como de ânions.

Devido à presença de cargas negativas ou positivas nas superfícies das partículas sólidas do solo (especialmente da fração argila), existe a possibilidade de serem adsorvidos à estas superfícies cátions ou ânions. Tendo em vista que estes cátions ou ânions podem ser "trocados" por cátions ou ânions que estão na solução do solo, denomina-se este processo de troca iônica.

8.2. ADSORÇÃO DE CÁTIONES

As superfícies dos minerais e matéria orgânica do solo podem ter cargas negativas, as quais podem atrair cátions (íons com carga positiva) como Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+ , Na^+ , H^+ , Al^{+3} , dentre outros. A adsorção de cátions é uma reação de superfície, na qual os cátions são atraídos por força eletrostática à superfície (carregada negativamente) de um componente do solo (matéria orgânica ou matéria mineral).

8.3. Origem das cargas negativas no solo

As cargas negativas que retêm os cátions trocáveis podem se originar nas partículas do solo de duas maneiras principais: **cargas permanentes** e **cargas pH dependentes**.

As cargas negativas permanentes são originadas da substituição isomórfica nos tetraedros e octaedros dos argilominerais (ver o conteúdo composição do solo), ou seja, na formação do mineral o Si dos tetraedros ou o Al dos octaedros dos argilominerais, foram substituídos por cátions com raio iônico semelhante, porém com menor carga, o que origina um excesso de cargas negativas dos oxigênios (por exemplo Al^{+3} no lugar de Si^{+4} no tetraedro, ou Fe^{+2} no lugar de Al^{+3} nos octaedros). Estas cargas negativas são chamadas permanentes, pois são estruturais, e não serão afetadas pelo pH do solo.

As cargas negativas pH dependentes variam conforme o pH do solo. Quando o pH aumenta, também aumenta a quantidade de cargas negativas pH dependentes no solo. As cargas negativas pH dependentes são formadas basicamente pela dissociação de H^+ das superfícies laterais do argilominerais 1:1, dos óxihidróxidos, e de compostos orgânicos como os carboxílicos (R-COOH), quando o pH do solo tende a se elevar. A redução do pH do solo reverterá o processo.

8.4. Soma de bases (SB ou Valor S ou S)

Corresponde à soma dos moles de carga dos cátions trocáveis predominantes em solos básicos, ou seja, Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+ e Na^+ (estes elementos estão no grupo dos metais alcalinos e alcalino-terrosos na tabela periódica), que estão adsorvidos às cargas negativas dos minerais e matéria orgânica do solo.. Do ponto de vista da fertilidade do solo é interessante que a soma de

bases seja elevada (pois Ca, Mg e K são nutrientes para as plantas), exceto se o cátion predominante for o Na⁺ (pois não é um nutriente essencial, e pode ser tóxico em elevada concentração).

$$\text{SB} = \text{Valor S} = \text{soma de bases} = \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Na} + \text{K}$$

onde Ca, Mg, Na e K trocáveis e SB estão em cmol_c/kg

ATENÇÃO: Os teores trocáveis não são teores totais destes elementos químicos no solo. Os teores trocáveis correspondem apenas à concentração destes cátions ligados às cargas negativas das superfícies dos minerais e matéria orgânica do solo.

A unidade da SB é o cmol_c/kg (centimol de carga por quilograma). Nesta unidade o c=centi=0,01, o k=quilo=1000, o g=grama (unidade de massa), e o mol_c = mol de carga (mol_c = massa do íon / carga do íon).

Por exemplo, 1 mol_c de Ca⁺² é a sua massa atômica (40 g) dividido pela sua carga (+2), ou seja, 1 mol_c de Ca⁺² = 20 g, e 1 cmol_c de Ca⁺² = 0,20 g. Um solo com 1 cmol_c Ca⁺²/kg significa que, em cada kg de solo, existe 0,20 g de Ca⁺² trocável, ou seja, ligado às cargas negativas das superfícies dos minerais e matéria orgânica.

Preste atenção nas seguintes conversões de unidades:

$$1 \text{ meq}/100 \text{ g} = 1 \text{ cmol}_c/\text{kg} = 10$$

$$\text{mmol}_c/\text{kg} \quad 1 \text{ mg}/\text{kg} = 1 \text{ ppm}$$

(massa/massa)

$$10 \text{ g}/\text{kg} = 1 \text{ dag}/\text{kg} = 1\% \text{ (massa/massa)}$$

$$\text{cmol}_c/\text{kg} = [(\text{mg}/\text{kg} \text{ ou ppm}) \times (\text{carga do íon})] / [(\text{massa atômica}) \times 10]$$

8.5. Capacidade de troca de cátions (CTC ou T ou CTC potencial ou CTC a pH 7,0)

Corresponde à capacidade que o solo possui em reter os cátions trocáveis. Quanto maior for a quantidade de cargas negativas existentes na superfície das partículas sólidas do solo, maior será a CTC.

A CTC corresponde à capacidade potencial do solo em reter cátions (não só nutrientes como Ca⁺², Mg⁺² e K⁺, mas também cátions ácidos como Al⁺³ e H⁺). Do ponto de vista da fertilidade do solo é interessante que a CTC seja elevada, desde que esteja ocupada predominantemente com nutrientes (Ca, Mg e K). De uma forma análoga, podemos dizer que a CTC é a capacidade que o solo tem de “armazenar” os cátions, que posteriormente podem ser absorvidos pelas plantas.

$$\text{CTC} = \text{SB} + \text{H} + \text{Al}$$

Onde CTC, SB, Al e H estão em cmol_c/kg

A **Tabela 14** apresenta a CTC aproximada dos principais minerais e da matéria orgânica dos solos. Se observa que alguns minerais apresentam menor CTC (gibbsite, quartzo e caulinita), enquanto os argilominerais 2:1 (mica, esmectitas, vermiculita) e a matéria orgânica apresentam maior CTC.

TABELA 14. CTC aproximada de alguns minerais e da matéria orgânica do solo.

MINERAL	CTC (cmol _e /kg)
Gibbsite (óxido de alumínio)	1
Quartzo (óxido de silício)	1 a 2
Caulinita (argilomineral 1:1)	3 a 15
Mica (argilomineral 2:1 não expansivo)	20 a 50
Esmectitas (argilominerais 2:1 expansivos)	50 a 160
Vermiculita (argilomineral 2:1 expansivo)	100 a 200
Matéria orgânica	200 a 300

8.6. Atividade da argila (ou CTC da argila)

É a CTC por kg de argila, e não por kg de solo. Fornece uma ideia da CTC da fração argila, o que ajuda a inferir sobre a possível mineralogia do solo (**Tabela 15**).

$$\text{Atividade da argila} = \text{CTC} \times 1000 / \text{argila total}$$

Onde CTC está em cmol_e/kg de solo; argila total está em g/kg; e atividade da argila está em cmol_e/kg de argila

TABELA 15. Interpretação da atividade da argila do solo.

ATIVIDADE DA ARGILA	INTERPRETAÇÃO
≥ 27 cmol _e /kg argila	Argila de atividade alta (Ta): indica que predominam minerais com alta CTC (como os argilominerais 2:1) na fração argila do solo
< 27 cmol _e /kg argila	Argila de atividade baixa (Tb): indica que predominam minerais com baixa CTC (como os argilominerais 1:1 e os óxihidróxidos) na fração argila do solo

Observação: Não se calcula a atividade da argila em solos de classe textural areia ou areia franca

8.7. Saturação de bases (V ou Valor V)

Corresponde à porcentagem da CTC que é ocupada pelos cátions básicos (Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺, Na⁺), a qual é interpretada conforme a **Tabela 16**.

$$V = \text{Valor V} = \text{SB} \times 100 / \text{CTC}$$

Onde V está em %, e SB e CTC estão em cmol_e/kg

TABELA 16. Interpretação da saturação de bases do solo.

SATURAÇÃO DE BASES	INTERPRETAÇÃO
V ≥ 50%	Eutrófico ou saturação de bases alta: indica que metade ou mais das cargas negativas do solo estão ocupadas pelos cátions básicos (Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+ , Na^+)
V < 50%	Distrófico ou saturação de bases baixa: indica que menos da metade das cargas negativas do solo estão ocupadas pelos cátions básicos (Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+ , Na^+)

Do ponto de vista da fertilidade química os melhores solos são os eutróficos, pois apresentam maior proporção de nutrientes para as plantas (Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+), e menor proporção de cátions ácidos (Al^{+3} e H^+) que podem ser tóxicos à planta (dependendo da concentração e sensibilidade da espécie vegetal). No entanto, se o solo for eutrófico, mas apresentar elevada concentração de Na^+ não será favorável ao desenvolvimento da maioria dos vegetais.

8.8. Saturação de alumínio (Sat. Al ou valor m)

Corresponde à porcentagem da CTC, ao pH atual do solo, que é ocupada pelo cátion Al^{+3} . A interpretação da saturação de alumínio consta na **Tabela 17**.

$$\text{Sat. Al} = \text{valor m} = \text{Al} \times 100 / (\text{SB} + \text{Al})$$

Onde Sat. Al está em %, e Al trocável e SB estão em cmol_e/kg

TABELA 17. Interpretação da saturação de alumínio do solo.

CARÁTER	Al^{+3} (cmol_e/kg)	ATIVIDADE DA ARGILA (cmol_e/kg)		Sat. Al e/ou V (%)
Alítico	≥ 4	<u>e</u>	≥ 20	<u>e</u> Sat. Al ≥ 50% e/ou V < 50%
Alumínico	≥ 4	<u>e</u>	< 20	<u>e</u> Sat. Al ≥ 50% e/ou V < 50%
Álico	0,3 a 3,9	<u>e</u>		Sat. Al ≥ 50%

Observação: há muitos solos que não apresentam caráter alítico, alumínico ou álico

Do ponto de vista da fertilidade química do solo, não é interessante a presença de caráter alítico, alumínico, ou álico, pois indicam concentração relativamente elevada do cátion Al^{+3} , o qual não é um nutriente, e pode ser tóxico às raízes das plantas em concentração elevada (dependendo da sensibilidade da espécie vegetal).

8.9. ADSORÇÃO DE ÂNIONS

A adsorção aniônica corresponde à possibilidade de ser adsorvidos ânions (íons com carga negativa) à fração sólida do solo. Além de cargas negativas, as superfícies dos minerais e matéria

orgânica do solo podem possuir cargas positivas, as quais podem reter ânions como NO_3^- e Cl^- (que fornecem os nutrientes N e Cl para as plantas).

A adsorção aniônica funciona de modo semelhante à adsorção de cátions (CTC). A capacidade de troca de ânions (CTA) será tanto maior quanto mais cargas positivas existirem na superfície das partículas sólidas do solo (principalmente da fração argila). Os ânions são adsorvidos às superfícies das partículas sólidas principalmente através de forças eletrostáticas. As cargas positivas são formadas em baixo pH pela incorporação de um próton (H^+) à estrutura dos oxihidróxidos e compostos orgânicos (como R-COOH) (**Figura 23**). Nestas cargas positivas podem ficar adsorvidos ânions como o NO_3^- e Cl^- .

8.10. pH DE PONTO CARGA ZERO

Para minerais que possuem carga dependente de pH, há uma estreita faixa onde a soma de cargas negativas e positivas na superfície do mineral é igual a zero, o qual é denominado de pH de Ponto de Carga Zero (pH PCZ). Em ambientes onde o pH é mais ácido (mais baixo) do que o PCZ, haverá o predomínio de **cargas positivas do mineral** (que atrairá elementos químicos de carga oposta – ânions), ou seja, predominará a CTA.

Já em valores de pH acima do PCZ (pH mais básico), haverá o predomínio de **cargas negativas do mineral** (que atrairá elementos químicos de carga oposta – cátions), ou seja, predominará a CTC (**Figura 23**). Para os minerais com carga permanente (Es – esmectita e Ver – vermiculita), não há alteração de cargas em função do pH.

	pH						
	2	3	3,5	4	5	6	7
Ct	+++	++	=	-	--	---	----
Hm/Gt	++++++ +	+++++ +	+++++	++++	+++	++	+
Gb	++++++ +	+++++	++++	+++	++	+	=
Es/Ver	----- -----	----- -----	----- -----	----- -----	----- -----	----- -----	----- -----
Húmus	=	-	--	---	----	-----	-----

Figura 23. Variação das cargas dos minerais e da matéria orgânica do solo em função do pH.

8.11. ADSORÇÃO ESPECÍFICA (QUIMIOSSORÇÃO) DE ÍONS

Na adsorção específica os íons passam a ter ligações predominantemente covalentes com a superfície sólida, não sendo trocáveis (ou seja, dificilmente podem ser liberados para a solução do solo). Pode ocorrer adsorção específica de ânions e adsorção específica de cátions.

A adsorção aniônica específica é muito comum com os ânions PO_4^{3-} , MoO_4^{2-} , SiO_4^{4-} , SO_4^{2-} , dentre outros. Os ânions podem ser adsorvidos especificamente às superfícies de oxihidróxidos de Fe, Al, e Mn, e bordas laterais dos argilominerais. Ânions adsorvidos especificamente não são trocáveis, sendo retidos fortemente. Como o P, Mo e S são nutrientes para as plantas, a adsorção específica pode reduzir a disponibilidade dos mesmos para os vegetais.

Os cátions podem ser adsorvidos especificamente às superfícies de oxihidróxidos de Fe, Al, e Mn, e, em menor proporção às bordas laterais dos argilominerais, e grupos funcionais da matéria orgânica. A adsorção catiônica específica pode ocorrer com cátions que são nutrientes para as plantas (Zn, Cu, Fe, Mn), e cátions tóxicos (Al, Cd, Pb). Cátions adsorvidos especificamente não são trocáveis, sendo retidos fortemente.

8.12. REAÇÃO DO SOLO

A reação do solo corresponde às reações que originam íons H^+ e OH^- , bem como suas proporções na solução do solo.

O pH é a escala que mede a atividade do íon H^+ na solução do solo.

$$\text{pH} = \text{potencial de hidrogênio} = -\log [\text{H}^+] = \log 1/[\text{H}^+]$$

Onde: $[\text{H}^+]$ é a atividade do íon hidrogênio na solução

Como a escala do pH é negativa, quanto menor o pH, maior é a atividade do H^+ na solução do solo. Também deve ser ressaltado que a escala do pH é logarítmica. O pH 7,0 (neutro) significa uma atividade de $0,0000001 \text{ g H}^+ \text{ L}^{-1}$ de solução do solo. Já no pH 3,0 indica a atividade de $0,001 \text{ g H}^+ \text{ L}^{-1}$ de solução do solo (que pode ser tóxico às plantas), ou seja, 10.000 vezes maior que no pH 7,0. Na pedologia usualmente se determina o pH em água, em uma suspensão com uma parte de solo seco e duas e meia partes de água (**Figura 24**). Existem instrumentos para determinação do pH no campo, cuja leitura pode variar conforme a umidade do solo.

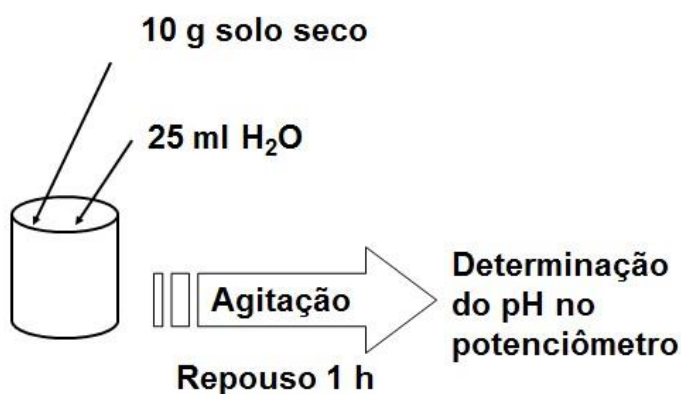


FIGURA 24.
Representação
esquemática
da
determinação
do pH em água
na proporção
1:2,5.

A **Tabela 18** apresenta as classes de reação do solo. De modo geral, a maioria das espécies vegetais tem melhor desenvolvimento em condição moderadamente ácida (pH entre 5,4 e 6,5), pois neste pH há maior disponibilidade da maioria dos nutrientes essenciais. No entanto, existem espécies vegetais mais adaptadas a solos mais ácidos ou mais alcalinos.

TABELA 18. Classes de reação do solo. Fonte: IBGE (2015).

CLASSE	pH EM ÁGUA (1:2,5)
Extremamente ácido	< 4,3
Fortemente ácido	4,3 a 5,3
Moderadamente ácido	5,4 a 6,5
Praticamente neutro	6,6 a 7,3
Moderadamente alcalino	7,4 a 8,3
Fortemente alcalino	> 8,3

8.13. ACIDEZ DOS SOLOS

A maioria dos solos brasileiros, em condições tropicais e subtropicais úmidas, são ácidos (pH < 7). A acidez do solo é comum em todas as regiões onde a quantidade de chuvas é suficientemente elevada para lixiviar teores apreciáveis de cátions básicos (Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^{+} , Na^{+}), com consequente concentração dos cátions ácidos (H^{+} e Al^{+3}). A acidez do solo afeta as características químicas, físicas e biológicas do solo, a nutrição das plantas bem como, seu desenvolvimento radicular.

As consequências da acidez são: aumento do Al e Mn disponíveis (que podem ser tóxicos aos vegetais em elevada concentração); redução da disponibilidade de P (que é um nutriente essencial); redução da saturação de bases (V); e redução da decomposição da matéria orgânica e da atividade microbiana do solo.

Quando as plantas cultivadas apresentam restrição no crescimento devido à acidez (ou suas consequências, como a fitotoxidez por Al^{+3}), a forma usual de aumentar o pH é a calagem, ou seja, a aplicação ao solo de produtos que possam reagir com os H^{+} da solução do solo, neutralizando os mesmos. O corretivo de acidez mais usado é a rocha calcário (moída na forma de pó, como por exemplo calcário calcinado e calcário dolomítico).

Existem dois tipos de acidez do solo:

- Acidez ativa: corresponde ao H^{+} presente na solução do solo (determinado pela leitura do pH do solo). É a menor fração da acidez do solo.
- Acidez potencial: corresponde ao H^{+} não trocável (que pode ser liberado à solução do solo se o pH tender a aumentar), e o Al^{+3} trocável (que pode se hidrolisar na solução do solo acidificando o solo).

As principais fontes de acidez no solo são: ácido carbônico; fertilizantes acidificantes (especialmente aqueles com nitrogênio na forma amoniacal, pois $\text{NH}_4^{+} + 2\text{O}_2 \rightarrow \text{NO}_3^{-} + 2\text{H}^{+} + \text{H}_2\text{O}$);

mineralização dos compostos orgânicos (pela liberação de amônio e formação de ácidos orgânicos); adsorção de cátions pelas raízes das plantas (e consequente liberação de H^+); formação de cargas pH dependentes nos minerais e matéria orgânica (e consequente liberação de H^+); e hidrólise do Al^{+3} na solução do solo ($Al^{+3} + 3H_2O \rightarrow Al(OH)_3 + 3H^+$).

8.14. ALCALINIDADE E SALINIDADE NO SOLO

Solo alcalino apresenta pH da solução do solo acima de 7,0. Em pH alcalino é reduzida a disponibilidade de alguns nutrientes para a planta, como o P, Cu, Zn, Fe e Mn. Os solos alcalinos muitas vezes apresentam elevada porcentagem de sódio trocável (PST), a qual corresponde à porcentagem da CTC que é ocupada pelo cátion Na^+ , interpretada conforme a **Tabela 19**.

$PST = \text{porcentagem de sódio trocável} = Na \times 100 / CTC$ <p>Onde PST está em %, e Na trocável e CTC estão em $cmol_c/kg$</p>

TABELA 19. Interpretação da porcentagem de sódio trocável (PST).

CARÁTER	PST
Sódico	$PST \geq 15\%$
Solódico	$6\% \leq PST < 15\%$

Observação: a maioria dos solos brasileiros não tem caráter sódico ou solódico.

Do ponto de vista da fertilidade do solo, não é interessante a presença de caráter sódico ou caráter solódico, pois são indicativos de concentração relativamente elevada do cátion Na^+ , o qual não é um nutriente essencial para os vegetais, e pode ser tóxico às plantas em concentração elevada (dependendo da sensibilidade da espécie vegetal).

Porcentagem de sódio trocável elevada é mais encontrada em solos da região do semiárido do nordeste brasileiro e em regiões litorâneas de influência marinha. A maioria dos solos brasileiros não tem caráter sódico ou solódico.

A salinidade do solo refere-se ao teor de sais facilmente solúveis. A forma usual de medir a salinidade é pela condutividade elétrica (CE) da solução do solo, medida em dS/m (deci Siemens por metro, sendo que o Siemen é a unidade de condutância elétrica do Sistema Internacional). Quando a CE é maior ou igual a 4 dS/m e menor que 7 dS/m o solo tem caráter salino, que interfere no desenvolvimento de muitas plantas. Quando a CE é maior ou igual a 7 dS/m o solo tem caráter sálico que é tóxico para muitas plantas (**Tabela 20**). Em um solo com salinidade elevada, devido ao potencial osmótico, a planta não consegue absorver água, e passa a perder água para o solo.

TABELA 20. Interpretação da condutividade elétrica (C.E.) do solo.

CARÁTER	C.E.
Salino	$4 \text{ dS/m} \leq C.E. < 7 \text{ dS/m}$

Sálico	C.E. ≥ 7 dS/m
---------------	--------------------------------------

A maioria dos solos brasileiros não tem caráter salino ou sálico

O solo salino-alcálico (CURTI et al., 1993) é aquele que apresenta uma combinação de quantidades prejudiciais de sais, com uma alta alcalinidade ou com um alto conteúdo de sódio trocável, ou com ambos, de tal modo que provoquem redução no crescimento da maior parte das plantas cultivadas. Apresenta pH em torno de 8,5 ou menos, CE maior que 4 dS m⁻¹ e PST superior a 15%. Também é chamado de salino-sódico.

A salinidade e alcalinidade são encontradas no Brasil, com maior frequência, em regiões semiáridas ou em regiões costeiras de influência marinha (manguezal, marisma, apicum). Excessiva salinidade e alcalinidade são prejudiciais à maioria das plantas.

9. ATRIBUTOS FÍSICOS

9.1. DENSIDADE

9.1.1. DENSIDADE APARENTE DO SOLO

A densidade do solo (Ds) corresponde à massa de solo (Ms) seco por unidade de volume de solo (Vs), expressa em g/cm³, também chamada de densidade aparente ou densidade global ou densidade volumétrica, conforme a equação seguinte:

$$Ds = \text{densidade do solo (g/cm}^3\text{)} = Ms / Vs$$

onde Ms (massa do solo seco) está em g, e Vs
(volume do solo) está em cm³

Para determinação da densidade do solo, o método mais usual consiste de cravar um anel metálico de volume conhecido (Vs) na profundidade desejada no solo. Depois este anel é retirado cuidadosamente, posteriormente é feito o toillet do anel volumétrico, ou seja, o excesso de solo que está sobre o anel é retirado, e o solo contido no mesmo é seco em estufa a 105 °C, obtendo-se a massa de solo (Ms) (**Figura 25**).

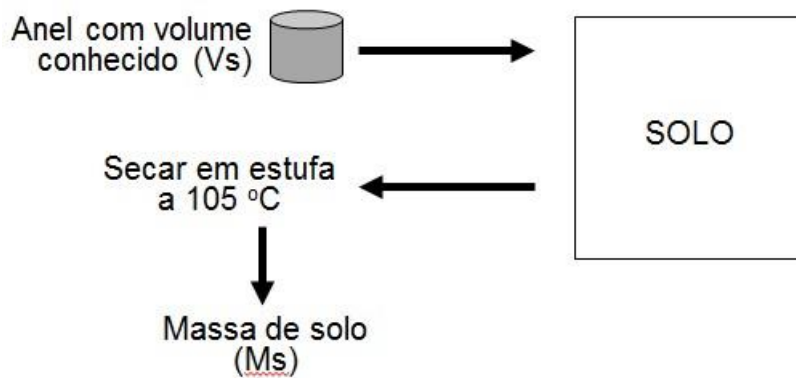


Figura 25. Representação esquemática da determinação da densidade do solo através do método do anel volumétrico.

Os solos arenosos normalmente apresentam maior densidade do solo, em geral variando de 1,2 a 1,8 g/cm³, enquanto nos solos argilosos usualmente está entre 1,0 a 1,6 g/cm³.

Quanto mais matéria orgânica no solo menor a densidade, pois a densidade da matéria orgânica é muito baixa. Por isto, os horizontes superficiais do solo normalmente apresentam menor densidade que os horizontes subsuperficiais do solo. A compactação do solo aumenta a Ds.

Um equívoco comum é achar que todos os solos argilosos são adensados. Na maioria dos casos, os solos argilosos de regiões tropicais úmidas apresentam menor densidade do solo (Ds) do que os solos arenosos. Isto ocorre, pois, estes solos argilosos usualmente apresentam boa estruturação e maior porosidade total (Pt). Quando a densidade do solo aumenta ao longo dos anos, é um indicativo de que o solo pode estar sendo compactado, devido a um manejo inadequado.

9.1.2. DENSIDADE DE PARTÍCULAS

A densidade de partículas (Dp) corresponde à massa de partículas (Mp) por unidade de volume de partículas (Vp) de solo seco, expressa em g/cm³, também chamada de densidade real ou densidade dos sólidos, que é obtida pela seguinte equação:

$$D_p = \text{densidade de partículas (g/cm}^3\text{)} = M_p / V_p$$

onde Mp (massa de partículas) está em g, e Vp (volume de partículas) está em cm³

A determinação da densidade de partículas é efetuada pesando 20 g de solo seco e em estufa (Mp) e colocando em um balão volumétrico de 50 ml. Neste balão é adicionado álcool etílico até completar o volume do balão. O volume de partículas (Vp) será o volume do balão (50 ml) menos o volume de álcool gasto (Figura 26).

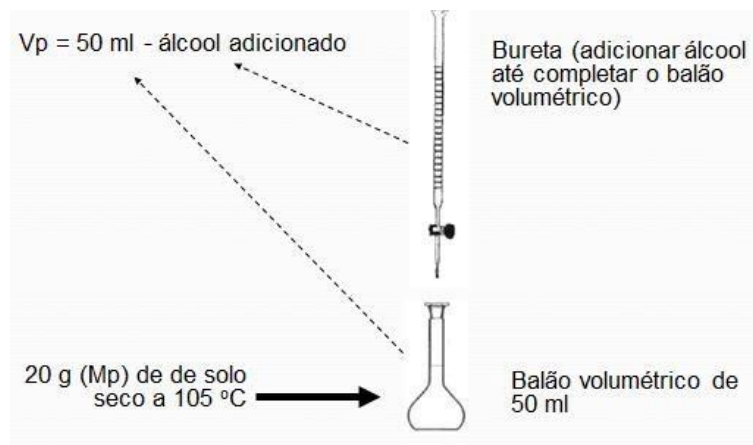


Figura 26. Representação esquemática da determinação da densidade de partículas através do método do balão volumétrico.

A densidade de partículas depende exclusivamente da composição das partículas sólidas do solo, e normalmente está na faixa de 2,6 a 2,7 g/cm³. Quanto mais minerais pesados existirem no solo, maior será a Dp. Quanto mais matéria orgânica houver no solo, menor será a Dp.

Do ponto de vista hipotético, a densidade de partículas seria igual à densidade do solo (Ds) caso este estivesse totalmente compactado (sem poros). A Dp é útil para o cálculo da porosidade total (Pt).

9.2. POROSIDADE DO SOLO

Muitas vezes pode-se imaginar que o solo é um meio maciço, porém é um ambiente extremamente poroso. A porosidade é o volume do solo ocupado pela solução do solo e pelo ar do solo.

Morfologicamente a porosidade é identificada pelo tamanho (sem poros visíveis, muito pequenos, médios, grandes, muito grandes) e quantidade (poucos, comuns, muitos) dos macroporos visíveis. Na determinação morfológica do solo somente são observáveis os poros visíveis, não havendo possibilidade de estimar a porosidade total do solo. Para detalhes sobre a determinação morfológica da porosidade do solo consulte o Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2015, p. 121-122 na versão em PDF).

A porosidade total (Pt) do solo corresponde ao volume do solo não ocupado por partículas sólidas, incluindo todo o espaço poroso ocupado pelo ar do solo e solução do solo, conforme a seguinte equação:

$$Pt = \text{Porosidade total (cm}^3 \text{ poros/cm}^3 \text{ solo)} = V_{\text{poros}} / V_{\text{solo}}$$

Onde volume de poros (V_{poros}) e volume de solo (V_{solo}) estão em cm³

V_{poros} corresponde à soma do V_{ar} + $V_{\text{água}}$

No entanto, a forma mais usual de calcular a porosidade total é utilizando os dados de densidade de partículas e densidade do solo (CURI et al., 1993), de acordo com a equação:

$$Pt = \text{Porosidade total (cm}^3 \text{ poros/cm}^3 \text{ solo)} = (Dp - Ds) / Dp$$

Onde Ds (densidade do solo) e Dp (densidade de partículas) estão em g/cm³

Solos com Pt maior que 0,5 cm³/cm³ possuem maior volume de poros do que matéria sólida (matéria orgânica e matéria mineral).

Se, por exemplo, um solo possui Pt = 0,6 cm³/cm³, isto significa que 60% do volume do solo (0,6 cm³ de poros em cada 1 cm³ de solo) é ocupado pelos poros (que armazenam a solução do solo e o ar do solo), e que 40% do volume do solo é ocupado pelos componentes sólidos do solo (matéria orgânica e matéria mineral).

Nos solos, em geral, a Pt varia de 0,3 a 0,7 cm³/cm³ (FERREIRA, 2010). Matematicamente a Pt poderia variar de 0 a 1 cm³/cm³. Na prática, porém, a Pt não pode ser igual ou próximo a zero, pois os solos têm poros. Nem pode ser igual ou próximo a 1 cm³/cm³, pois os solos também possuem matéria orgânica e matéria mineral.

A porosidade dos solos é importante para o armazenamento e movimento da solução e do ar do solo, e no desenvolvimento das raízes das plantas (KIEHL, 1979). As raízes das plantas crescem ocupando o espaço poroso do solo, visto que as mesmas não consomem a fração sólida (minerais e matéria orgânica). A porosidade do solo é um fator importante na aeração, garantindo um fluxo de entrada de oxigênio, e a saída do gás carbônico e outros gases produzidos pelas raízes e micro-organismos (BRADY, 1983). Uma pequena alteração na porosidade do solo, seja ela mecânica ou natural, pode modificar a movimentação da água e do ar afetando os processos bioquímicos que ocorrem no solo (GROHMANN, 1972).

Normalmente, a porosidade total do solo será tanto menor quanto mais compactado estiver o solo, melhor se arranjam as partículas de solo entre si, menos estruturado estiver o solo, e mais arenoso for o solo.

Os poros do solo são divididos em microporos (poros muito pequenos nos quais usualmente a água é retida contra a força gravitacional) e macroporos (poros maiores nos quais usualmente circula o ar do solo, e que permitem a rápida infiltração da chuva). Segundo FERREIRA (2010) os microporos podem ser considerados os poros com diâmetro menor que 0,05 mm.

A macroporosidade corresponde ao volume de macroporos em relação ao volume de solo.

$$\text{Macroporosidade (cm}^3 \text{/cm}^3 \text{)} = V_{\text{macroporos}} / V_{\text{solo}}$$

Onde V_{macroporos} e V_{solo} estão em cm³

A microporosidade corresponde ao volume de microporos em relação ao volume de solo.

$$\text{Microporosidade (cm}^3 \text{/cm}^3 \text{)} = V_{\text{microporos}} / V_{\text{solo}}$$

Onde $V_{\text{microporos}}$ e V_{solo} estão em cm^3

A soma da macroporosidade e da microporosidade é igual à porosidade total (P_t).

$$P_t = \text{macroporosidade} + \text{microporosidade}$$

Onde P_t , macroporosidade e microporosidade estão em cm^3/cm^3

Solos com textura grosseira (mais arenosa) normalmente tem maior proporção de macroporos, sendo bem drenados e arejados (exceto se compactados ou adensados). Solos com textura fina (mais argilosos) podem ter drenagem e aeração inferior aos arenosos, porém a porosidade total é maior, pois apresentam uma maior proporção de microporos, e no estado de saturação contém mais água que os de textura grosseira. A drenagem e a aeração dos solos argilosos podem ser melhoradas pela estrutura do solo. Por isto, existem muitos solos argilosos que são bem drenados e com boa aeração. A porosidade de um solo também aumenta com a adição de matéria orgânica, a qual favorece a formação de estruturas granulares.

A compactação do solo provoca a redução na proporção de macroporos. Um solo com pouca macroporosidade terá maior dificuldade de infiltração de água e entrada de oxigênio. A compactação pode ser causada pelo tráfego de máquinas e animais sobre o solo. Um exemplo típico são as estradas rurais, as quais apresentam elevada compactação, não permitindo a infiltração da água da chuva e favorecendo o escoamento da mesma. Devido a este fato, é muito comum, em uma estrada de terra mal conservada, ser observada a presença de erosão em suas laterais.

10. FATORES LIMITANTES E POTENCIAIS AO USO DO SOLO

Como um indicativo preliminar, algumas questões podem ser respondidas, visando identificar se um solo possui maiores ou menores limitações ou potenciais em relação a outro solo. Dificilmente é encontrado o "solo perfeito", pois a maioria dos solos tropicais apresenta algum tipo de restrição.

A exigência das espécies em relação ao solo é variável. Os aspectos apresentados a seguir são genéricos, e em certos casos, podem ser justamente o oposto do apresentado. Por exemplo, algumas espécies vegetais toleram a acidez do solo mais do que outras, e até se desenvolvem melhor em solos mais ácidos do que neutros.

10.1. FERTILIDADE QUÍMICA

De modo geral os solos com maior fertilidade química apresentam alta saturação de bases ($V\%$ maior ou igual a 50%, ou seja, caráter eutrófico), baixa saturação de alumínio (não é alítico,

alumínio ou álico), elevada soma de bases (SB), elevada capacidade de troca de cátions (CTC), baixa PST (menor que 6%, ou seja, não é solódico ou sódico), moderadamente ácido (pH em água entre 5,4 e 6,5), e condutividade elétrica (CE) da solução do solo baixa (menor que 4 dS/m, ou seja, não é salino ou sálico).

Ao analisar a fertilidade química do solo deve-se considerar que algumas limitações são de difícil correção, como elevado teor de sódio ou elevada salinidade. Por outro lado, outras restrições são de correção mais simples, como pH ácido (exceto se estiver abaixo de 3,0), baixa soma de bases (SB) ou baixa saturação de bases (V).

A saturação de bases indica a porcentagem da CTC que é ocupada pelas bases trocáveis (Ca, Mg, Na, K). Assim quanto maior a V(%), maior será a proporção destas bases (dentre as quais os nutrientes Ca, Mg, K) em relação à capacidade do solo em reter cátions (ou seja, a quantidade de cargas negativas).

No entanto, somente elevada V(%) não é suficiente para caracterizar um solo com boa fertilidade química. Um solo com alta V(%), porém baixa CTC ou alta saturação de Na⁺, não terá boa fertilidade química. De modo geral se estabelece que uma CTC menor que 4 cmolc/kg é considerado baixa.

A saturação de alumínio indica a porcentagem da CTC (ao pH atual do solo) ocupada pelo cátion alumínio (Al⁺³). O cátion alumínio não é um nutriente e, em altas concentrações, pode ser tóxico ao sistema radicular (a sensibilidade ao alumínio varia entre as espécies vegetais).

Embora faça parte da soma de bases, o Na⁺ é um elemento químico que não é nutriente essencial. Assim, se um solo tiver alta saturação de bases (V), mas tiver alta PST, não será adequado em termos de fertilidade para a maioria das espécies. O sódio (Na) em excesso compromete a condição física do solo, além de comprometer a nutrição da planta em altas concentrações. PST entre 6% e 15% indica que o solo é solódico e apresenta limitações ao crescimento das plantas. Já a PST igual ou maior que 15% indica que o solo é sódico e que terá grande restrição ao crescimento da maioria das plantas.

O pH em água do solo no qual a maioria dos nutrientes apresenta maior disponibilidade situa-se normalmente entre 5,5 e 6,5, bem como favorece mais a mineralização da matéria orgânica (e consequente disponibilização de nutrientes).

A condutividade elétrica da solução do solo (CE) é um indicativo do nível de salinidade do solo. Quanto maior a salinidade de uma solução, maior a sua capacidade de conduzir uma corrente elétrica. Solos com CE entre 4 e 7 dS/m já são considerados salinos, o que é um fator limitante à absorção de água pelas plantas (devido ao potencial osmótico desfavorável). Já os solos com CE acima de 7 dS/m são classificados como sálicos, o que pode impedir o crescimento da maior parte das plantas.

10.2. RETENÇÃO E FORNECIMENTO DE ÁGUA

De modo geral este fator está associado ao próprio clima da região (tanto em termos de precipitação como de evapotranspiração), pois irá determinar a entrada e saída de água do solo.

O lençol freático próximo à superfície do solo aumenta a disponibilidade de água para as plantas, desde que esta não seja salina. Por outro lado, o lençol freático próximo à superfície pode prejudicar a disponibilidade de oxigênio, conforme será discutido adiante.

Geralmente terão melhor condição de reter e fornecer água os solos que apresentam textura mais argilosa, elevada matéria orgânica, menor quantidade de sais solúveis (C.E. < 4 dS/m), maior profundidade efetiva, maior porosidade, e melhor estrutura.

Os solos de textura argilosa ou muito argilosa normalmente têm melhor condição de reter água, pois apresentam maior quantidade de microporos (onde fica retida a água) do que os solos de textura arenosa. Embora os solos arenosos apresentem grande capacidade de infiltração de água, normalmente não tem boa capacidade de reter água, pois tem poucos microporos, exceto se tiverem muita matéria orgânica. No entanto, solos argilosos bem estruturados também podem ter boa capacidade de infiltração de água. Normalmente os solos com menos de 150 g/kg de argila, são considerados mais limitantes, em termos de disponibilidade de água.

A profundidade também é um fator importante na retenção de água, pois não é suficiente um solo ter boa proporção de microporos se não tiver volume suficiente para suprir a necessidade de água das plantas, especialmente quando se trata de espécies com sistema radicular profundo.

A matéria orgânica, por apresentar elevada capacidade de retenção hídrica, também aumenta a capacidade do solo em fornecer água às plantas.

10.3. MANEJO MECÂNICO E TRÁFEGO DE ANIMAIS E MÁQUINAS

De modo geral os solos mais adequados ao manejo mecânico e tráfego de animais e máquinas são aqueles que apresentam menores restrições de drenagem, mais profundos, que não apresentam argilominerais 2:1 expansivos (alta atividade de argila), sem pedregosidade, sem rochosidade, e com relevo plano a suave ondulado.

Solos imperfeitamente drenados, mal drenados e muito mal drenados normalmente apresentarão grande restrição ao tráfego de máquinas ou animais, pois não oferecem adequada sustentação destes, provocando elevada patinagem e atolamento.

Elevada pedregosidade (calhaus e matacões até 1 m de diâmetro) ou rochosidade (matacões com mais de 1 m de diâmetro e afloramentos rochosos), além de desgastarem as partes rodantes do trator, também podem danificar os implementos utilizados em diversas operações de campo. Este problema será ainda mais sério se o solo apresentar profundidade reduzida, o que, além de prejudicar a mecanização, também irá reduzir o volume disponível para o crescimento do sistema radicular.

De maneira geral, considera-se que relevos com declividade de até 12% não apresentarão maiores limitações a sistemas mecanizados intensivos. Áreas com declividades entre 12 e 35% terão grandes restrições para a mecanização. Normalmente declividades acima de 35% impedirão qualquer atividade mecanizada, sendo as operações todas manuais.

A consistência do solo (principalmente no horizonte A) também deve ser levada em consideração: solos duros ou muito duros quando secos, e muito plásticos e muito pegajosos quando molhados podem ser restritivos ao manejo mecânico.

10.4. SUSCEPTIBILIDADE À EROSÃO

A erosão é o desprendimento e transporte de partículas de solo, causado pela chuva (erosão hídrica) e pelo vento (erosão eólica). A erosão causa perda de matéria mineral e orgânica, água e nutrientes do solo, além de causar assoreamento e eutrofização de corpos d'água.

Inicialmente, este aspecto está relacionado ao clima, pois em locais onde as chuvas são muito intensas, o risco de erosão é maior. Assim, mesmo regiões de clima semiárido podem apresentar elevado risco de erosão hídrica se ocorrem chuvas muito intensas, concentradas em uma época do ano na qual a cobertura vegetal (viva ou morta) ainda é muito baixa, devido ao período seco anterior.

Normalmente apresentam menor risco de erosão os solos que apresentam cobertura vegetal (viva ou morta), baixa declividade do terreno (plano ou suave ondulado), texturas mais argilosas, estrutura moderada ou forte, profundos ou muito profundos, maior porosidade total, e ausência de camadas compactadas ou adensadas.

A erosão normalmente é maior nos solos de textura arenosa. Embora as partículas de areia sejam maiores que as partículas de argila, normalmente os solos arenosos são menos estruturados que os solos argilosos. Assim, usualmente, os solos de textura arenosa ou média apresentam maior risco de serem erodidos do que os solos de textura argilosa ou muito argilosa.

A erosão é tanto maior quanto maior for a declividade do terreno, pois este aspecto facilita o escoamento da água sobre o solo. A erosão também será tanto maior quanto maior for o comprimento do declive, pois a água adquire maior velocidade na medida em que aumenta o comprimento da rampa, na qual a água escorre.

A presença de matéria orgânica na superfície do solo (horizonte O) desfavorece o processo erosivo, pois a cobertura de matéria orgânica morta atua como um “amortecedor”, protegendo a estrutura do horizonte mineral A, como exemplo prático desta situação temos o plantio direto. A presença de densa vegetação viva fornece proteção semelhante ao solo, desde que as folhas desta vegetação não estejam muito altas em relação à superfície do terreno.

10.5. FALTA DE OXIGENAÇÃO

Nos solos com excesso de água, além de restrições à mecanização, também haverá limitação por falta de oxigenação do solo, pois os poros estarão com água e pouco ar. Deve ser considerado que a velocidade de difusão do oxigênio na água é muito menor que no ar.

Normalmente apresentam maior problema com falta de oxigenação os solos imperfeitamente drenados, mal drenados ou muito mal drenados. Às vezes esta limitação pode ser contornada pela drenagem (construção de estruturas para retirada do excesso de água). Porém, em certos casos esta prática não é viável por motivos econômicos ou ambientais.

Além disso, deverão ter menos problemas de falta de oxigenação aqueles solos onde o risco de inundação é baixo, o lençol freático é profundo e sua flutuação não é muito grande, são bem permeáveis e profundos, e que não apresentam compactação ou cimentação de nenhum horizonte.

11. CLASSIFICAÇÃO DE SOLOS

Por definição, a classificação é a ação de “distribuir em classes e nos respectivos grupos, de acordo com um sistema ou método de classificação”. Esta ação é algo inerente ao ser humano que, a partir das suas experiências e conhecimentos acumulados, naturalmente tende a classificar objetos (bonito, feio, grande, pequeno, pesado, leve), sensações (quente, frio, dor, alívio), lugares (perto, longe), etc.

Contudo, em se tratando de solos, podemos ter a classificação subdivididas em dois tipos: i) Técnicas/Interpretativas e ii) Taxonômicas/Naturais. A primeira tem como objetivo a identificação dos potenciais ou limitações do solo para uma determinada finalidade ou atividade. Como exemplos temos o Sistema de Classificação da Capacidade de Uso das Terras (Lepsch et al., 2015) e o Sistema de Aptidão Agrícola das Terras (Ramalho Filho e Beek, 1995).

Por sua vez, os sistemas de classificação Taxonômicos/Naturais, distribuem os indivíduos de acordo com as propriedades observadas por meio de análises de laboratório e descrições morfológicas de campo, partindo da premissa de que estes expressam os processos pedogenéticos aos quais os solos foram submetidos. Para classificação pelo sistema taxonômico, o objeto

estudado é o perfil de solo, sendo essencial a descrição morfológica e análises laboratoriais de todos os seus horizontes, ou seja, somente com a análise do horizonte/camada superficial, sem sua contextualização dentro do perfil, paisagem, e outros horizontes, não há como proceder a classificação do solo.

Existem vários sistemas de classificação taxonômicos de solos, como o norte americano (Soil Taxonomy – USDA), o da FAO (World Reference Base For Soil Classification – WRB), australiano (Australian Soil Classification), francês (Référentiel pédologique français), etc. Cada sistema possuía limitações e dificuldades em sua utilização para os solos do país, o que levou os pedólogos nacionais a idealizarem um sistema que contemplasse os solos do Brasil, se apoiando nos conhecimentos adquiridos até então pelas diversas pesquisas e trabalhos de levantamento realizados.

Para este capítulo e para a disciplina, somente será abordado os conteúdos referentes ao Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS).

ATENÇÃO: Este material tem finalidade meramente didática, não devendo ser citado, multiplicado, ou vendido. Este roteiro é uma mera simplificação para fins didáticos para uso exclusivo na disciplina de Pedologia. **Use este roteiro para classificar um solo exclusivamente durante a disciplina.** Para se classificar um solo em suas atividades profissionais, estágios, iniciação científica, etc., deve ser consultado o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SANTOS et al., 2013).

11.1. ASPECTOS GERAIS DO SiBCS

O SiBCS é um sistema taxonômico de classificação de solos, sendo multicategórico (6 níveis categóricos). As categorias do sistema são: Ordem (1º nível categórico), Subordem (2º nível categórico), Grande Grupo (3º nível categórico), Subgrupo (4º nível categórico), Família (5º nível categórico) e Série (6º nível categórico). As categorias dividem-se em classes, que são separadas de acordo com características diferenciais (horizontes diagnósticos e atributos diagnósticos).

No primeiro nível categórico do SiBCS existem 13 ordens, as quais são separadas pela presença ou ausência de atributos, horizontes diagnósticos ou propriedades que são características passíveis de serem identificadas no campo, mostrando diferenças no tipo e grau de desenvolvimento de um conjunto de processos que atuaram na formação do solo. As 13 ordens são: Organossolos (**O**), Neossolos (**R**), Vertissolos (**V**), Espodossolos (**E**), Planossolos (**S**), Gleissolos (**G**), Latossolos (**L**), Chernossolos (**M**), Cambissolos (**C**), Plintossolos (**F**), Luvisolos (**T**), Nitossolos (**N**), Argissolos (**P**). As letras maiúsculas entre parênteses são aquelas padronizadas utilizadas para identificação destas ordens nos mapas de solos. A ordem Alissolo foi criada em 1999, mas foi extinta na segunda edição do

SiBCS (EMBRAPA, 2006), sendo que os solos desta ordem foram incluídos, principalmente, dentro das ordens Argissolos e Nitossolos.

As ordens do SiBCS se dividem em 44 subordens, 198 grandes grupos e 861 subgrupos (**Figura 27**). Por exemplo, no solo Neossolo Litólico Distrófico típico, o Neossolo é a ordem, a subordem é Neossolo Litólico, o grande grupo é Neossolo Litólico Distrófico, e o subgrupo é Neossolo Litólico Distrófico típico.

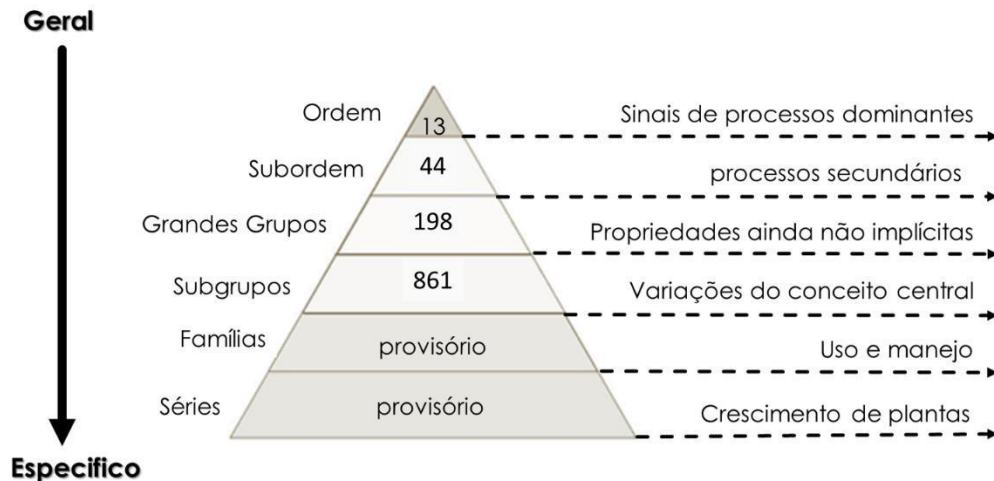


Figura 27. Estrutura dos níveis categóricos do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos.

Para classificar um solo (atribuir um nome ao solo) é necessária uma chave de classificação (SANTOS et al., 2013), com base nos horizontes diagnósticos (superficiais e subsuperficiais) e os atributos diagnósticos. Os atributos diagnósticos são aspectos especiais existentes no perfil de solo. Os atributos diagnósticos são necessários para efetuar a classificação do solo (atribuir um nome ao solo), juntamente com os horizontes diagnósticos superficiais e subsuperficiais. Os atributos diagnósticos do solo segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SANTOS et al., 2013) são: material orgânico, material mineral, atividade da fração argila, saturação por bases, mudança textural abrupta, plintita, petroplintita, superfícies de fricção (slickensides), caráter ácrico, caráter alítico, caráter aluminico, caráter argilúvico, caráter carbonático, caráter hipocarbonático, caráter coeso, caráter concrecionário, caráter crômico, caráter dúpico, caráter ebânico, caráter espódico, caráter êutrico, caráter flúvico, caráter litoplíntico, caráter plânico, caráter plíntico, caráter redóxico, caráter retrátil, caráter rúbico, caráter sálico, caráter salino, caráter sódico, caráter solódico, caráter sômbico, caráter vértico, contato lítico, contato lítico fragmentário, materiais sulfídricos, teor de óxidos de ferro, grau de decomposição do material orgânico. Além disto, também são avaliados outros atributos: cerosidade, superfície de compressão, gilgai, autogranulação (“self-mulching”), relação silte/argila, minerais alteráveis, grupamento textural, distribuição de cascalhos no perfil, e constituição esquelética do solo.

Os horizontes diagnósticos superficiais são nomes especiais atribuídos aos horizontes A, O, H. Segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SANTOS et al., 2013), os horizontes

diagnósticos superficiais são: Horizonte Hístico, A Chernozêmico, A Húmico, A Proeminente, A Fraco, A Antrópico, e A Moderado.

Os horizontes diagnósticos subsuperficiais são necessários para efetuar a classificação do solo (atribuir um nome ao solo), juntamente com os horizontes diagnósticos subsuperficiais e atributos diagnósticos. Os horizontes diagnósticos subsuperficiais são nomes especiais atribuídos aos horizontes B, C, E, F. Segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SANTOS et al., 2013), os horizontes diagnósticos subsuperficiais são: B Textural, B Latossólico, B Incipiente, B Nítico, B Espódico, B Plânico, Horizonte Albico, Horizonte Plíntico, Horizonte Concrecionário, Horizonte Litoplíntico, Horizonte Glei, Horizonte Cálcico, Horizonte Petrocálcico, Horizonte Sulfúrico, Horizonte Vértico, Fragipã, e Duripã.

Nos próximos capítulos são apresentados de forma resumida os atributos e horizontes diagnósticos superficiais e subsuperficiais. Para mais detalhes veja o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SANTOS et al., 2013) ou o Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2015) que contém fotos).

11.2. HORIZONTES E ATRIBUTOS DIAGNÓSTICOS

Nas Tabelas 21, 22 e 23 constam as definições simplificadas dos atributos e horizontes diagnósticos superficiais e subsuperficiais utilizados no Sistema Brasileiro de Classificação do Solo.

TABELA 21. Descrição simplificada dos horizontes diagnósticos superficiais do solo. Fonte: adaptado de Santos et al. (2013). Siga a sequência na qual os horizontes são apresentados nesta tabela.

Nome	V (%) no horizon te A	Cor úmida no horizont e A	Estrutura no horizonte A	Carbon o no A, O, H	Espessura do horizonte A, O ou H (cm)
O ou H hístico	-	-	-	$C \geq 80$ /kg	≥ 40 cm se for constituído por restos de folhas, galhos e raízes; ou ≥ 20 cm; ou ≥ 10 cm quando estiver sobre camada R.
A chernozêmic o	≥ 65	valor ≤ 3 croma \leq 3	Moderad a ou forte	$C \geq 6$ /kg	- No mínimo 10 cm se A é seguido de R ou - No mínimo 18 cm se A+B<75 cm ou - No mínimo 25 cm se A+B \geq 75 cm ou - Se não tem

					horizonte B, no mínimo 18 cm de espessura e mais que um terço da soma dos horizontes A+C
A húmico	< 65	valor \leq 4 croma \leq 4	-	(espessura do horizonte A x carbono no horizonte A) deve ser maior que (600 + argila total no horizonte A)	
A proeminente	< 65	Igual ao A chernozêmico e não se enquadra em A húmico			
A fraco	-	valor \geq 4	Fraca <u>ou</u> grãos simples <u>ou</u> maciça	C < 6 /kg	Caso não se enquadre na cor ou estrutura ou teor de C, então deve ter espessura do horizonte A menor que 5 cm
A moderado	Horizonte A que não se enquadra em A chernozêmico, A húmico, A proeminente ou A fraco				

TABELA 22. Descrição simplificada dos principais atributos diagnósticos do solo. Fonte: adaptado de Santos et al. (2013).

DEFINIÇÃO	
ATRIBUTO	Normalmente estes atributos são observados no horizonte B, ou no C na ausência deste, ou no A, O ou H quando se aplicar.
Plintita	Ocorre comumente sob a forma de <u>mosqueados</u> endurecidos de cor vermelho, vermelho amarelado ou vermelho escuro. Os horizontes que a contém normalmente são descritos como Bf ou Cf. A plintita é dura ou muito dura quando seca, mas somente firme quando úmida.
Caráter argilúvico	Somente se tiver horizonte B. É definido pela presença de [(argila horizonte B) / (argila horizonte A)] \geq 1,4.
Mudança textural abrupta	Somente se tiver horizonte B. É relacionado a uma grande diferença no teor de argila entre os horizontes superficiais (A e/ou E) e o horizonte B. Deve ocorrer um dos seguintes requisitos: a) Se argila total no último “A” ou “E” for < 200 g/kg, o “B” imediatamente abaixo deverá ter pelo menos o dobro de argila total do que o último “A” ou “E”; <u>ou</u> b) Se argila total no último “A” ou “E” for > 200 g/kg, o “B” imediatamente abaixo deverá ter pelo menos 200 g/kg a mais de argila total do que o último “A” ou “E”.

Eutrófico	Observar preferencialmente o B. Saturação de bases (V%) $\geq 50\%$. Este atributo normalmente está relacionado a solos com maior fertilidade química.
Distrófico	Observar preferencialmente o B. Saturação de bases (V%) $< 50\%$. Este atributo normalmente está relacionado a solos com menor fertilidade química.
Alítico	Observar preferencialmente o B. Deve ter todos os seguintes requisitos: a) $Al \geq 4$ cmolc/kg; <u>e</u> b) Atividade de argila ≥ 20 cmolc/kg; <u>e</u> c) Sat. Al $\geq 50\%$ e/ou V $< 50\%$.
Sódico	Observar preferencialmente o B. Ocorre quando PST é maior ou igual a 15%. Os horizontes que apresentam este caráter normalmente são descritos com a letra “n” (Exemplo: Btn).
Sálico	Observar preferencialmente o B. Ocorre quando CE é maior ou igual a 7 dS/m. Os horizontes que apresentam este caráter normalmente são descritos com a letra “z” (Exemplo: Cz).
Carbonático	Observar preferencialmente o B. Ocorre quando há presença de $CaCO_3 \geq 150$ g/kg. Os horizontes que apresentam este caráter normalmente são descritos com a letra “k” (Exemplo: Ck).
Ta	Somente para horizonte B, ou C na ausência deste. Atividade da argila ≥ 27 cmolc/kg. Não é aplicado a solos de classe textural areia ou areia franca. Este atributo normalmente está relacionado a solos mais jovens (possuem argila de atividade alta).
Tb	Somente para horizonte B, ou C na ausência deste. Atividade da argila < 27 cmolc/kg. Não é aplicado a solos de classe textural areia ou areia franca. Este atributo normalmente está relacionado a solos mais velhos (possuem argila de atividade baixa).

DEFINIÇÃO	
ATRIBUTO	Normalmente estes atributos são observados no horizonte B, ou no C na ausência deste, ou no A, O ou H quando se aplicar.
Crômico	Somente se tiver horizonte B. Este caráter é utilizado para identificar horizontes B que apresentam cores intensas (vivas). Deve ter um dos seguintes requisitos: a) Se o matiz da cor úmida for 5YR, 2,5YR, 10R, 7,5R ou 5R então deve ter valor (úmido) ≥ 3 e croma (úmido) ≥ 4 ; <u>ou</u> b) Se matiz da cor úmida 7,5YR, 10YR, 2,5Y ou 5Y então valor (úmido) de 4 a 5 <u>e</u> croma (úmido) de 3 a 6.
Ebânico	Somente para horizonte B, ou C na ausência deste. Este caráter é utilizado para identificar horizontes B (ou C) que apresentam cores mais escurecidas. Deve ter um dos seguintes requisitos: a) Se matiz da cor úmida for 7,5YR, 10YR, 2,5Y ou 5Y, então valor (úmido) < 4 <u>e</u> croma (úmido) < 3 ; <u>ou</u> b) Se o matiz da cor úmida for 5YR, 2,5YR, 10R, 7,5R ou 5R, então o nome da cor (úmida) deve ser preta ou cinzenta muito escura.

Flúvico	Presença de camadas estratificadas (2C, 3C, 4C, 5C, etc.) com distribuição irregular dos conteúdos de argila, areia, carbono orgânico (C), etc. longo do perfil (aumenta e diminui, aumenta e diminui, etc.). Este caráter é usado para indicar solos formados sob influência de sedimentos de natureza aluvionar.
---------	--

TABELA 23. Descrição simplificada dos principais horizontes diagnósticos subsuperficiais do solo

HORIZONTE	DEFINIÇÃO (Siga a sequência na qual os horizontes são apresentados nesta tabela)
B espódico	Presença de horizonte Bs, Bh ou Bhs. A presença destes horizontes indica a existência de acumulação iluvial de matéria orgânica e/ou sesquióxidos de ferro e alumínio. Em alguns casos há cimentação (Bsm, Bhm, Bhsm) denominada de “ortstein”, e popularmente denominada de “piçarra” na região litorânea. Não é obrigatório, mas é comum existir um horizonte E acima do B espódico.
B plânico	Horizonte B que apresenta todos os seguintes requisitos: a) Mudança textural abrupta (ver atributos diagnósticos); e b) Cores cinzentas ou escurecidas; e c) Estrutura colunar, ou prismática, ou blocos médios ou grandes. Não é obrigatório, mas é comum existir um horizonte E acima do B plânico. Pode estar descrito como Bt.
Plíntico	Horizonte B ou C com plintita $\geq 15\%$ (ver atributos diagnósticos), caracterizado pela presença de mosqueados vermelho, vermelho amarelado ou vermelho escuro em quantidade comum ou abundante. Este horizonte pode estar descrito como Bf, Btf ou Cf. Em alguns casos há um horizonte E acima do horizonte plíntico.
Concrecionário	Horizonte B ou C com mais de 50% de petroplintita, caracterizado pela elevada concentração de cascalho na análise granulométrica e descrito na análise morfológica como concreções de ferro e/ou alumínio.

	O horizonte concrecionário pode estar descrito como Bc ou Cc.
Litoplântico	Horizonte F com espessura ≥ 10 cm.
Vértico	Horizonte B ou C com fendas <u>e</u> slickensides (ver descrição morfológica do solo). Estes aspectos são devidos à predominância de argilominerais 2:1 expansivos na mineralogia deste solo. O horizonte vértico pode estar descrito como Bv ou Cv.
Glei	Horizonte B ou C com cores cinzentas (devido ao ambiente mal drenado) <u>e</u> que não se enquadra em B plânico. O horizonte glei pode estar descrito como Bg ou Cg.
B textural	Horizonte B (que pode estar descrito como Bt) que não se enquadra em B plânico ou B espódico ou horizonte plântico, <u>e</u> que possui <u>pelo menos um</u> dos seguintes atributos: a) Horizonte E acima do B; <u>ou</u> b) Mudança textural abrupta (ver atributos diagnósticos); <u>ou</u> c) (argila B/argila A) $> 1,5$ se o teor de argila no horizonte A > 400 g/kg; <u>ou</u> d) (argila B/argila A) $> 1,7$ se o teor de argila no horizonte A estiver entre 150 e 400 g/kg; <u>ou</u> e) (argila B/argila A) $> 1,8$ se o teor de argila A < 150 g/kg.

HORIZONTE	DEFINIÇÃO (Siga a sequência na qual os horizontes são apresentados nesta tabela)
B latossólico	Horizonte B (que pode estar descrito como Bw) que possui <u>todos</u> seguintes aspectos: a) Estrutura granular, ou em blocos subangulares fracos ou moderados; a) Espessura ≥ 50 cm; c) Textura não é areia ou areia franca. d) Relação $K_i \leq 2,2$ e) Atividade de argila < 17 cmolc/kg; f) Cerosidade ausente ou fraca e pouca. Observação: o K_i é a relação molar entre SiO_2/Al_2O_3 totais no solo. Quanto menor o K_i mais intemperizado é o solo.
B nítrico	Horizonte B (que pode estar descrito como Bt) que apresenta <u>todos</u> os seguintes requisitos: a) Presença de cerosidade no mínimo comum e moderada; <u>e</u> b) Estrutura em blocos ou prismática; <u>e</u> c) Textura argilosa ou muito argilosa; <u>e</u> d) Tb ou caráter alítico.
Cálcico	Horizonte B ou C com $CaCO_3 \geq 150$ g/kg. Pode estar descrito como Bk ou Ck.
Sulfúrico	Horizonte B ou C, com pH (água) $\leq 3,5$. Pode estar descrito como Bj ou Cj.

B incipiente	<p>Horizonte B(que pode estar descrito como Bi) que possui todos os seguintes requisitos:</p> <p>a) Não se enquadra em B-textural, B-nítico, B-espódico; B-plânico, B-latossólico, horizonte plíntico, horizonte glei, ou horizonte vértico; e</p> <p>b) A textura do horizonte B não é areia ou areia franca; e</p> <p>c) espessura do horizonte B ≥ 10 cm.</p>
Sem horizonte diagnóstico subsuperficial	Existem solos que não possuem horizonte diagnóstico subsuperficial, ou seja, não possuem horizonte B, C, F, ou estes não se enquadram nos requisitos necessários para enquadramento nos horizontes diagnósticos subsuperficiais acima descritos.

11.3. CHAVE DAS ORDENS E SUBORDENS DO SISTEMA BRASILEIRO DE CLASSIFICAÇÃO DE SOLOS

Para classificar um solo: a) Identifique todos os atributos e horizontes diagnósticos; b) Observe a sequência na qual as ordens e subordens são apresentadas na Tabela 7.4; c) Leia com muita atenção a “definição” da ordem; d) Depois de encontrar a ordem do solo, procure a respectiva subordem.

TABELA 24. Descrição simplificada das ordens e subordens do Sistema Brasileiro de Classificação do Solo. Fonte: adaptado de Santos et al. (2013).

ORDEM	DEFINIÇÃO	SUBORDENS
ORGANOSSOLO (O)	Solos com horizonte orgânico (O ou H), sendo que O ou H tem espessura mínima de 40 cm (ou 20 cm se estiver sobre R).	ORGANOSSOLO TIOMÓRFICO (OJ): Possui horizonte sulfúrico.
		ORGANOSSOLO FÓLICO (OO): Possui horizonte O hístico.
		ORGANOSSOLO HÁPLICO (OX): Não se enquadra nos anteriores.
NEOSSOLO (R)	Solos sem horizonte B diagnóstico, e sem horizonte glei, plíntico ou vértico.	NEOSSOLO LITÓLICO (RL): Sequência A-R ou A-C-R, com rocha (R) dentro de 50 cm da superfície;
		NEOSSOLO FLÚVICO (RY): Possui o atributo diagnóstico “caráter flúvico”;

		NEOSSOLO REGOLÍTICO (RR): Sequência A-C-R com rocha em profundidade >50 cm da superfície;
		NEOSSOLO QUARTZARÊNICO (RQ): Sequência A-C com textura areia ou areia franca.
VERTISSOLO (V)	Solos com horizonte vértico.	VERTISSOLO HIDROMÓRFICO (VG): Também possui horizonte glei;
		VERTISSOLO EBÂNICO (VE): Possuem atributo diagnóstico "caráter ebânico";
		VERTISSOLO HÁPLICO (VX): Não se enquadra nos anteriores
ESPODOSSOLO (E)	Solos com B-espódico.	ESPODOSSOLO HUMILÚVICO (EK): Possui principalmente horizontes Bh <u>ou</u> Bhm;
		ESPODOSSOLO FERRILÚVICO (ES): Possui principalmente horizontes Bs <u>ou</u> Bsm;
		ESPODOSSOLO FERRIHUMILÚVICO (ESK): Não se enquadra nos anteriores.
PLANOSSOLO (S)	Solos com B-plânico.	PLANOSSOLO NÁTRICO (SN): Possui atributo diagnóstico "caráter sódico";
		PLANOSSOLO HÁPLICO (SX): Não se enquadra no anterior.
GLEISSOLO (G)	Solos com horizonte glei.	GLEISSOLO TIOMÓRFICO (GJ): Possui horizonte sulfúrico;
		GLEISSOLO SÁLICO (GZ): Possui atributo diagnóstico "caráter sálico";
		GLEISSOLO MELÂNICO (GM): Possui horizonte H <u>ou</u> A húmico <u>ou</u> A proeminente <u>ou</u> A chernozêmico
		GLEISSOLO HÁPLICO (GX): Não se enquadra nos anteriores.

ORDEM	DEFINIÇÃO	SUBORDENS
LATOSSOLO (L)	Solos com B-latossólico.	LATOSSOLO BRUNO (LB): Apresenta horizonte A húmico; <u>e</u> horizonte B com matizes da cor úmida 5YR, 7,5YR, 10YR, 2,5Y ou 5Y; <u>e</u> valor úmido igual ou inferior a 4; <u>e</u> croma úmido igual ou inferior a 6;
		LATOSSOLO AMARELO (LA): Horizonte B tem matiz úmido 7,5YR, 10YR, 2,5Y ou 5Y;
		LATOSSOLO VERMELHO (LV): Horizonte B tem matiz úmido 2,5YR, 10R, 7,5R ou 5R;
		LATOSSOLO VERMELHO AMARELO (LVA): Não se enquadra nos anteriores.
CHERNOSSOLO (M)	Solos eutróficos <u>e</u> Ta, com A chernozêmico que é <u>obrigatoriamente seguido</u> de B incipiente <u>ou</u> B textural <u>ou</u> horizonte cálcico.	CHERNOSSOLO RENDZICO (MD): Tem horizonte cálcico ou o atributo diagnóstico "caráter carbonático";
		CHERNOSSOLO EBÂNICO (ME): Possui "caráter ebânico";
		CHERNOSSOLO ARGILÚVICO (MT): Tem horizonte B textural ou B incipiente com "caráter argilúvico";
		CHERNOSSOLO HÁPLICO (MX): Não se enquadra nos anteriores.
CAMBISSOLO (C)	Solos com B-incipiente (exceto se for Chernossolo).	CAMBISSOLO HÍSTICO (CI): Possui horizonte O hístico com menos de 40 cm de espessura;
		CAMBISSOLO HÚMICO (CH): Possui horizonte A húmico;
		CAMBISSOLO FLÚVICO (CY): Possui o atributo diagnóstico "caráter flúvico";

		CAMBISSOLO HÁPLICO (CX): Não atende os anteriores.
PLINTOSSOLO (F)	Solos com horizonte plíntico <u>ou</u> litoplíntico <u>ou</u> concrecionário.	PLINTOSSOLO PÉTRICO (FF): Possui horizonte concrecionário ou horizonte litoplíntico;
		PLINTOSSOLO ARGILÚVICO (FT): Além do horizonte plíntico, possui horizonte B-textural <u>ou</u> o atributo diagnóstico “caráter argilúvico”;
		PLINTOSSOLO HÁPLICO (FX): Não se enquadra nos anteriores.
LUVISSOLO (T)	Solos com B-textural Ta eutrófico.	LUVISSOLO CRÔMICO (TC): Possui o atributo diagnóstico “caráter crômico”;
		LUVISSOLO HÁPLICO (TX): Não se enquadra no anterior.
NITOSSOLO (N)	Solos com B-nítico Tb <u>ou</u> com B-nítico e caráter alítico.	NITOSSOLO BRUNO (NB): horizonte A húmico, <u>e</u> horizonte B com matiz úmido 5YR, 7,5YR, 10YR, 2,5Y ou 5Y, <u>e</u> valor menor ou igual a 4 <u>e</u> croma menor ou igual a 6;
		NITOSSOLO VERMELHO (NV): Horizonte B com matiz úmido 2,5YR, 10R, 7,5R ou 5R;
		NITOSSOLO HÁPLICO (NX): Não se enquadram nos anteriores.
ARGISSOLO (P)	Solos com B-textural Tb, <u>ou</u> B-textural alítico, <u>ou</u> B-textural Ta distrófico.	ARGISSOLO BRUNO ACINZENTADOS (PBAC): Horizonte B com matiz da cor úmida 5YR, 7,5YR, 10YR, 2,5Y ou 5Y, <u>e</u> valor 3 a 4, <u>e</u> croma menor ou igual a 4;
		ARGISSOLO ACINZENTADO (PAC): Horizonte B com matiz da cor úmida 7,5YR, 10YR, 2,5Y ou 5Y, <u>e</u> valor maior ou igual a 5, <u>e</u> croma menor que 4;
		ARGISSOLO AMARELO (PA): Horizonte B com matiz úmido 7,5YR, 10YR, 2,5Y ou 5Y;
		ARGISSOLO VERMELHO (PV): Horizonte B com matiz da cor úmida 2,5YR, 10R, 7,5R, 5R; <u>ou</u> com matiz da cor úmida 5YR e valores e cromas iguais ou menores que 4;
		ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO (PVA): Não se enquadra nos anteriores.

11.4. DESCRIÇÃO SUCINTA DAS ORDENS DO SISTEMA BRASILEIRO DE CLASSIFICAÇÃO DE SOLOS

Para maiores detalhes e fotos destas ordens de solos consulte o Sistema Brasileiro de Classificação de Solo (SANTOS et al., 2013, p. 75-284; 342-353), o Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2015, p. 284317 na versão em PDF), e o livro Pedologia Aplicada (OLIVEIRA, 2008, p. 521-580).

Para consultar a ocorrência dos solos no Brasil consulte o Novo Mapa de Solos do Brasil (legenda atualizada) (SANTOS et al., 2011).

Para consultar a ocorrência dos solos no Paraná consulte o Mapa de Solos do Estado do Paraná (legenda atualizada) (BHERING e SANTOS, 2008).

ORGANOSSOLO (O)	
Definição	Solos com horizonte orgânico (O ou H), sendo que O ou H tem espessura mínima de 40 cm (ou 20 cm se estiver sobre R).

Origem do nome	Do grego <i>organikós</i> , pertinente ou próprio de compostos de carbono
Sequência de horizontes	Normalmente apresenta sequências de horizontes como O-R, H-C, H-A-C, etc.
Formação	Paludização: Acumulação de material orgânico na superfície do solo, em condições desfavoráveis à mineralização (ambiente alagado e/ou muito frio).
Aspectos usuais	Ácidos, com alta CTC, mas distróficos, alguns são muito mal drenados
Subordens	Organossolo Tiomórfico (OJ); Organossolo Fólico (OO); Organossolo Háptico (OX)
Ocorrência no Brasil	Normalmente ocorrem em várzeas muito mal drenadas ou em ambientes úmidos de altitude elevada, sendo predominantes em apenas 0,03% da área das unidades de mapeamento do Mapa de Solos do Brasil (SANTOS et al., 2011).
Ocorrência no Paraná	Segundo BHERING et al. (2008), os Organossolos são predominantes em 0,50% da área das unidades de mapeamento de solos no Paraná, principalmente nas várzeas dos rios Paraná, alto Iguaçu e Iapó, e também no município de Tijucas do Sul.
Classificação antiga	Inclui os antigos Solos Orgânicos

NEOSSOLO (R)	
Definição	Solos sem horizonte B diagnóstico, <u>e</u> sem horizonte glei, plântico ou vértico.
Origem do nome	Do grego <i>neos</i> , novo
Sequência de horizontes	Normalmente apresenta sequências de horizontes como A-R, A-C-R, A-C, etc.
Formação	São pouco evoluídos (jovens). Não há expressão acentuada de nenhum processo de formação do solo.
Subordens	Neossolo Litólico (RL); Neossolo Flúvico (RY); Neossolo Regolítico (RR); Neossolo Quartzarênico (RQ)
Aspectos usuais	Os Neossolos Litólicos são todos rasos e, usualmente, encontram-se em relevos declivosos tendo, por este motivo, elevado risco de erosão. Sua fertilidade química é muito dependente do material de origem, variando de eutróficos a distróficos.
	Os Neossolo Flúvicos usualmente ocorrem nas margens dos rios e sua fertilidade química depende dos materiais trazidos pelo rio que o formou.
	Os Neossolos Regolíticos são geralmente pouco profundos e, usualmente, encontram-se em relevos declivosos tendo, por este motivo, elevado risco

	de erosão. Sua fertilidade química muito dependente do material de origem, variando de eutróficos a distróficos.
	Os Neossolos Quartzarênicos são, em geral, profundos ou muito profundos, com baixa capacidade de reter água e nutrientes, e elevado risco de erosão devido à textura arenosa. Em geral tem boa aeração, embora alguns sejam hidromórficos.
Ocorrência no Brasil	São solos muito comuns em todo o Brasil, sendo predominante em 13,2% da área das unidades de mapeamento do Mapa de Solos do Brasil (SANTOS et al., 2011).
Ocorrência no Paraná	Segundo BHERING et al. (2008), os Neossolos são predominantes em 22,2% da área das unidades de mapeamento de solos no Paraná, principalmente os Neossolos Litólicos e Regolíticos. Ocorrem em todas as regiões, porém com pouca ocorrência na região noroeste.
Classificação antiga	Inclui os antigos Litossolos, Solos Litólicos, Areias Quartzosas, Regossolos e Solos Aluviais.

VERTISSOLO (V)	
Definição	Solos com horizonte vértico
Origem do nome	Do latim <i>vertere</i> , inverter
Sequência de horizontes	Normalmente apresenta sequências de horizontes como A-Bv-C, A-Cv, etc.
Formação	Argiloturbação: processo de mistura de horizontes do solo, devido à predominância de argilominerais 2:1 expansivos.
Aspectos usuais	Normalmente pouco profundos a profundos, CTC alta, V alta, pH neutro a alcalino, argiloso a muito argiloso, imperfeitamente a mal drenados, permeabilidade lenta, muito a extremamente duro, muito plástico e muito pegajoso. Embora com boas condições químicas, usualmente os Vertissolos apresentam problemas físicos. Os Vertissolos apresentam fendilhamento quando secos, e apresentam slickensides (superfícies de fricção).
Subordens	Vertissolo Hidromórfico (VG); Vertissolo Ebânico (VE); Vertissolo Háplico (VX)

Ocorrência no Brasil	No Brasil os Vertissolos são mais comuns no semiárido da região Nordeste, Recôncavo Baiano, Pantanal, e sudeste do RS (IBGE, 2015), sendo predominante em 0,2% da área das unidades de mapeamento do Mapa de Solos do Brasil (SANTOS et al., 2011).
Ocorrência no Paraná	Segundo BHERING et al. (2008), os Vertissolos não foram mapeados no Paraná nas escalas de 1:600.00 e 1:250.000.
Classificação antiga	Inclui os antigos Vertissolos

ESPODOSSOLO (E)	
Definição	Solos com B-espódico
Origem do nome	Do grego <i>spodos</i> , cinza vegetal.
Sequência de horizontes	Normalmente apresenta sequências de horizontes como A-E-Bh, A-E-Bs, A-EBh-Bs, A-E-Bhs, A-E-Bsm, A-E-Bhm, etc. Embora comum, não é obrigatória a presença de horizonte “E” neste solo.
Formação	Podzolização: transporte de Fe e Al e/ou matéria orgânica para o horizonte B, com acumulação de quartzo no horizonte E do solo.
Aspectos usuais	Normalmente com textura arenosa ou média, muito pobres em termos de fertilidade química, ácidos, V baixa, Al alto. Em geral são excessivamente drenados. Porém, quando possuem horizonte Bsm ou Bhm (cimentação denominada de “ <i>ortstein</i> ”, e popularmente conhecida por “piçarra”) estes solos pode ter maior capacidade de reter água, podendo chegar a ser mal drenados. No Brasil usualmente são formados em materiais areno-quartzosos, em clima úmido e relevos aplainados.

Subordens	Espodossolo Humilúvico (EK); Espodosolo Ferrilúvico (ES); Espodossolo Ferrihumilúvico (ESK)
Ocorrência no Brasil	São solos de ocorrência mais comum no litoral leste brasileiro, pantanal, e nos estados do Amazonas e Roraima (IBGE, 2015), sendo predominante em 2,7% da área das unidades de mapeamento do Mapa de Solos do Brasil (SANTOS et al., 2011).
Ocorrência no Paraná	Segundo BHERING et al. (2008), os Espodossolos são predominantes em 0,42% da área das unidades de mapeamento de solos no Paraná, sendo encontrado somente na planície litorânea. Os Espodossolos ocorrem, por exemplo, na maior parte da área da Estação Ecológica da Ilha do Mel, da Floresta Estadual do Palmito, e do Parque Nacional do Superagui no litoral paranaense.
Classificação antiga	Inclui os antigos Podzol e Podzol Hidromórfico

PLANOSSOLO (S)	
Definição	Solos com B-plânico
Origem do nome	Do latim <i>planus</i> , plano
Sequência de horizontes	Normalmente apresenta sequências de horizontes como A-E-Bt-C, A-Bt-C, etc.
Formação	Intensa desargilização: transporte de argila do horizonte A (ou E) para o horizonte B do solo
Aspectos usuais	Estes solos possuem mudança textural abrupta, grau de dispersão elevado, normalmente adensados, permeabilidade baixa, estrutura forte, cores pouco vivas, imperfeitamente a mal drenados, relevo plano. Alguns podem ser cálcicos, sálicos ou sódicos.
Subordens	Planossolo Nátrico (SN); Planossolo Háplico (SX)
Ocorrência no Brasil	No Brasil os Planossolos são mais comuns no semiárido do Nordeste, Pantanal Mato-Grossense, e várzeas do Rio Grande do Sul (IBGE, 2015), sendo predominante em 2,7% da área das unidades de mapeamento do Mapa de Solos do Brasil (SANTOS et al., 2011).

Ocorrência no Paraná	Segundo BHERING et al. (2008), os Planossolos não foram mapeados no Paraná nas escalas de 1:600.000 e 1:250.000. No entanto foram identificados no levantamento das várzeas do baixo rio Ivaí na escala 1:50.000.
Classificação antiga	Inclui os antigos Planossolos e Solonetz Solodizado

GLEISSOLO (G)	
Definição	Solos com horizonte glei
Origem do nome	Do russo <i>gley</i> , massa de solo pastosa
Sequência de horizontes	Normalmente apresenta sequências de horizontes como A-Cg, A-Bg-C, etc.
Formação	Gleização: redução e perda do Fe em condições anaeróbicas, com a formação de cores acinzentadas no solo.
Aspectos usuais	Hidromórficos (excesso de água), com cores acinzentadas
Subordens	Gleissolo Tiomórfico (GJ); Gleissolo Sáfico (GZ); Gleissolo Melânico (GM); Gleissolo Háptico (GX)
Ocorrência no Brasil	Ocorrem em praticamente todas as regiões do Brasil, ocupando a planície aluvial (várzea), sendo predominantes em 4,7% da área das unidades de mapeamento do Mapa de Solos do Brasil (SANTOS et al., 2011). As áreas mais significativas de Gleissolos ocorrem nas várzeas da bacia amazônica.
Ocorrência no Paraná	Segundo BHERING et al. (2008), os Gleissolos são predominantes em 1,17% da área das unidades de mapeamento de solos no Paraná. Ocorrem principalmente nas planícies aluviais dos principais rios do estado. Também ocorrem nas áreas de manguezais no litoral (Gleissolos Sáficos e Tiomórficos).
Classificação antiga	Inclui os antigos Gleis e parte do Hidromórfico Cinzento e Solonchak

LATOSSOLO (L)	
Definição	Solos com B-latossólico
Origem do nome	Do latim <i>lat</i> , material altamente alterado
Sequência de horizontes	Normalmente apresenta sequência de horizontes A-Bw-C.
Formação	Intensa ferralitização: perda de Si dos horizontes A e B do solo, com acúmulo de oxihidróxidos de Fe e Al nestes horizontes.
Aspectos usuais	Solos muito intemperizados. Normalmente bem drenados, profundos a muito profundos, ácidos, maioria é distrófico, relevo plano a suave ondulado. Estes fatores favorecem a mecanização de áreas com Latossolos, e até mesmo a ocupação urbana ou industrial.
Subordens	Latossolo Bruno (LB); Latossolo Amarelo (LA); Latossolo Vermelho (LV); Latossolo Vermelho Amarelo (LVA)
Ocorrência no Brasil	É a classe de solos que ocupa maior área e com maior importância econômica no Brasil, sendo predominante em 31,6% da área das

	unidades de mapeamento do Mapa de Solos do Brasil (SANTOS et al., 2011).
Ocorrência no Paraná	Segundo BHERING et al. (2008), os Latossolos são predominantes em 30,76% da área das unidades de mapeamento de solos no Paraná. Ocorre em todas as regiões do estado, porém com pouca relevância no litoral. No estado ocorrem mais os Latossolos Vermelhos e Brunos e, em menor proporção, os Latossolos Vermelho-Amarelos. Não são mapeados os Latossolos Amarelos no estado do Paraná.
Classificação antiga	Inclui os antigos Latossolos

CHERNOSSOLO (M)	
Definição	Solos eutróficos e Ta, com A chernozêmico, <u>que é obrigatoriamente seguido de B incipiente ou B textural ou horizonte cálcico.</u>
Origem do nome	Do russo <i>chern</i> , negro
Sequência de horizontes	Normalmente apresenta sequências de horizontes como A(chernozêmico)-Bt-C, A(chernozêmico)-Bi-C, A(chernozêmico)-Ck-R, etc.
Formação	Bissialitização (formação de argilominerais 2:1 em condições de reduzida perda de Si) e manutenção de cátions divalentes (Ca^{+2} , Mg^{+2}).
Aspectos usuais	Pouco coloridos, bem a imperfeitamente drenados, moderadamente ácidos a fortemente alcalinos, atividade da argila alta (Ta). São solos com alta fertilidade química.
Subordens	Chernossolo Rêndzico (MD); Chernossolo Ebânico (ME); Chernossolo Argilúvico (MT); Chernossolo Háplico (MX)
Ocorrência no Brasil	Não ocupam áreas extensas no Brasil, sendo predominantes em 0,4% da área das unidades de mapeamento do Mapa de Solos do Brasil (SANTOS et al., 2011). As áreas mais expressivas são no sudoeste do Rio Grande do Sul, Mato Grosso do Sul (Serra da Bodoquena) e no Rio Grande do Norte (IBGE, 2015).
Ocorrência no Paraná	Segundo BHERING et al. (2008), os Chernossolos são predominantes em apenas 0,05% da área das unidades de mapeamento de solos no Paraná.
Classificação antiga	Inclui os antigos Brunizéns e Rendzina.
CAMBISSOLO (C)	
Definição	Solos com B-incipiente (exceto se for Chernossolo)
Origem do nome	Do latim <i>cambiare</i> , trocar
Sequência de horizontes	Normalmente apresenta sequência de horizontes A-Bi-C.
Formação	São um pouco mais evoluídos que os Neossolos (pois possuem horizonte B), mas com reduzida atuação dos processos de formação (não conseguiu diferenciar outro horizonte diagnóstico subsuperficial).
Aspectos usuais	Apresentam grande diferenciação, dada a variabilidade de clima, material de origem e relevo, apresentando apenas como aspecto comum a presença de horizonte B-incipiente.
Subordens	Cambissolo Hístico (CI); Cambissolo Húmico (CH); Cambissolo Flúvico (CY); Cambissolo Háplico (CX)

Ocorrência no Brasil	No Brasil os Cambissolos ocorrem em diversas regiões, preferencialmente em áreas serranas ou montanhosas (IBGE, 2015), sendo predominante em 5,3% da área das unidades de mapeamento do Mapa de Solos do Brasil (SANTOS et al., 2011).
Ocorrência no Paraná	Segundo BHERING et al. (2008), os Cambissolos são predominantes em 10,63% da área das unidades de mapeamento de solos no Paraná, principalmente no sul do estado e litoral. Tem menor ocorrência no terceiro planalto.
Classificação antiga	Inclui os antigos Cambissolos, exceto aqueles com A-chernozêmico Ta e V alto.

PLINTOSSOLO (F)	
Definição	Solos com horizonte plíntico <u>ou</u> litoplíntico <u>ou</u> concrecionário
Origem do nome	Do grego <i>plinthos</i> , tijolo
Sequência de horizontes	Normalmente apresenta sequências de horizontes como A-Bf-C, A-Btf-C, A-BcC, A-F, etc.
Formação	Laterização: segregação localizada de ferro, que atua como agente cimentante, formando plintita, concreções ferruginosas, ou petroplintita contínua (horizonte F)
Aspectos usuais	Normalmente mal a imperfeitamente drenados, cores pálidas, ácidos, V baixa. São solos de baixa fertilidade química. No caso dos Plintossolos Pétricos, estes apresentam restrições como concreções endurecidas ou presença de horizonte F (popularmente conhecido por “laterita”). É muito comum a degradação dos Plintossolos Pétricos com horizonte concrecionário, visando à extração de cascalho para pavimentação de estradas rurais.
Subordens	- Plintossolo Pétrico (FF); Plintossolo Argilúvico (FT); Plintossolo Háptico (FX)
Ocorrência no Brasil	Os Plintossolos são mais comuns nas regiões centro-oeste e norte do Brasil, além de MA e PI e leste do RS (IBGE, 2015), sendo predominante em 7,0% da área das unidades de mapeamento do Mapa de Solos do Brasil (SANTOS et al., 2011).
Ocorrência no Paraná	Segundo BHERING et al. (2008), os Plintossolos não foram mapeados no Paraná nas escalas 1:600.000 e 1:250.000
Classificação antiga	Inclui as antigas Lateritas Hidromórficas, parte dos Podzólicos Plínticos e parte de solos plínticos.
LUVISSOLO (T)	
Definição	Solos com B-textural Ta eutrófico
Origem do nome	Do latim <i>luere</i> , lavar
Sequência de horizontes	Normalmente apresenta sequência de horizontes A-Bt-C.
Formação	Bissialitização (formação de argilominerais 2:1 em condições de reduzida perda de Si) e desargilização (transporte de argila do horizonte A (ou E) para o horizonte B do solo).
Aspectos usuais	Normalmente bem a imperfeitamente drenados, pouco profundos, moderadamente ácidos a ligeiramente alcalinos, Al baixo, e estrutura desenvolvida. Assim como os Argissolos são solos nos quais ocorreu transporte de argila para o horizonte B, porém são solos mais jovens (menos intemperizados).

Subordens	Luvissolo Crômico (TC); Luvissolo Háplico (TX)
Ocorrência no Brasil	São encontrados principalmente no semiárido da região nordeste e Acre (IBGE, 2015), sendo predominante em 2,9% da área das unidades de mapeamento do Mapa de Solos do Brasil (SANTOS et al., 2011).
Ocorrência no Paraná	Segundo BHERING et al. (2008), os Luvissolos não foram mapeados no Paraná nas escalas de 1:250.000 e 1:600.000
Classificação antiga	Inclui os antigos Bruno não Cálcico, e parte dos Podzólicos (eutróficos e Ta)

NITOSSOLO (N)	
Definição	Solos com B-nítico Tb <u>ou</u> com B-nítico e caráter alítico
Origem do nome	Do latim <i>nitidus</i> , brilhante
Sequência de horizontes	Normalmente apresenta sequência de horizonte A-Bt-C.
Formação	Ferralitização: perda de Si dos horizontes A e B do solo, com acúmulo de oxihidróxidos de Fe e Al nestes horizontes.
Aspectos usuais	Normalmente apresentam cerosidade e estrutura desenvolvidas, com inexpressiva variação de textura entre os horizontes, profundos, bem drenados, ácidos, vermelhos a brunados, argilosos a muito argilosos.
Subordens	Nitossolo Bruno (NB); Nitossolo Vermelho (NV); Nitossolo Háplico (NX)
Ocorrência no Brasil	A ocorrência mais comum destes solos é na bacia do rio Paraná (desde o RS até GO), além de áreas menores em TO, MA, MT e PA (IBGE, 2015), sendo predominante em 1,1% da área das unidades de mapeamento do Mapa de Solos do Brasil (SANTOS et al., 2011).
Ocorrência no Paraná	Segundo BHERING et al. (2008), os Nitossolos são predominantes em 15,18% da área das unidades de mapeamento de solos no Paraná, principalmente nas áreas de solos originados de basalto no terceiro planalto. No Paraná são mapeados os Nitossolos Vermelhos (maioria) e os Nitossolos Brunos.
Classificação antiga	Inclui a maioria dos solos anteriormente classificados como Terra Roxa Estruturada, Terra Bruna Estruturada, e alguns Podzólicos e Alissolos.

ARGISSOLO (P)	
Definição	Solos com B-textural Tb, <u>ou</u> B-textural alítico, <u>ou</u> B-textural Ta distrófico
Origem do nome	Do latim <i>argilla</i> , argila (para lembrar a acumulação de argila no horizonte B)
Sequência de horizontes	Normalmente apresenta sequência de horizontes A-Bt-C.
Formação	Desargilização (transporte de argila do horizonte A (ou E) para o horizonte B do solo) e incompleta ferralitização (perda de Si dos horizontes A e B do solo, com acúmulo de oxihidróxidos de Fe e Al nestes horizontes)
Aspectos usuais	Normalmente ácidos e cauliniticos (predomina caulinita). Alguns são abrupticos (tem mudança textural abrupta). Coloração e textura variáveis. São solos intemperizados, nos quais houve acumulação de argila no horizonte B (normalmente iluviada dos horizontes A e/ou E).

Subordens	Argissolo Bruno Acinzentados (PBAC); Argissolo Acinzentado (PAC); Argissolo Amarelo (PA); Argissolo Vermelho (PV); Argissolo Vermelho-Amarelo (PVA)
Ocorrência no Brasil	Juntamente com os Latossolos, os Argissolos são os solos mais comuns no Brasil, ocorrendo todos os estados (IBGE, 2015). Os Argissolos são predominantes em 26,9% da área das unidades de mapeamento do Mapa de Solos do Brasil (SANTOS et al., 2011).
Ocorrência no Paraná	Segundo BHERING et al. (2008), os Argissolos são predominantes em 15,53% da área das unidades de mapeamento de solos no Paraná, ocorrendo apenas os Argissolos Vermelhos e Argissolos Vermelho-Amarelos. Ocorrem em todas as regiões do estado, exceto nas áreas de solos formados de basalto no terceiro planalto.
Classificação antiga	Inclui parte dos Podzólicos e Alissolos, e pequena parte de Terras Roxa e Terra Bruna.