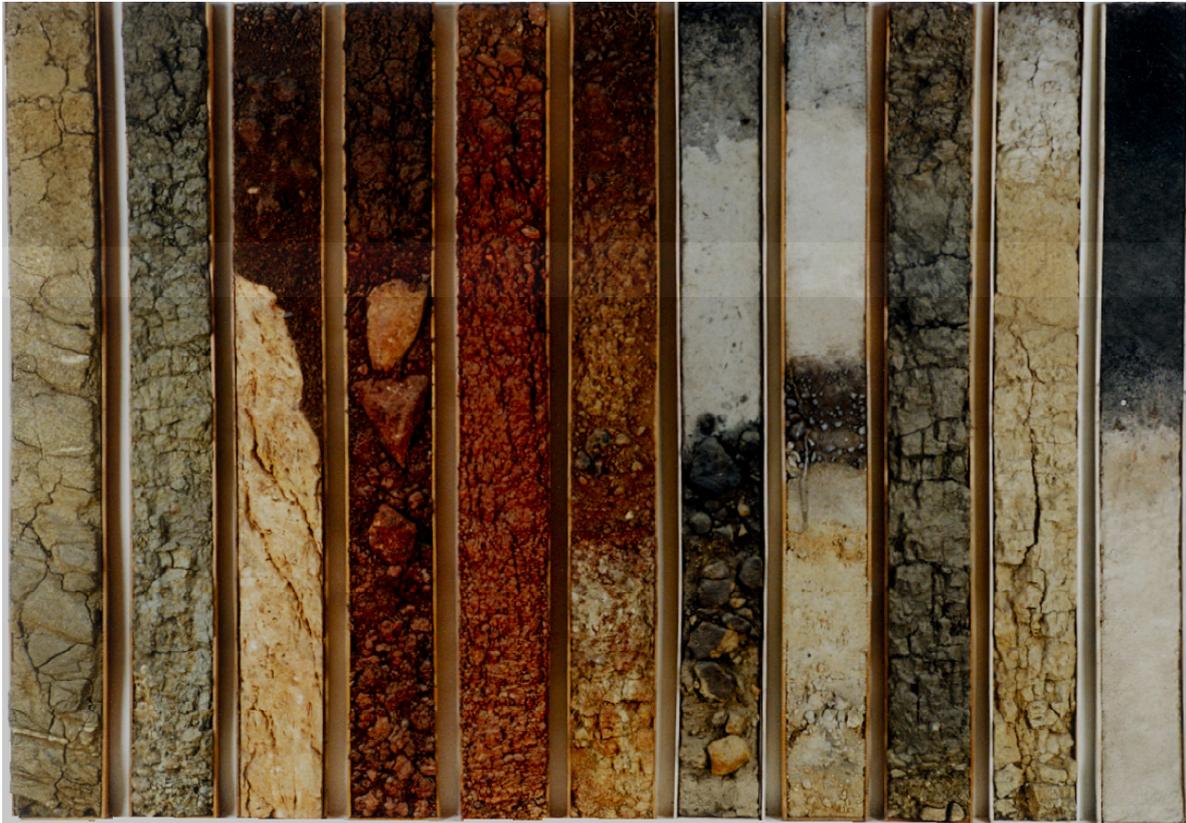


Instituto Superior de Agronomia

FACTORES E PROCESSOS DE EVOLUÇÃO DOS SOLOS



Manuel A. V. Madeira & Rui Pinto Ricardo

2012

NOTA PRÉVIA

O presente texto foi elaborado com o intuito de constituir um meio de suporte ao estudo de matérias constantes do programa da unidade de crédito Génese e Qualidade do Solo, bem como de outras unidades cujo programa inclui a abordagem dos factores e processos de formação de solos. O texto não dispensa, porém, a consulta de bibliografia indicada para aprofundamento de algumas matérias nele tratadas.

Uma vez que se tem mantido para as lições de Génese e Qualidade do Solo a maior parte da estrutura respeitante à segunda parte das matérias de disciplinas anteriores (Pedologia e Conservação do Solo e Pedologia II), pensou-se em organizar o presente texto a partir da estrutura do texto “Génese e Evolução dos Solos” - elaborado por Rui Pinto Ricardo no ano lectivo de 1970/71 - e que, desde então, serviu em boa parte de base ao ensino dos aspectos gerais de Génese e Formação do Solo no Instituto Superior de Agronomia.

Os presentes apontamentos correspondem a uma revisão profunda do texto indicado, procurando-se com eles actualizar os conceitos científicos que entretanto sofreram mais marcada evolução e, ao mesmo tempo, simplificar matérias que parecem evidenciar maior complexidade e hermetismo na respectiva apresentação. Além disso, no presente texto tem-se em consideração a evolução dos sistemas de classificação ou sistematização de solos que nas últimas décadas tem sido alvo de profundas modificações.

1. GÉNESE DO SOLO

1.1 - INTRODUÇÃO

O solo, no conceito pedológico, é um corpo natural da superfície terrestre, independente e dinâmico, resultante da acção cumulativa dos factores **clima, organismos** (vegetais e animais), **rocha-mãe, relevo e tempo**, designados conjuntamente por factores pedogenéticos ou factores formação do solo. Entre estes factores considera-se também, frequentemente, o homem, uma vez que, pelas acções directas ou indirectas exercidas nos ecossistemas, pode afectar de forma mais ou menos marcada as características e evolução dos respectivos solos.

Entende-se por génese do solo ou pedogénese o modo de formação dos solos, os quais, com excepção dos de natureza orgânica, têm a sua origem, necessariamente, nas rochas que constituem a litosfera. A génese de um solo identifica-se, como é compreensível, com a diferenciação do respectivo perfil pedológico e reflecte claramente a acção integradora do clima e dos organismos sobre as rochas, acção que se faz sentir ao longo do tempo e que, em certa medida, está condicionada pelo relevo do terreno.

A rocha-mãe (ou o material originário, em certos casos) representa o tempo zero de diferenciação do solo. Sujeita a acções físicas, químicas e biológicas, a rocha sofre profundas transformações, as quais se vão tornando progressivamente mais evidentes com o decorrer do tempo. Nas fases mais iniciais da sua individualização, o perfil pedológico apresenta apenas um esboço de horizontes, determinando solos com características ainda muito próximas das da rocha-mãe (solos incipientes ou pouco evoluídos); posteriormente, em resultado da persistência daquelas acções e de outros processos, o perfil acaba por atingir pleno desenvolvimento, distinguindo-se nele horizontes nitidamente expressos, como é típico dos solos ditos evoluídos. O grau de evolução dos solos pode assim definir-se a partir da natureza dos horizontes que constituem o perfil, manifestando-se a sua expressão segundo a ordem: (A) C < AC < A(B) C < ABC.

Nas considerações que se seguem sobre a génese e a evolução do solo, faz-se em primeiro lugar uma análise dos factores de formação do solo (referindo conjuntamente os aspectos evolutivos com eles relacionados), definem-se em seguida os processos gerais da pedogénese e, finalmente, discutem-se os diversos processos pedogenéticos. Ao longo do presente texto, em correspondência com os processos pedogenéticos respectivos, referem-se características essenciais dos principais Grupos de Referência de Solos do mundo, segundo a

World Reference Base for Soil Resources (2006) - o sistema de correlação universal de solos adoptado pela *International Union of Soil Sciences*. Embora este sistema não seja considerado um sistema de classificação propriamente dito, justifica-se a caracterização dos solos que nele se enquadram, em virtude de tais solos figurarem cada vez mais na literatura pedológica nacional e internacional.

1.2 - FACTORES DE FORMAÇÃO DO SOLO. CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE A EVOLUÇÃO DO SOLO

O solo é a integração de todos os factores pedogenéticos e, de acordo com Dokutchaiev¹, fundador da Pedologia, pode representar-se pela seguinte equação, conhecida por *equação geral dos factores de formação do solo*

$$\mathbf{S} = \mathbf{f}(\mathbf{cl}, \mathbf{o}, \mathbf{r}, \mathbf{p}, \mathbf{t})$$

em que:

cl - Clima

o - Organismos

r - Relevo

p - Rocha-mãe

t - Tempo

Dokutchaiev não considerou esta equação com significado matemático preciso, pretendendo unicamente referir com ela, de uma forma mais expressiva, a verdadeira natureza do solo. Como é evidente, das variáveis indicadas como independentes somente o tempo **t** é na realidade; todas as outras dependem deste factor e apresentam certa dependência entre si.

A interpretação da pedogénese pode ser feita em correspondência com solos pertencentes a diferentes níveis de generalização, isto é, relativamente a unidades pedológicas variando desde categoria taxonómica baixa a categoria elevada. Como é lógico, no caso de solos ao nível das unidades taxonómicas inferiores, todos os factores pedogenéticos influirão em grau aproximadamente igual na revelação dos caracteres diferenciadores; todavia, não sucederá o mesmo quando se considerem solos de unidades de nível elevado, nomeadamente os solos correspondentes aos diversos tipos genéticos que se distribuem à superfície do Globo. As

¹ VASILII VASIELEVICH DOKUTCHAIEV (1846-1903). Cientista russo. Cursou Mineralogia e Geologia na Universidade de S. Petersburgo, da qual foi professor de Mineralogia. As expedições geológicas que fez no início da sua carreira puseram-no em contacto com os solos, a cujo estudo acabou por se dedicar exclusivamente. As suas publicações neste sector começaram a aparecer em 1877, datando do 1883 o seu trabalho de maior projecção – *Tchornoziom da Rússia*.

considerações que serão feitas neste capítulo dizem essencialmente respeito, sempre que nada se mencione, ao segundo aspecto referido.

O clima tem sido considerado por muitos autores como o factor dominante na formação dos solos – aquele factor que imprime aos solos as características diferenciais mais salientes. Sem menosprezar o papel do clima, deve ter-se presente que não é válido aceitar, para toda e qualquer situação, determinado factor como o mais importante, pois o que na realidade conta na formação dos solos é a acção conjugada de todos os factores, como indica a equação anterior, e não cada factor isoladamente. O aspecto sem dúvida relevante diz respeito ao tipo de ambiente pedogenético que resulta da conjugação dos vários factores de formação, pois em resultado das interdependências existentes determinado ou determinados factores podem evidenciar acção menos marcada do que a correspondente à intensidade com que actuam.

Um certo tipo de solo corresponde a intensidades específicas dos factores de formação e a determinadas relações entre eles. Quaisquer variações numas e noutras, como é natural, far-se-ão sentir nas características do solo. Quando as variações que se verificam são reduzidas, origina-se uma variante do tipo de solo, só resultando um novo tipo quando as variações observadas forem acentuadas.

Os factores de formação do solo foram classificados em passivos e activos. Os factores passivos representam os constituintes que servem de fonte da matéria e as condições do meio que a afectam – rocha-mãe, relevo e idade da superfície (factor tempo); os factores activos correspondem aos agentes produtores da energia e que fornecem os reagentes necessários à formação do solo – clima e organismos. Porém, tal distinção não tem verdadeiro fundamento e é mesmo confusa, pois a rocha-mãe também liberta energia, e, por outro lado, os organismos são ao mesmo tempo fonte importante de matéria. Todos os factores manifestam portanto actividade, embora diversa, sendo deste modo igualmente relevantes.

1.2.1. Clima

O princípio da acção preponderante do clima na diferenciação dos solos, que foi estabelecido por Sibirtzev, principal colaborador de Dokutcháiev, tem sido e continua a ser objecto de controvérsia.

Uma vez que a cada combinação de factores pedogenéticos corresponde determinado tipo de solo, como atrás se salientou e está implícito na própria equação geral dos factores de formação, não se poderá descrever convenientemente a formação do solo na base de uma única variável. Só seria possível responsabilizar exclusivamente o clima pelas características

diferenciais da totalidade dos solos do Globo desde que os restantes factores se mostrassem relativamente uniformes.

O êxito na interpretação climática dos solos da Rússia, assim como os sucessos posteriormente alcançados em diversas regiões, deve-se, evidentemente, ao facto de a rocha-mãe e o relevo não apresentarem grandes contrastes, em importantes extensões do globo terrestre, comparativamente às variações inerentes ao factor clima considerado à escala macroclimática. Particularmente em regiões de acentuada variedade litológica (areias, granitos, basaltos; calcários) e em que o relevo apresenta acentuadas variações, como se verifica em grande parte do nosso País, o clima tem, necessariamente, valor limitado. Em muitos casos, deve ter-se presente, além disso, que o clima geral varia pouco, que há grande complexidade climática ao nível local e que a intervenção humana, modificando fortemente a vegetação, pode ter alterado em certa medida o curso da evolução do solo.

Não havendo grandes variações na natureza da rocha-mãe e no tipo de relevo, é possível verificar-se em apreciáveis extensões do Globo, na realidade, uma distribuição dos solos de acordo com a zonalidade climática. A tais solos atribuiu-se a designação de *solos zonais* - solos evoluídos, reflectindo a influência dos processos pedogenéticos e relativamente independentes da rocha-mãe, ocorrendo em correspondência com as grandes zonas climáticas e cujas características dependem primariamente do clima (Podzóis, Chernozems, Ferralsolos). Embora haja variações de rocha-mãe e de relevo numa dada zona climática (pequenas, necessariamente), a uniformidade dos solos é evidente, considerando estes a nível taxonómico elevado. Em semelhantes condições, existe um estado de equilíbrio entre o solo propriamente dito e a vegetação natural que o caracteriza.

A nível taxonómico inferior, contrariamente ao que se passa na situação anterior, a rocha-mãe e o relevo têm influência mais ou menos marcada nas características dos solos. Embora estes apresentem a tendência evolutiva normal da zona climática a que pertencem, por influência de tais factores revelam em geral características diferenciais bastante importantes que leva a distingui-los para essa categoria taxonómica. No seu conjunto, os solos obedecem ao princípio da zonalidade e correspondem, desse modo a um determinado tipo zonal, apesar das diferenças evidenciadas.

A ausência de zonalidade verifica-se sempre que a rocha-mãe e/ou o relevo, pelas suas características muito especiais, determinam condições de evolução diferentes das que caracterizam normalmente o clima da respectiva região. Em tais condições podem também originar-se solos evoluídos mas, evidentemente, diferentes do tipo zonal a que se encontram associados. Tais solos têm sido designados por *solos intrazonais*, definindo-os como solos

evoluídos resultantes da actuação de processos pedogenéticos (tal como os zonais), mas em que a evolução é diferente daquela que seria de esperar para a zona climática em que ocorrem, devido a influências locais como a natureza da rocha-mãe e/ou tipo de relevo (por exemplo, *Solonetz* ou solos alcalizados).

Vem a propósito referir que Sibirtzev considerou ainda, ao nível dos solos zonais e intrazonais, um terceiro tipo (*solos azonais*) para incluir os solos pouco evoluídos, não afectados por processos pedogenéticos, com características próximas das da rocha-mãe, de que são exemplo os *Fluvisolos* e *Arenossolos*.

Embora o princípio da zonalidade tenha indiscutível interesse, as limitações que encerra obrigam a considerá-lo com as necessárias reservas, quer na distribuição geográfica dos solos e na interpretação de muitas das suas características, quer como base de sistemas de classificação de solos. Relativamente a este último aspecto, pode desde já chamar-se à atenção para o facto de que os solos encontrados zonalmente numa região podem existir intrazonalmente noutras, e, assim, é-se obrigado a classificar-se o mesmo tipo do solo umas vezes como zonal e outras como intrazonal.

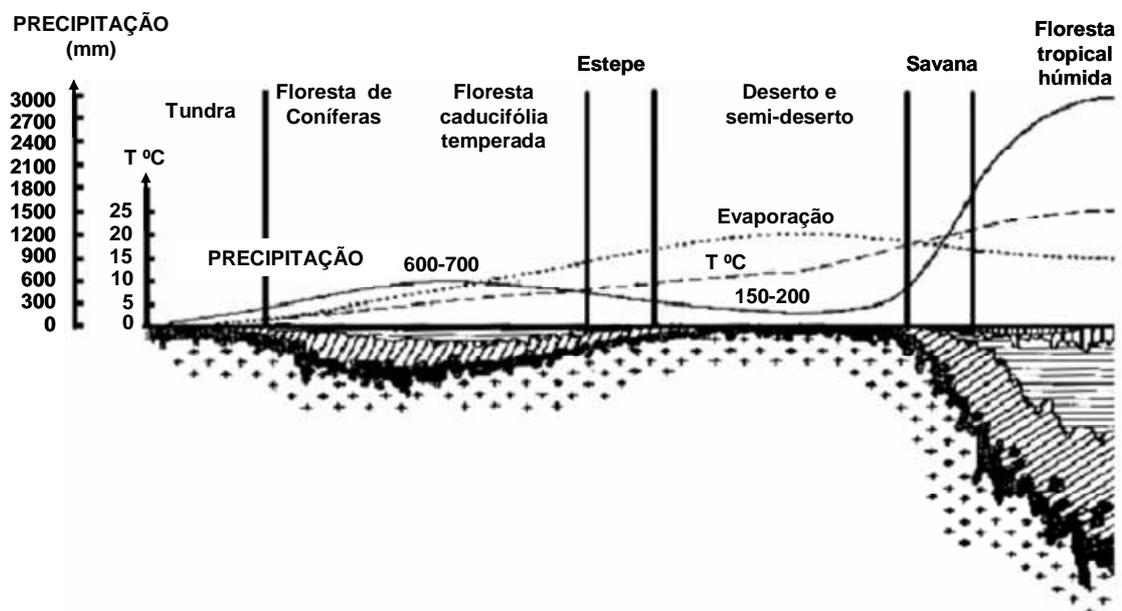


Figura 1 – Variação da precipitação e temperatura médias anuais em diferentes latitudes (regiões bioclimáticas) do Globo e variação esquemática da profundidade de alteração.

O efeito do clima faz-se sentir principalmente através dos regimes de temperatura e de precipitação. Da precipitação e da evapotranspiração depende a humidade do meio e, conseqüentemente, a natureza e a intensidade das reacções e processos responsáveis pela alteração das rochas e transformação da matéria orgânica e pelos processos de migração. Quanto à temperatura, influencia a velocidade das diversas reacções e afecta, assim, a eficiência da precipitação.

É pela conjugação dos regimes térmico e hídrico, definindo a aridez do clima (Figura 1), que este determina o sentido geral de evolução do solo. Com efeito, em clima árido, em que a precipitação ao longo do ano é inferior à evapotranspiração, a alteração é reduzida, a eluviação é diminuta e o perfil desenvolve-se pouco, mantendo-se com grande reserva mineral e elevada riqueza em bases e sais. Em contraste, em clima quente e húmido (por exemplo, tipo equatorial, isto é, com amplitude térmica anual inferior a 5° C), onde a precipitação está associada a temperatura elevada, a alteração é muito intensa, o perfil possui pequena reserva mineral e apresenta-se intensamente eluviado, sendo as bases e os próprios colóides fortemente afectados pela eluviação. Por seu turno, em clima temperado - húmido (por exemplo, tipo mediterrâneo, com precipitação concentrada no período invernal), os processos de alteração têm menor expressão do que no caso anterior. Nos climas temperados frios, onde o período de verão é curto e com temperaturas médias mensais pouco acima dos 10 °C e o inverno muito frio, a baixa temperatura é determinante nos processos de alteração das rochas e de transformação e acumulação de matéria orgânica no solo.

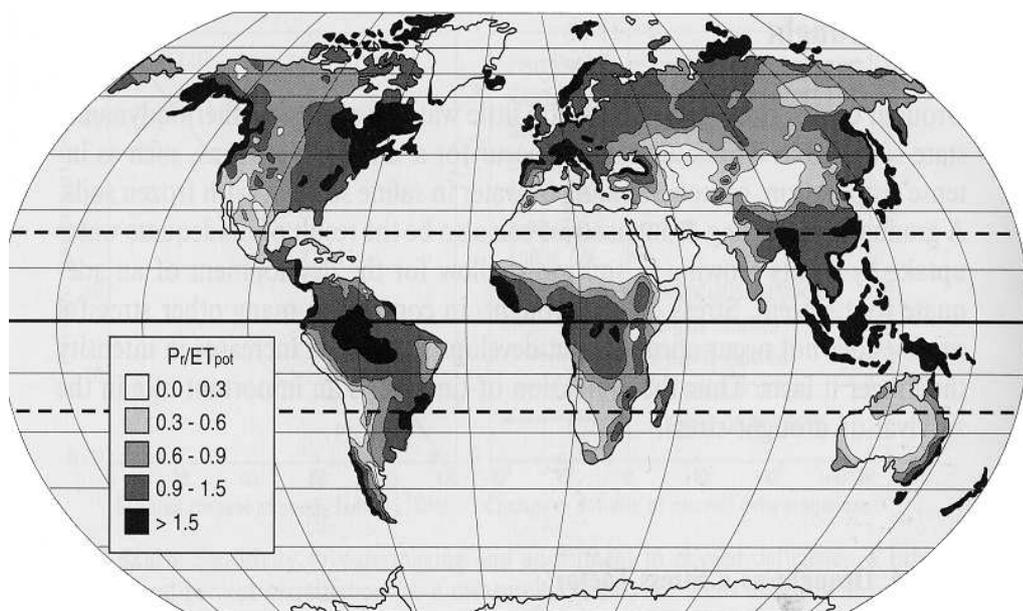


Figura 2- Classificação climática baseada no rácio da precipitação anual/ evapotranspiração potencial regional (P/ETP). Climas **áridos**: P/ETP<0.3; Climas **muito húmidos**, P/ETP>1.5 (UNESCO, 1979).

É fundamental para a diferenciação dos horizontes a quantidade de água que atravessa o material do solo, dado o seu papel nas migrações. Essa quantidade é, evidentemente, função da precipitação mas depende também da temperatura devido à influência que esta exerce na evapotranspiração (Figura 2).

Têm sido estabelecidas várias fórmulas para medir a drenagem interna do solo e poder-se assim definir a lavagem a que ele está sujeito. Entre as fórmulas propostas, que como seria de esperar não conduzem a resultados perfeitamente concordantes, pode indicar-se a devida a Aubert e Hénin (1945), que é uma das mais utilizadas:

$$D = \frac{\alpha \gamma p^3}{1 + \alpha \gamma p^2}$$

sendo

P - pluviosidade em metros;

Y - coeficiente, função da temperatura média anual do ar, dado por

$$\gamma = \frac{1}{0,15T - 0,13 + \alpha \gamma p^2}$$

(T exprime-se em °C)

α - coeficiente que depende da natureza do material, variando entre 0,5 e 2,0 (0,5 - materiais argilosos compactos, pouco permeáveis; 1,0 - materiais predominantemente limosos; 2,0 - materiais arenosos, muito permeáveis).

De acordo com esta fórmula; tem-se que a contribuição da água da chuva para a drenagem interna do solo é relativamente tanto maior quanto mais elevada for a queda pluviométrica. Para a temperatura anual de 10°C, por exemplo, uma precipitação de 100 mm determina em materiais arenosos uma drenagem interna correspondente apenas a cerca de 1,5 mm, enquanto que a uma pluviosidade de 1.500 mm corresponde uma drenagem de cerca da 1.150 mm. Em relação à temperatura, verifica-se que o seu efeito na redução da drenagem é bastante acentuado – no segundo caso considerado, passando a temperatura média anual de 10 a 25 °C, a drenagem diminui de 1.150 para cerca de 850 mm.

Os valores utilizados, para interpretação do efeito pedogenético do clima, são em geral as médias anuais. É certo que se obtêm indicações interessantes sobre o sentido da evolução do

solo, mas nem sempre essas indicações são suficientes. Convirá conhecer médias mensais ou, pelo menos, estacionais para se poder definir melhor a influência do clima sobre a gênese do solo. A título de exemplo pode referir-se que consoante a precipitação se concentra sobretudo no Inverno ou no Verão, como sucede nos regimes mediterrânico e em geral nos continentais, respectivamente, uma mesma precipitação anual conduz necessariamente a resultados diferentes. No regime continental pode não haver lavagem ou ela ser relativamente pequena, dado que a evapotranspiração se sobrepõe à precipitação; no regime mediterrânico, pelo contrário, a lavagem estará favorecida porque sendo reduzida a evapotranspiração no período invernal verificar-se-á drenagem interna apreciável. Finalmente, deve ser tida em consideração a variabilidade interanual da precipitação; por exemplo na Tapada da Ajuda a precipitação anual pode variar entre cerca de 400 e 1200 mm.

Um outro aspecto que interessa ter também em conta na apreciação dos efeitos implícitos nos parâmetros deduzidos dos dados climáticos é, sem dúvida, a particularidade da topografia tanto ao nível de relevo como de microrrelevo. A drenagem externa pode conduzir em áreas limitadas, sujeitas ao mesmo clima, a um excesso significativo de percolação de água em solos de pequenas depressões relativamente a solos de zonas vizinhas ligeiramente sobrelevadas, e assim haver uma diferenciação de solos que à primeira vista podia parecer difícil de compreender. Sob clima árido, nestas condições, podem desenvolver-se solos em locais restritos manifestando uma lavagem que não seria de esperar, nomeadamente solos apresentando horizonte argílico.

Interessa salientar, na sequência destas considerações e estando implícito nelas, que, em boa verdade, o que realmente conta para a pedogénese é o clima do solo ou pedoclima. Em condições normais, o pedoclima pode identificar-se com suficiente aproximação com o clima (ou microclima) da região e, desse modo, os solos apresentarão evolução concordante com tal clima. Um desvio maior ou menor dessa evolução geral operar-se-á sempre que o clima do solo seja mais ou menos alterado por influências locais, muito principalmente por influência do relevo e/ou da rocha-mãe. Assim, na Soil Taxonomy (2006) as condições de humidade e temperatura do solo são características intrínsecas do mesmo, considerando-se especificamente o regime térmico e hídrico do solo que ocorre em 60% dos anos.

Os regimes térmicos dos solos, a 50 cm de profundidade, baseiam-se na temperatura média anual do solo, temperatura média no verão e a diferença entre a temperatura média do verão e do inverno. São consideradas as seguintes categorias: pergéllico (temperatura média anual – TMA - do solo inferior a 0°C), frígido (TMA entre 0° e <8°C), méxico (8°C e <15°C),

térmico (TMA entre 15 e 22°C) e hipertérmico, em que a TMA é igual ou superior a 22°C. Também se utiliza o prefixo iso (por exemplo, isomésico) para as categorias em que a diferença entre a temperatura média do solo em Junho Julho e Agosto e a média de Dezembro, Janeiro e Fevereiro é inferior a 5°C.

Quanto ao regime hídrico consideram-se na Soil Taxonomy (2006), a partir de dados de balanços hídricos, os regimes áquico (solos saturados com água durante período suficiente para que existam condições de redução quando a temperatura do solo é superior a 5°C), hiperúdic (a precipitação excede a evapotranspiração em todos os meses do ano), údic (o solo está seco menos do que 90 dias consecutivos), ústico (o solo está seco mais do que 90 dias consecutivos), arídico (o solo encontra-se seco pelo menos durante metade da estação de crescimento e húmido menos de 90 dias consecutivos) e xérico (inverno frio e verão seco, como é característico das áreas mediterrâneas).

Ao observar um indivíduo-solo, há tendência para interpretar a sua génese com base nas características do clima actual sob que ocorre. Os solos que se distribuem à superfície do Globo, na sua maior parte, começaram a diferenciar-se há largos milhares de anos, e, dado que a Terra tem estado submetida à influência de ciclos climáticos, pode muito bem suceder que muitos deles tenham sofrido na sua formação e evolução a influência de climas diferentes daqueles sob que se encontram. Não há dúvida que ao pensar no clima como factor pedogenético se deve considerar o clima actual e outros possíveis climas anteriores que tenham contribuído para a diferenciação do solo. Há todo o interesse em saber, quando se estuda um solo, se todas as características que este apresenta são apenas actuais ou se são total ou parcialmente herdadas de outras condições climáticas. Tendo em atenção as variações climáticas, é evidente que além de *solos actuais*, isto é, solos que só reflectem na sua génese a acção do clima que hoje se conhece, poderemos encontrar solos com uma pedogénese mais ou menos complexa, determinada pela acção de diferentes ciclos climáticos - os *solos poligenéticos* e os *paleossolos*.

Os solos poligenéticos, também conhecidos por *solos policíclicos*, são solos que além de caracteres resultantes da acção do clima actual apresentam, igualmente, caracteres herdados de um ou vários ciclos climáticos passados, estes tendo actuado sucessivamente e exercido cada um a sua influência na diferenciação do perfil. As fases climáticas correspondentes a diferentes pedogénese podem ter sido muito ou pouco espaçadas no tempo. Como exemplo típico destes solos podem indicar-se os desenvolvidos em França a partir dos depósitos eólicos antigos (formações limosas) nos quais se distingue uma gleização herdada das fases glaciares e, sobrepondo-se a ela, um processo recente de lavagem.

Os *paleossolos* são solos antigos, apresentando apenas características resultantes de anteriores ciclos climáticos e ocorrendo em correspondência com antigas formas de relevo. Podem constituir relíquias ou estar soterrados. Os *paleossolos relíquias* são os que ocorrem em correspondência com antigas superfícies, mantidas preservadas na actual forma de relevo, não tendo, assim, sofrido erosão ou soterramento. São portanto solos que se encontram actualmente em condições climáticas diferentes daquelas sob que se formaram e cujas características são totalmente herdadas; podem estar a experimentar uma lenta e imperceptível evolução de acordo com o clima actual, mas a natureza do material que os constitui pode contrariar de forma mais ou menos intensa essa evolução. Tal é o caso de Ferralsolos observados por Ricardo et al. (2004) em regiões de Angola com clima seco (nomeadamente na região de Luanda). Os *paleossolos soterrados* correspondem a situações de aluvionamento mais ou menos espesso de antigas superfícies. São solos removidos de todas as condições ambientais em que se formaram, mas que mantêm as suas características originais.

Como se depreende das considerações feitas, um solo pode apresentar perfil mais ou menos complexo. Sucede assim, com efeito, sempre que actuam várias fases pedogenéticas. A complexidade atinge no entanto o seu máximo se entre as diferentes pedogéneses tiverem actuado processos de erosão e de aluvionamento. Por vezes a evolução do solo é de tal modo complexa que a sua interpretação genética pode tornar-se muito difícil ou mesmo apenas conjectural.

1.2.2. Rocha-mãe e material originário

Designa-se por rocha-mãe a rocha, consolidada ou móvel, que dá origem ao solo. O material não consolidado do qual o *solum* se forma recebe o nome de *material originário*. Este representa, portanto, o estágio inicial do solo e corresponde, no caso dos solos minerais, à totalidade ou parte superior do *rególito*, assim designado o manto não consolidado resultante da meteorização mais ou menos intensa das rochas.

O material originário pertence normalmente a um dos seguintes tipos gerais: 1) material formado *in situ* por meteorização de rocha-mãe consolidada; 2) material diferenciado *in situ* a partir de rocha móvel; 3) material diferenciado *in situ* a partir de rocha móvel, tendo sofrido há relativamente pouco tempo transporte mais ou menos extenso e deposição, caracterizando-se por não ter sido grandemente modificado pelos factores de formação do solo ou então por se encontrar já em pleno processo de modificação; 4) depósitos orgânicos. É evidente que, no

segundo caso referido, o material originário se confunde com a rocha-mãe; no terceiro não se poderá propriamente falar de rocha-mãe, pois normalmente ela é desconhecida; no último caso não existe mesmo rocha-mãe.

De acordo com a maneira como foi transportado e depositado o material originário inorgânico de natureza não sedentária pode classificar-se nos seguintes tipos principais:

Coluvional	Destacado em zonas sobrelevadas e transportado para pontos de cota inferior, onde se deposita, principalmente devido à acção da gravidade;
Aluvional	Transportado pela água (ou em parte do trajecto também por gelo) depositando-se o do primeiro tipo nas margens dos cursos de água (em períodos de inundações), o do segundo tipo nos oceanos e o do último tipo nos lagos;
Marinho	
Lacustre	
Eólico	Transportado e depositado pelo vento;
Glaciar	Transporte e deposição pelo gelo.

Quando o material originário se formou *in situ* (a partir de rochas cristalofílicas) apresenta características bem definidas, e os constituintes coloidais entretanto originados são na sua totalidade de neoformação e encontram-se em estreita dependência das condições de meteorização.

No caso do material originário já ter experimentado um ou vários ciclos de meteorização, transporte e deposição, como sucede com o proveniente de rochas sedimentares e com os outros tipos de materiais, a sua natureza é mais ou menos complexa e muitos dos constituintes coloidais que o compõem podem ter-se eventualmente formado num clima diferente daquele sob que se encontram. Nestas condições, os solos podem apresentar muitas características herdadas, inteiramente estranhas aos processos genéticos a que se encontram sujeitos.

É de salientar que, em casos complexos, o perfil do solo pode muito bem ter-se diferenciado, em toda a sua espessura, de material com uma origem mista. Outra hipótese, é ter-se formado inferiormente a partir de um material e superiormente de outro, observando-se então uma descontinuidade litológica.

Na generalidade dos solos, seja qual for a sua origem, a porção superficial apresenta normalmente maior ou menor quantidade de materiais estranhos ao material originário em resultado de importações que se processam todos os anos por intermédio da deposição húmida e seca em resultado da circulação geral da atmosfera.

A influência da rocha-mãe nas características dos solos é particularmente evidenciada quando se consideram as Unidades-solo do mais baixo nível taxonômico, mas também se pode manifestar com maior ou menor intensidade a nível superior, em correspondência com as grandes zonas climáticas, como sucede nos solos azonais e em muitos dos solos ditos intrazonais. Sobretudo no que respeita a regiões de clima temperado, em que a meteorização se caracteriza por baixa intensidade, pode afirmar-se que a influência climática se atenua em favor da natureza do material originário.

A rocha-mãe influencia o solo por intermédio de todas as suas características, quer físicas quer químicas. Na grande maioria das situações, no entanto, parece que as características físicas têm importância relativamente maior, sobretudo a permeabilidade uma vez que dela depende a circulação da água e do ar e, portanto, em certo grau, também a intensidade dos processos químicos e biológicos e a translocação de constituintes, que estão na base da diferenciação do perfil.

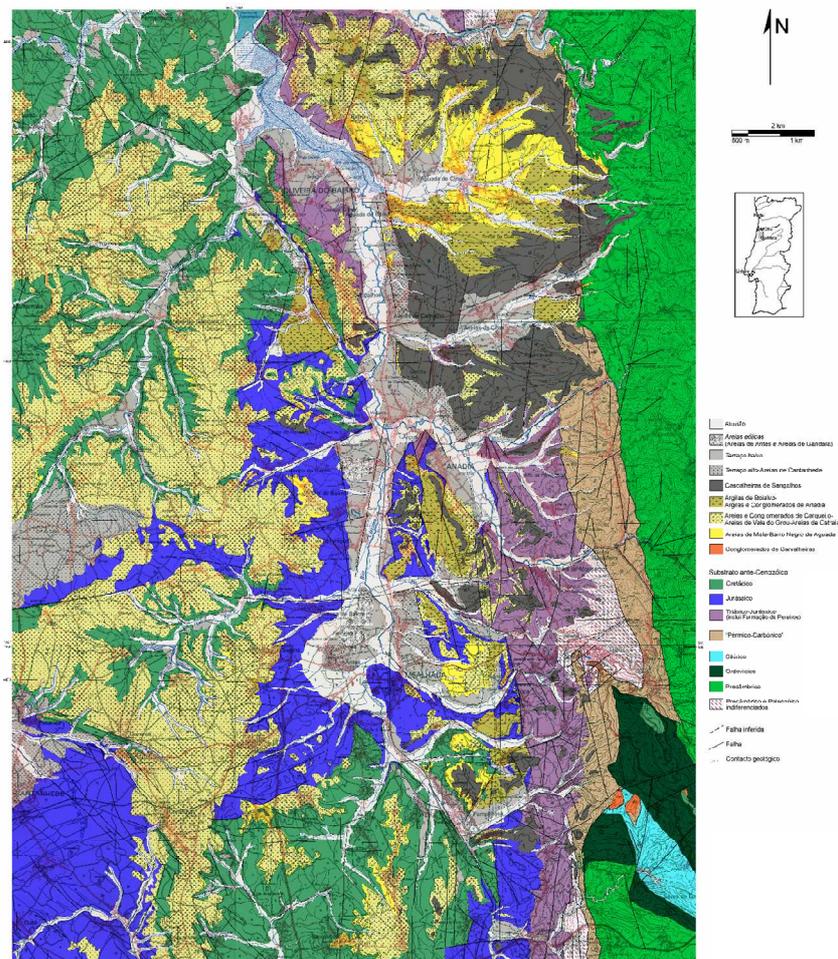


Figura 3 – Carta Geológica da Bairrada, indicando uma grande diversidade de formações, desde as mais recentes (formações aluvionais) até às mais antigas (Précâmbrico e Paleozóico indiferenciados) (extraído de Dinis, 2004)

Uma elevada permeabilidade do material estende até zonas mais secas os solos que se desenvolvem tipicamente em regiões húmidas, pois em tais materiais uma menor precipitação terá capacidade para determinar efeitos de translocação idênticos aos que se verificam normalmente em climas mais húmidos. Em contrapartida os materiais de muito baixa permeabilidade, impedindo os processos de eluviação e determinando por isso apreciável acumulação de bases no meio de alteração, fazem com que a zona de ocorrência de solos típicos de climas secos se alargue para regiões mais húmidas.

No que se refere à composição química da rocha, ela é em certa medida responsável pela natureza do complexo de alteração formado e, como tal, condicionadora do sentido de evolução. Elevada riqueza em bases (principalmente cálcio e magnésio) e uma deficiência em tais constituintes determinam modificações na evolução do solo semelhantes às anteriores. As rochas ricas em bases, e em especial as ricas em calcário, podem evoluir em determinada região como se o clima fosse mais seco; contrariamente, as pobres em bases podem evidenciar em zonas secas efeitos de eluviação próprios de climas mais húmidos.

Relativamente às unidades-solo de mais baixo nível taxonómico, as características da rocha-mãe controlam de facto mais estreita e extensamente as características dos solos, nomeadamente espessura e grau de manifestação dos horizontes, textura e reacção, que são importantes elementos de diferenciação ao nível considerado.

Além da influência directa da rocha-mãe na natureza do solo, deve ainda considerar-se uma influência indirecta exercida através da vegetação, pois esta reflecte em certa medida as características da rocha a que se encontra associada e vai influir na diferenciação do solo pelo teor e tipo de matéria orgânica que origina.

1.2.3. Relevo

O relevo, como factor pedogenético, deve ser analisado do ponto de vista geomorfológico. Procurar-se-á assim, para além da simples caracterização da sua forma actual (sem dúvida com o maior interesse para precisar os mecanismos a que o perfil se encontra presentemente sujeito), reunir elementos da maior utilidade para o conhecimento das condições que terão presidido á formação e evolução do solo.

O estudo geomorfológico, possibilitando uma base interpretativa no que respeita à gênese da paisagem em que os solos ocorrem, facultava valiosa informação para o esclarecimento da origem e do processo evolutivo dos solos em presença. Superfícies que hoje se apresentam aparentemente semelhantes podem corresponder a situações evolutivas assaz diferentes, e, assim, só uma análise geomorfológica de todo o conjunto paisagístico (e não apenas a caracterização local do relevo) permitirá equacionar devidamente o problema.

A informação geomorfológica permite definir mais fundamentadamente a verdadeira proveniência e natureza dos materiais originários, os processos gerais a que os solos se encontram sujeitos, a idade dos solos e, partindo desta, os climas que presidiram à sua formação. Estabelecerá assim, com menos dificuldade, se determinado solo é primário ou secundário, se deriva de materiais bem definidos ou complexos, se as suas características genéticas são herdadas e/ou devidas apenas a neoformações, se se trata de solo actual ou paleossolo.

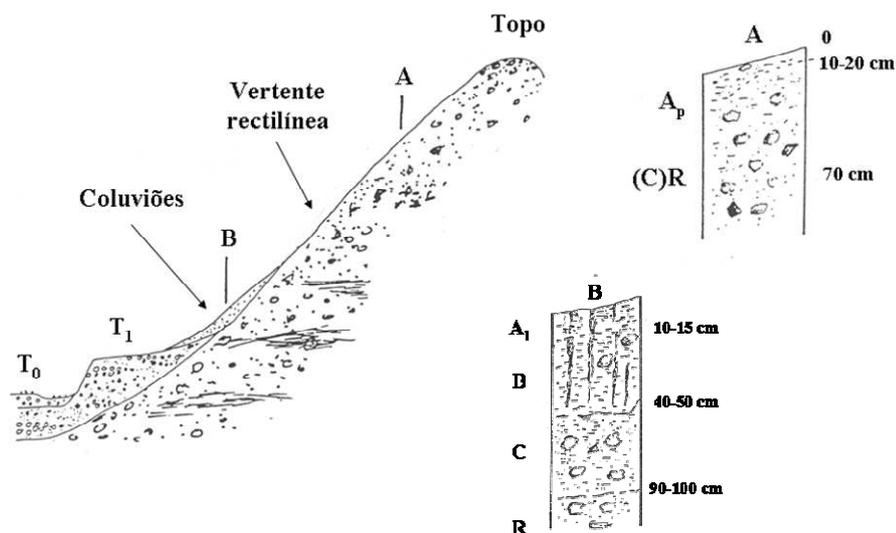


Figura 4 - Representação esquemática do transporte e deposição de materiais numa encosta e sua influência na diferenciação do perfil do solo.

Um importante processo em relação com o relevo, a que os solos estão sujeitos, é a chamada solifluxão, a qual consiste no deslizamento lento, em geral não aparente, de massas de terra ao longo de uma encosta, sob a acção da gravidade, podendo envolver apenas as camadas superficiais do solo ou interessar mesmo espessura relativamente grande do perfil. O processo resulta da momentânea ausência de adesão entre duas partes do perfil, devido ao desenvolvimento de um nível com certa fluidez; depende principalmente da natureza do solo, de congelamento e descongelamento, de humedecimento e secagem. Como consequência, a

solifluxão determina falta de perfeita correspondência genética entre os horizontes superiores e inferiores do perfil ou, se acentuada, pode conduzir à decapitação do solo.

A erosão - erosão como forma natural de evolução do relevo e não como resultado da actividade humana - é outro processo dependente do relevo que afecta fortemente a génese do solo (Figura 4). Actuando intensamente em zonas de declives acentuados, leva à exportação de grandes quantidades de material do solo, impedindo assim que este adquira suficiente espessura na parte superior das encostas - o solo mantém-se, por consequência, em fase de menor evolução, apresentando características muito próximas das da rocha-mãe. Nestas condições, porque a evolução pedogenética é contrariada pela erosão e as características dos solos são essencialmente devidas a ela, aqueles caracterizam-se geralmente por fraca espessura (*Leptosolos*). Contrariamente, situações cujo relevo impeça totalmente a erosão, e em que se verifique mesmo predomínio acentuado de importação de constituintes (bases das encostas), dão origem a solos com características inteiramente dependentes da natureza dos depósitos acumulados (*Regossolos*).

O relevo também influencia a pedogénese através do seu efeito sobre o regime hídrico e térmico do solo. A água que cai no solo tende a perder-se por escoamento superficial nas encostas declivosas e a ficar retida nas zonas depressionárias ou planas. Como consequência, os solos de encosta desenvolvem-se em condições de muito menor humidade, enquanto que os de topografia plana se desenvolvem, frequentemente, em condições de saturação de água e de enriquecimento em bases e sílica (constituintes trazidos em solução das zonas vizinhas sobrelevadas). Para o mesmo clima diferenciam-se assim, a curta distância, uns locais relativamente mais secos e outros relativamente mais húmidos. Quanto à temperatura, verifica-se que ela varia com a exposição e outros factores ligados à topografia, dependendo portanto também desta última a natureza e velocidade das reacções responsáveis pela diferenciação de solo. Em correspondência com o relevo podem assim desenvolver-se pedoclimas específicos e também outras condições contrariando em parte o clima geral da região.

As migrações dependem das condições topográficas por se verificarem direcções preferenciais de movimentos de água, vertical ou obliquamente. As migrações oblíquas estão favorecidas em terrenos com algum declive e conduzem, obrigatoriamente, a diferenças entre solos relacionadas com a sua localização na encosta. Pode dizer-se, de uma forma genérica, que os solos ocupando os pontos de menor cota se enriquecem em constituintes, à custa do empobrecimento dos solos situados superiormente; ao contrário de uns e outros, os solos da

zona média da encosta representam, sob este aspecto, uma condição de equilíbrio, dado que existe compensação entre os constituintes que perdem e os que recebem.

A vegetação varia localmente com o relevo, afectando a evolução do solo não só pela natureza da matéria orgânica formada como também por outras causas, nomeadamente a influência que pode exercer nas condições de temperatura e humidade.

Como se vê, em situações extremas o relevo afecta fortemente a evolução do solo, determinando a formação de solos intrazonais e azonais. Originam-se assim, por exemplo sob clima tropical quente e húmido, cujas condições são típicas do processo de ferralitização, *Vertissolos* em zonas planas depressionárias e solos ferralíticos desenvolvendo-se lado a lado em encostas e cimos de boa drenagem, como é o caso observado na Província da Huíla, na região do Humbe (Angola), em áreas de formações de anortositos (MPA, 1954); também no mesmo clima, nas áreas acidentadas é comum a ocorrência de Leptosolos.

Em tais condições, o relevo domina de forma pronunciada os restantes factores pedogenéticos, opondo-se portanto à manifestação da zonalidade climática. Assim, para que em cada região se desenvolva um *solo zonal*, isto é, para que ele seja representativo do respectivo clima zonal é indispensável que exista um relevo plano a levemente ondulado (designado algumas vezes por relevo normal), de boa drenagem, cuja toalha freática se localize em posição que não afecte o *solum*.

Considerando os solos de unidades de nível taxonómico inferior, é evidente a influência normalmente exercida pelo relevo (incluindo microrrelevo) no desenvolvimento de características diferenciais - espessura de horizonte, cor, teor e distribuição da matéria orgânica, textura. Embora pertencendo ao mesmo tipo zonal, observam-se diferenças mais ou menos acentuadas entre os solos que levam a distingui-los frequentemente com relativa facilidade.

Em algumas regiões, as unidades-solo sucedem-se extensamente em muitas áreas segundo sequências regulares relacionadas com as condições de relevo, sendo uniformes todos os restantes factores de formação do solo. Tais sequências são designadas por topossequências (ou catenas). Convém chamar aqui a atenção para o facto de poderem existir outras sequências além das correspondentes às catenas, nomeadamente as climossequências, litossequências, biossequências e cronossequências. Como as próprias expressões sugerem, trata-se de conjuntos de solos cujas diferenças essenciais resultam principalmente da variação de um factor pedogenético específico (respectivamente clima, material originário, vegetação e tempo), mantendo-se todos os outros constantes.

1.2. 4. Organismos

Num sentido mais amplo é frequente considerar-se como factor de formação do solo o factor biótico, do qual a vegetação é considerada um componente. Os outros componentes são a fauna, os microrganismos e o homem. No entanto, dado que a acção humana é usualmente analisada à parte (muitas vezes mesmo nem considerada) e que a fauna e os microrganismos não têm uma intervenção tão evidente e fácil de apreciar na formação do solo como a vegetação, os quais, aliás, são por ela condicionados de forma mais ou menos marcada, sucede que a vegetação é em geral considerada isoladamente como factor pedogenético, ao lado do clima, rocha-mãe, relevo e tempo

A vegetação influencia o desenvolvimento do solo pelas modificações provocadas no clima, pelo tipo de matéria orgânica que origina, pelo papel que o seu sistema radicular pode desempenhar na translocação de constituintes, assim como em outros processos, e ainda por contrariar a erosão (Figura 5).

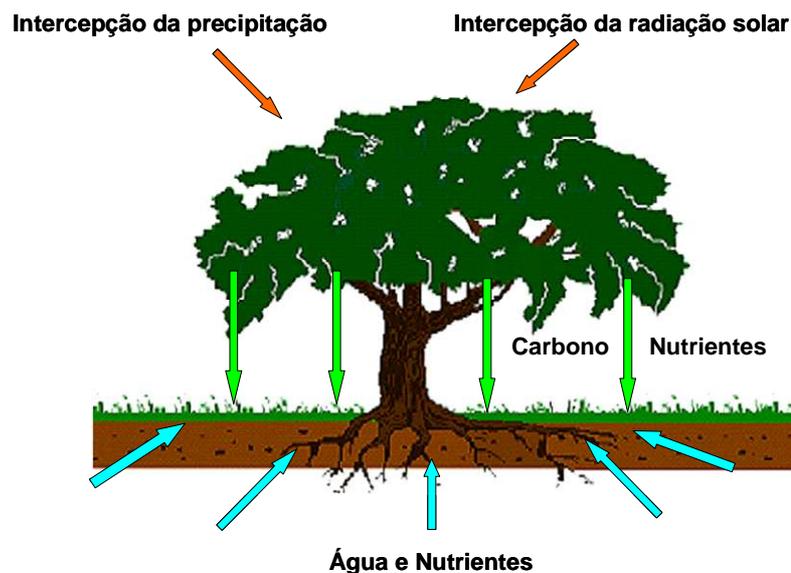


Figura 5 - As espécies arbóreas afectam a formação do solo pela acumulação e tipo de matéria orgânica, pela expansão e actividade do sistema radicular, pelo ciclo de nutrientes e pelas características das soluções.

A vegetação regula a acção dos agentes atmosféricos, determinando condições de microclima e pedoclima com influência marcada no desenvolvimento do solo.

A matéria orgânica, pela maneira como se acumula e evolui, também tem enorme importância para a diferenciação do solo. Como vimos, há diferentes tipos de matéria orgânica, cada um associado a determinada vegetação e com composição e propriedades características, os quais são, necessariamente, responsáveis por acções específicas sobre a pedogénese.

No que respeita ao sistema radicular (muito variável quanto à densidade e à profundidade que atinge), a sua acção pode ser múltipla. Influi intensamente na meteorização por processos mecânicos e físico-químicos; influi igualmente nos processos de translocação e acumulação de materiais ao longo do perfil, devido à acção que exerce na água do solo, na quantidade e concentração de constituintes e na atmosfera do solo.



Figura 6 – Morro resultante da actividade das térmitas (“morro de salalé”), Planalto de Camabatela, República de Angola. (Foto F. Monteiro)

O sistema radicular tem, além disso, uma outra acção muito importante. Absorvendo elementos nas camadas profundas do solo, muito principalmente bases, desempenha papel activo na sua acumulação à superfície. Os elementos acumulados na biomassa das plantas são em grande parte devolvidos ao solo pela decomposição dos resíduos orgânicos respectivos, estabelecendo-se assim, entre a vegetação e o solo, ciclos em bases e de outros constituintes (designados genericamente ciclos biológicos), com o maior interesse para a manutenção do equilíbrio do *solum*. A quantidade e proporção dos elementos que entram no ciclo varia muito com a vegetação e a natureza do material – de uma maneira geral, a floresta de resinosas e toda a vegetação acidófila caracteriza-se por um fraco ciclo de bases, enquanto que a floresta de folhosas se integra num ciclo de bases relativamente rico.

Algumas espécies transmitem particularidades e evolução específica ao solo. Por exemplo, sob a copa do “kauri pine” (*Agathis australis*), na Nova Zelândia, formam-se Podzóis (designados localmente por *basket podzols*) devido à acidez do gotejo e da matéria orgânica

acumulada. A quantidade de solução que atinge o solo devido ao escoamento pelo tronco (*stem flow*) pode ser várias vezes superior à precipitação normal; esta característica e a diferente reacção da solução pode levar a características diferentes do solo. A vegetação, por estes seus variados mecanismos, faz evoluir o solo de uma forma progressiva mas devido a essa evolução ela própria sofre modificações. Resulta assim que a cada estágio de evolução do solo correspondente uma comunidade vegetal típica, definindo-se sucessivas situações de equilíbrio.

Como breve referência, pode recordar-se que os microrganismos desempenham papel activo em toda a bioquímica do solo, em particular na transformação da matéria orgânica, e que, por isso, são igualmente factores importantes da pedogénese.

A fauna, pela sua actividade, também tem influência no desenvolvimento do perfil do solo, podendo mascarar de forma mais ou menos acentuada a migração de argila e ferro e mesmo contribuir para uma diferenciação granulométrica dos horizontes. Devido a acção mecânica, a fauna determina transporte de materiais de uns para outros níveis do perfil, como é vulgar no caso das minhocas, formigas, térmites (Figura 6); além disso, pelo seu papel na decomposição da matéria orgânica e em outros processos, pode modificar muitas propriedades físicas e químicas do solo, nomeadamente a agregação, a porosidade, a permeabilidade ao ar e à água, o teor e a natureza da matéria orgânica e o teor e a proporção de bases troca. Num caso extremo, como foi relatado por Ricardo et al. (2001) no Sueste de Angola (Província de Cuando-Cubango), observou-se mesmo a acumulação de carbonato de cálcio na área de influência das termiteiras. Esta particularidade levou aqueles autores a considerar os Solos Termitecalsiálicos na Classificação de Solos de Angola para enquadrar taxonomicamente a expressão da actividade das térmitas nas características do solo. Também, alguns grandes grupos de solos (Soil Taxonomy, 2006) ou subdivisões de Grupos de Referência de Solo (WRB, 2006) são identificadas na sequência do reconhecimento do efeito da actividade da fauna (principalmente das minhocas) na porosidade e morfologia do solo.

Embora a acção da fauna varie muito com os solos, as espécies e as condições em que estas actuam, a título de exemplo pode indicar-se que um autor russo refere, para a estepe desértica da Ásia Central, em solo cultivado e irrigado, o transporte, para a superfície do solo, de 123 t/ha/ano de materiais de níveis inferiores, devido à actividade das minhocas.

1.2.5. Tempo

As características do solo, como é lógico, estão intimamente relacionadas com o tempo. Um determinado material originário começa a adquirir características inerentes aos solos num intervalo de tempo infinitamente pequeno (dt), pois é imediata a acção dos organismos e da água que se infiltra. Tipicamente, o material só pode ser considerado originário no tempo zero da formação do solo, isto é, quando se deposita ou se desagrega da rocha-mãe.

É evidente que as características pedológicas que se vão fixando no perfil são praticamente imperceptíveis no início da sua diferenciação, só adquirindo expressão ao fim de tempo conveniente. A sua taxa de variação é a princípio muito pequena; aumenta progressivamente com o tempo, e chega a atingir grande valor; a partir de determinado momento começa a diminuir até, praticamente, deixar de se evidenciar variação. As características do solo evoluem, por conseguinte, segundo uma curva sigmoideal (Figura 7); o solo manifesta inicialmente uma fase de desenvolvimento lento, durante a qual as suas características se mantêm próximas das do material originário; passa então por uma fase intermédia de evolução muito rápida, e, finalmente, volta a experimentar lento desenvolvimento, acabando por atingir uma situação de equilíbrio, função do condicionalismo ambiental sob que se encontra.

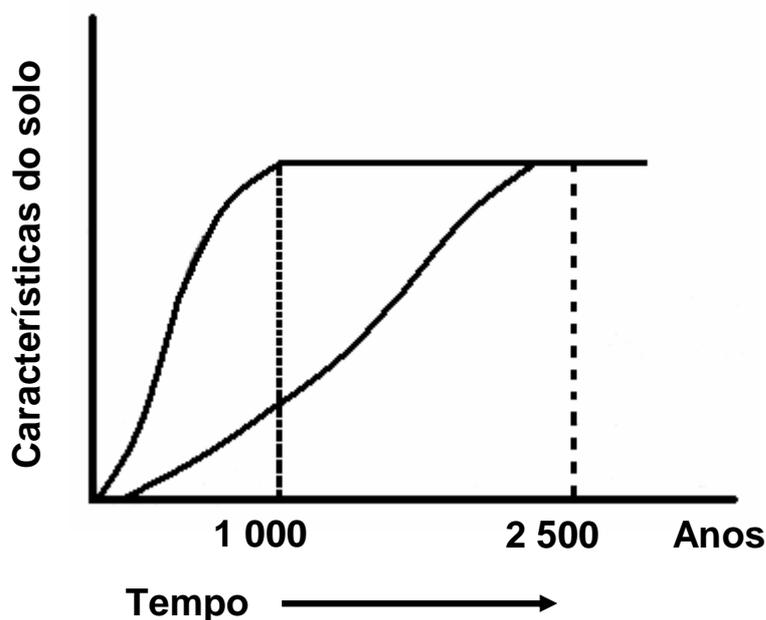


Figura 7 – Representação esquemática da evolução das características do solo em função do tempo

Como frequentemente tem sido afirmado, o equilíbrio atingido pelos solos é de natureza dinâmica e não estática, e, assim, será mais correcto admitir que as reacções inerentes

ao processo a que o solo está sujeito se desenrolam a uma velocidade muitíssimo pequena em vez de pensar que se atingiu realmente um equilíbrio absoluto.

O tempo requerido para um expressivo desenvolvimento das características do solo é bastante variável, como é posto em evidência nas duas curvas da figura anterior, dependendo fundamentalmente do tipo de solo que se considere e, dentro de um mesmo tipo, dos diversos factores pedogenéticos. Por exemplo, a diferenciação do perfil é mais rápida em regiões húmidas e quentes do que em regiões secas e/ou frias; o solo também se desenvolve mais intensamente em materiais originários muito permeáveis do que pouco permeáveis; o relevo, por seu turno, influi igualmente no grau de desenvolvimento do perfil, devido à sua influência na erosão, condições de humidade.

Segundo observações de um autor russo realizadas na fortaleza de Kamenetz (Ucrânia)- obra construída com materiais calcários - 230 anos após o seu abandono (1699) estava diferenciado no cimo de algumas muralhas um solo com cerca de 40 cm de espessura e com características físicas e químicas semelhantes às dos solos ocorrendo na região em correspondência com a mesma rocha.

Na Suécia, observações sobre a evolução de materiais postos a descoberto pela drenagem de um lago em 1796 mostraram que a podzolização, em materiais favoráveis, se tornou perceptível num período de cerca de 100 anos. Os elementos assim reunidos permitiram estimar que um Podzol com horizontes orgânicos de 10 cm, E de igual espessura e horizonte B de 25 a 50 cm precisará de 1000 a 1500 anos para se desenvolver. Conhecem-se no entanto Podzols de características semelhantes, que se admite terem 3000, 6000 ou mesmo cerca de 7000 anos. Duchaufour (1968) considera que em condições excepcionalmente favoráveis um Podzol atinge uma situação de equilíbrio em poucas centenas de anos, necessitando realmente de vários milhares de anos para se desenvolver perfeitamente desde que alguns dos factores pedogenéticos contrariem a podzolização.

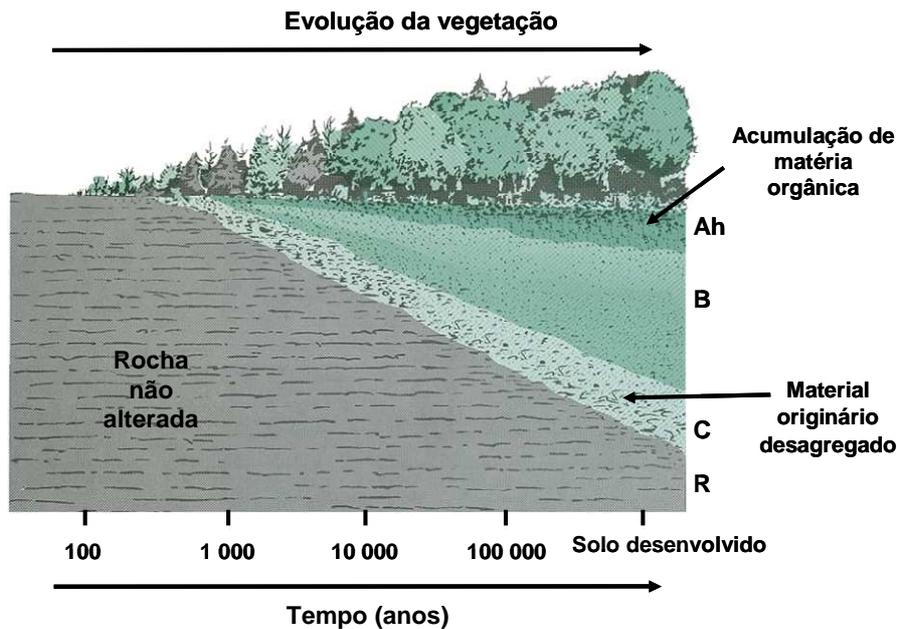


Figura 8 – Representação esquemática da evolução de um solo e da vegetação (adaptado de Brady & Weil, 1999).

Como se depreende das considerações feitas e dos exemplos dados, é inteiramente válido falar-se em idade do solo, o que aliás é lógico uma vez que o tempo se conta entre os factores pedogenéticos. A idade do solo deverá identificar-se, evidentemente, com o tempo que tenha decorrido desde o início da sua diferenciação a partir do material originário.

A idade de um solo pode avaliar-se de forma bastante aproximada recorrendo a um ou vários dos seguintes métodos: 1) cronologia da formação geológica de que o solo deriva; 2) determinação da velocidade de um processo físico-químico, alteração; 3) datação da matéria orgânica do solo pelo ^{14}C ; 4) caracterização do pólen acumulado no solo; 5) estudo de elementos arqueológicos existentes no solo. Neste último caso pode dar-se como exemplo que a presença de materiais arqueológicos encontrados em Solos Ferralíticos da região do Hoque (Província da Huíla, Angola) permitiram concluir que os mesmos se formaram por acção de um processo de reorganização ao longo do Plistocénico médio e superior e teve o seu início no Acheuliano (Ricardo et al., 1980-1981). Também pode dar informações muito úteis para o esclarecimento da questão, o estudo geomorfológico da superfície em que o solo se encontra.

De uma forma bastante controversa, é também correntemente inferida a idade do solo a partir do grau de diferenciação dos horizontes. Atendendo ao desenvolvimento do perfil dos solos, em certa medida reflectindo a influência do factor tempo, têm sido propostas várias expressões de sentido temporal, as quais nem sempre correspondem a designações adequadas para indicar a sua idade: solo jovem, solo imaturo, solo maduro, solo senil.

Um solo é considerado jovem quando possui características relativamente próximas das da rocha-mãe ou do material originário. Corresponder-lhe-á, portanto, perfil AR ou AC. A expressão solo imaturo tem sido em geral aplicada a solos com perfil apenas ligeiramente mais desenvolvido do que o dos solos jovens. Uma vez aplica-se num sentido amplo, isto é, quaisquer que sejam as condições em que esses solos ocorrem; outras, em sentido restrito, referindo apenas aqueles solos cujo perfil não se encontra mais diferenciado por os factores pedogenéticos não terem ainda actuado tempo suficiente. Alguns autores afirmam que devem também considerar-se como solos imaturos os solos já com todos os horizontes expressos mas em que o processo pedogenético ainda não se manifestou em toda a sua intensidade.

Os solos maduros têm sido normalmente considerados como os solos que apresentam perfil completamente desenvolvido e horizontes bem expressos, manifestando tanto maior maturidade quanto maior for o número de horizontes, maior a espessura destes e mais evidente a sua morfologia. De acordo com tal conceito, só se considerarão maduros os solos com perfil ABC, e, mesmo estes, nem todos. Segundo ponto de vista mais extensivo e mais racional, a expressão solos maduros deve sim aplicar-se a todos os solos que se encontrem em equilíbrio com os factores pedogenéticos, o que nem sempre implica a existência de perfil muito diferenciado.

No que respeita ao solo senil, a designação tem sido utilizada em relação a solos cujo perfil atingiu o mais alto grau de diferenciação e em que a meteorização que lhe corresponde foi levada ao máximo de intensidade.

Como se depreende, os termos referidos não podem fornecer, na realidade, indicações consistentes sobre a idade dos solos. Basta ter-se presente que um solo pode apresentar características próximas da rocha-mãe ou do material originário (considerando-se por isso jovem) não por ter iniciado a sua diferenciação há menos tempo do que solos ditos maduros mas sim porque características especiais de rocha-mãe (ou material originário), relevo e/ou clima não permitiram (nem permitirão) o desenvolvimento de um perfil mais diferenciado.

Em boa verdade, essas designações indicam antes estádios de evolução, os quais se encontram condicionados pelo conjunto dos factores pedogenéticos e não são exclusivamente função do tempo. Dada a confusão que podem determinar quanto à idade do solo, uma vez que o seu sentido nem sempre é bem definido e ainda porque não exprimem convenientemente as diferentes fases de evolução do solo, convém pôr de lado tais designações, substituindo-as pelas expressões bem explícitas de solos pouco evoluídos, medianamente evoluídos, muito evoluídos. A esses solos corresponderá, evidentemente, a seguinte sequência de perfis: (A)C → AC → A(B)C → ABC.

Com o tempo, o material originário transformar-se-á em solo pouco evoluído e desenvolver-se-á cada vez mais, tornando-se assim sucessivamente mais evoluído. Nestas condições diz-se que o solo apresenta uma evolução progressiva. Os valores atrás indicados, acerca de idades de solos, referem-se a evoluções deste tipo.

Em certas situações, os solos podem, no entanto, estar sujeitos a uma *evolução regressiva*. Este tipo de evolução pode resultar de duas causas fundamentais – erosão ou modificação da vegetação natural, esta última devido geralmente à intervenção do homem. No primeiro caso é usual designar a evolução por regressão ou rejuvenescimento do solo, pois as características do solo aproximam-se das da rocha-mãe; no segundo caso, por degradação ou nova evolução. A evolução regressiva é muito mais rápida do que a progressiva.

Quando a intervenção humana é de curta duração e a degradação seja de fraca intensidade, conseguindo reinstalar-se a pouco e pouco a vegetação, uma nova evolução progressiva poder-se-á verificar, tanto mais rápida quanto menor tenha sido a degradação. No caso contrário, em solos muito degradados, a vegetação primitiva pode ser definitivamente substituída por uma associação secundária, que se manterá em equilíbrio com o solo degradado, e não haverá, assim, possibilidade de se processar nova evolução. Nestas condições o equilíbrio alcançado torna bastante difícil o restabelecimento da vegetação primitiva, mesmo artificialmente.

1.2.6. Homem

O homem constitui factor não desprezável da formação do solo, muito principalmente devido à sua actividade nos ecossistemas. A conversão do solo natural para a agricultura implica a destruição da floresta e a realização permanente de um conjunto de práticas culturais – mobilizações, fertilizações e correcções, irrigação nuns casos e drenagem noutros – influenciando mais ou menos intensamente nas características morfológicas e físico-químicas do solo (sobretudo nos horizontes superiores) e afectando assim, em certo grau, o desenvolvimento do perfil.

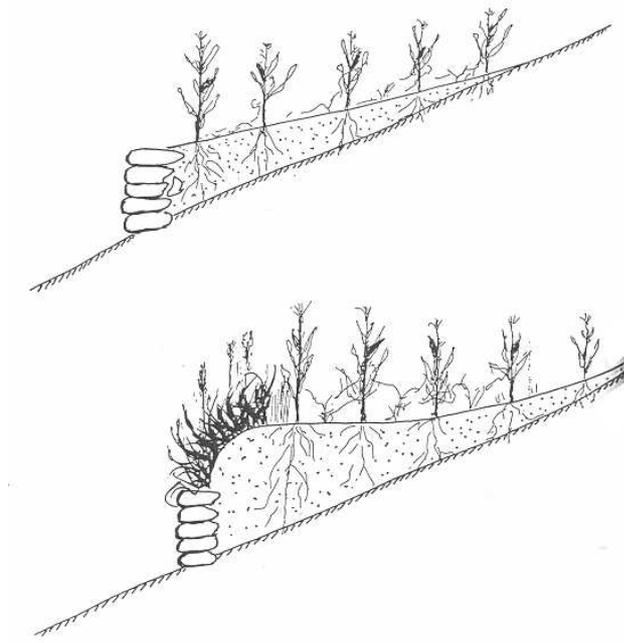


Figura 9 – Através da construção de terraços ou socalcos, o Homem influencia grandemente as características e a evolução do solo.

Logo que se abate a floresta, o solo inicia uma regressão. Por outro lado, as operações de mobilização conduzem à homogeneização de materiais e a outras alterações em certa espessura do perfil, modificando-se características físicas com forte incidência na absorção e circulação da água e portanto nas migrações. Além disso, em situações em que seja preciso regar ou drenar altera-se radicalmente o regime hídrico do solo e, pela aplicação de matéria orgânica, correctivos, fertilizantes, criam-se condições tão diferentes das originais quanto a pH, concentração de bases, que isso altera também fortemente o equilíbrio existente. O sentido de evolução característico do solo natural é assim mais ou menos fortemente afectado, diferenciando-se um perfil cultural em que a características desenvolvidas naturalmente se somam outras resultantes da intervenção humana. A formação de horizontes de diagnóstico *hórtico* e *térrico* (*sensu* WRB, 2006) são testemunhos evidentes da acção do homem na diferenciação do perfil.



Figura 10 - Paisagem duriense: os solos dos socalcos ou terraços são o fruto de intensíssima actividade humana

O homem, note-se, não é sempre factor de evolução regressiva, pois pode muito bem actuar no solo de forma a orientá-lo no sentido de uma evolução progressiva. Consegue tal objectivo, com efeito, quando se socorre de técnicas várias para recuperar solos em que se destruíra a vegetação natural e que, devido a sistemas de agricultura inadequados, se encontravam mais ou menos intensamente degradados.

Deve ainda chamar-se a atenção para o facto do homem, ao determinar no solo uma evolução regressiva, não ter em todos os casos uma acção negativa. Embora o balanço da influência humana sobre o solo se mostre declaradamente negativo, é certo que uma agricultura bem praticada, como a que há muito se efectua na Europa Central, não conduzirá à destruição do solo. Com tal agricultura consegue-se, sim, manter as características favoráveis do solo ou mesmo melhorá-las. Do ponto de vista agrícola, como é lógico, nem a evolução regressiva corresponde em todas as situações a uma evolução num mau sentido, nem a evolução progressiva conduz sempre a solos ideais.

1.3 PROCESSOS GERAIS DA PEDOGÊNESE

A formação de um solo resulta, essencialmente, da acção convergente de quatro processos fundamentais: 1) Meteorização das rochas conduzindo à formação do material originário, o qual se caracteriza por determinado complexo de alteração; 2) Acumulação e transformação da matéria orgânica, provindo esta, principalmente, de vegetação existente; 3) Migração de constituintes do complexo de alteração e/ou da matéria orgânica, de um para outro nível do perfil ou mesmo para o seu exterior, 4) Acções de adição e remoção relacionadas com a deposição atmosférica, o vulcanismo e a mobilidade de material na superfície da crosta.

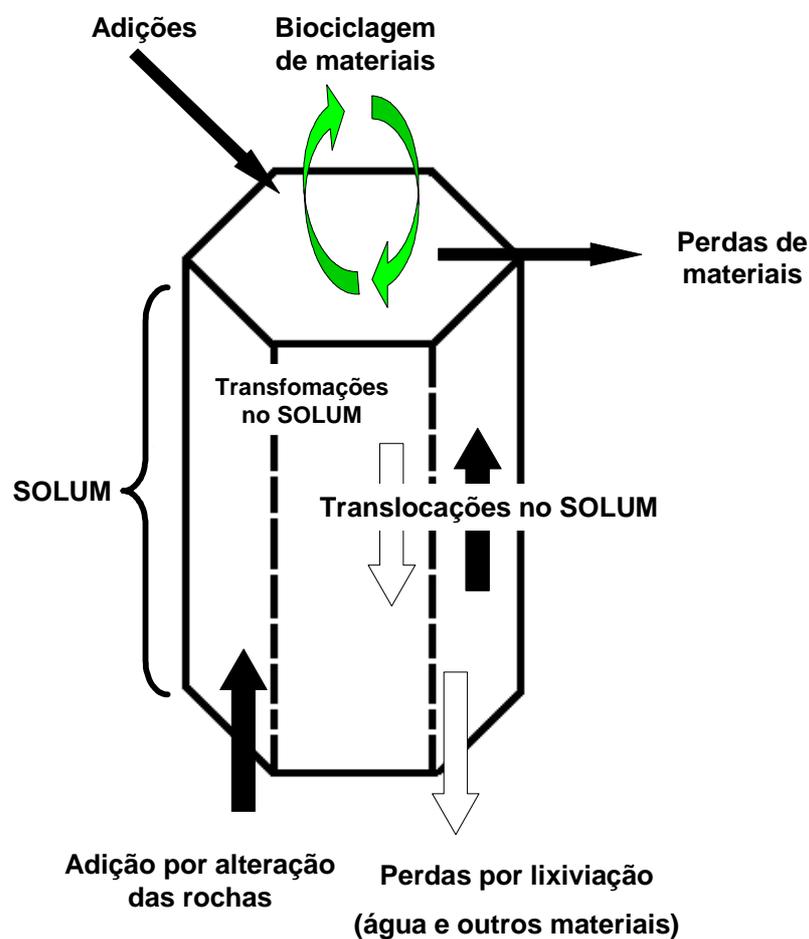


Figura 11 – Representação esquemática dos processos gerais de formação do solo.

Embora, por uma questão de sistematização, os quatro processos fundamentais sejam considerados separadamente, verifica-se que na generalidade dos solos eles actuam em paralelo e se influenciam mutuamente de forma mais ou menos marcada (Figura 11). Com efeito, a vegetação instala-se nas rochas logo no começo da sua meteorização, primeiro em formas

vegetais rudimentares e depois, com o progresso daquela, em comunidades sucessivamente mais complexas. Assim, a matéria orgânica faz sentir a sua acção desde o princípio da meteorização, influenciando esta mais ou menos intensamente e dependendo dela quanto à sua quantidade e características; por outro lado, os produtos de alteração, tanto da parte mineral como orgânica, começam também imediatamente em processo de translocação, activando os processos anteriores e determinando níveis de diferenciação no material meteorizado. O perfil do solo, conseqüentemente, começa o seu desenvolvimento praticamente no início da meteorização, e, portanto, a não ser em situações muito particulares, não se pode pensar na formação de um complexo de alteração à margem da diferenciação do próprio perfil pedológico.

1.3.1 – Alteração das rochas

A alteração das rochas é determinante para a diferenciação do perfil do solo. A alteração fracciona as rochas e minerais, modifica ou destrói as suas características físicas e químicas e permite o transporte de produtos solúveis. Ao mesmo tempo conduz à síntese de novos minerais que são de grande significado para as propriedades e comportamento do solo. A velocidade da alteração e a síntese de novos minerais é em grande parte determinada pela natureza das rochas e minerais constituintes. Assim, do ponto de vista mineralógico, distinguem-se na matéria mineral do solo *minerais primários* e *minerais secundários*.

Os *minerais primários* são os minerais do solo herdados da rocha-mãe. Apresentam-se no solo em grande parte individualizados como resultado da desagregação física da rocha e por isso mais ou menos inalterados na sua composição. Dada a constituição das rochas que formam a crosta terrestre, os minerais primários do solo são quartzo, feldspatos, micas, piroxenas, anfíbolos, olivinas, turmalina, zircão, granadas, epidoto, zoizite. Podem ainda encontrar-se outras espécies mineralógicas, embora com menor frequência, tais como calcite, rútilo, ilmenite, apatite, magnetite. Para uma melhor compreensão da natureza e quantidade de minerais primários no solo, consideram-se de forma resumida os minerais constituintes das rochas e os principais tipos de rochas da crosta terrestre.

1.3.1.1 – Natureza e constituição das rochas

Principais agrupamentos de rochas

As rochas da superfície terrestre são geralmente classificadas como *ígneas*, *sedimentares* e *metamórficas*.

Rochas ígneas

As rochas ígneas são formadas a partir de magma em fusão e incluem rochas como o granito, diorito e basalto (Quadro 1). As rochas ígneas tanto podem ser constituídas por minerais de cor clara (como quartzo, muscovite e feldspatos) como por minerais de cor escura (como a biotite, augite, hornblenda). Em geral os minerais de cor escura contêm Fe e Mg e são mais facilmente alterados. Por isso, as rochas que apresentam cor escura, tais como o gabro e o basalto, são mais facilmente alteradas do que os granitos e outras rochas de cor clara.

Quadro 1 - Principais rochas ígneas e sua relação com a composição mineral e textura (dimensão dos grãos) (Adaptado de Brady & Weil, 1999)

Textura das rochas	Minerais de cor clara (ex. feldspatos, moscovite)		Minerais de cor escura (ex. Hornblenda, augite, biotite)	
	Quartzo			
Grosseira	Granitos	Dioritos	Gabros	Peridotitos Hornoblenditos Piroxenitos
Intermédia	Riolitos	Andesitos	Basaltos	
Fina	Felsitos/obsidiana		Vidros basálticos	

Rochas sedimentares

Os materiais resultantes da desagregação e da alteração das rochas (ígneas, metamórficas ou sedimentares) podem ser transportados pelas águas de escoamento, pelo vento e pelas massas de gelo; os sedimentos resultantes originam novas rochas: as chamadas *rochas sedimentares*. Os materiais transportados pelas águas de escoamento são em parte depositados em bacias inundadas pelos rios, em deltas, bacias interiores e lagos, sendo a sua maior parte transportada para o mar. O vento e o gelo transportam e depositam materiais desagregados das rochas também a distâncias apreciáveis.

As formações sedimentares devidas à acção do vento e dos glaciares são constituídas

sobretudo por detritos transportados mecanicamente, correspondendo às chamadas *rochas sedimentares detríticas*. As formações sedimentares resultantes da acção da água tanto podem ser detríticas como constituídas por substâncias transportadas em solução e em suspensão que são separadas por precipitação química e/ou pela actividade dos organismos e depois depositadas. Em tal caso as rochas sedimentares não têm carácter detrítico.

Os sedimentos de natureza detrítica podem manter-se móveis ou ser consolidados por cimentos de vária natureza (calcário, ferro, silício, argila) e/ou pela pressão devido aos materiais suprajacentes. Por exemplo uma areia quartzosa pode por cimentação dar origem uma massa sólida designada por grés ou arenito; as argilas por compactação originam os argilitos. Entre as rochas sedimentares destacam-se, pela sua importância, os calcários calcíticos e/ou dolomíticos, os arenitos (ou grés), os argilitos e os conglomerados. A resistência de uma rocha sedimentar à alteração é determinada pelos minerais constituintes dominantes e obviamente pelo agente cimentante.

Rochas metamórficas

As rochas metamórficas formam-se por modificações mineralógicas, texturais e estruturais de rochas pré-existentes (ígneas, sedimentares ou metamórficas). Tais modificações podem ser o resultado de acentuadas variações na temperatura e pressão a consideráveis profundidades da crosta terrestre. Tais modificações resultam das forças e energia geradas pelas deslocações e colisões das placas litosféricas e pela intrusão na crosta de massas magmáticas de variadas composição e dimensão. Muitas das rochas metamórficas apresentam recristalização e alinhamento de minerais ao longo de superfícies planares (“foliação”) que podem traduzir-se por texturas xistosas e gnáissicas. As primeiras são holocristalinas em geral de grão fino a médio e as diferentes folhas tem composição semelhante; nas segundas a foliação é em regra mais grosseira e as sucessivas folhas apresentam em geral composição distinta, alternando bandas mais claras e mais escuras constituídas respectivamente por minerais félsicos e minerais máficos. Entre as rochas metamórficas não folheadas destacam-se os mármore (constituídas por calcite e/ou dolomite) e os quartzito (quartzo), ao passo que nas foliadas têm particular representação as ardósias (argilas) e xistos e gnaisses de composição variável. Como referido para as rochas ígneas e sedimentares, também a natureza dos minerais constituintes das rochas metamórficas influencia de modo determinante a sua resistência à alteração química.

Minerais constituintes das rochas

Os dois elementos mais abundantes nas rochas e na fracção mineral dos solos são o oxigénio e o silício. Estes dois elementos combinam-se quimicamente para formar os silicatos - os constituintes essenciais das rochas e solos. A característica chave da estrutura destes minerais é a ligação Si-O, a qual tem um carácter covalente e iónico em proporção semelhante; a ligação Si-O é considerada mais forte do que as típicas ligações metal-oxigénio devido à maior expressão da ligação covalente (a do alumínio é considerada 40 % covalente e 60 % iónica).

A estrutura dos silicatos naturais ou artificiais é determinada pela valência do silício nos materiais sólidos. O ião silício (Si^{4+}) de pequena dimensão (raio iónico de $0,26 \text{ \AA}$), com valência positiva igual a 4, tem uma tendência extremamente acentuada para a coordenação 4 em relação ao oxigénio (coordenação tetraédrica), em que um átomo de Si é assim rodeado por quatro átomos de oxigénio, num arranjo designado por tetraedro de silício, pelo facto da posição dos oxigénios corresponder aos vértices de um tetraedro contendo no seu interior o átomo de silício. Devido à sua dimensão (raio iónico de $0,57 \text{ \AA}$), o ião alumínio (Al^{3+}) pode substituir o ião Si^{4+} nos tetraedros (substituição isomórfica), numa proporção que não excede 50 %. Estes grupos iónicos (os tetraedros) podem ocorrer como unidades separadas ou serem polimerizadas em diversas escalas, partilhando oxigénios apicais, mas nunca faces ou arestas. Os silicatos possuem uma estrutura dominada pelo arranjo tridimensional dos átomos de silício e de oxigénio e dos respectivos tetraedros.

Salienta-se que algumas características dos silicatos estão em correspondência com o comportamento do Al na respectiva estrutura. Devido à sua dimensão o Al apresenta coordenação 4 e 6 com o oxigénio. No primeiro caso o Al^{3+} pode substituir o Si^{4+} nas estruturas, o que implica também a substituição de catiões compensadores de carga (por exemplo, Na^+ por Ca^{2+} , Mg^{2+} por Al^{3+}) com a consequente alteração da composição química do silicato. No segundo caso, o átomo de Al também entra na malha cristalina dos silicatos, mas com coordenação 6, em que o Al^{3+} se situa no centro de um octaedro a coordenar O^{2-} e OH^- .

Os principais tipos estruturais e a composição química dos silicatos das rochas (minerais primários nos solos) estão indicados no Quadro 2. A unidade fundamental da estrutura atómica destes minerais é o tetraedro de sílica (SiO_4^{4-}), o qual pode ocorrer como unidades isoladas, em cadeias simples ou duplas, em folhas ou em estruturas tridimensionais (Figura 12). Cada modo de ocorrência do tetraedro de silício define um tipo estrutural dos silicatos (famílias) nos

minerais primários (Quadro 2), como seguidamente se explica.

(i) **Nesosilicatos.** Os tetraedros de Si apresentam-se como unidades independentes (não havendo por isso oxigénios partilhados entre os vários tetraedros) numa estrutura que inclui catiões metálicos (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+}) e que neutralizam a carga negativa dos tetraedros. Estes silicatos têm a menor razão molar Si/O (0,25) entre os silicatos primários e., por isso, a sua alteração no ambiente do solo é relativamente rápida.

(ii) **Inossilicatos.** Podem conter cadeias simples (piroxenas) e duplas (anfíbolas) de tetraedros de Si em que repetem respectivamente as unidades $\text{Si}_2\text{O}_6^{4-}$ e $\text{Si}_4\text{O}_{11}^{6-}$ com uma razão Si/O da ordem de 0,33 e 0,36. Nas anfíbolas é característica a substituição isomórfica do Si^{4+} pelo Al^{3+} ; tanto nas piroxenas como nas anfíbolas ocorrem vários catiões metálicos bivalentes assim como de Na^+ e Fe^{3+} em coordenação octaédrica com o O^{2-} para ligar as cadeias de sílica entre si.

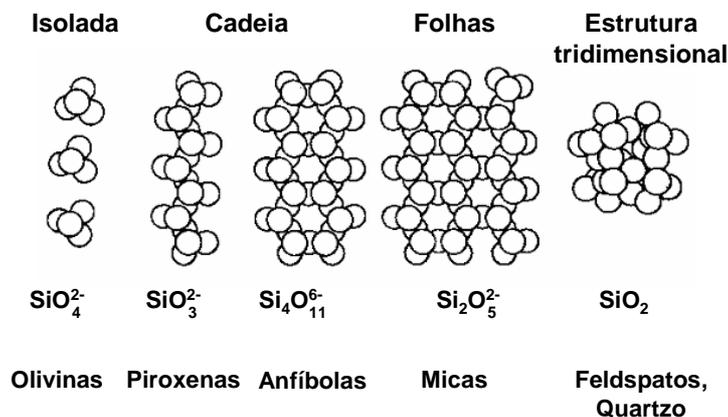


Figura 12 - Principais tipos estruturais de silicatos nos minerais das rochas (minerais primários do solo) (Adaptado de Sposito, 1989)

(iii) **Filossilicatos.** Os minerais primários desta família de silicatos são principalmente micas. Estas são constituídas por duas folhas de tetraedros de silício que envolvem uma de octaedros de catiões metálicos, em que os iões Al, Mg ou Fe coordenam O^{2-} e OH^- . A muscovite e a biotite são as micas mais comuns nas rochas e nos solos. Em qualquer destes minerais o Al^{3+} substitui o Si^{4+} nas folhas tetraédricas, sendo o respectivo deficit de carga compensado pelo K^+ que coordena 12 iões O nas cavidades das folhas de tetraedros, ligando as sucessivas camadas estruturais micáceas.

(iv) **Tectossilicatos** (quartzo, feldspatos): A estrutura atómica do quartzo é uma rede tridimensional contínua de tetraedros de Si partilhando todos os oxigénios. A estrutura dos feldspatos é semelhante, mas difere no facto de alguns tetraedros conterem Al^{3+} em vez de Si^{4+} (substituição isomórfica), para neutralizar o excesso de carga devido à presença de catiões

mono e/ou bivalentes que ocupam as cavidades da estrutura.

Quadro 2 - Famílias de silicatos, respectivo arranjo estrutural e composição química, razão Si/O, grupo aniónico e exemplos de minerais

Família	Arranjo estrutural	Si:O	Anião	Minerais
Nesosilicatos	Tetraedros independentes (Mg Fe) ₂ Si O ₄ Zr(SiO ₄)	1:4=0,25	[Si O ₄] ⁴⁻	Olivinas Zircão
Sorossilicatos	Tetraedros aos pares Ca ₂ Mg Si ₂ O ₇	1:3,5=0,29	[Si ₂ O ₇] ⁶⁻	Akermanite
Ciclossilicatos	Tetraedros em anéis Al ₂ Be ₃ Si ₆ O ₁₈ (Na,Ca)(Li,Mg,Al) ₆ (BO ₃) ₃ (Si ₆ O ₁₈)(OH) ₄	1:3=0,33	[Si ₃ O ₉] ⁶⁻ [Si ₄ O ₁₂] ⁸⁻ [Si ₆ O ₁₈] ¹²⁻	Berílio Turmalina
Inossilicatos	Tetraedros em cadeias Simples -Mg,Fe SiO ₃ (Piroxenas)	1:3=0,33	[Si O ₃] ²⁻	Enstatite
	Duplas-(Mg Fe) ₃ Si ₄ O ₁₁ (Anfibolas)	1:2,75=0,36	[Si ₄ O ₁₁] ⁶⁻	Horneblenda
Filossilicatos	Tetraedros em folhas (Grupo das micas) KAl ₂ (AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂) K(Mg,Fe) ₃ (AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂)	1:2,5=0,40	[Si ₂ O ₅] ²⁻	Muscovite Biotite
Tectossilicatos	Tetraedros em estrutura tridimensional SiO ₂ Si O ₂ → Si ₄ O ₈ → X _x Al _x Si _{4-x} O ₈ K Al Si ₃ O ₈ Ortose, Microclina Na.Al Si ₃ O ₈ Albite Ca Al ₂ Si ₂ O ₈ anortite	1:2=0,50	[Si O ₂] ⁰	Quartzo Feldspatos

Os silicatos primários (minerais primários) aparecem nos solos como resultado da desintegração física das rochas. A relativa resistência de qualquer um dos minerais (silicatos) à alteração química correlaciona-se positivamente com a razão molar Si/O da sua unidade estrutural silicatada fundamental, dado que uma razão molar maior significa menor incorporação de catiões metálicos na estrutura para neutralizar a carga dos grupos aniónicos do mineral. A razão Si/O decresce de 0,50 nos tectossilicatos (quartzo, feldspatos, SiO₂) para 0,25 nos nesossilicatos (olivinas, SiO₄). O decréscimo da razão Si/O é paralela com o decréscimo da resistência à alteração química dos minerais das fracções areia ou limo dos solos.

1.3.1.2. A alteração das rochas e os constituintes minerais no solo

A alteração (meteorização) corresponde à desintegração e transformação dos minerais ou rochas sob a influência dos agentes atmosféricos, organismos e soluções formadas pela água da chuva na camada superficial da litosfera. A meteorização constitui assim uma resposta ou adaptação dos materiais da parte superficial da litosfera quando em contacto com a atmosfera, a hidrosfera e a biosfera.

As várias formas de matéria constituinte das rochas são alteradas e transformadas pela conjugação de processos de destruição e síntese. As rochas e os minerais são destruídos por desintegração física e alteração química. A desintegração física fracciona a rocha em fragmentos e mesmo em areia e limo (geralmente constituídas por minerais primários), sem afectar fortemente a sua composição química. Simultaneamente os minerais são decompostos ou alterados por via química, libertam elementos e materiais solúveis e por síntese originam novos minerais. Os novos minerais (minerais secundários) formam-se tanto por alteração química parcial como por completa alteração dos minerais originais. Durante as modificações químicas a dimensão das partículas decresce sucessivamente e os constituintes continuam a dissolver-se na solução aquosa de alteração. As substâncias dissolvidas poderão ser evacuadas por drenagem ou recombinarem-se em novos minerais (os minerais secundários). Os grupos de minerais que ocorrem nos solos correspondem aos minerais de argila, “óxidos” de Fe e Al e minerais primários resistentes à alteração tal como o quartzo.

As acções físicas e químicas cuja incidência se faz sentir no ambiente de alteração, designadas conjuntamente por factores de meteorização sistematizam-se seguidamente.

Alteração física (desintegração)

As rochas desintegram-se por efeito da temperatura devido às amplitudes térmicas diurnas e sazonais, causando a alternância da expansão e contracção dos minerais constituintes. Como uns minerais expandem mais do que outros, as diferenças de temperaturas criam esforços diferenciados que conduzem ao colapso da rocha. Pelo facto da parte externa das rochas atingir temperatura mais alta ou mais baixa do que a parte interior, a desintegração processa-se frequentemente por exfoliação, o que é sobretudo acentuado quando se forma gelo nos poros, vazios e fissuras das formações rochosas em alteração. A alternância de humedecimento e de secagem constitui outro mecanismo actuante na desintegração das rochas.

A fragmentação das rochas deve-se também às acções mecânicas e de abrasão devidas à circulação da água, do gelo (glaciares) e do vento; as tempestades de poeira e de areia desgastam as superfícies rochosas, contribuindo para a sua sucessiva desintegração. Além disso, as raízes das plantas expandindo-se pelas fissuras e fendas das rochas também contribuem para a desintegração físicas das rochas na superfície terrestre (crusta de alteração).

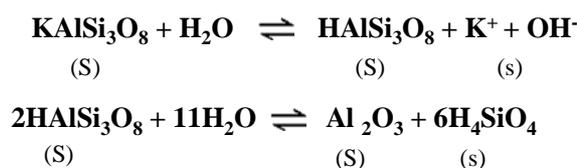
Alteração química

Embora a meteorização química e a meteorização física coexistam e sejam interdependentes, a segunda é sobretudo actuante nas regiões de clima árido ou frio, ao passo que a primeira é muito mais intensa nas áreas de clima quente e húmido. A alteração química é favorecida pela água (omnipresente nos solutos), oxigénio e ácidos orgânicos e inorgânicos resultantes da actividade bioquímica. Estes agentes actuam concertadamente na conversão dos minerais primários (por exemplo, feldspatos, micas, piroxenas, anfíbolos, olivinas) em minerais secundários (minerais de argila, “óxidos” de Fe e Al) e libertam nutrientes para as plantas sob forma solúvel. Seguidamente consideram-se algumas reacções de alteração química (Brady & Weil, 1999).

Hidratação. Moléculas de água ligam-se a um mineral pelo processo de hidratação, de que os óxidos de ferro hidratados são um bom exemplo de produtos resultantes de reacções de hidratação.

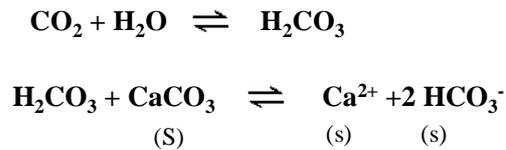


Hidrólise. Nas reacções por hidrólise, as moléculas de água separam-se nas suas partes constituintes – o hidrogénio e o oxidrilo ou hidroxilo – e o hidrogénio muitas vezes substitui um catião numa estrutura mineral. A acção da água sobre um feldspato contendo potássio (microclina) é disso exemplo. O K libertado é solúvel e é objecto de adsorção pelos colóides, absorvido pelas plantas ou removido pela água de drenagem. Do mesmo modo, a sílica é solúvel e pode ser removida lentamente pela água de drenagem ou ser recombinada com outros compostos para formar minerais secundários tais como os minerais de argila.

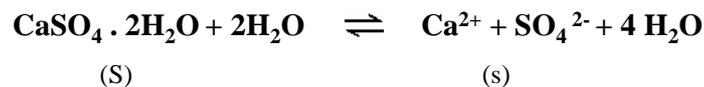


Descarbonatação. A alteração é favorecida pela presença de ácidos devido ao aumento da actividade dos iões de H na água. É o caso do ácido carbónico (resultante da dissolução do

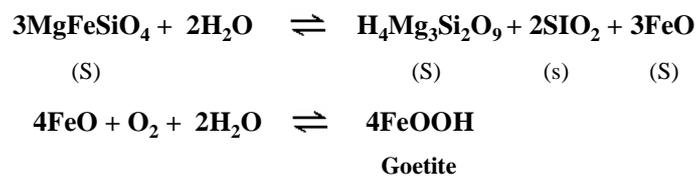
dióxido de carbono na água) que activa a dissolução da calcite dos calcários ou mármore, como se esquematiza em seguida:



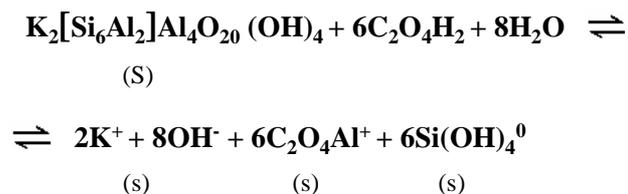
Dissolução. Alguns minerais são dissolvidos pela água por hidratação de cationes e anions até se dissociarem e serem rodeados pelas moléculas de água. A dissolução do gesso em água é disso um exemplo.



Oxidação-redução. Os minerais que contenham Fe, Mn e S são susceptíveis às reacções de oxidação-redução. O Fe encontra-se usualmente nos minerais primários sob a forma ferrosa (Fe^{2+}). Assim, quando as rochas que contêm esses minerais são expostas ao ar e à água o Fe é facilmente oxidado e torna-se trivalente (Fe^{3+}), isto é, sob a forma férrica. Esta oxidação, pela modificação da valência e do raio iónico, destabiliza a estrutura cristalina do mineral. Noutros casos o Fe^{2+} pode ser libertado do mineral e acto contínuo oxidado em Fe^{3+} , como acontece pela hidratação da olivina.



Complexação. A actividade biológica origina ácidos orgânicos tais como o ácido oxálico, cítrico e tartárico, entre outros, assim como grandes moléculas de ácidos fúlvicos e húmicos. Além de produzirem H^+ que acentua a solubilização do Al e Si, esses ácidos também formam complexos com o Al, Fe e Mn da estrutura dos silicatos, removendo-os do mineral, o qual é sujeito a sucessiva desintegração. Seguidamente exemplifica-se como o ácido oxálico forma um complexo solúvel com alumínio libertado da muscovite e, à medida que a reacção prossegue, como a estrutura do mineral é destruída e nutrientes (K) disponibilizados para as plantas. Este exemplo indica que a meteorização das rochas é intensificada pela acção dos organismos.



Os vários processos de meteorização química referidos actuam simultaneamente e tem acção conjugada e interdependente.

A meteorização química depende por um lado de factores intrínsecos (ou factores de capacidade) dependentes do tipo de rocha, nomeadamente a porosidade e permeabilidade, a superfície exposta, a composição e estrutura mineralógica (energia de ligação nos minerais, solubilidade, estabilidade electrostática da estrutura); por outro lado, depende de factores extrínsecos ou factores intensidade que são função do meio em que decorre a alteração, de que se destaca a temperatura, o pH, o potencial de oxidação, a quantidade de água (quantidade de precipitação) e a actividade biótica. Nestas condições a capacidade de alteração depende das características do material, enquanto a intensidade de alteração resulta do conjunto de condições ambientais actuantes. Naturalmente que o grau de evolução da alteração depende do tempo de actuação dessas condições ambientais.

Mobilidade dos elementos

A solubilidade e a mobilidade relativa dos elementos libertados são determinantes para a compreensão da formação de produtos de síntese, bem como da sua natureza, em resultado da alteração das rochas.

O Al^{3+} é insolubilizado sob a forma de $\text{Al}(\text{OH})_3$ entre valores de pH de 4,0 a 9,0; abaixo de pH 4 apresenta-se sob a forma de Al^{3+} , enquanto para valores acima de 9 apresenta-se sob a forma de $\text{Al}(\text{OH})_4^-$; o intervalo de valores de pH em que esta tendência se observa depende da concentração do Al na solução. Assim, nas situações mais comuns das condições naturais o Al mantém-se sob forma insolúvel (Figura 13).

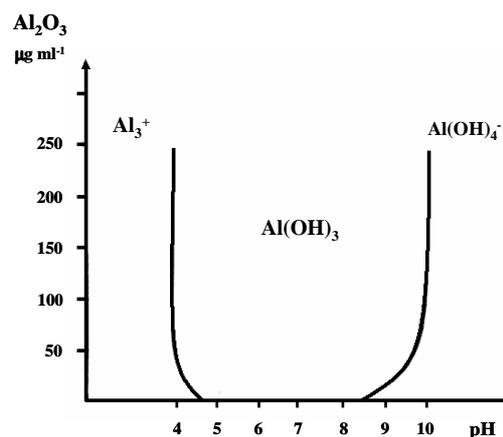


Figura 13 - Diagrama da concentração/pH de soluções de alumínio, mostrando os intervalos de estabilidade dos iões Al^{3+} , dos hidróxidos e dos $\text{Al}(\text{OH})_4^-$

O ferro sob a forma trivalente (Fe^{3+}) comporta-se em solução aquosa de modo semelhante ao Al, mas precipitando para uma gama de valores de pH ainda mais alargada (acima de pH 3) (Figura 14). Porém o Fe^{2+} apenas precipita para valores de pH bastante mais elevados (na ordem de 7). Deste modo, o valor do potencial de oxidação tem um papel importante na mobilidade do Fe na zona de alteração. O Fe^{3+} não é mobilizável em condições oxidantes.

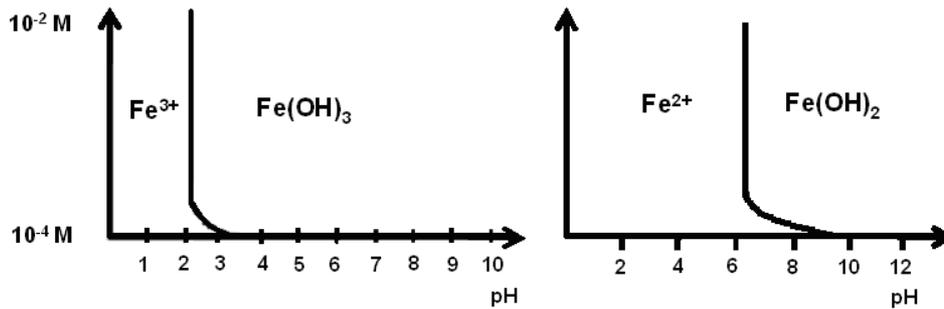


Figura 14 - Diagrama da concentração/pH de soluções de ferro férrico e ferroso, mostrando os intervalos de estabilidade dos iões Fe^{3+} e Fe^{2+} e dos respectivos hidróxidos.

O Si^{4+} por sua vez, embora sendo solúvel para toda a gama de valores de pH, é lentamente lixiviável para valores inferiores a 9 (Figura 15). Isto é, o diferente comportamento da sílica em relação ao Fe e ao Al conferem a estas condições de mobilidade e migração diferentes, dado que a solubilidade da sílica no intervalo de pH 4-9 excede largamente a do Al e Fe, não sendo de estranhar que a quantidade de sílica susceptível de arrastamento seja muito mais elevada do que do Al e Fe. Daí, em muitas circunstâncias o teor de Si no solo decresce relativamente ao da rocha, ao passo que o de Al e Fe sobe fortemente (Quadro 3).

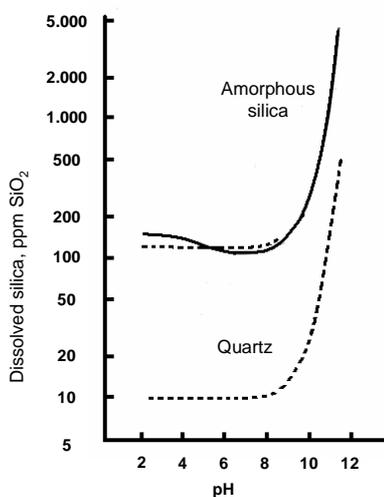


Figura 15 - Solubilidade da sílica em função do valor de pH da solução

Considerando as condições de solubilidade da sílica e do Al, duas situações principais podem ser consideradas: (i) a sílica libertada pela decomposição da rocha não é integralmente removida da zona de alteração, o que, dada a acumulação de Al, conduz à formação de filossilicatos (minerais de argila), cujo tipo depende dos teores relativos de sílica, alumínio e bases; (ii) a sílica é integralmente removida do meio de alteração, o que impede a síntese de minerais de argila, produzindo-se fundamentalmente “óxidos” de Al e Fe.

Quadro 3 - Análise elementar de um granito e de um solo sobre ele desenvolvido, numa região de clima quente e húmido (adaptado de Brady & Weil, 1999)

Elemento	Rocha	Solo	Variação (%)
P	0,057	0,035	-38
K	3,11	0,44	-86
Ca	1,07	0,23	-79
Si	32,9	21,8	-34
Al	7,68	14,36	+87
Fe	2,50	8,54	+242
Si/Al	4,28	1,52	-64

A mobilidade dos elementos libertados por alteração pode ser considerada através das fases de mobilidade, tomando como referência o íão cloro como correspondente ao valor 100 - o maior valor dentre os elementos considerados (Quadro 4). É evidente que o forte arrastamento dos cloretos e os sulfatos, dada a sua mobilidade a partir da rocha alterada, resulta numa perda de cloro e enxofre. Segue-se a lixiviação dos elementos alcalinos e alcalino-terrosos (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+) devido á solubilidade dos respectivos carbonatos, distinguindo-se a maior remoção do cálcio e sódio da do magnésio e potássio; o K^+ embora seja facilmente lixiviável, pode no entanto ser incorporado na estrutura de minerais de argila (ilites). A sílica é removida em muito menor grau do que os elementos anteriores, mas ainda assim em muito maior escala do que os compostos de Fe e Al. O Fe^{2+} apresenta uma taxa de arrastamento que é dependente do potencial de oxidação-redução e da taxa de lixiviação do meio de alteração.

O factor intensidade do processo deverá ser também considerado na análise da remoção dos elementos libertados por alteração das rochas. Com efeito, o clima não altera a ordem segundo a qual os elementos são removidos ou a respectiva mobilidade relativa, mas apenas afecta a intensidade da remoção. Deste modo, os valores elevados da temperatura e da precipitação nas regiões tropicais aceleram a alteração dos minerais primários e facilitam também a rápida remoção dos seus constituintes.

Quadro 4 - Mobilidade relativa de elementos da zona de alteração

Componente	Mobilidade relativa durante a meteorização das rochas
Cl ⁻	100
SO ₄ ²⁻	60
Ca ²⁺	3,00
Na ⁺	2,40
Mg ²⁺	1,31
K ⁺	1,25
SiO ₂	0,20
Fe ₂ O ₃	0,04
Al ₂ O ₃	0,02

1.3.1.3. Minerais secundários do solo

Os *minerais secundários* são todos aqueles que se encontram no solo em resultado da alteração dos minerais primários, sendo inerentes à formação do próprio solo. Os minerais secundários mais frequente nos solos são os *minerais de argila* (aluminossilicatos cristalinos pertencentes à família dos *filossilicatos*), *aluminossilicatos de natureza não-cristalina* e "*óxidos*" de ferro e de alumínio (às vezes também de manganês e de titânio); em alguns solos encontra-se também calcite, gesso e mesmo sulfatos e cloretos dos metais alcalinos. Os minerais secundários surgem no solo fundamentalmente por dois processos: (i) por síntese *in situ* de produtos resultantes da meteorização dos minerais primários, isto é, por neoformação; (ii) por simples transformação no próprio local do solo da estrutura de minerais primários, os quais perdem certos iões mas conservam a sua estrutura original. Ao contrário dos minerais primários, os minerais secundários formam-se portanto *in situ* simultaneamente com o solo. Porém, no caso das rochas de natureza sedimentar, os solos contêm com frequência minerais secundários (minerais de argila) que também são herdados da respectiva rocha-mãe.

As espécies minerais encontradas na fracção argila nos solos dependem do ambiente de alteração, o qual é função, fundamentalmente, das condições bioclimáticas e dos factores de estação, nomeadamente natureza da rocha-mãe, topografia e condições de drenagem. Para conjuntos bem definidos de condições de formação, a tendência é no sentido do predomínio de determinada espécie mineralógica; todavia, como durante o processo de formação do solo podem ocorrer naturalmente variações significativas das respectivas condições é normal encontrar lado a lado no mesmo solo minerais de argila de diferente natureza.

Os *minerais de argila* (filossilicatos secundários) mais abundantes nos solos pertencem

aos grupos da caulinite, da illite, da esmectite, da vermiculite e da clorite. Neles também se encontram com frequência, mas em geral em quantidades relativamente pequenas, *haloisites*, *clorites* e *minerais de camadas mistas* (ou *minerais interestratificados*).

Os *aluminossilicatos não-cristalinos* ou de *ordenação curta* (para alguns autores, paracristalinos na realidade) identificáveis nos solos são as *alofanas* e a *imogolite*. São constituintes secundários característicos sobretudo de solos formados a partir de materiais piroclásticos e/ou rochas vitrosas (sobretudo cinzas vulcânicas e pedra-pomes); apresentam uma distribuição tipicamente em correspondência com as regiões vulcânicas. Entre as características destes constituintes destaca-se o facto de manifestarem carga variável (Quadro 6), dependente da reacção do meio (do valor do pH).

Os "*óxidos*" de ferro e de alumínio, tal como os minerais de argila e os aluminossilicatos não-cristalinos, são produtos de origem secundária que podem ocorrer no solo em quantidades significativamente importantes. Observa-se uma certa indefinição quanto à sua nomenclatura, resultante, talvez, da dificuldade na maioria dos casos em se saber esclarecidamente quais as formas estruturais em que de facto se encontram no solo. Na generalidade são considerados indistintamente como *óxidos*, *óxidos hidratados*, *óxidos-hidróxidos*, *oxi-hidróxidos*, *hidróxidos* e *sesquióxidos*. Assim, e dado ser impossível abranger numa designação global toda a variedade de estruturas observada nos diversos tipos de solos existentes, prefere-se referir correntemente esses vários compostos pela simples designação de "*óxidos*", sem outras especificações.

Os "*óxidos*" de ferro e de alumínio podem encontrar-se no solo isoladamente ou formando complexos com os minerais de argila e com materiais orgânicos (nomeadamente substâncias húmicas). Ocorrem no estado cristalino e/ou como geles amorfos, sendo muito variável a proporção de umas e outras formas, assim como o grau de cristalinidade das formas cristalinas. Os "*óxidos*" de ferro cristalinos com expressão nos solos (Quadro 7) são *goetite* (α -Fe OOH), *hematite* (α -Fe OOH), *hematite* (α -Fe₂O₃), *maghemite* (γ -Fe₂O₃), *lepidocrocite* (γ -Fe OOH) e ferri-hidrite (Fe₁₀ O₁₅ 9H₂O). A goetite é o "*óxido*" de ferro mais comum nos solos; a hematite e, de forma secundária, a maghemite são frequentes em solos de climas quentes, nomeadamente de regiões tropicais e subtropicais. O "*óxido*" de alumínio cristalino mais frequente e abundante nos solos é a *gibbsite* [γ -Al(OH)₃].

Como produtos da formação do solo, os "*óxidos*" de ferro encontram-se praticamente em todos os solos, desde que, nos respectivos materiais originários existem minerais primários contendo ferro, sendo portanto constituintes comuns, tanto nos solos das regiões temperadas

como nos das regiões tropicais e subtropicais. Isto resulta do facto de o Fe durante a meteorização das rochas, só raramente ser mobilizado de forma significativa para a estrutura dos minerais de argila que predominam nos solos.

A quantidade de "óxidos" de Fe nos solos é muito variável, dependendo sobretudo da riqueza em Fe da rocha-mãe e também, embora secundariamente, do tipo de solo. Para rochas da mesma natureza, a sua proporção é significativamente maior nos solos das regiões tropicais húmidas do que nos demais, nomeadamente do que nos solos das regiões temperadas. De qualquer modo, em geral, estão sempre presentes em teores relativamente baixos, com pouca frequência se encontrando na terra fina acima de 10% e na argila além de 20% (expressos em Fe_2O_3). Ainda assim, os "óxidos" de Fe revelam um grande poder de pigmentação, sendo responsáveis pela coloração amarelada e avermelhada de muitos solos e podem ter forte influência nas respectivas propriedades físicas e químicas.

A presença de "óxidos" de Al, em contraste com o que se verifica com os "óxidos" de Fe, não está generalizada a todos os tipos de solos. O Al, como se sabe, é um dos constituintes básicos dos minerais de argila e, assim, quando da génese destes materiais fica sujeito a forte mobilização pela sílica para a formação das respectivas unidades estruturais. A tendência é, pois, a de haver uma integral mobilização do Al libertado ao longo do processo de meteorização pela sílica,. Exceptuam-se os casos de ambientes de formação do solo favoráveis a intensa evacuação de sílica, que determinando um meio deficiente neste constituinte possibilita o aparecimento de Al livre no complexo de alteração como produto de natureza secundária. Uma outra situação, com idêntico efeito, é a de ocorrerem condições favoráveis à complexação do Al em meios de alteração ricos em substâncias orgânicas solúveis e pseudo-solúveis, inclusive ricos nas formas menos evoluídas do húmus, em que o Al fica inibido de reagir com a sílica para constituição de material secundário e, por conseguinte, mantêm-se livre no solo.

1.3.2 Acumulação de matéria orgânica

A acumulação de matéria orgânica no solo está em correspondência com a produção e transformação de resíduos orgânicos.

A produção de resíduos está associada à produtividade primária líquida, a qual é muito mais elevada nas regiões de clima quente e húmido (tipo tropical), onde a precipitação está associada a temperatura elevada, do que nas de clima temperado e, sobretudo, frio (Figura 16). Assim, de um modo geral, o fluxo anual de massa de resíduos orgânicos apresenta fortes diferenciação entre os ecossistemas naturais das diferentes zonas bioclimáticas.

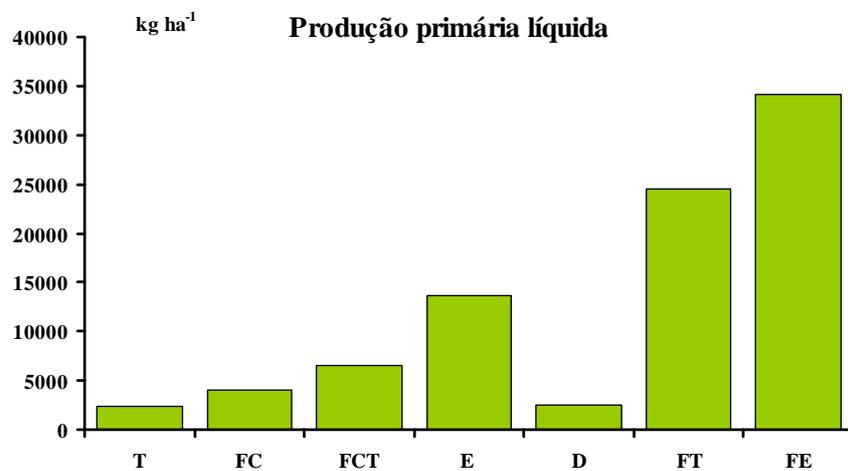


Figura 16 – Produtividade primária líquida para várias latitudes (ou zonas bioclimáticas) do Hemisfério Norte. T – tundra; FC – florestas de coníferas; FCT – florestas de caducifólias temperadas; E – estepe; D - deserto; FT – florestas tropicais; FE – florestas equatoriais

A decomposição e transformação dos resíduos orgânicos também dependem das condições climáticas gerais ou mais propriamente do regime climático, ou seja, do regime de temperatura e de humidade. Nas áreas de clima tipo tropical, dada a coincidência de adequadas condições de humidade e de temperatura, a decomposição dos resíduos orgânicos processa-se a um ritmo muito mais rápido do que naquelas de clima temperado, nomeadamente na região mediterrânica, em que as elevadas temperaturas não coincidem com a adequada disponibilidade de água. Nas áreas de clima temperado frio a decomposição decorre muito mais lentamente no que nas demais. São as condições climáticas que explicam a grande diferenciação do período médio de decomposição dos resíduos, como se indica na Figura 17.

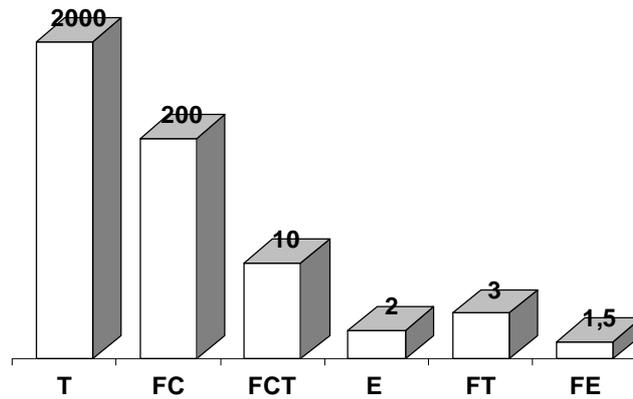


Figura 17 – Tempo de residência (anos) do carbono nos resíduos orgânicos de diferentes zonas bioclimáticas (ou latitudes) do Hemisfério Norte. T – tundra; FC – florestas de coníferas; FCT – florestas de caducifólias temperadas; E – estepe; FT – florestas tropicais; FE – florestas equatoriais

A nível global, a acumulação de matéria orgânica no solo dos ecossistemas naturais não se correlaciona positivamente com a produção de resíduos, ou seja, com a produtividade primária líquida (Figuras 16 e 18). De facto, nas regiões de clima quente e húmido (tipo tropical), a acumulação de carbono no solo (incluindo os horizontes minerais e as camadas orgânicas), além de ser inferior à quantidade acumulada na biomassa, pode ser inferior à observada em áreas de clima temperado e frio, onde a produtividade primária é muito inferior.

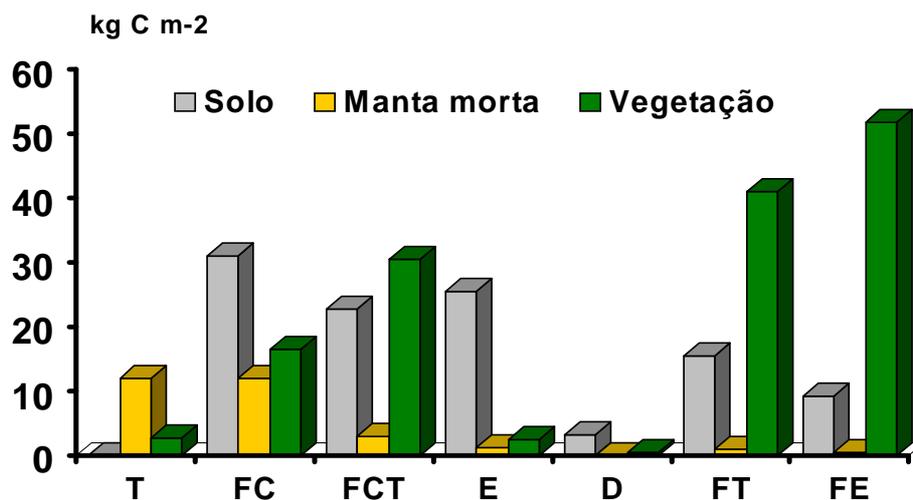


Figura 18 – Representação esquemática da distribuição de carbono no solo, camadas orgânicas e vegetação de diferentes áreas bioclimáticas do Hemisfério Norte. T – tundra; FC – florestas de coníferas; FCT – florestas de caducifólias temperadas; E – estepe; D - deserto; FT – florestas tropicais; FE – florestas equatoriais

Constata-se, com efeito, que a elevada acumulação de carbono (ou seja, matéria orgânica) nos solos dos ecossistemas das regiões clima temperado a frio se deve, em grande parte, a condições menos propícias à decomposição e mineralização da matéria orgânica. Naturalmente, essa tendência geral pode sofrer fortes modificações devido ao sistema de uso dos ecossistemas e solos. Além disso, tem sido observado que solos do mesmo tipo das zonas tropicais e temperadas podem conter semelhante quantidade de carbono orgânico; porém, a taxa de decomposição e mineralização é genericamente mais elevada nas zonas de clima tipo tropical.

Tipos de matéria orgânica do solo

É usual admitir a existência de vários tipos de matéria orgânica no solo, de acordo com uma classificação de índole ecológica devida a Duchaufour (1977, 1988). Tal classificação incide sobre a matéria orgânica dos horizontes orgânicos, quando existam, e/ou do horizonte Ah; atende não só às características morfológicas e bioquímicas da matéria orgânica em si, mas também à morfologia e características físicas e químicas dos próprios horizontes em que ela se encontra. Os tipos principais de matéria orgânica geralmente reconhecidos são o *mor*, o *moder* e o *mull*, formados em solos de drenagem normal, portanto em condições de bom arejamento (Figura 19); consideram-se as *turfas* e o *anmoor*, característicos de meios hidromórficos, cuja saturação com água se verifica permanentemente ou durante períodos suficientemente prolongados (Figura 20).

O *mor* é típico de solos com vegetação acidófila (floresta de resinosas ou mato de urzes, por exemplo) e pobres em bases, como é o caso dos *Podzóis*. Forma horizontes orgânicos bem desenvolvidos (5-20 cm), distinguindo-se normalmente 01 (em que se reconhece o aspecto original da maior parte dos resíduos vegetais) e 02 (com matéria orgânica em que já não é visível o aspecto original dos resíduos). Constitui também horizonte Ah, em geral delgado. A decomposição dos resíduos é lenta (devida principalmente a fungos), determinando uma matéria orgânica pouco transformada, com elevada razão C/N: em geral maior do que 30 no horizonte O e 20-25 no horizonte Ah. A matéria orgânica do tipo *mor* apresenta-se assim pobre em húmus, o qual é essencialmente constituído por ácidos fúlvicos que, aliás, se caracterizam por grande mobilidade; tem grau de saturação em bases muito baixo e pH menor que 5 (em geral 4,0-4,5, podendo descer por vezes a 3,5).

O *moder* caracteriza-se por uma melhor incorporação da matéria orgânica no *solum*, comparativamente ao *mor*, constituindo por isso horizonte O delgado (2-3 cm) e horizonte Ah relativamente desenvolvido, em que o limite inferior é bastante nítido. Trata-se ainda de

matéria orgânica pouco transformada, mas um pouco mais do que no *mor*. Em geral, a sua reacção (pH entre 4 e 5) é menos ácida do que a deste.

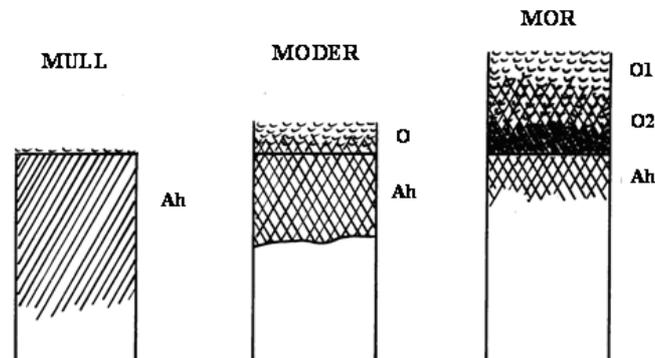


Figura 19 – Diferenciação esquemática dos tipos de matéria orgânica formados em solos de drenagem normal.

O *mull* típico é normal nos solos ricos em bases (sobretudo Ca), podendo apresentar ou não calcário activo. Este tipo de matéria orgânica encontra-se, por exemplo, nos *Chernozems*. Caracteriza-se por uma decomposição muito rápida (devida sobretudo a actinomicetas e bactérias) dos resíduos que praticamente não se acumulam sobre o *solum*, faltando por isso um horizonte O. A matéria orgânica encontra-se em teor elevado, com uma razão C/N da ordem de 10, intimamente associada com a matéria mineral, constituindo um horizonte Ah espesso que apresenta uma agregação (em geral do tipo esferoforme) muito estável. A humificação é acentuada e nas substâncias húmicas formadas predominam os ácidos húmicos (responsáveis pela formação de ligações bastante estáveis com a fracção argilosa, fundamentais para a forte agregação). Tem grau de saturação em bases alto e reacção neutra a alcalina.

Os tipos de matéria orgânica *turfa* e *anmoor* desenvolvem-se em meios com mau arejamento, caracterizados por uma transformação muito lenta dos materiais orgânicos, em que a respectiva mineralização é bastante reduzida. Há assim grandes acumulações de detritos, cuja humificação é também, obviamente, assaz limitada.

A *turfa* forma-se em meios com condições extremas de saturação com água, durante todo o ano ou grande parte do ano, correspondendo-lhe uma anaerobiose permanente ou quase permanente. Atingem-se assim, vulgarmente, acumulações de matéria orgânica da ordem de 30% até mais de 90%, em espessura de 40 cm a alguns metros. As características da matéria orgânica dependem da vegetação que lhe dá origem, da natureza da água em que se acumula e da maior ou menor transformação experimentada pelos constituintes orgânicos. Pode ter grau

de saturação em bases muito baixo (<10%), ser bastante ácida (pH 3,5 a 4,0) e possuir pouca cinza e baixo teor em N (razão C/N 30-40); ou, opostamente, apresentar grau de saturação alto (podendo chegar a 100 %), reacção neutra a alcalina e maiores conteúdos de cinza e de N (razão C/N <30) do que no caso anterior. Por outro lado, a matéria orgânica pode conter grande quantidade de fibras, encontrando-se estas bem preservadas e identificando-se facilmente a sua origem botânica; ou, então, pode estar melhor decomposta, sendo a proporção de fibras muito pequena e tendo maior massa volúmica e mais baixo teor de humidade do que no caso do material fábriico.

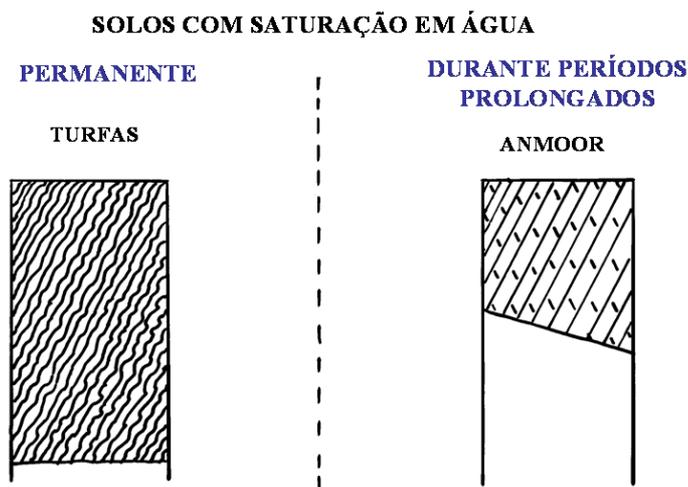


Figura 20 – Diferenciação esquemática entre a matéria orgânica dos tipos *turfa* e *anmoor*

O *anmoor* forma-se em meios saturados com água durante períodos longos, entrecortados por fases curtas de aerobiose. Nestas condições há uma melhor incorporação da matéria orgânica com a matéria mineral e uma maior humificação do que no caso da turfa, matéria orgânica que pode atingir um teor de 30% (ou mesmo mais) numa espessura que não ultrapassa os 40 cm, e com uma razão C/N normalmente inferior a 20. Em geral constitui horizontes húmíferos ou, por vezes, mesmo horizontes orgânicos. Apresenta grau de saturação e pH muito variáveis, função da riqueza do meio em bases.

1.3.3 Migrações

O processo de migração, como a própria expressão indica, consiste no deslocamento de constituintes do complexo de alteração e, em certos casos, de componentes da matéria orgânica, de uns pontos para outros do *pedon* ou mesmo para o seu exterior. Da migração depende, em última análise, a individualização dos horizontes que constituem o perfil do solo. O processo é, fundamentalmente, uma consequência dos movimentos da água no solo e interessa a constituintes solúveis e coloidais. É usual classificar as migrações em *descendentes*, *oblíquas* e *ascendentes*, consoante o sentido em que se processam, como é evidente.

Migrações descendentes

As migrações descendentes correspondem ao processo de eluviação, o qual é particularmente intenso sob climas húmidos. A eluviação determina o desenvolvimento de um horizonte eluvial, caracterizado por ter perdido determinados constituintes. Estes podem acumular-se inferiormente, a maior ou menor profundidade, originando um horizonte iluvial ou de acumulação absoluta. O processo de acumulação absoluta denomina-se iluviação.

Aspecto gerais da eluviação

A eluviação pode afectar os constituintes solúveis, as bases de troca e os constituintes no estado coloidal. Os constituintes mais móveis (produtos solúveis e bases de troca) são facilmente atingidos pela eluviação e são em geral eliminados do perfil, ao contrário do que sucede com os constituintes coloidais. Assim, os horizontes iluviais desenvolvem-se à custa destes últimos constituintes e não dos primeiros. É usual distinguirem-se estes dois aspectos da eluviação designando-os, respectivamente, por lixiviação (Figura 21) e lavagem (Figura 22).

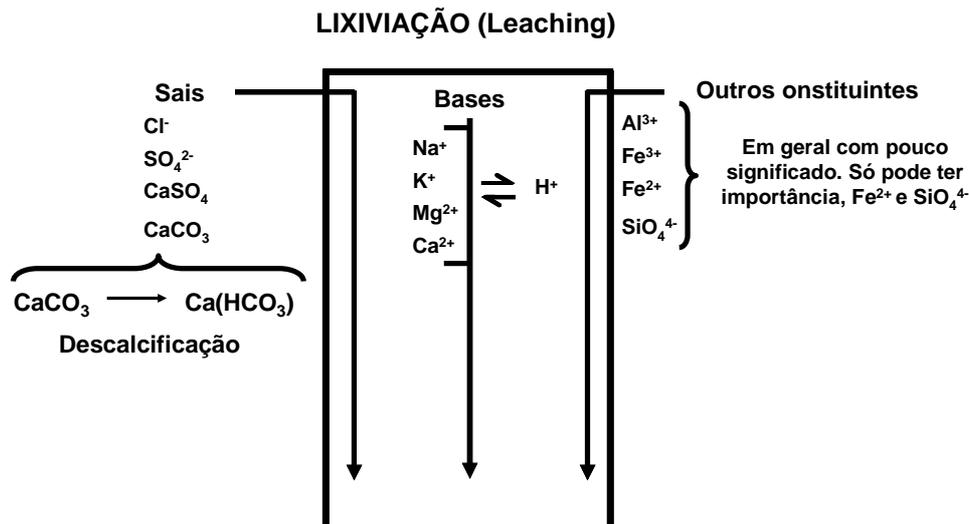
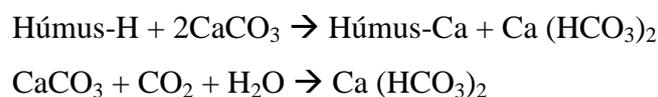


Figura 21 - Elementos e constituintes objecto de lixiviação no solo

Dos constituintes solúveis, os de mais fácil migração são os sais dos metais alcalinos, como por exemplo cloretos, sulfatos, carbonatos. Em condições húmidas, com um excesso de precipitação sobre a evaporação, estes sais, se formados pelo processo de meteorização, são completamente removidos do perfil. Mesmo em condições semi-áridas tendem a ser removidos, dado que, muito embora em anos normais a precipitação seja insuficiente para a sua remoção, há sempre de tempos a tempos períodos anormais de chuva que podem determinar uma lixiviação completa. Nas regiões áridas, no entanto, ou nos solos em que a existência de um lençol freático ou de um substrato impermeável impeçam uma drenagem livre, os sais em questão desempenham geralmente um papel muito importante no desenvolvimento do perfil.

Seguem em mobilidade aos sais dos metais alcalinos, os sulfatos e carbonatos dos metais alcalino-terrosos, sendo particularmente importantes no solo o sulfato e o carbonato de cálcio. O sulfato de cálcio, embora mais solúvel do que o carbonato, é muito menos solúvel do que os sais referidos acima e, por isso, pode encontrar-se em perfis que sofram lixiviação, mas uma lixiviação normalmente incompleta. Nos solos com lixiviação intensa é totalmente removido.

O carbonato de cálcio, apesar de muito menos solúvel do que o sulfato de cálcio, experimenta também fácil migração, devido à sua transformação em bicarbonato por acção das águas enriquecidas em matéria orgânica ou anidrido carbónico:



Este processo é usualmente conhecido por descalcificação. Em regiões de elevada precipitação, desde que a drenagem seja livre, actua intensamente o processo descrito e o solo não conterà calcário. Em climas áridos e semi-áridos, onde o processo é menos activo, frequentemente os horizontes superiores estão desprovidos de carbonato de cálcio mas os inferiores não.

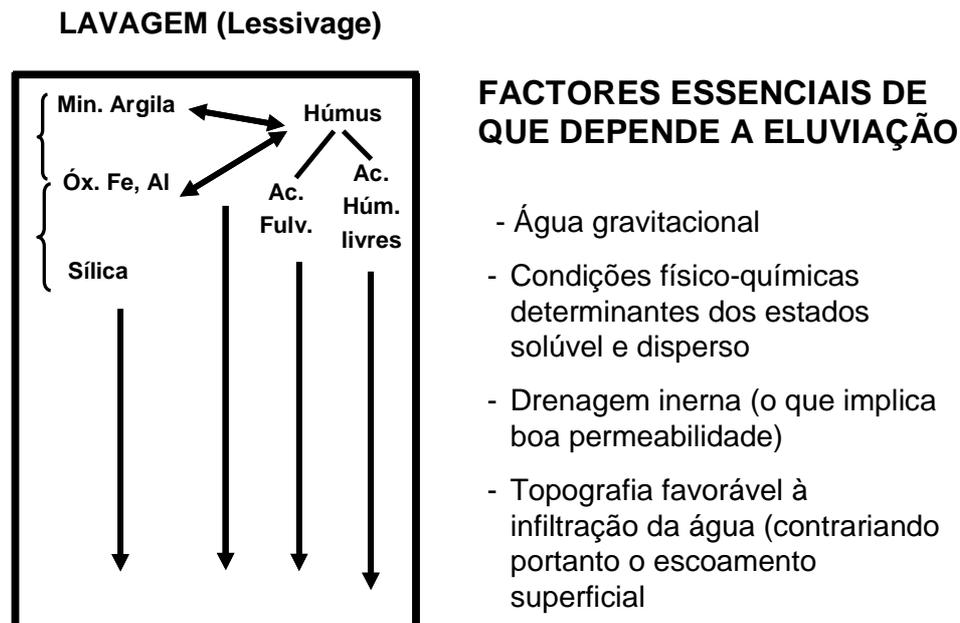


Figura 22 – Constituintes do solo objecto de lavagem (“lessivage”)

Em condições de mais forte eluviação o solo empobrece-se em bases de troca, tornando-se progressivamente insaturado e acidificando-se em grau maior ou menor. Verifica-se, pois, uma perda de iões Ca^{2+} e Mg^{2+} , entre outros, do complexo de adsorção com a consequente substituição por Al^{3+} e/ou H^+ , sendo tal acidificação bastante facilitada e intensificada por influência da matéria orgânica.

O alumínio, o ferro e a sílica migram, predominantemente, no estado coloidal mas a migração pode também processar-se em solução desde que se criem condições favoráveis à sua solubilidade, como anteriormente foi referido. De facto, o alumínio é solúvel para pH menor do que 4 ou maior do que 10; o ferro existe no estado iónico para pH inferior a cerca de 2,5 (Fe^{3+}) ou inferior a cerca de 6 (Fe^{2+}); no que respeita à sílica, forma soluções fracamente concentradas (≈ 125 ppm) até cerca de pH 10 mas acima deste valor dá-se um aumento muito forte da sua solubilidade. Assim, nas condições de pH indicadas, os referidos constituintes poderão experimentar migração importante no estado solúvel, mas em particular no caso do alumínio e

do ferro férrico o mecanismo será pouco actuante em virtude de não se atingirem usualmente tais valores de pH durante a formação do solo.

Os colóides só experimentam fácil migração quando no estado disperso, como é evidente. Pode no entanto suceder que as partículas mais finas do material do solo, sem atingirem tal condição, formem suspensões com a água das chuvas e sejam arrastadas juntamente com ela através dos macroporos de maiores dimensões e até mesmo de fendas que entretanto tenham surgido no solo devido à sua secagem. Designa-se semelhante tipo de migrações por eluviação mecânica, enquanto que os restantes aspectos (quer os referentes a constituintes coloidais, quer a não coloidais) se agrupam em conjunto sob a designação genérica de eluviação química. A eluviação mecânica é principalmente comandada pela intensidade da queda pluviométrica e pela textura do solo.

Os constituintes coloidais do solo em geral não migram isoladamente mas sim sob a forma de complexos. A sua translocação, como se compreende, exige condições de mais intensa eluviação do que os constituintes solúveis e as bases de troca, isto é, exige condições climáticas e de perfil determinantes de maior percolação de água do que nesses casos.

A dispersão dos minerais de argila, e conseqüentemente a sua migração, é favorecida por produtos solúveis resultantes da decomposição da matéria orgânica, bem como por ácidos fúlvicos e mesmo por ácidos húmicos, em virtude das condições criadas por estes compostos. Além disso, como se sabe, os ácidos húmicos formam complexos com a argila, os quais, quando no estado disperso, manifestam maior estabilidade do que a argila isoladamente.

Por outro lado, uma elevada alcalinidade, determinada por proporção anormal de sódio de troca como se verifica no caso dos *Solonetz*, é também condição favorável para a dispersão da argila e, deste modo, para a sua eluviação.

Os óxidos de ferro e de alumínio têm carácter anfotérico e, assim, entram em dispersão e migração sempre que as condições do meio sejam suficientemente afastadas das correspondentes nos seus pontos isoeléctricos. Mais frequente, no entanto, é fazer-se a sua migração sob a forma de complexos.

O ferro (quer férrico, quer ferroso), assim como o alumínio, formam importantes complexos sobretudo com as substâncias húmicas, nomeadamente complexos do tipo quelato. Em meio ácido e rico em matéria orgânica, muito principalmente devido à acção de substâncias orgânicas solúveis e aos ácidos fúlvicos (os ácidos húmicos também podem intervir, sobretudo os ácidos húmicos livres), originam-se complexos orgânicos de Fe (ou Al) de elevada mobilidade, cuja estabilidade só é destruída por uma concentração conveniente em electrólitos ou por pH apropriado do meio. Tanto os óxidos de Fe como os de Al podem ainda migrar

conjuntamente com os minerais de argila, adsorvidos na superfície destes. O ferro, além disso, pode também ser complexado pela sílica coloidal, originando-se complexos ferri-silícicos e ferro-silícicos susceptíveis de migração.

Além da complexação com o ferro, a sílica pode ligar-se a outros metais, e, desta forma, a sua eluviação no estado coloidal faz-se sobretudo sob a forma de complexos metalo-silícicos. No que se refere ao húmus, as fracções menos evoluídas (ácidos fúlvicos e ácidos húmicos livres) com facilidade podem migrar isoladamente mas o mais vulgar é dar-se a sua migração sob a forma de um dos complexos referidos. Em condições de excessiva alcalinidade como é normal nos solos alcalizados com carbonato de sódio, a maior parte das substâncias húmicas adquire o estado disperso, sendo susceptível de migrar sempre que os movimentos da água forem favoráveis.

Os constituintes susceptíveis de migrar são veiculados pela água, o que implica que o agente fundamental da eluviação corresponda ao movimento gravitacional da água. Deste modo, os factores de que depende a eluviação são essencialmente os que comandam o volume e a velocidade de filtração da água ao longo do perfil do solo em formação: são principalmente a queda pluviométrica, a evapotranspiração, a permeabilidade do material, a vegetação e a topografia. No caso particular da migração de colóides há ainda um outro factor importante a considerar – trata-se do ambiente físico-químico condicionador do estado disperso ou floculado.

A resultante precipitação-evapotranspiração corresponde a factor de intensidade; permeabilidade, vegetação e topografia representam factores de capacidade. Com efeito, a eficiência de uma determinada precipitação-evapotranspiração depende fortemente destes últimos, por um lado devido à quantidade de infiltração que determinam e por outro devido à influência exercida na velocidade de filtração.

À semelhança da queda pluviométrica, a permeabilidade do material exerce forte influência sobre a intensidade de eluviação. Uma elevada permeabilidade, assegurando grande infiltração e rápida filtração, favorecerá a migração dos constituintes, como é óbvio; uma situação oposta contrariará o fenómeno. Essa influência está patente na fórmula de Aubert e Hénin para cálculo da drenagem interna de um perfil, já atrás referida.

A vegetação afecta a eluviação pelo papel que desempenha na evapotranspiração e pela redução exercida na quantidade de escoamento superficial. No que diz respeito à topografia, uma vez que a sua acção se faz sentir activamente sobre este último aspecto, ela influi essencialmente na eluviação através do volume de água que se infiltra.

Aspecto gerais da iluviação

As considerações aqui feitas referem-se, necessariamente, ao processo de acumulação absoluta. O outro tipo de acumulação – acumulação relativa - corresponde à concentração de minerais de argila e/ou sesquióxidos devido à remoção de constituintes menos solúveis do que os carbonatos alcalino-terrosos. Tal acumulação resulta, na sua essência, de uma verdadeira eluviação, e, desta maneira, é comandada pelos princípios já enunciados para aquele processo e não pelos correspondentes à iluviação.

Os níveis de iluviação, como é compreensível, desenvolvem-se estreitamente em correspondência com a profundidade atingida pela água gravitacional. A sua posição depende, portanto, da quantidade de chuva efectiva.

Os sais solúveis, assim como os carbonatos e sulfatos dos metais alcalino-terrosos, sujeitos a eluviação, em geral só se acumulam no perfil em climas áridos. Nestas condições podem desenvolver-se horizontes enriquecidos em tais constituintes, como talvez sejam os horizontes de diagnóstico sálico, gípsico, cálcico e petrocálcico; contudo, dado que esses horizontes se podem originar, total ou parcialmente, por migrações ascendentes, não são considerados usualmente como verdadeiros horizontes iluviaes ou de acumulação absoluta.

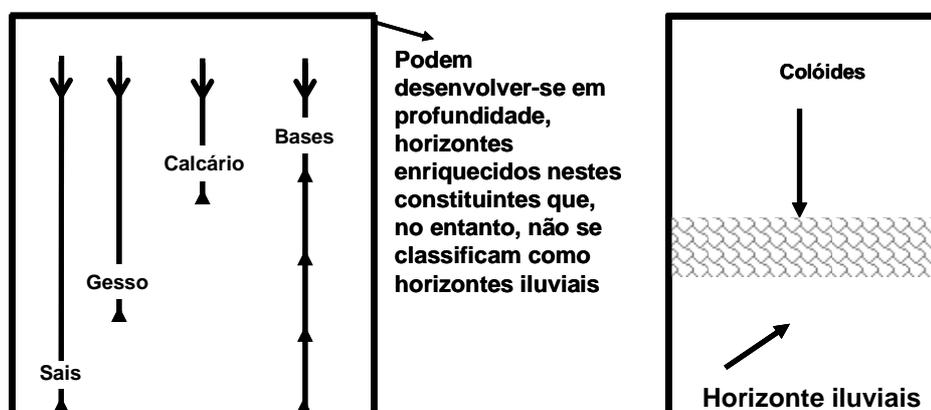


Figura 23 – Apenas os constituintes coloidais do solo originam horizontes iluviaes

Nas regiões húmidas os constituintes referidos experimentam intensa migração e, a menos que a drenagem interna seja fortemente contrariada por factores locais, não se acumulam no perfil, como atrás se salientou. Nos climas húmidos verifica-se sim, normalmente à escala do perfil pedológico, eluviação e consequente acumulação de colóides (húmus, ferro e/ou argila), mecanismo que conduz à formação de horizontes iluviaes mais ou menos desenvolvidos, como são tipicamente os horizontes de diagnóstico árgico, nátrico e espódico.

Os factores responsáveis pela iluviação são muito variados, podendo considerar-se de natureza física, química e biológica.

Incluem-se nos factores físicos a acção das raízes das plantas, bem como a presença no perfil de níveis impermeáveis e de toalhas freáticas (temporárias ou permanentes). Ao absorverem água, as raízes concentram a solução do solo, determinando a floculação e a precipitação dos constituintes translocados, em maior quantidade na zona de maior densidade radicular. A existência de nível impermeável ou de uma toalha freática, limitando os movimentos descendentes de água, conduz ao processo de acumulação no limite superior de tais níveis em resultado do aumento de concentração dos constituintes eluviados.

A iluviação associada a processos químicos resulta de mecanismos diversos e mais ou menos complexos, os quais determinam como processo final a precipitação ou a floculação dos constituintes.

Os sais dos metais alcalinos e o sulfato de cálcio imobilizam-se porque aumenta a respectiva concentração, dando-se assim a sua precipitação. A acumulação do calcário está na dependência da transformação do bicarbonato de cálcio eluviado em carbonato de cálcio, que se caracteriza por solubilidade muito baixa



A reacção pode verificar-se quando haja diminuição da pressão de anidrido carbónico na solução do solo.

O ferro, o alumínio e a sílica, sob formas solúveis, precipitam sempre que a concentração ultrapasse o produto de solubilidade; muito frequentemente, no entanto, o fenómeno é intensificado por variações de pH e, no caso do Fe^{2+} , também pela sua oxidação em ferro férrico. A oxidação pode resultar da actividade do oxigénio da atmosfera do solo ou de água bem oxigenada.

Quanto a constituintes no estado coloidal (colóides simples ou complexos), a sua floculação e conseqüentemente a iluviação são sobretudo provocadas pela presença de proporção conveniente de bases (em especial, cálcio e magnésio) e, no caso de anfóteros, por condições de pH em que se atinja o respectivo ponto isoeléctrico. Qualquer causa química que provoque a decomposição de complexos eluviados também conduz à acumulação dos respectivos constituintes.

Os microrganismos são também agentes que, em certas situações, podem desempenhar papel activo na acumulação de alguns constituintes. Os complexos coloidais de natureza húmica (ferro-húmicos, alumínio-húmicos) são destruídos por acção microbiana desde que se mineralize a parte orgânica do complexo; nestas condições, verifica-se a imobilização do segundo constituinte eluviado (ferro, alumínio). O ferro ferroso, com solubilidade relativamente grande pode ser oxidado pela actividade de determinadas bactérias, e, desse modo, insolubilizar-se experimentando iluviação.

Durante a fase inicial de formação, o horizonte iluvial desenvolve-se em profundidade. Com o tempo adquire características que originam diminuição da sua permeabilidade. E, assim o movimento de água, gravitacional torna-se progressivamente mais difícil e faz com que a acumulação passe a dar-se sobretudo na parte superior. O horizonte iluvial continua a desenvolver-se mas agora em sentido oposto ao inicial, aproximando-se cada vez mais da superfície do solo.

O processo de eluviação-iluviação pode processar-se com maior ou menor intensidade, conduzindo a horizontes iluviais com expressão muito variável. Para definir quantitativamente este processo e precisar, o grau de desenvolvimento do horizonte iluvial, é normal recorrer-se ao cálculo de índices de arrastamento ou índices de lavagem, como são, por exemplo, o índice de arrastamento de argila ($\text{argila de B} / \text{argila de A}$) e o índice de arrastamento de ferro ($\text{ferro livre de B} / \text{ferro livre de A}$).

Migrações oblíquas

As migrações oblíquas (Figura 24) observam-se principalmente em encostas de certo declive, determinando uma exportação de constituintes dos solos das zonas de cota mais elevada e podendo originar, simultaneamente, um enriquecimento nesses elementos nos solos das zonas contíguas de menor cota, como já foi salientado. Os solos do extremo superior e inferior das encostas são, sem dúvida, os mais afectados pela exportação e importação de constituintes, respectivamente; nos solos situados em zona intermédia, a exportação e a importação podem compensar-se mutuamente. Este tipo de migrações é um dos mecanismos pelos quais o relevo influi na diferenciação dos solos, contribuindo em certa medida para a individualização das chamadas topossequências ou catenas de solos.

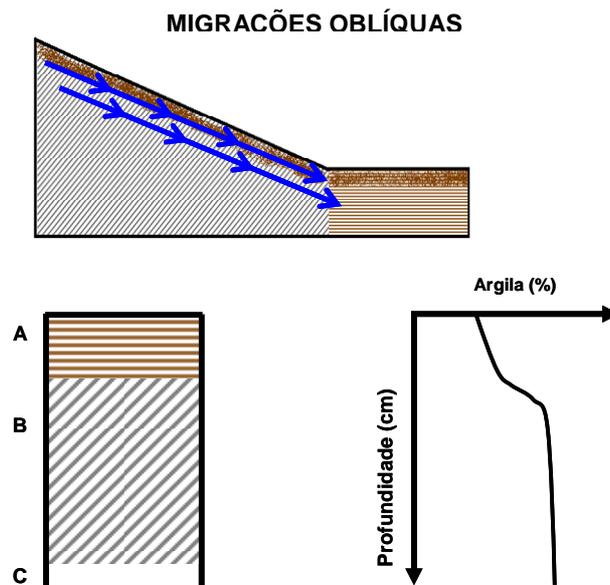


Figura 24 – As migrações oblíquas podem conduzir a uma forte diferenciação de horizontes do solo

As formas sob as quais se processa a migração oblíqua dos diversos constituintes são as mesmas que se referiram para o caso anterior. As migrações oblíquas estão associadas, necessariamente, aos movimentos oblíquos da água do solo. Só são significativas, no entanto, nos solos de encosta, sobretudo quando se verifica a formação de autênticas “toalhas de água suspensas” durante as épocas chuvosas. Nestes casos, o movimento de água em condições de saturação, na zona superior do perfil do solo paralelamente à sua superfície e acompanhando o declive, dá origem a horizontes A empobrecidos em argila e ferro, acumulando-se tais constituintes em solos de cota inferior ou atingindo mesmo os cursos de água. Nas encostas sujeitas a semelhante processo, podem, deste modo, desenvolver-se solos caracterizados por nítido aumento de argila e ferro, com a profundidade, sem que, no entanto, os respectivos perfis tenham estado sujeitos a um processo típico de eluviação - iluviação e sem que os horizontes de aparente acumulação sejam na realidade iluviais. Tem sido usado o termo empobrecimento em vez de lixiviação ou lavagem, para designar tal tipo de migrações oblíquas, responsáveis pela diferenciação de perfis de solos exibindo uma pseudo - iluviação.

Migrações ascendentes

As migrações ascendentes têm principalmente importância nas regiões secas e só dizem respeito a constituintes no estado solúvel. Verificam-se com frequência nos climas áridos sempre que, terminado o humedecimento do solo pelas pequenas chuvadas, a água carregada de

sais se movimenta para a superfície por influência das perdas por evaporação. Dado que os movimentos de água em tais condições se mostram no entanto reduzidos, as migrações ascendentes só são significativas quando existe um lençol de água salgada relativamente próximo da superfície (Figura 25). Os constituintes mobilizados neste caso são sobretudo cloretos, sulfatos e bicarbonatos dos metais alcalinos e alcalino-terrosos, assim como carbonatos dos metais alcalinos.

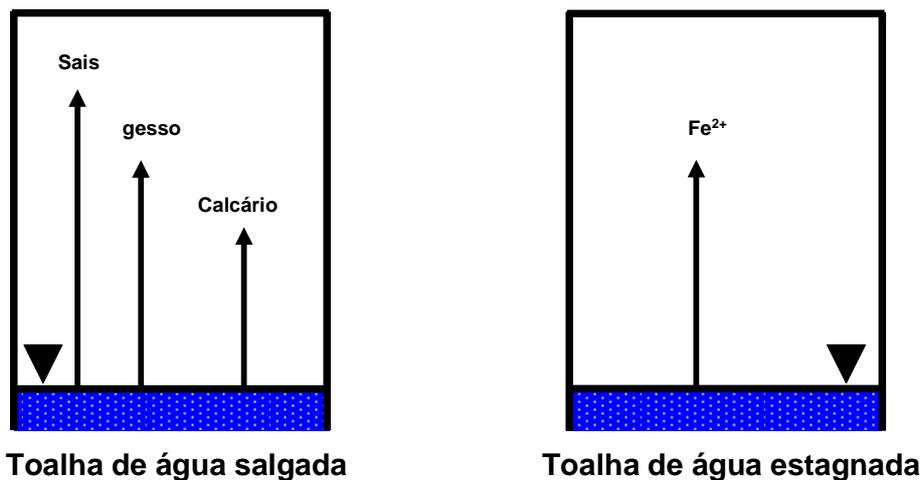


Figura 25 – Migrações ascendentes a partir de uma toalha de água salgada e de uma toalha de água estagnada

Em climas húmidos as migrações ascendentes verificam-se tipicamente no caso de ferro em solução e em ligação com a existência de uma toalha freática permanente com características redutoras (Figura 25). Devido aos movimentos ascendentes de água dão-se translações de sais ferrosos solúveis, os quais precipitam sob a forma de óxidos e hidróxidos férricos em zona superior com arejamento normal. Ao longo do litoral ou nas margens de lagos de água salgada, em situações caracterizadas por toalhas freáticas carregadas de sais, podem igualmente verificar-se migrações ascendentes de cloreto de sódio cloreto de potássio.

1.3.4 Adições e Perdas

As adições correspondem à entrada de materiais de outras fontes para o desenvolvimento do perfil do solo. Como exemplo geral pode considerar-se a entrada de resíduos orgânicos, cujo carbono é proveniente da atmosfera. As poeiras que atingem a superfície do solo e que podem ser transportadas pelo vento, desde curtas distâncias ou

distâncias transcontinentais, influenciam igualmente a constituição dos solos. Também as erupções vulcânicas são responsáveis pela deposição de quantidades enormes de materiais de projecção (cinzas e poeiras vulcânicas), sobretudo nas proximidades das fontes de emissão. Nas zonas áridas é comum a adição de sais dissolvidos na água subterrânea e depositados próximo ou na superfície do solo por evaporação da água. Em sentido lato, os animais e as pessoas contribuem para a adição de materiais orgânicos e nutrientes (estrumes, compostados, fertilizantes,...).

Os materiais do solo são removidos sobretudo por acção da lixiviação e dos processos erosivos que afectam as camadas superficiais do solo. A drenagem e a lixiviação conduzem à perda de elementos e substâncias solúveis (sais, sílica,..) resultantes da alteração do material originário, bem como de substâncias orgânicas associadas à actividade dos organismos e raízes das plantas. A erosão constitui um processo fundamental da perda de constituintes - nomeadamente os de índole coloidal - determinando inclusivamente solos com textura mais grosseira e mais empobrecidos em matéria orgânica. O pastoreio e a colheita de culturas pode originar a perda de quantidades substanciais de nutrientes e de material orgânico.

1.4. Processos pedogenéticos

Os processos pedogenéticos podem considerar-se como combinações específicas das múltiplas reacções e processos responsáveis pela diferenciação do solo e pela sua evolução em determinado sentido.

De acordo com Duchaufour (1977), considerando conjuntamente os resultados gerais da alteração, o estado do complexo adsorvente e a natureza das migrações, distinguem-se oito processos fundamentais de formação dos solos minerais: calcificação, lavagem, podzolização, ferruginização, ferralitização, salinização, alcalização e gleização. Além destes, deve ainda considerar-se um outro processo que é responsável pela formação dos solos orgânicos, a histificação.

Não é normal que os processos pedogenéticos actuem isoladamente; actuam como regra em conjunto, simultaneamente ou ciclicamente em diferentes períodos do ano. A título de exemplo pode indicar-se que é frequente verificar-se gleização em profundidade enquanto que a parte superior do perfil está sujeita, por exemplo, a podzolização ou ferralitização. É igualmente vulgar intervir a lavagem ao lado de outros processos, e é também corrente que a lavagem actue nos períodos húmidos ao passo que nas épocas secas se verifica calcificação ou salinização. Como seria de esperar, em função da combinação dos factores pedogenéticos actua geralmente, de forma predominante, apenas um determinado processo, desenvolvendo-se assim nos solos, como características fundamentais, as inerentes a esse processo e, como características acessórias, as determinadas pelo processo secundário. Algumas vezes, no entanto, a pedogénese manifesta-se com tal complexidade que a interpretação dos respectivos perfis se apresenta bastante difícil.

Por outro lado, como já se viu atrás, determinado solo pode ter estado sujeito a um ou vários processos pedogenéticos em épocas passadas e encontrar-se presentemente evoluindo noutra sentido. Este caso verifica-se sempre que haja variação em algum ou alguns dos factores de formação do solo, devido a alterações na natureza ou por intervenção do homem (modificações climáticas, de vegetação).

No presente texto referem-se a seguir, separadamente, os aspectos fundamentais dos diferentes processos pedogenéticos. Além disso, em cada um deles, pelas razões já expostas atrás, faz-se uma caracterização genérica de alguns Grupos de Solos de Referência da WRB, solos por cuja génese o respectivo processo seja responsável.

Calcificação

A calcificação é o processo pedogenético dominante e típico dos climas secos, sendo a precipitação anual inferior a 600/700 mm. A vegetação que lhe está caracteristicamente associada compõe-se principalmente de plantas herbáceas (gramíneas), as quais nas regiões temperadas determinam a acumulação de matéria orgânica do tipo *mull cálcico*. Como a designação sugere, os solos formados por aquele processo são mantidos com elevada proporção de cálcio, garantindo alto grau de saturação com catiões bivalentes.

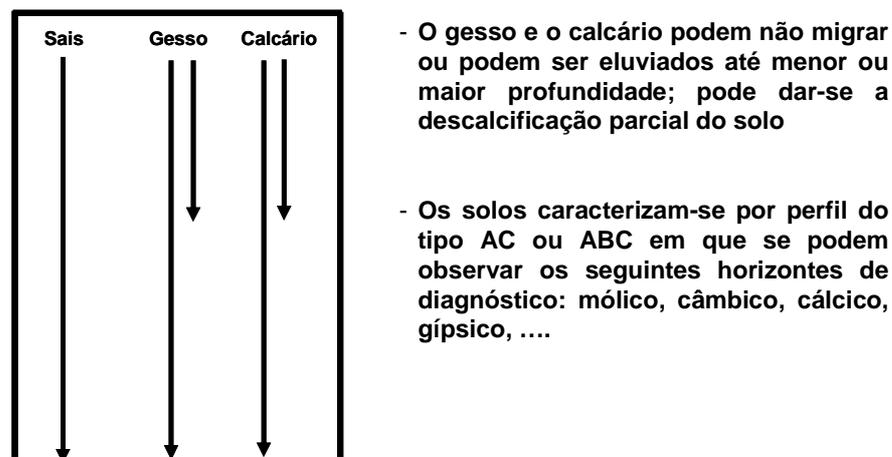


Figura 26 – Mobilidade de sais em solos formados no âmbito do processo de calcificação

A queda pluviométrica é pequena, no entanto determina o arrastamento do perfil dos sais alcalinos; os sais alcalino-terrosos também podem sofrer arrastamento, mas muito frequentemente imobilizara-se em nível inferior. Acumula-se assim carbonato de cálcio num horizonte a profundidade variável, dependente do nível até onde penetra a água da chuva. Nas regiões mais secas o próprio sulfato de cálcio (mais solúvel, como sabemos) também se acumulará, usualmente por baixo da zona de precipitação dos carbonatos.

Em casos extremos o solo pode apresentar-se desprovido de carbonatos, mas mantém-se, como já se disse, altamente saturado em iões bivalentes (isto é, em Ca^{2+} e Mg^{2+}). A manutenção de um grau de saturação elevado em todo o perfil do solo é por outro lado favorecida, pela própria vegetação, que, dada a sua riqueza em bases, as incorpora nos horizontes superiores através do material orgânico que anualmente abandona, opondo-se assim ao empobrecimento da parte superior do perfil. Estabelece-se neste caso um ciclo biológico rico em bases.

Em resultado do diminuto arrastamento das bases (ou bases e carbonatos), o grau de saturação do solo é elevado e a reacção é pelo menos neutra. Os colóides (quer orgânicos, quer

minerais) estão saturados com cálcio e, conseqüentemente, apresentam-se na quase totalidade floculados. Além disso, dada a natureza da matéria orgânica que se forma (mull cálcico), é elevada a tendência para estabelecer fortes ligações com a fração argilosa e formar agregados muito estáveis. Assim, a migração de colóides é nula ou muito fraca.

O perfil originado pelo processo de calcificação é, conseqüentemente, do tipo AC ou A(B)C. Corresponde-lhe horizontes de diagnósticos do tipo mólico, assim como horizontes cálcicos gípsicos e/ou câmbicos.

Nas condições climáticas determinantes da calcificação, durante a meteorização não há praticamente perda de sílica, o mesmo sucedendo ao ferro e ao alumínio libertados. Existe assim um meio em que é elevada a relação Si/Al, facto que aliado à presença na zona de alteração também de elevada proporção de bases origina condições favoráveis para a síntese da sílica e da alumina em minerais de argila do tipo 2:1 (por exemplo, esmectites); no que se refere ao ferro, uma parte é também integrada na estrutura dos minerais de argila e outra parte fica no estado livre (“ferro livre”). Por outro lado, a quantidade de humidade relativamente pequena verificada para tais condições faz com que a meteorização química seja pouco intensa e que exista proporção elevada de minerais primários facilmente meteorizáveis que não sofrem alteração, desde que, evidentemente, a rocha-mãe seja rica em tais constituintes.

Pode verificar-se igualmente a calcificação sob condições climáticas mais húmicas do que as referidas, sobretudo se a rocha-mãe for suficientemente rica em bases alcalino-terrosas e/ou o relevo favorecer a recepção de soluções alóctonas enriquecidas naqueles mesmos elementos e em sílica. Nestas condições, a vegetação pode ser constituída por floresta de folhosas produtora de matéria orgânica do tipo *mull florestal* a que corresponde ciclo biológico igualmente rico em bases. De acordo com o que se disse, pode definir-se resumidamente o processo de calcificação da seguinte maneira:

- 1 - Complexo de alteração constituído por argila em que predominam largamente minerais do tipo 2:1, sendo elevado a sua saturação em Ca^{2+} e Mg^{2+} ; presença de proporção apreciável de minerais primários alteráveis, desde que, evidentemente, a rocha-mãe seja rica em tais constituintes.
- 2 - Arrastamento para fora do perfil de sais alcalinos; em geral eluviação parcial dos alcalino-terrosos, com acumulação de carbonatos em nível inferior; lixiviação fraca ou nula de bases; lavagem nula ou fraca de colóides.

A calcificação é o processo pedogenético dominante na formação, entre outros, dos *Gipsissolos*, *Calcissolos*, *Chernozems*, *Kastanozems* e *Phaeozems*. Os *Gipsissolos* e *Calcissolos* ocorrem sob clima árido, temperado frio, e em correspondência com vegetação

constituída por gramíneas de porte baixo e alguns arbustos. Os *Chernozems* e *Kastanozems* ocorrem sob clima temperado a frio, sub-húmido, sendo a vegetação típica uma estepe gramíneas de porte alto e com razoável densidade. Num perfil característico de *Chernozems* distinguem-se os seguintes horizontes:

- O - com escassos centímetros, constituído por restos de raízes superficiais e de caules e folhas.
 - Ah - espesso (em geral cerca de 60 cm, mas pode atingir 100-150 cm), negro, com 7-15% de matéria orgânica bem humificada (formando complexos argilo-húmicos altamente estáveis) do tipo mull cálcico de estepa, com estrutura granulosa ou grumosa; reacção normalmente neutra a levemente alcalina.
 - Bwk, Ck - horizonte de acumulação de calcário (disseminado e/ou concentrado em eflorescências, manchas ou concreções), com cor clara e fracamente estruturado.
- Material originário muito variado, desde que contenha cálcio em quantidade suficiente (sobretudo loess, na Rússia).

A transição entre os horizontes é gradual, observando-se muitas vezes penetrações do horizonte Ah em forma de língua. Uma outra característica importante, peculiarmente nos *Chernozems* da Rússia, é a presença de crotovinas, tanto em Ah como no horizonte subjacente. O perfil não evidencia eluviação de colóides.

Os *Phaeozems* ocorrem em clima já com certa humidade, frio, moderadamente húmido. A rocha-mãe é rica em cálcio e a vegetação é constituída por estepas de gramíneas de grande porte, a qual garante conveniente saturação do *solum* em bases, apesar de existirem condições climáticas relativamente húmidas. Há, no entanto, certa eluviação que se traduz pela ausência de acumulação de calcário e alguma migração de argila. Estes solos. caracterizam-se pelos seguintes horizontes:

- Ah - espesso, rico em matéria orgânica, pardo-escuro ou pardo-avermelhado, com estrutura granulosa; grau de saturação 50-80%
 - Bw ou Bt - pardacento ou avermelhado, enriquecido em argila por iluviação, com estrutura anisoforme mais grosseira do que a anterior.
- Material originário a partir de profundidade entre cerca de 60 e 150 cm, em geral constituído por loess ou depósitos glaciares ricos em cálcio (nos Estados Unidos).

Lavagem

A lavagem é actuante em clima húmido, sendo particularmente activa no domínio atlântico que se caracteriza por temperaturas amenas e quedas pluviométricas mensais muito uniformes ao longo de todo o ano, coincidindo o máximo de precipitação com a estação fria. Nestas condições, praticamente durante todo o ano prevalecem no solo os movimentos descendentes de água, o que favorece ao máximo o processo de eluviação. No que se refere à vegetação, o processo encontra-se tipicamente associado a floresta produtora de matéria

orgânica do tipo mull ácido ou moder, matéria orgânica que tem reacção ácida e se caracteriza por uma transformação em que a mineralização se sobrepõe largamente à humificação. Fora do clima atlântico, a lavagem manifesta-se, frequentemente, apenas com carácter acessório. Pode igualmente verificar-se de forma secundária em climas secos (como o clima do tipo mediterrânico), durante as épocas chuvosas e desde que a permeabilidade do material seja favorável.

Este processo caracteriza-se por uma, eluviação mais ou menos intensa de argila, ferro e bases, além de, evidentemente, um arrastamento completo de sais. Caracteriza-se, além disso, pela acumulação da argila e ferro em nível inferior, o que leva à forma ao de um horizonte iluvial de argila (frequentemente horizonte árgico). Desenvolve-se assim, pela actuação de semelhante processo, um perfil de tipo ABtC, completamente desprovido de sais solúveis, gesso e calcário e também mais ou menos insaturado em bases.

Em meio biologicamente activo - pouco ácido, com arejamento e fracamente humífero - admite-se que a migração da argila e do ferro se dê conjuntamente por processo de eluviação mecânica. Em meio ácido e mal arejado, cabe à matéria orgânica papel importante na eluviação dos colóides minerais. Dado que se trata de matéria orgânica de intensa mineralização e fraca humificação, forma-se elevada quantidade de compostos orgânicos solúveis e pseudo-solúveis que reduzem e complexam o ferro e dispersam a argila, ficando estes, assim, separados e em situação de migrarem independentemente. Nestas condições predomina uma eluviação de ferro, sob a forma de complexos ferro-húmicos, mas, embora em menor grau, a argila também é eluviada devido à acção dispersante dos constituintes orgânicos sob a fracção argilosa mais fina. Aliás, a própria complexação do ferro, levando à rotura de ligações argilo-ferro, determina só por si dispersão da argila.

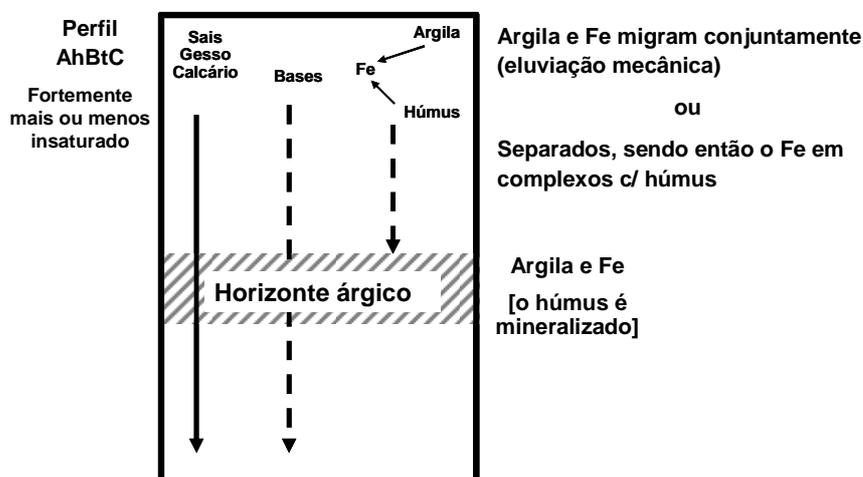


Figura 27 - Representação esquemática do processo pedogenético da lavagem

A imobilização da argila e do ferro origina-se por um dos mecanismos de iluviação referidos, mas, particularmente no caso dos complexos ferro-húmicos a acumulação implica sempre a destruição da parte orgânica do complexo devido à actividade de microrganismos em ambiente do perfil convenientemente arejado. O ferro, deste modo, precipita no estado férrico, tornando então a fixar-se à argila.

No processo pedogenético da lavagem, como se vê, os horizontes iluviais originados dizem respeito à argila e ao ferro, nunca se diferenciando horizontes de acumulação de húmus. Nas condições climáticas em que se opera a lavagem, durante a meteorização criam-se condições especialmente favoráveis à caulínização. Forma-se assim argila em que predominam minerais caulínicos mas que também pode conter minerais do tipo 2:1. Resumindo, são características principais da lavagem:

- 1 - Complexo de alteração em que a argila é predominantemente do tipo caulínico.**
- 2 - Complexo de adsorção cujo grau de saturação em bases só pode variar de baixo a médio.**
- 3 - Remoção completa de sais; remoção parcial de bases; eluviação de argila e ferro, e sua acumulação em horizonte inferior; frequentemente eluviação de matéria orgânica complexando o ferro, mas não formação de horizonte iluvial orgânico (a matéria orgânica é destruída).**

Podzolização

A podzolização é o processo pedogenético considerado típico de regiões caracterizadas por clima húmido e relativamente frio (temperado-frio a frio), e em que a vegetação é floresta de resinosas ou mato de urze, sendo a matéria orgânica do tipo mor que, como se sabe, é muito ácida e de mineralização lenta. Pode verificar-se em materiais originários diversos desde que sejam pobres em elementos alcalino-terrosos, em minerais facilmente alteráveis e em argila (os materiais grosseiros, com elevada permeabilidade e a que corresponda fraco ciclo de bases, são os mais favoráveis).

Embora actuando tipicamente sob as condições referidas, a podzolização pode manifestar-se com variável intensidade também em climas menos frios (inclusivé clima tropical e mediterrânico) sempre que a queda pluviométrica seja em quantidade suficiente, exista matéria orgânica fortemente ácida que não sofra rápida mineralização (pelo menos do tipo moder) e o material originário seja de natureza essencialmente siliciosa e apresente boa permeabilidade.

O termo podzolização, de acordo com o conceito mais usual, é aplicado ao processo que conduz, essencialmente, à eluviação de bases, materiais orgânicos e Fe e Al e à consequente acumulação da matéria orgânica e do Fe e do Al, em proporção variável, a profundidade maior ou menor. Desenvolve-se por conseguinte um perfil do tipo ABhsC, em que o horizonte B é de natureza iluvial.

Na podzolização há uma alteração química intensa em A de todos os constituintes silicatados (inclusivamente de minerais de argila formados), os quais libertam ferro e alumínio que são posteriormente arrastados. A podzolização implica, pois, o prevalectimento de movimentos descendentes de água (daí o estar associada a clima húmido) e a existência, no horizonte A, de condições extremamente ácidas, responsáveis pela instabilidade dos minerais (é por isso indispensável a presença de matéria orgânica do tipo *moder* ou *mor*).

Nas condições ideais de podzolização, por outro lado, verifica-se produção elevada de compostos orgânicos transitórios, ácidos fúlvicos livres e ácidos húmicos pouco evoluídos (constituintes solúveis e pseudo-solúveis muito ácidos), os quais migram em profundidade complexando, solubilizando e translocando o alumínio e o ferro livres do horizonte A, e, dadas as condições de acidez que originam, destruindo em geral intensamente a fracção argilosa e arrastando por complexação e/ou solubilização o alumínio e o ferro assim libertados (a sílica libertada, em meio tão fortemente ácido, é na sua maior parte insolubilidade e mantém-se em A. A eluviação também atinge evidentemente, toda a espécie de sais e a maior parte das bases de troca. Origina-se assim um horizonte drasticamente eluviado (horizonte alábico), o qual tem um aspecto esbranquiçado ou acinzentado e se apresenta em condição altamente ácida e siliciosa.

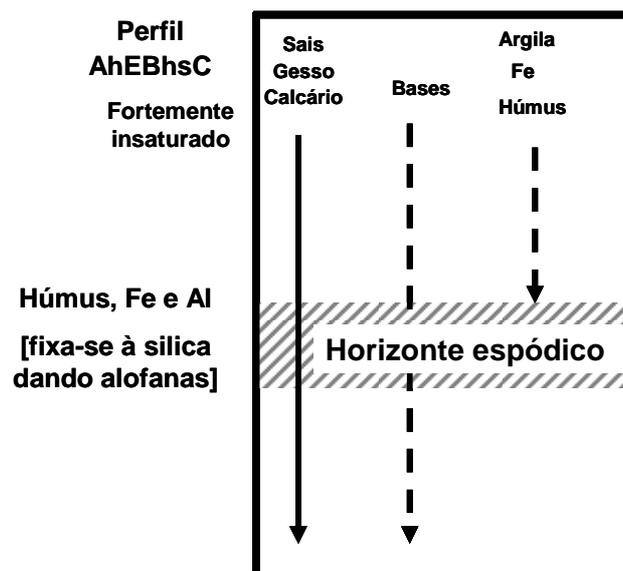


Figura 28 – Esquema geral do processo pedogenético de podzolização.

Os sais são arrastados inteiramente do solum e as bases quase totalmente, podendo no entanto verificar-se um enriquecimento relativo em bases no horizonte B.

Os ácidos fúlvicos e húmicos, que migram associados ao ferro e alumínio, são, juntamente com estes, insolubilizados a maior ou menor profundidade, formando-se assim um horizonte B de acumulação absoluta de matéria orgânica, alumínio e ferro, em que o material coloidal é essencialmente amorfo (horizonte espódico). Os colóides húmicos e ferruginosos em B, têm tendência a formarem um revestimento em torno dos grãos de quartzo e a cimentarem-nos em massas de forma e dimensões variáveis, duras ou brandas, de cor ferruginosa ou anegrada, que entre nós recebem as designações de “surraipa” (Pinhal de Leiria) e “tufos” (Pegões). A alumina, após floculação, fixa a pouca sílica eluviada, originando-se assim um gel do tipo alofânico que também contribui para a cimentação do material quartzoso.

No perfil sujeito a podzolização, todo ele evidenciando pobreza manifesta em bases, duas zonas se podem considerar: (i) uma zona superior, com elevada acidez, excesso de sílica e deficiência de ferro e alumínio, em que as condições de modo algum são propícias à formação de minerais de argila; (ii) uma zona inferior enriquecida em Fe e Al e pobre em sílica, em que os minerais de argila formados serão principalmente minerais caulínicos (poderá haver pequena proporção de minerais 2:1).

Resumindo, a *podzolização*, na sua máxima intensidade, caracteriza-se essencialmente por: (i) Complexo de alteração praticamente sem fracção argilosa no horizonte A; argila do horizonte B predominantemente caulínica; (ii) complexo adsorvente fortemente insaturado; (iii) total arrastamento de sais do *solum*; bases arrastadas na sua maior parte; eluviação de matéria orgânica e de óxidos de ferro e alumínio, e sua acumulação em horizonte inferior. A *podzolização* determina, tipicamente a formação de Podzois. Num perfil típico de Podzol observa-se a seguinte sequência de horizontes:

O1 - folhada.

O2 - em geral com 5-20 em de espessura, constituído, por ,matéria orgânica incompletamente, decomposta.

Ah - geralmente delgado, negro ou cinzento escuro.

E - de espessura muito variável, esbranquiçado ou cinzento claro, praticamente sem alumínio e ferro livres, pobre em bases, rico em sílica; argila quase inexistente.

Bhs - de espessura variável (mas em geral não excedendo 30 cm); negro, pardo escuro ou pardo, caracterizando-se pela acumulação de húmus (o seu teor, chega a ser 5-12%), ferro e alumínio, podendo apresentar-se ou não cimentado; a matéria orgânica e Fe e Al acumulam-se com frequência em níveis diferentes, os últimos subjacentemente à matéria orgânica.

C - material originário.

Todo o perfil acima da camada C apresenta reacção muito fortemente ácida, verificando-se os mais baixos valores de pH usualmente em O2 e Ah (em geral 4,0-4,5, chegando por vezes a 3,5). O grau de saturação é, como regra, inferior a 20% e, compreensivelmente, a capacidade de troca é bastante mais elevada nos horizontes Ah e Bhs do que em E.

Ferralitização

O processo de ferralitização é típico da zona inter-tropical húmida (com ou sem estações secas bem marcadas), a qual se caracteriza por abundante precipitação e elevada temperatura, coincidindo a estação chuvosa (ou o período de maior precipitação) com a época mais quente do ano. Por conseguinte, a chuva é quente e apresenta, além disso, certa acidez, em virtude da dissolução de apreciável quantidade de azoto atmosférico e da sua consequente oxidação em ácido nítrico. A maioria dos solos actuais formados por este processo ocorrem sob clima caracterizado por temperaturas médias anuais de 20-30 °C e queda pluviométrica superior a 1000 mm.

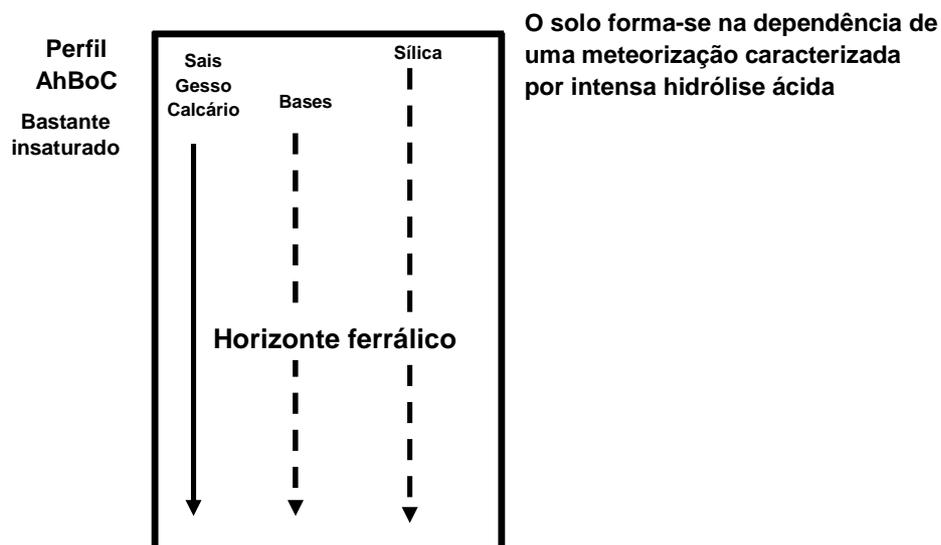


Figura 29 – No processo de ferralitização a sílica também é objecto de forte lixiviação

A vegetação associada à ferralitização corresponde principalmente a formações de savana, floresta tropical mais ou menos aberta e floresta equatorial. Tal vegetação produz matéria orgânica que se mineraliza e humifica muito rapidamente, originando húmus em que predominam largamente ácidos fúlvicos e ácidos húmicos livres.

Quanto às condições topográficas, o processo encontra-se inteiramente na dependência de locais bem drenados, garantindo uma percolação fácil da água da chuva.

Num ambiente com semelhantes características a meteorização é muito intensa, verificando-se a decomposição total de qualquer rocha, normalmente até considerável profundidade. Com exceção do quartzo, zircão e outros minerais particularmente resistentes, toda a massa de minerais primários é hidrolisada. Aliás, em condições extremas, até mesmo o quartzo pode ser dissolvido embora com certa lentidão.

Em resultado de uma drenagem favorável e da acidez do meio, as bases e os aniões libertados são arrastados em solução; a sílica é em grande parte eluviada, intervindo a que se mantém na zona de alteração na síntese de minerais de argila do grupo da caulinite; a alumina não combinada, assim como o ferro, imobilizam-se sob a forma de óxidos e hidróxidos, sendo a proporção relativa destes e dos minerais de argila regida pela intensidade da drenagem. Em condições ideais – clima extremo, local bem drenado e rocha pobre em sílica – o processo atinge tal intensidade que se forma argila apenas constituída por óxidos e hidróxidos ferro e alumínio. Devido à forte lixiviação, o complexo adsorvente apresenta-se, como regra, bastante insaturado.

A ferralitização origina, portanto, um perfil do tipo ABC podendo atingir espessura de vários metros, em que o horizonte B, de acumulação relativa de “óxidos” (engloba *óxidos*, *óxidos hidratados*, *óxidos-hidróxidos*, *oxi-hidróxidos*, *hidróxidos*) de Fe e Al, corresponde ao horizonte de diagnóstico *Ferrálico*, com transição difusa entre horizontes, apresentando reserva mineral alterável muito pequena, argila predominantemente constituída por minerais caulínicos e/ou “óxidos” de ferro e de alumínio, em geral fraca proporção de limo e relação limo/argila < 0,25, e com grau de saturação no subsolo (ou mesmo em todo o perfil) como regra menor do que 50%. Normalmente, o pH é de 4,5-5,5 nos horizontes inferiores, podendo atingir valores de 7,0 à superfície por influência das bases libertadas pela matéria orgânica que se mineraliza rapidamente.

Como muita frequência, os perfis originados por ferralitização são influenciados em grau variável pelos mecanismos de empobrecimento, apresentando em consequência disso alguma diferenciação textural. Simultaneamente com a ferralitização pode actuar, no entanto, a lavagem, e, nestas condições, o aumento de argila e/ou de “óxidos” com a profundidade resultará então de verdadeira iluviação. Deste modo, podem observar-se também nos solos ferralíticos sub-horizontes da acumulação absoluta. Resumindo, tem-se que a ferralitização pura se caracteriza tipicamente por:

- 1 - Complexo de alteração com muito reduzida reserva mineral alterável e com fracção argilosa predominantemente constituída por minerais caulínicos e/ou “óxidos” de ferro e de alumínio.**
- 2 - Complexo adsorvente bastante insaturado, pelo menos no horizonte B**
- 3 - Lixiviação total de sais e apreciável de bases; eluviação importante de sílica e ausência de eluviação de Fe e Al que, deste modo, experimentam uma acumulação relativa.**

A ferralitização é o processo de formação dos *Ferralsolos*. O *solum* pode ter apenas cerca de 1 m ou atingir uma espessura de vários metros. Para muitos autores, nos casos em que a meteorização atinja grandes profundidades, não se devem considerar como fazendo parte do *solum* os níveis terrosos situados abaixo dos 2 m (embora com características semelhantes às do nível superior), visto tratar-se de material provavelmente diferenciado fora da zona de manifesta actividade biológica. Segundo esses autores, portanto, semelhante material deve incluir-se num horizonte C e não considerar-se continuação do horizonte B.

Salinização e Alcalização

A salinização e alcalização referem-se a processos pedogenéticos responsáveis pela formação e evolução de solos designados genericamente por “Solos Halomórficos”, cujos diferentes tipos ocorrem caracteristicamente sob climas secos (árido sobretudo), em geral irregularmente misturados, distribuindo-se de acordo com o relevo e as condições hidrológicas locais. Tais processos actuam sobretudo em zonas de drenagem deficiente, deste modo, podem também observar-se sob clima húmido, o que sucede sempre que exista toalha freática de água relativamente perto da superfície ou o solo seja atingido pelas marés – terras baixas ao longo do litoral, nomeadamente delta dos rios. A vegetação que lhes está associada é, tipicamente, uma vegetação esparsa constituída predominantemente por plantas do tipo halófito ou xerófito.

Estes processos estão fundamentalmente na dependência do ião sódio, quer ele se encontre em solução sob a forma de sais quer esteja adsorvido determinando complexo de troca anormal, e, como regra, andam associados a um ou mais dos seguintes factores em correspondência com más condições de drenagem:

- 1 - Toalha freática de água mais ou menos salgada, próximo da superfície;**
- 2 - Águas de escoamento superficial carregadas de sais, provenientes das zonas vizinhas que a água atravessou;**
- 3 - Material originário constituído por depósitos marinhos – os sais podem ser solubilizados pela reduzida precipitação verificada, mas a secura do clima e a deficiência da drenagem não permitirão o seu arrastamento do perfil;**
- 4 - Material originário resultante de rochas normais ou de rochas com impregnações salinas em que não é possível a evacuação dos produtos soláveis libertados pela meteorização;**

5 - Água salgada transportada do mar ou de lagos sob a forma de aerossol.

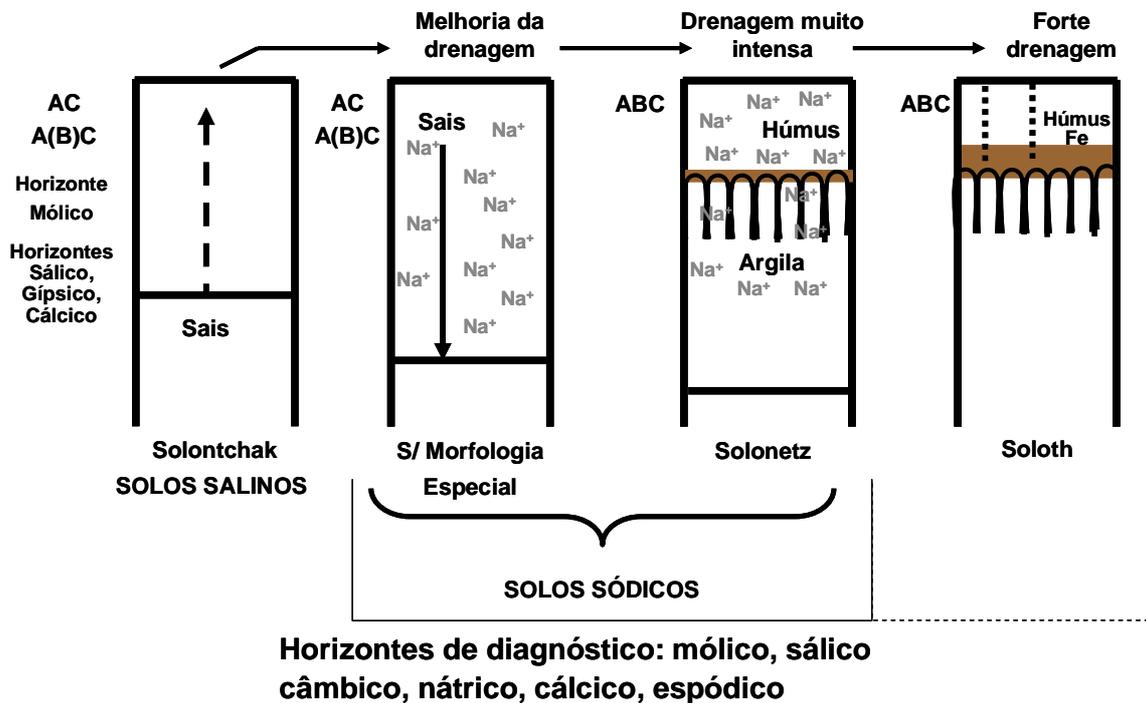
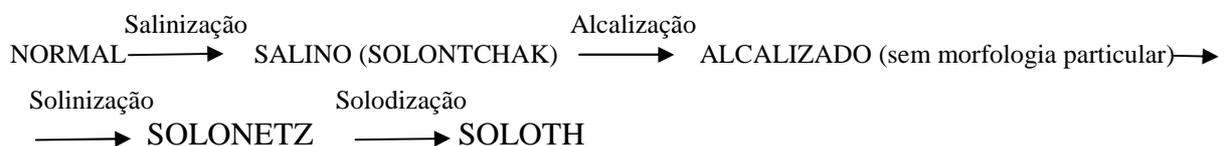


Figura 30 – Sequência evolutiva de solos salinos (*Solontchaks*) para solos sódicos (*Solonetz*)

A salinização e a alcalização são muito frequentemente desencadeadas por ação humana, devido à adoção de técnicas de regadio inadequadas. Em geral, há tendência para aplicar água de rega em excesso e elevar assim o nível da toalha freática, o que, sem dúvida, terá graves implicações se a água for de natureza salina. Além disso, é também frequente, em regiões áridas, usar água de rega contendo excesso de sais, contribuindo-se deste modo para a sua acumulação no perfil.

Dentre os “Solos Halomórficos”, a salinização é responsável pela formação dos Solos Salinos ou *Solontchaks*; a alcalização conduz à diferenciação de solos designados genericamente por Solos Alcalizados. Relativamente a este último processo, dado que pode conduzir à diferenciação de solos com morfologia particular, como é o caso dos *Solonetz* e dos *Soloth*, é frequente distinguir nele processos diferenciados de pedogénese em geral conhecidos pelos nomes de solonização e solodização. Nas zonas áridas é normal observar-se a seguinte sequência evolutiva do solo:



O processo de salinização caracteriza-se pela acumulação de sais solúveis no *solum*, principalmente cloretos e sulfatos de sódio, cálcio e, magnésio e, em menor quantidade, bicarbonatos, nitratos e boratos de sódio e potássio. Tal acumulação é devida à ausência de eluviação de sais do perfil e/ou a migrações ascendentes, o primeiro caso verificando-se quando a precipitação é muito escassa e o segundo sempre que exista, pouco profundamente, a toalha freática de água salgada. Neste processo não há, por conseguinte, eluviação de qualquer natureza, apresentando-se o complexo adsorvente em geral totalmente saturado mas com predomínio dos catiões bivalentes (a percentagem de Na permutável mantém-se inferior a 15%). A salinização conduz normalmente à formação de solos com perfil AC, caracterizados por horizontes de diagnóstico sálicos e gípsicos ou cálcicos.

Como se referiu, a má drenagem é de facto aspecto da maior importância, resultando tais condições de manifesta impermeabilidade do perfil ou apenas de uma localização relativamente superficial da toalha freática da região. Nas zonas áridas é vulgar a drenagem de superfície fazer-se por rede de escoamento pouco desenvolvida, o que determina a existência de bacias internas mais ou menos extensas onde se acumula toda a água escoada das terras altas circundantes, em geral com certa concentração salina. Semelhante particularidade reforça os aspectos anteriores, atingindo-se uma situação ideal para o desenvolvimento do processo.

Na alcalização criam-se condições que levam a uma proporção elevada de Na^+ no complexo adsorvente (Na^+ troca > 15% da capacidade de troca catiónica). O Ca^{2+} e o Mg^{2+} , como sabemos, são os principais catiões encontrados na solução e no complexo de troca dos solos normais das regiões áridas. Quando se acumula um excesso de sais solúveis nestes solos, o Na^+ torna-se frequentemente o catião dominante da solução do solo como consequência de uma riqueza excepcional neste elemento da solução do solo como consequência de uma riqueza excepcional neste elemento da solução aportada e/ou da precipitação de grande parte do cálcio e do magnésio existentes. Quando a solução do solo se torna concentrada devido à evaporação ou à absorção de água pelas plantas, os limites de solubilidade dos CaSO_4 , CaCO_3 e MgCO_3 são muitas vezes excedidos, e, desta maneira são precipitados com um aumento correspondente da proporção de sódio. Em tais condições, uma parte importante do Ca^{2+} e Mg^{2+} de troca originais é substituída por Na^+ . Em geral, uma percentagem superior a 50% dos catiões solúveis tem de ser constituída por Na^+ para que este possa existir em quantidade significativa adsorvido no complexo de troca.

A alcalização, além desta transformação operada no complexo de adsorção conduzindo à formação de argila predominantemente sódica, envolve uma eluviação completa dos sais

solúveis, a qual se pode verificar durante os períodos das reduzidas quedas pluviométricas. O processo implica, portanto, relativamente à salinização, melhoria das condições de drenagem e percolação de água doce (com baixa concentração de sais).

À medida que se modifica o complexo de troca e os sais vão sendo eliminados, o pH aumenta; entretanto, pode dar -se a hidrólise da argila sódica e formar-se carbonato, de sódio, tornando-se a reacção muito fortemente alcalina. Criam-se assim condições favoráveis a intensa dispersão dos colóides argilosos e húmicos, sucedendo que estes últimos, misturados com carbonato de sódio, determinam à superfície o aparecimento de depósitos anegrados ou duma crosta salina negra.

Nas condições climáticas determinantes da salinização e alcalização, durante a meteorização origina-se um meio rico em sílica e bases, favorável à síntese de minerais de argila do tipo 2:1; por outro lado, a fraca quantidade de humidade faz com que a meteorização química seja pouco intensa, pelo que haverá proporção elevada de minerais primários facilmente alteráveis. Assim, o complexo de alteração associado aos solos formados por salinização ou alcalização é constituído por argila em que predominam largamente minerais micáceos, esmectites e vermiculites e por elevada proporção de minerais primários alteráveis (desde que, evidentemente, a rocha-mãe seja favorável a esse respeito).

Como aspecto mais intenso de alcalização, tem-se o processo de solonização. Este pode identificar-se com o processo anterior, a que se soma certa eluviação de argila (a argila dispersa nas condições de elevada alcalinidade) e sua conseqüente acumulação em nível inferior, desenvolvendo-se um horizonte B, compacto; com estrutura colunar típica; além disso, verifica-se, igualmente eluviação de húmus, o qual se acumula sobre os agregados colunares originando uma película negra a envolvê-los. Forma-se deste modo o *Solonetz*, o que exige uma acção mais intensa de movimento descendente de água doce do que no caso anterior.

Sob condições de eluviação ainda mais acentuada dos horizontes superiores, actuará a solodização que, em boa verdade, corresponde a uma regressão do processo de alcalização com fortes características de podzolização. As bases são quase totalmente eluviadas da superfície, tornando-se a reacção fortemente ácida e originando-se matéria orgânica com características de húmus bruto; a argila decompõe-se, com libertação de sílica e “óxidos de Fe e Al”, e os compostos húmicos formados mobilizam o Fe e o Al que acabam por se acumular inferiormente. Diferencia-se assim um *Soloth*, em que se distingue um horizonte A ácido e pobre em colóides e um horizonte B texturado.

Esta sequência evolutiva, de *Solontchaks* a *Soloth*, que implica intensificação sucessiva da drenagem interna do perfil, pode estar ligada, em parte, ao abaixamento progressivo do nível da toalha freática.

A alcalização, incluindo as variantes solonização e solodização, origina, como facilmente se deduz das considerações feitas, solos com grande diversidade de perfis – AC, A(B)C ou mesmo ABC. Os horizontes de diagnóstico determinados pelo processo são igualmente muito variados: mólico ou úmbrico e câmbico ou nátrico: os horizontes gípsico, cálcico e álbico também podem estar presentes.

De uma maneira resumida, tem-se como características essenciais destes processos:

- 1 - Complexo de alteração constituído por argila em que predominam largamente minerais de argila 2:1 e com proporção apreciável de reserva mineral alterável (no caso da solodização, semelhante aspecto não se verificará no horizonte A).
- 2 - Complexo de adsorção altamente saturado, exceptuando o horizonte A dos solos formados por solodização que se apresenta insaturado; deve referir-se ainda que a proporção de Na^+ de troca é inferior a 15% no processo de salinização e maior do que 15% na alcalização.
- 3 - Na salinização não há, praticamente, qualquer tipo de eluviação e pode mesmo verificar-se migração ascendente de sais. Na alcalização dá-se um arrastamento completo dos sais, acompanhado de eluviação de bases, argila e húmus (caso da solonização) e, em fase posterior, também de ferro e húmus, provindo o ferro da degradação da argila (caso da solodização); os colóides eluviados acumulam-se inferiormente, diferenciando um horizonte B característico.

A distinção dos “Solos Halomórficos” em salinos e alcalizados é feita exclusivamente na base de propriedades químicas (condutividade do extracto de saturação e percentagem de sódio de troca, respectivamente). Alguns destes solos podem apresentar, no entanto, morfologia particular, como se referiu sucintamente e se verá agora em maior detalhe.

Os Solos Salinos (*Solontchaks*) caracterizam-se por apresentar condutividade (a 25 °C) do extracto de saturação maior do que 4 dS m^{-1} e percentagem de sódio de troca menor do que 15% do valor da capacidade de troca catiónica (CTC). São solos em geral sem morfologia específica. Contêm elevada proporção de sais solúveis (predominantemente cloreto de sódio) e, com frequência, também gesso e calcário. O complexo adsorvente apresenta-se em geral saturado de bases, encontrando-se estas em proporção normal. A reacção é normalmente neutra a fortemente alcalina. No aspecto físico, apresentam, como regra, razoável agregação e, por consequência, a sua permeabilidade é igual ou superior à dos solos normais correspondentes. Nos períodos secos podem apresentar acumulações de sais à superfície, originando eflorescência ou crostas brancas características.

Os Solos Alcalizados correspondem a “Solos Halomórficos” em que a percentagem de sódio de troca é maior do que 15% da CTC e a condutividade do extracto de saturação é menor

do que 4 dS m^{-1} (a $25 \text{ }^\circ\text{C}$), na totalidade ou em parte do perfil. Conhecem-se casos em que o Na^+ de troca atinge 70-80% do valor de CTC. São solos sem morfologia definida ou com aspectos morfológicos característicos, como acontece principalmente com os *Solonetz* e os *Soloth* não contêm sais solúveis e podem apresentar ou não calcário e gesso no perfil. A reacção é fortemente a muito fortemente alcalina. O húmus, que passa parcialmente ao estado disperso quando o pH é elevado, pode acumular-se à superfície em manchas negras, durante o tempo seco.

Os *Solonetz* apresentam, tipicamente, os seguintes horizontes:

- A - Em geral acinzentado ou pardo, empobrecido em argila relativamente ao horizonte B, sem estrutura especial; o pH pode aproximar-se de 7,0.
- B - Em geral acinzentado ou pardo, de iluviação de argila e húmus, muito compacto, pouco permeável e, quando seco, com estrutura colunar muito característica, apresentando-se os agregados, frequentemente, envolvidos por um revestimento anegrado de argila e húmus; pH normalmente compreendido entre 8,5 e 10,0 corresponde ao típico horizonte nátrico).
- C - Nível de acumulação de sais, distinguindo-se, de cima para baixo, primeiro calcário, depois gesso e finalmente sais alcalinos

Em algumas regiões, normalmente na África do Norte, têm sido observados solos com morfologia igual à dos *Solonetz* mas em que o complexo adsorvente tem uma composição diferente do usual - o Na^+ de troca encontra-se em proporções normais, assim como o K^+ e o Ca^{++} , atingindo o Mg^{++} de troca os elevados valores de 30-40%. Designam-se por isso na literatura por *Solonetz* magnesianos.

O perfil de *Soloth* é caracterizado pelos horizontes seguintes:

- A1 - Escuro, com húmus ácido.
 - A2 - Horizonte lavado, de cor clara, textura grosseira e cujo pH pode descer a cerca de 5 (tipo horizonte albico).
 - B - Pardo escuro, muito compacto, geralmente diferenciando-se em sub-horizontes B1 (de acumulação de húmus e ferro, com reacção neutra) e B2 com características semelhantes ao B do *Solonetz* (horizonte nátrico).
- Pode apresentar concreções ferruginosas na zona inferior de A2 ou superior de B.

Há ainda que considerar os Solos alcalizados-salinos, os quais, como é óbvio, se caracterizam por condutividade do extracto de saturação maior do que 4 dS m^{-1} (a $25 \text{ }^\circ\text{C}$) e percentagem de sódio de troca maior do que 15% da CTC. Estes solos não apresentam aspectos específicos de morfologia.

Gleização

Dá-se o nome de gleização ao processo de formação de solos minerais cuja característica essencial consiste na presença de um horizonte com propriedades

gleicas - horizontes que, sujeitos alternadamente a condições de secagem e humedecimento, se apresentam muito manchados de vermelho, amarelo, pardo, azul e cinzento, devido à presença de formas oxidadas e reduzidas de sais de ferro.

Para o desenvolvimento de tais horizontes é necessário haver uma saturação em água, temporariamente ou permanente, quer porque as características do material impeçam uma drenagem normal quer porque o solo se encontre localizado numa zona naturalmente mal drenada. O processo é portanto essencialmente controlado por fenómenos de hidromorfismo, em resultado da natureza do solo ou de condições de estação, não se encontrando dependente de condições climáticas e/ou vegetacionais. É necessário, no entanto, que a água envolvida no processo tenha capacidade redutora, pois só assim ela poderá induzir a redução do ferro e assegurar a sua translocação.

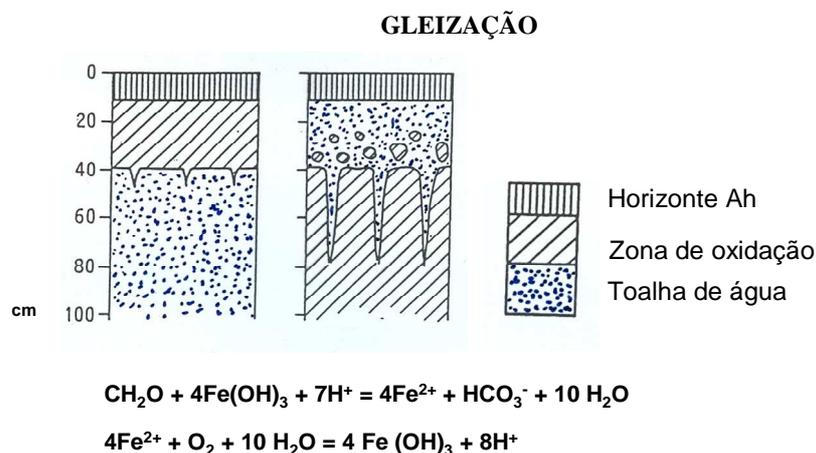


Figura 31 – Gleização devida a toalha freática permanente e a saturação temporária do perfil do solo

As propriedades gleicas estão ligadas à presença de uma toalha freática permanente com fraca oscilação e em que a água é estagnada ou circula lentamente. Originam-se assim migrações ascendentes de sais ferrosos, em estação seca, e a sua precipitação no estado férrico. Podem resultar também de uma saturação temporária do perfil, havendo uma lavagem localizada de ferro ferroso (Figura 31). Quando o hidromorfismo se encontra na dependência de água rica em substâncias orgânicas solúveis, estas além de intervirem na redução do ferro desempenham papel activo na sua complexação e consequente migração.

Dado que o processo se caracteriza apenas pela diferenciação de horizontes com propriedades gleicas e estes se podem desenvolver a profundidades muito diferentes, os solos assim formados não apresentam um tipo de perfil bem definido. Assim, na gleização, (i) o complexo de alteração e o complexo adsorvente podem ser variáveis; (ii) há migrações

ascendentes de ferro no estado ferroso no caso de toalhas freáticas permanentes, e descendentes, no caso de saturação temporária do perfil do solo. Formam-se tipicamente por este processo os *Gleissolos* e os *Planossolos*.

Nos *Gleissolos*, o horizonte A não possui teor em matéria orgânica que permita classificá-lo como húmico. A sua morfologia é variada, sendo a característica mais relevante a evidência de gleização em qualquer nível.

Os *Planossolos* desenvolvem-se sob climas húmidos ou sub-húmidos e em zonas quase planas. Caracterizam-se fundamentalmente por horizonte Ah de textura grosseira, pobre em matéria orgânica, e por *horizonte alábico* intensamente lavado, transitando abruptamente para *horizonte B árgico*, constituindo um impermeável argiloso com típico aspecto de gleização. Na zona inferior do horizonte eluvial e superior do horizonte B, há apreciável acumulação de ferro, muitas vezes sob a forma de concreções. Nos *Planossolos*, à gleização está associada certa lavagem.

Os *Criossolos* ocorrem nas regiões subárticas, em que a profundidade relativamente pequena existe uma camada permanentemente gelada (o *permafrost*). A vegetação típica consiste essencialmente de musgos, líquenes e pequenos arbustos. Devido às temperaturas muito baixas, à impermeabilidade determinada pelo *permafrost* e à reduzida evapotranspiração, as características destes solos estão predominantemente na dependência da meteorização física e do hidromorfismo. O perfil destes solos, por conseguinte, apresenta horizontes superficiais orgânicos, pardo escuros (em que a matéria orgânica está pouco decomposta) e horizontes inferiores de natureza mineral, os quais têm cor acinzentada manchada de ferruginoso nos níveis subsuperficiais e passam gradualmente com a profundidade a azul acinzentado ou azul esverdeado (aspecto em que se mantém até ao substrato gelado).

Histificação

Processo em resultado do qual se acumulam grandes massas de matéria orgânica, conduzindo à formação de *Histosolos*. A acumulação de matéria orgânica em quantidade elevada só é possível em meios caracterizados por actividade microbiana muito reduzida ou, pelo menos, em que seja praticamente nula a actividade de microorganismos aeróbios. A histificação é assim um processo que ocorre principalmente nas zonas mal drenadas, em que se verifica encharcamento permanente ou saturação com água durante todo o ano ou na maior parte do ano, isto é, encontra-se sobretudo na dependência de condições de hidromorfismo, tal como sucede com a gleização. As condições de hidromorfismo neste processo são, no entanto,

mais intensas do que na gleização e manifestam-se em quase toda a espessura do perfil. Por conseguinte, a histificação tanto se pode processar em climas frios, como em climas quentes (inclusive nos climas tropicais), mas os climas frios são os mais típicos e favoráveis ao processo. Em tais climas, com temperaturas suficientemente baixas, limitantes da actividade microbiana, as turfas podem originar-se mesmo na ausência de condições de hidromorfismo.

Têm sido propostas diversas classificações de turfas com base em critérios variáveis. Dois tipos principais ressaltam no entanto destas classificações: (i) Turfa cálcica ou eutrófica, frequentemente em correspondência com turfeiras baixas, subaquáticas ou de água dura; (ii) Turfa ácida ou oligotrófica, em geral em correspondência com turfeiras altas, de água branda ou de *Sphagnum*.

As turfeiras baixas caracterizam-se por uma superfície plana ou mesmo ligeiramente côncava. Formaram-se em depressões, muito frequentemente leitos de antigos lagos, algumas tendo começado a surgir no fim do período glacial e continuando ainda a desenvolver-se nos nossos dias. No seu início, a margem dos lagos foi invadida por uma vegetação variada (*Phragmites*, *Carices*, *Juncus*, *Equisetineas*) e os seus resíduos, assim como de outras espécies aquáticas, depositaram-se no fundo constituindo as primeiras acumulações. Devido à repetição dos ciclos vegetativos, este processo manteve-se com carácter contínuo, acabando por se verificar o enchimento do lago e por desaparecer a superfície livre da água, durante todo o ano ou parte maior ou menor do ano. No entanto, como a zona da turfeira é uma zona depressionária (necessariamente de afluxo de águas) há saturação com água suficiente para que o material acumulado se conserve.

Muito frequentemente, o substrato mineral em que o material orgânico se deposita é rico em bases (e não raras vezes até mesmo de natureza calcária) e as águas existentes são águas duras. Deste modo, a turfa originada apresenta-se rica em bases, o que leva a designá-la como cálcica ou eutrófica. É compreensível que tais condições possam muito bem deixar de se verificar, e, assim, embora se forme uma turfeira baixa ou infra-aquática, ela será necessariamente pobre em tais constituintes - não se origina portanto uma turfa eutrófica, mas sim oligotrófica.

As turfeiras altas desenvolvem-se a partir da periferia para o centro, o que faz com que se apresentem com uma superfície convexa (de onde resulta um dos seus nomes). Formam-se tipicamente em ambientes de humidade elevada (devido aos hábitos dos musgos - *Sphagnum* spp - que constituem a vegetação predominante), em geral a partir de uma vegetação pioneira de musgos instalada sobre uma turfeira de bosque, morta, também conhecida por turfeira de transição. A turfa desta turfeira morta manifesta uma grande capacidade de retenção para a água

(acumula-se principalmente água das chuvas) e apresenta reacção extremamente ácida e grande pobreza em substâncias minerais e nutritivas. As turfeiras altas desenvolvem-se assim acima de um lençol freático, mantendo-se saturadas de água por ascensão capilar.

Embora as turfeiras referidas se possam formar independentemente umas das outras, assentando directamente em substratos minerais, muito frequentemente sucedem-se pela ordem turfeira baixa - turfeira de transição - turfeira alta, em função de variações de clima e regime de águas. A turfeira de transição corresponde a um período mais seco, em que se observa inclusivamente a invasão de árvores e arbustos (*Alnus*, *Betula*, *Pinus*), apresentando-se a turfa constituída por ramos e outro material muito grosseiro.

Na espessura do material correspondente a determinado tipo de turfeira se pode verificar certa sucessão de diferentes associações vegetais, dependendo da menor ou maior variabilidade das condições que presidiram à sua formação. De acordo com tal sucessão, e também com o grau de decomposição dos respectivos resíduos, origina-se um perfil turfoso em que se podem distinguir horizontes com características diversas, sendo umas características herdadas do material originário e outras resultantes da transformação deste. É de salientar que, contrariamente ao que sucede na grande maioria dos solos minerais evoluídos, o perfil dos solos orgânicos é dominado pelos caracteres herdados e não apresenta constância típica na sequência dos seus horizontes.

Além das turfeiras enumeradas outros tipos se podem formar, sendo muito frequentemente referidas as turfeiras de tundra e as turfeiras de altitude ou alpina. As turfeiras de tundra formam-se na estepe fria, sendo originadas a partir de musgos, Assentam directamente em substrato mineral e o seu perfil caracteriza-se por apresentar uma camada gelada. Quando antigas, formam geralmente uma paisagem em que alternam colinas e planuras com diferente configuração e extensão. As turfeiras de altitude ocorrem em regiões montanhosas, nas zonas de encosta, ao longo das quais a água escorre permanentemente provindo das terras mais altas. As características da turfa formada dependem da natureza da água: se as águas são brandas, a turfa será oligotrófica; se duras, será eutrófica ou mesotrófica.

REFERÊNCIAS

- Birkland, P.W. 1999. *Soils and Geomorphology* (Third Edition). Oxford University Press, New York.
- Brady, N. C. & Weil, R. R. 1999. *The Nature and Properties of Soils* (Twelfth Edition). Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey.
- Brady, N. C. & Weil, R.R. 2008. *The Nature and Properties of Soil* (14th Edition revised). Pearson International Edition. Pearson Education, Inc., Upper Saddle River, New Jersey.
- Buol, S. W., Hole, R. D. McCracken, R. J. & Southard, R.J. 1997. *Soil Genesis and Classification* (Fourth Edition). Iowa State University Press, Ames, Iowa.

- Buol, S.W., Hole, R.D., McCracken, R.J. & Southard, R.J. (2005). Soil Genesis and Classification (5th Edition). Iowa State University Press, Ames, Iowa.
- Duchaufour, Ph. 1977. Pédologie. Pédogenèse et Classification. (Sous la direction de Ph. Duchaufour et B. Souchier). Masson, Paris.
- FAO, 1976. A framework for Land Evaluation. FAO Soils Bulletin 32, FAO, Rome
- FAO, 2001. Lecture Notes on the Major Soils of the World. World Soil Resources Reports 94, FAO, Rome
- IUSS Working Group WRB (2006). World Reference Base for Soil Resources 2006. World Soil Resources Reports No. 103. FAO, Rome.
- Jenny, H. 1941. Factors of Soil Formation: a System of Quantitative Pedology. Originally published by McGraw-Hill; Dover, Mineola, NY.
- Jenny, Hans (1949). Factors of Soil Formation. A System of Quantitative Pedology. Originally published by McGraw Hill; Dover, Mineola, NY
- Jenny, Hans (1980) – The Soil Resource-Origins and Behavior. Ecological Studies, Vol. 37., Springer-Verlag, New York.
- Lavelle, P. (1997). Faunal activities and soil processes: Adaptive strategies that determine ecosystem function. *Advances in Ecological Research* 27:93-132.
- Martins, A., Madeira, M. & Réffega, A. G. 1995. Influence of rainfall on properties of soils developed on granite in Portugal. *Arid Soil Research and Rehabilitation*, 9: 353-366.
- Ricardo R.P. Marques, M.M., Ramos, M.F.. (1980-1981). Nota sobre o processo de formação dos Solos Ferralíticos da região do Hoque (Província da Huíla, Angola). Boletim da Sociedade Geológica de Portugal, Volume XXII. Volume de homenagem ao professor Doutor Carlos Teixeira).
- Ricardo R.P., Fonseca, M.M., Furtado, A.S. & Raposo, J.A. (2004). Ocorrência de solos ferralíticos em Regiões de Angola com clima seco. Programa e Resumos do I Congresso Ibérico da Ciência do Solo, pág. 80. Bragança.
- Ricardo, R.P., Franco, E.P.C. & Conceição, F.A.M. (2001). As térmitas como agente determinante de características de solos do Sueste de Angola. *Revista de Ciências Agrárias*, 24(3-4): 239-244.
- Robinson, G.W. (1936). Soils, Their Origin, Constitution and Classification. Second Edition. Thomas Murby & Co., London.
- Sanchez, P. A. (1976). Properties and Management of Soils in the Tropics. John Wiley and Sons, New York.
- Sanchez, P.A. & Lal, R. 1992. Myths and Science of Soils of the Tropics, SSSA, Special Publication, no. 29. Madison.
- Simonson, R. W. 1959. Outline of a generalized theory of soil genesis. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 23: 152-156.
- Soil Survey Staff. 2006. Keys to Soil Taxonomy (10th Edition). USDA/NCRS, Washington.
- Van Breemen, N. & Finzi, A.C. (1998). Plant-soil interactions: Ecological aspects and evolutionary implications. *Biogeochemistry* 42:1-19.