

## ESTUDO GEOQUÍMICO DOS SOLOS E FORMAÇÕES SUPERFICIAIS DO BRASIL\*

### PARTE 1 Caracterização e repartição dos principais tipos de evolução pedogeoquímica

ADOLPHO JOSÉ MELFI\*\* e GEORGES PEDRO\*\*\*

**ABSTRACT** The pedologic classifications used in Brazil are mainly morphogenetic; hence they are not precise indicators for the reconstruction of the nature of the processes involved during surface evolution of the mineral fraction of soils.

The geochemical type of soil evolution in Brazil is characterized by the study of chrysallochemical essentially and physico-chemical aspects related to the clay fraction. Thus an essentially pedogeochemical interpretation is obtained.

As a consequence the geographical distribution of the types is presented.

**INTRODUÇÃO** A natureza e a distribuição dos principais tipos de solos do Brasil começam a ser relativamente conhecidas, sobretudo após os trabalhos realizados pela Comissão Nacional de Solos, a partir de 1958. Dessa forma, o mapa de solos da América do Sul, na escala de 1:5 000 000, elaborado em 1971 pela FAO/UNESCO, sob a direção de Dudal, resume parcialmente esse nível de conhecimento. Esse mapa apresenta uma precisão heterogênea, pois resulta da justaposição de levantamentos sistemáticos, de mapas de reconhecimento e enfim de informações pontuais que tiveram que ser extrapoladas para regiões mais ou menos extensas.

Estudos posteriores, publicados pelo projeto RADAM, pelo Serviço Nacional de Levantamento e Conservação dos Solos (Camargo e Bennema, 1966; Costa de Lemos, 1968; Costa de Lemos *et al.*, 1960 e 1967) e por diferentes entidades de pesquisas (Fig. 1), possibilitaram transformar o trabalho da FAO no primeiro inventário dos solos brasileiros.

Nos trabalhos da CNS e do SNLCS, as unidades pedológicas foram estabelecidas essencialmente com base nos dados da classificação brasileira, que corresponde a uma adaptação da classificação americana do "Soil Survey" de 1938, modificada por Thorp and Smith (1949). O mapa geral dos solos da América do Sul, referido neste estudo, foi realizado levando-se em conta a nomenclatura estabelecida por Dudal em 1968 e completada em 1969, 1971 e 1975 e que reparte as unidades de solos do mundo em 26 classes, das quais 15 são representadas no Brasil (Tab. 1 e Fig. 2).

O mapa simplificado da Fig. 2 leva em conta as associações de solos indicadas no documento da FAO. Para essas unidades complexas, a repartição foi efetuada da seguinte maneira:

— toda associação binária em que um dos componentes corresponde a um litossolo (I) se comporta, do ponto de vista geoquímico, como uma unidade simples, podendo, então, sem nenhum problema, ser ligada ao segundo componente. Dessa forma, a associação (I-He) foi representada como (He), (I-Lf) como (Lf), (I-Qe) e finalmente (I-Vp) como (Vp);

\*Trabalho realizado com o auxílio financeiro da FAPESP

\*\*Departamento de Geologia Geral, IGUSP, CP. 20 899

\*\*\*Departement de Science du Sol, INRA, Versailles

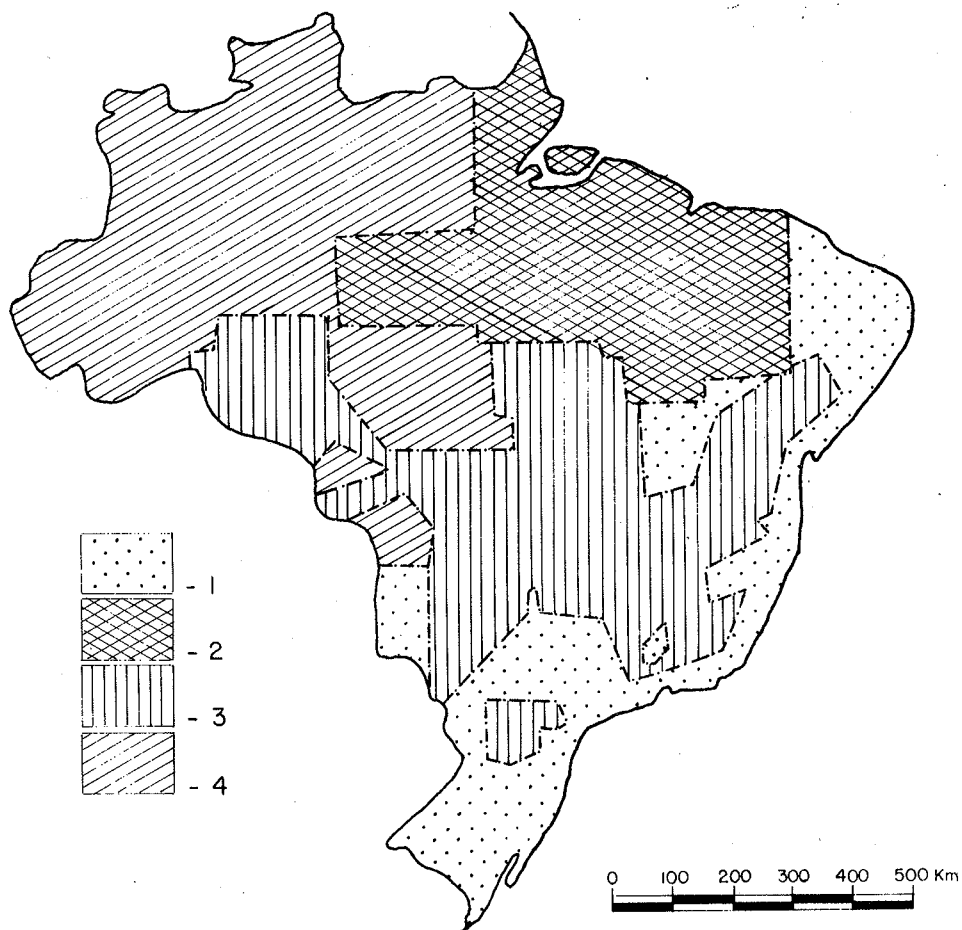


Figura 1 – Nível de conhecimento sobre os solos do Brasil. 1 levantamento sistemático do S.N.L.C.S.; 2 levantamento sistemático do Projeto RADAM; 3 reconhecimento exploratório e 4 informações pontuais

— todas as demais que correspondem a associações ternárias tiveram que ser resolvidas individualmente, em função do meio pedológico predominante. Foi assim que a associação (I-Bd-Rb) foi considerada como uma unidade (Bd); a associação (I-Fo-Q), representada no Piauí, foi colocada na unidade (Qf); a associação (I-Ao-Fo) foi considerada (Fo) no Amazonas e (Ao) no Sul do Pará; finalmente, a associação (I-Fo-Lf) foi considerada como (Fo) no estado de Goiás e como (Lf) no Ceará.

É necessário levar-se em consideração que a nomenclatura da FAO é essencialmente operacional e portanto não está baseada em um princípio diretor bem-definido e homogêneo. Analisando os diferentes elementos considerados, pode-se apresentar sucintamente o método proposto pelos classificadores da maneira a seguir (certas classes são definidas a partir dos fenômenos de alteração superficial):

Ausência de alteração ou alteração insignificante (por diferentes razões)	Litossolos Regossolos Fluissolos
Alteração incompleta	Cambissolos

Alteração praticamente total

Ferralsolos  
Nitossolos  
Vertissolos

Nas outras classes, o desenvolvimento de fenômenos de alteração também se manifesta, porém os fatores sobre os quais repousa a discriminação são diferentes:

Presença de sais solúveis

*Solontchak*  
*Solonetz*

Desenvolvimento de um horizonte mólico, rico em matéria orgânica humificada

*Faeozem*

Diferenciação textural importante

Luvisolos  
Acrissolos  
Planossolos

Evolução em condições hidromórficas

Gleysolos

Rocha-mãe particular (areias quartzosas)

Arenossolos

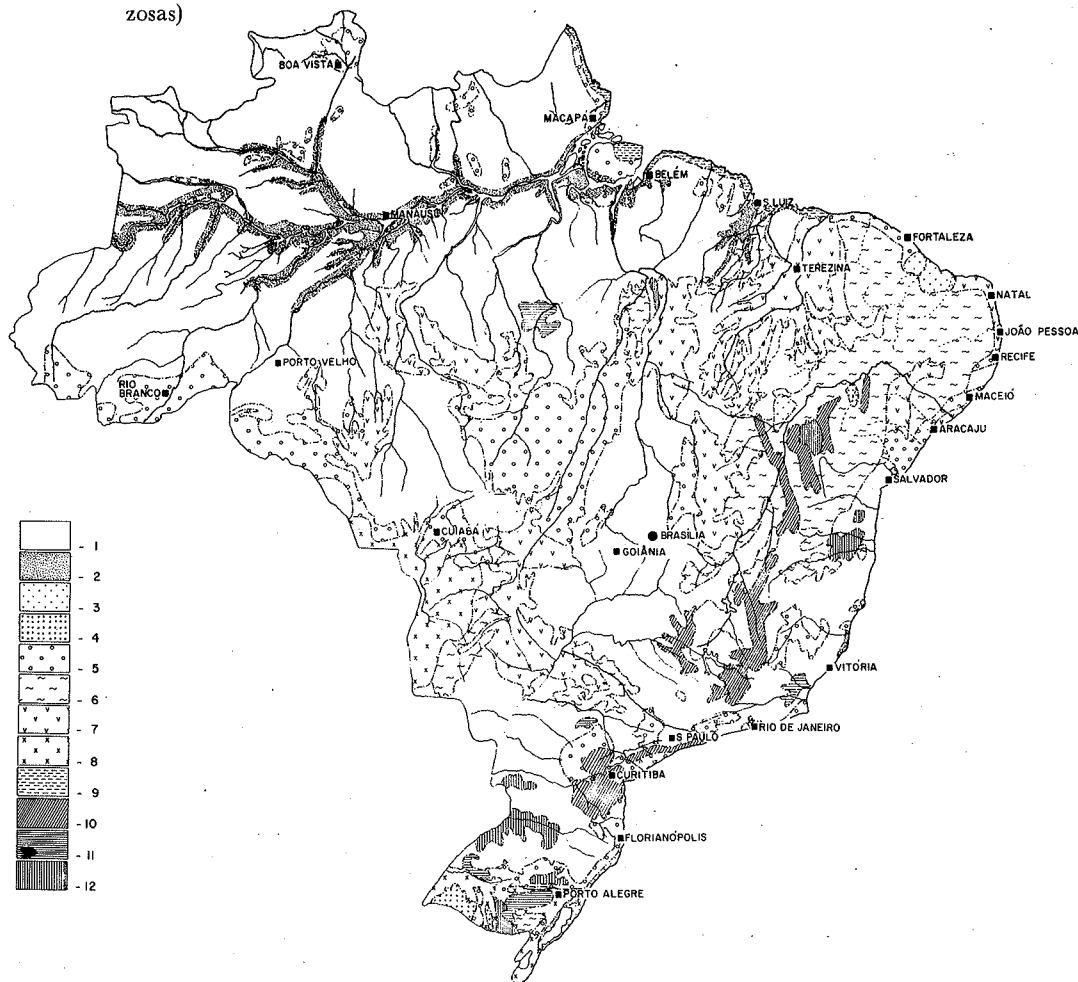


Figura 2 — Repartição das principais unidades de solos do Brasil. 1 ferralsolos; 2 gleysolos; 3 vertissolos; 4 regossolos; 5 acrissolos; 6 luvisolos; 7 arenosos; 8 planossolos; 9 *solontchaks*; 10 cambissolos; 11 nitossolos e 12 *faeozens*

Tabela I – Unidades de solos da FAO representadas no Brasil

Grandes unidades	Unidades inferiores	Símbolos	Superfície mil ha	%
Fluvissoles	Fluvissoles distrícos	Jd	67	< 0,1
	Fluvissoles tíônicos	Jt	183	
Gleyssoles	Gleyssoles distrícos	Gd	23 609	2,8
	Gleyssoles mólicos	Gm	380	
Regossolos	Regossolos eutrícos	Re	2 612	0,6
	Regossolos distrícos	Rd	2 100	
Litossolos	-----	I	somente em associação	—
Arenossolos	Arenossolos ferrálicos	Qf	68 503	8,8
	Arenossolos álbicos	Qa	478	
Vertissolos	Vertissolos pélicos	Vp	1 287	0,4
	Vertissolos crómicos	Vc	176	
Solontchaks	Solontchaks mólicos	Zm	4 141	0,5
Solonetz	Solonetz mólicos	Sm	362	0,1
Faeozens	Faeozens lúvicos	Hl	8 224	1,1
Cambissolos	Cambissolos distrícos	Bd	2 750	2,4
	Cambissolos húmicos	Bh	4 275	
Luvissolos	Luvissolos órticos	Lo	1 120	11,4
	Luvissolos crómicos	Lc	33 951	
	Luvissolos férricos	Lf	57 141	
Planossolos	Planossolos eutrícos	We	19 223	2,6
	Planossolos mólicos	Wm	2 083	
	Planossolos solódicos	Ws	237	
Acrissolos	Acrissolos órticos	Ao	58 668	12,5
	Acrissolos plínticos	Ap	38 807	
Nitossolos	Nitossolos eutrícos	Ne	3 928	0,9
	Nitossolos distrícos	Nd	3 180	
Ferralsolos	Ferralsolos órticos	Fo	162 975	56,0
	Ferralsolos xánticos	Fx	198 429	
	Ferralsolos ródicos	Fr	21 555	
	Ferralsolos húmicos	Fh	14 397	
	Ferralsolos ácricos	Fa	67 898	

Assim sendo, o tipo de evolução geoquímica do substrato em contato com o meio superficial não está em geral expresso de uma maneira muito explicitada no documento da FAO. Esta é a razão pela qual resolveu-se, como foi feito para a França (Pedro et Scherer, 1974), abordar o problema sob um ângulo estritamente pedogeoquímico, referindo-se essencialmente *ao tipo de evolução da fração mineral nos solos*. Inicialmente, é preciso ressaltar que a possibilidade de considerar o problema desta maneira deve-se ao fato de que o conhecimento sobre a geoquímica dos fenômenos de alteração superficial sofreu

grande evolução, após os trabalhos de Lacroix (1913), Harrison (1938), Harrassowitz (1926), Gedroiz (1928), Robinson (1928), Polynov (1937), Jakson (1963), Millot (1964), Garrels e Christ (1965), Pedro (1964a, 1966, 1968, 1970), Tardy (1969), Robert (1970) e Razzaghe (1976), aos quais se deve acrescentar aqueles relativos ao próprio meio brasileiro, desde Branner (1896), até os mais recentes de Moniz (1967), Melfi (1967), Melfi e Levi (1972), Levi e Melfi (1972), Queiroz (1975), etc.

Dessa forma, este estudo foi possível graças à existência de um primeiro inventário de tipos de solos naturais do Brasil e ao mesmo tempo dos dados fundamentais concernentes à geoquímica dos processos pedológicos.

**CARACTERIZAÇÃO PEDOGEOQUÍMICA DOS SOLOS E FORMAÇÕES SUPERFICIAIS** O objetivo do estudo consiste essencialmente em determinar o *estado atual* da evolução geoquímica da fração mineral dos diferentes solos existentes no Brasil e tentar estabelecer sua distribuição geográfica.

**PRINCÍPIOS BÁSICOS** *Apresentação dos principais processos da alteração hidrolítica dos minerais aluminossilicáticos* Pelo fato de o Brasil estar localizado na zona climática tropical e subtropical do globo, o mecanismo essencial de alteração superficial das rochas aqui encontrado é a hidrólise (Pedro, 1973)\*. Porém a hidrólise pode ser mais ou menos completa, de acordo com as condições termodinâmicas reinantes, e ser a base da neogênese de constituintes secundários, de natureza e de composição diferentes. Considerando-se, por exemplo, a alteração de aluminossilicatos, essas situações a seguir podem ser assinadas (Pedro, 1964b e 1966).

1. A hidrólise sendo *total*, os três elementos que constituem um mineral primário, tal como um plagioclásio (Si, Al, Na ou K), são completamente liberados e aparecem, no meio de alteração, sob a forma de hidróxidos. Ora, em sistema aberto,  $\text{Si(OH)}_4$  e  $(\text{Na}^+ - \text{OH}^-)$ , solúveis, são eliminados completamente; ao contrário,  $\text{Al(OH)}_3$ , que é insolúvel ( $pS = 33$ ), acumula-se *in situ* e se individualiza sob a forma de hidróxidos de alumínio do tipo *gibbsita*. A formação da gibbsita, corresponde a um processo de alteração bem definido, denominado *alitização* por Harrassowitz (1926).

2. A hidrólise sendo *parcial*, uma parte da sílica liberada do mineral primário reage com o alumínio para formar "sais básicos" insolúveis (hidroxissilicatos aluminosos – argilas). É o processo denominado *sialitização*, onde a dessilicificação do meio é incompleta, porém a eliminação dos cátions básicos pode ser mais ou menos elevada. Sendo importante (quase-total), individualiza-se argilomineral com estrutura 1/1 do tipo caolinita. É a *monossialitização* (Pedro, 1966). Porém, se a eliminação de cátions básicos é parcial, ocorre a gênese de argilominerais com estrutura 2/1 do tipo smectita, cuja carga das camadas é compensada pela presença de íons em posições interfoliares. Nesse caso, tem-se a *bissialitização* (Pedro, 1966).

Portanto a alteração hidrolítica conduz, em todos os casos, à individualização de minerais secundários característicos, que possuem estruturas em folhas e que se apresentam sob a forma de partículas de pequenas dimensões ( $2 \mu\text{m}$ ). Devido a esse fato, as partículas sempre possuem, em superfície, ligações não-compensadas, que induzem a existência de uma *carga superficial negativa*, quer sejam as camadas neutras (hidróxidos e estruturas 1/1), quer sejam carregadas (estruturas 2/1).

\*Outros mecanismos são encontrados no território brasileiro, como será visto posteriormente (cf. II); porém trata-se, na maior parte das vezes, de mecanismos secundários que afetam superfícies reduzidas

Dessa forma, todos os constituintes secundários são caracterizados pela presença de cátions básicos que asseguram a compensação dessas cargas (estado de saturação original); estando, porém, em maior ou menor quantidade de acordo com a natureza do mineral: assim, os hidróxidos de alumínio apresentam uma densidade de carga superficial muito fraca ( $\sim 1$  meq/100 g), os minerais do tipo caolinita possuem um déficit de carga superficial mais elevado, da ordem de 10 a 20 meq/100 g; e, enfim, as smectitas são caracterizadas por uma carga muito elevada (80-120 meq/100 g) que resulta da presença não somente de cátions superficiais, mas também de cátions que se encontram em posição interfoliar.

*Desenvolvimento dos fenômenos de alteração no meio natural* Os diferentes processos característicos da hidrólise foram definidos de uma maneira teórica, considerando-se um único mineral. Porém, no ambiente natural, a alteração superficial envolve *rochas*, isto é, materiais constituídos por um conjunto de minerais cuja natureza e estabilidade são bem diferentes. Sabe-se, por exemplo, referindo-se à seqüência de Goldich, que a resistência à hidrólise dos constituintes essenciais das rochas aluminossilicáticas segue a seguinte ordem: Plagioclásio cálcico  $\rightarrow$  Plagioclásio sódico  $\rightarrow$  Biotita  $\rightarrow$  Feldspato potássico  $\rightarrow$  Muscovita  $\rightarrow$  Quartzo.

No decorrer da alteração, há sempre interação entre os diferentes constituintes. O quartzo, por exemplo, provoca um aumento da concentração em  $\text{SiO}_2$  e pode, assim, fazer regredir a hidrólise dos aluminossilicatos alcalinos e modificar, dessa forma, o tipo de alteração. Fauck (1970) e Millot e Fauck (1971) mostraram que o quartzo chega a impedir que a alitização se desenvolva. Como o quartzo é em geral bem-representado nas rochas silicáticas da litosfera, torna-se evidente que tal interação permite compreender a importância da monossilicização (caolinização) em regiões tropicais, em detrimento da alitização.

Os minerais primários sendo mais ou menos estáveis não se alteram com a mesma velocidade. Chega-se, assim, à noção de "grau de alteração", que se exprime pela quantidade de minerais primários alterados (em um nível dado), em relação ao total de minerais alteráveis na rocha original. Naturalmente, esse grau de alteração pode ser muito variável. No entanto, em um estudo geral dos fenômenos superficiais, pode-se considerar apenas três grandes casos, destacados a seguir.

No primeiro caso, o grau de alteração é 100. Tal evolução se produz desde que as condições externas permitam a alteração de todos os constituintes da rocha, até mesmo dos mais estáveis (excluindo-se o quartzo). A alteração é completa e caracteriza-se pela ausência de minerais alteráveis e por uma constituição "argilosa". É o caso por exemplo, da *ferralitização ou laterização*, pela qual todos os minerais são transformados em caolinita associada ou não à gibbsita (Pedro *et al.*, 1975) e também da *margalitização* das rochas básicas, com produção maciça de smectita, a partir dos diferentes minerais da rocha.

No segundo caso, o grau de alteração é inferior a 100. Isso significa que as condições externas não permitem a hidrólise rápida, a não ser dos minerais mais vulneráveis. Os níveis de alteração contêm minerais passíveis de serem alterados (indicando a existência de uma reserva mineral) e apresentando uma textura relativamente "arenosa".

No último caso, o grau de alteração é nulo ou imperceptível. Essa eventualidade se exclui de nosso estudo (caso dos litossolos), pois não ocorre evolução geoquímica notável.

No meio natural, é impossível considerar os fenômenos de alteração de maneira instantânea, como considerado anteriormente. Efetivamente, um solo em equilíbrio não significa

somente a existência *in abstracto* de um processo geoquímico de evolução, mas sim o desenvolvimento real de um tipo de alteração determinado pela presença de condições externas constantes durante um certo tempo. Deve-se, portanto, nesse caso, levar em consideração o fator tempo.

Nesse propósito, na trilogia da evolução superficial — tipo de alteração, estado de saturação original e grau de alteração — o tipo de alteração, definido pela natureza cristalóquímica do constituinte secundário, não varia desde que as condições do meio permaneçam as mesmas. É preciso, então, nesse nível, considerar brevemente as relações “estado de saturação original-grau de alteração” no decorrer do tempo. Destacam-se a seguir os dois casos possíveis.

No primeiro caso, todo o material se altera rapidamente e com a mesma velocidade. A saturação das superfícies dos constituintes secundários permanece enquanto existir edifícios primários. Desde que o grau de alteração atinge o valor 100, os fenômenos de decomposição química cessam, mas a evolução superficial continua, de forma que, em meios drenados, é a *desalcalinização secundária* que se desenvolve, sem que a estrutura dos minerais de neoformação seja realmente atingida. Isso resulta simplesmente do fato de que a energia de ligação dos cátions compensadores externos é da ordem de 5 kcal/mole, enquanto que a dos elementos do retículo oscila em torno de 20 kcal/mole.

A conseqüência dessa ação leva a uma perda do estado de saturação original do material de alteração e ao desenvolvimento de um estado de *dessaturação*, que constitui, então, o estado *normal* de um material *maduro*.

No segundo caso, os minerais se alteram com velocidades diferentes, o que leva necessariamente à existência de um grau de alteração inferior a 100 e a presença de uma reserva mineral primária. Se essa reserva mineral se altera rapidamente, de modo que a velocidade de desalcalinização primária seja tão elevada quanto a da desalcalinização secundária, o estado de saturação original pode ser mantido durante muito tempo (caso das rochas básicas). Ao contrário, se a reserva mineral primária é resistente, a desalcalinização secundária toma lugar sobre a desalcalinização primária, de forma que o meio torna-se obrigatoriamente *dessaturado*, mesmo em presença de minerais não-alterados (caso das rochas ácidas).

*Conseqüências para o conhecimento pedogeoquímico dos solos* Em função do que foi dito, a caracterização geoquímica da evolução pedológica pode se fazer, em definitivo, referindo-se a dois tipos de dados:

— os dados cristalóquímicos que concernem essencialmente à determinação da natureza dos minerais argilosos secundários (tipo de alteração) individualizados por neoformação, ou, em certos casos, por transformação durante a evolução, em relação à quantidade de minerais primários alterados, isto é, com o grau de alteração que caracteriza o material;

— os dados físico-químicos que se relacionam à presença de cátions relativamente móveis no seio do ambiente pedogenético. São cátions essencialmente adsorvidos sob formas trocáveis, seja sobre as superfícies externas, seja nos espaços interfoliares dos constituintes secundários argilosos; a abordagem físico-química consiste, então, em determinar a natureza dos cátions externos ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{AlOH}^{2+}$ ...), assim como seu teor avaliado relativamente à saturação original dos edifícios secundários (estado de saturação do complexo de alteração).

**CARACTERIZAÇÃO E REPARTIÇÃO MINERALÓGICA DO MATERIAL DE ALTERAÇÃO** *Origem dos diferentes tipos de argilominerais nos solos brasileiros* Os argilominerais encontrados nos solos do Brasil podem ser dos tipos a seguir.

*Neoformados*, com as três possibilidades já mencionadas por ocasião dos estudos sobre o tipo de alteração: alitos, monossilitos (1/1) e bissialitos (2/1).

*Herdados*, que são, em geral, estruturas micáceas (2/1) relativamente resistentes, do tipo moscovita, e que normalmente são designadas pelo termo de illitas.

*Transformados*, que resultam essencialmente da modificação, em certas condições, da constituição dos espaços interfoliares dos edifícios micáceos potássicos, sem que a trama da estrutura (2/1) seja destruída. Teoricamente, numerosas possibilidades se apresentam, porém no Brasil, onde os fenômenos de alteração são essencialmente de natureza hidrolítica, somente argilominerais transformados caracterizados pela presença de cátions básicos Na e Ca são eventualmente representados. As argilas 2/1 aluminizadas, tão características em outros países (como, por exemplo, na França, Pedro et Scherer, 1974), não serão aqui consideradas.

A Tab. II recapitula o conjunto das informações sobre os diferentes tipos de argilominerais encontrados.

Tabela II – Características fundamentais dos argilominerais encontrados nos solos brasileiros

Categorias	Argilominerais neoformados		Argilominerais transformados		Argilominerais herdados
	Hidróxidos Brucítico Alitos	1/1 Monossilitos	2/1 Bissialitos		
Tipos					
Equidistância aparente (Å)	—	7	14	14	10
Natureza do cátion interfoliar	—	—	Na(H <sub>2</sub> O) <sub>x</sub> Ca(H <sub>2</sub> O) <sub>y</sub>	Na(H <sub>2</sub> O) <sub>x</sub> Ca(H <sub>2</sub> O) <sub>y</sub>	K
Mineral	Gibbsita	Caolinita	Esmectita (montmorilonita)	Vermiculita	Ilita
Ki	0	2	3-4	2,8-3	2,8

*Constituição mineralógica das frações argilosas* A constituição é geralmente homogênea, desde que o grau de alteração seja igual a 100, isto é, desde que todos os constituintes secundários sejam *neoformados*. A fração argilosa é então composta:

— de caolinita associada a uma maior ou menor quantidade de gibbsita, sendo *alteração laterítica* ou *ferralítica* caracterizada por um parâmetro *Ki* sempre inferior a 2;

— ou de esmectita, como no caso da *alteração margalítica* (vertissolos), com *Ki* superior a 2 e comumente vizinho a 3.

Ao contrário, desde que o grau de alteração seja inferior a 100, a constituição argilosa é sempre *heterogênea*, sendo formada efetivamente de diversos ou, pelo menos, de dois tipos de argilominerais. Nesse caso, esses não são somente neoformados, podendo também ser herdados ou transformados.

No Brasil, as principais associações encontradas são: caolinita\*-ilita; montmorilonita\*-ilita-vermiculita, de modo que o *Ki* da fração argilosa é sempre superior a 2.

*Apresentação das principais coberturas de alteração do Brasil* Relacionando os dados apresentados nos itens anteriores e considerando que a determinação das coberturas de alte-

\*Argilomineral de neoformação



ração resulta do estudo da fração argilosa, e mais particularmente da natureza dos argilo-minerais neoformados, podem ser distinguidos, no Brasil, três grandes tipos de coberturas pedológicas, destacadas a seguir.

— Cobertura de alteração *ferralítica* É caracterizada pelo desenvolvimento da paragénesse “caolinita-gibbsita”, com a gibbsita podendo aparecer em maior ou menor quantidade. Baseando-se na composição química dos edifícios de neoformação, esta cobertura é caracterizada por um  $K_i$  inferior a 2.

— Cobertura de alteração *sialítica mista* É caracterizada por uma fração argilosa caolínica e um grau de alteração incompleto. O material característico do tipo de alteração é a *caolinita*. Porém, como ela se acha misturada, a única maneira de determinar essa cobertura é a de associar um  $K_i$  superior a 2 com ausência de *montmorilonita*.

— Cobertura de alteração *montmorilonítica* O processo maior da evolução é representado aqui pela bissialitização verdadeira, o que significa que, nesse caso, a cobertura de alteração deve conter sempre a *montmorilonita*, seja só ou em mistura com *vermiculitas* ou *ilitas*.

*Repartição das coberturas de alteração no Brasil* O domínio de extensão das diferentes coberturas de alteração foi estabelecido do modo a seguir.

A cobertura de alteração ferralítica ( $K_i < 2$ ) corresponde ao desenvolvimento das seguintes unidades da carta da FAO: Ferral solos, tendo um horizonte óxico apresentando uma capacidade de troca inferior a 10 meq/100 g; Nitossolos, que reagrupam os antigos ferrisolos e *reddish brown lateritic soils* e arenossolos ferrálicos, que são os únicos arenossolos representados no Brasil.

A cobertura de alteração montmorilonítica foi delimitada utilizando-se dados mineralógicos obtidos por ocasião de estudos pontuais pormenorizados e estendidos aos mesmos solos da classificação da FAO.

A cobertura de alteração sialítica mista foi obtida por diferença.

Utilizando-se esses dados, chega-se à repartição (Fig. 3) das coberturas conforme se passa a descrever.

1. O domínio mais importante é o da cobertura de alteração ferralítica, que representa 65% da superfície do Brasil. Esse dado justifica a delimitação, em seu interior, de zonas onde o teor em gibbsita é elevado (entre 5 e 10%). Constata-se que a cobertura ferralítica existe em todo o Brasil, desde o equador até praticamente a latitude de Porto Alegre e que a gibbsita é sobretudo abundante na zona basáltica da Bacia do Paraná, sendo também representada na região de Brasília e no sudoeste da Amazônia.

2. O domínio de alteração montmorilonítica distribui-se por três zonas distintas:

- a) *Nordeste*, caracterizada por um clima quente e relativamente árido (BSh, de acordo com Köppen), com ocorrência essencial de luvisolos;
- b) *Pantanal*, que é uma zona deprimida e hidromórfica onde ocorrem os planossolos eutricos;

c) *Zona baixa da Cuesta de Huedo*, na parte mais meridional dos derrames basálticos da Bacia do Paraná, sob condições de clima subtropical, com alternância de estação seca, onde dominam os vertissolos. Trata-se de uma verdadeira alteração à fácies *margalítica*.

3. Enfim, o domínio de alteração sialítica mista corresponde ao desenvolvimento dos acrisolos, isto é, a solos lixiviados maduros desenvolvidos sobre rochas ácidas.

**CARACTERIZAÇÃO FÍSICO-QUÍMICA EXTERNA DO MATERIAL DE ALTERAÇÃO** *Utilização da taxa de saturação* Desde os trabalhos de Hissink (*in Gedroiz*, 1928)

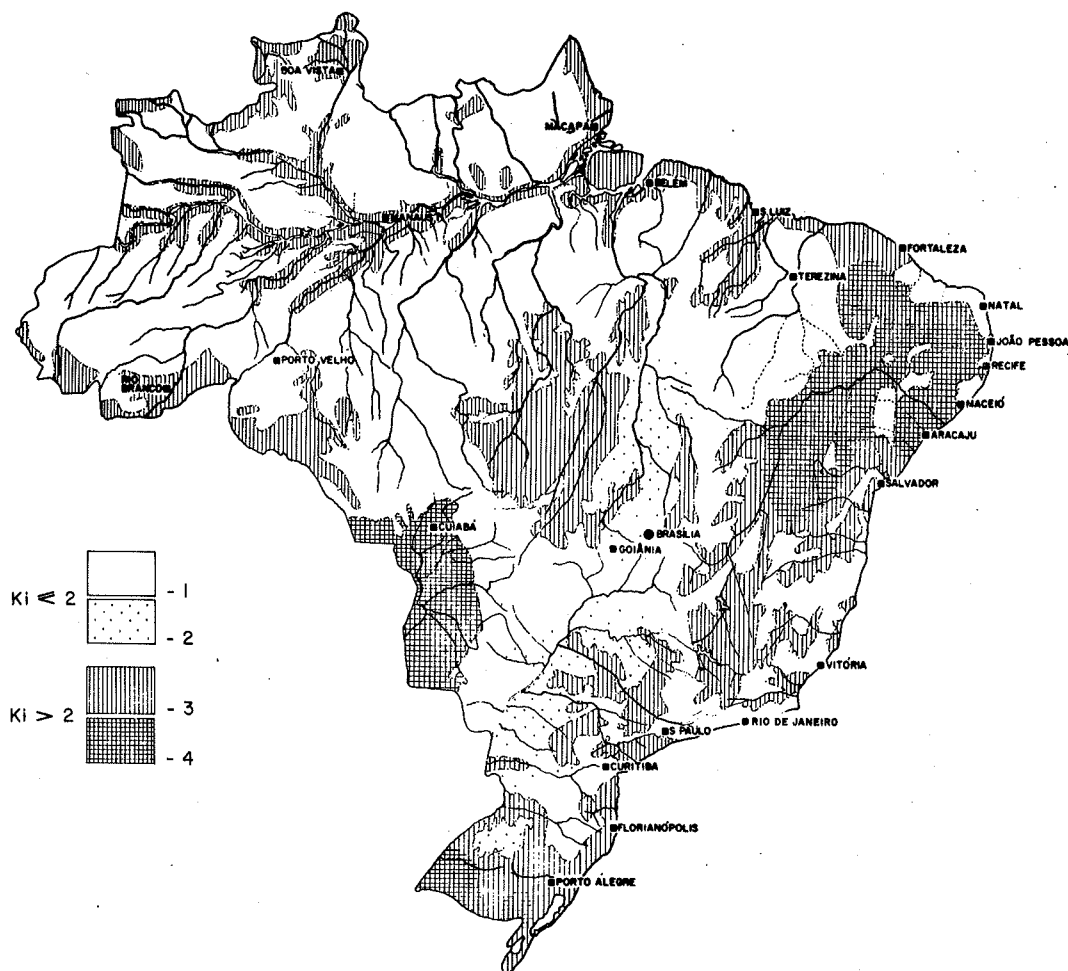


Figura 3 – Extensão das principais coberturas de alteração no Brasil. 1 cobertura de alteração ferralítica sem gibbsita; 2 cobertura de alteração ferralítica com gibbsita; 3 cobertura de alteração sialítica mista e 4 cobertura de alteração montmorilonita

e de Gedroiz (1928), considera-se que a melhor maneira de caracterizar a físico-química da interface das partículas argilosas é baseada na noção de *taxa de saturação*.

Se  $T$  é a capacidade de troca da argila e  $S$  a soma dos cátions básicos trocáveis ( $\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Na} + \text{K}$ ) que estão realmente presentes na superfície das partículas argilosas, a taxa de saturação  $V$  é escrita

$$V = S/T \times 100.$$

Dessa forma, desde que  $S = T$ , todas as cargas externas estão compensadas e o meio é dito *saturado*. Ao contrário, em certos casos,  $S$  pode ser inferior a  $T$ , o que significa  $V < 100\%$ . Diz-se, então, que o meio é *dessaturado*. Como as partículas argilosas devem permanecer neutras, a compensação das cargas superficiais é necessariamente realizada por outros íons diferentes dos cátions básicos mencionados.

Geralmente, são os prótons provenientes da dissociação da água que realizam esse papel. Mas, à medida que a dessaturação aumenta, isto é, que a concentração em íons

$H^+$  na dupla camada das partículas se eleva, o pH do meio diminui\*. Enquanto permanece superior ao  $pK_A$  dos elementos principais que constituem os edifícios das argilas (Si, Al, etc)\*\*, nada de anormal acontece. Porém, desde que o pH se torna inferior ao  $pK_A$  do elemento menos ácido da estrutura da argila, o alumínio, por exemplo ( $pK_A = 5,0$ ), esse elemento se ioniza sob a forma de  $Al(OH)_2^+$ ,  $Al(OH)^{2+}$  ou  $Al^{3+}$  e passa para a camada difusa. Os íons alumínicos, com caráter ácido, tomam, então o lugar dos cátions básicos, para compensar a carga das partículas: o meio é tão dessaturado que se torna *aluminizado* na superfície. Assim, a aluminização dos constituintes secundários traduz sua instabilidade. No caso dos argilominerais 2/1, sabe-se que ela começa desde que a taxa de saturação se torna inferior a 50% e que termina por formar edifícios que contêm íons alumínicos em posição interfoliar (*intergrade* aluminosos)\*\*\*. Ao contrário, nas argilas 1/1 do tipo caolinita, nas quais os espaços interfoliares são vazios, a aluminização conduz à *destruição* lenta do edifício. Entretanto, sendo esse argilomineral mais estável que as precedentes, o fenômeno se produz efetivamente quando a taxa de saturação é inferior a 40%.

A Tab. III recapitula as informações relativas às características físico-químicas das superfícies argilosas e as delimitações adotadas no decorrer deste estudo.

Tabela III – Caracterização físico-química das coberturas de alteração

Estado de saturação	Taxa de saturação	Natureza dos cátions externos preponderantes	Tipos de meio	Estabilidade dos constituintes argilosos
Complexo saturado	90-100	$Ca^{2+} - Na^+$	meio equilibrado	edifícios estáveis
Complexo dessaturado	35-80	$[Ca^{2+} - Na^+]H^+$	meio dessaturado	edifícios relativamente estáveis
	35	$Al^{3+}H^+$	meio aluminizado	edifícios muito instáveis

*Extensão dos diferentes tipos de ambientes físico-químicos no Brasil* A delimitação dos diferentes tipos de meios foi tentada considerando-se primeiramente as características relativas direta ou indiretamente às diversas unidades de solos da FAO representadas no Brasil.

Certas unidades superiores são ligadas ao conhecimento do estado do complexo absorvente. Por exemplo, os *solonetz* e os *solonchaks* têm um complexo fortemente sódico; os vertissolos e os *faeozens* são por natureza saturados; a definição dos *luvisolos* é efetuada de acordo com uma taxa de saturação do horizonte *Bt* superior a 35%\*\*\*\* e a dos *acrisolos* por um valor inferior a 35%; e os *ferralsolos* brasileiros são em geral fortemente dessaturados (inferior a 35%). Nas unidades inferiores, encontramos também relacionamento com o estado do complexo absorvente. Dessa forma, os *planossolos* solódicos têm um horizonte *Bt* rico em sódio. Os *mólicos* e os *eutricos* correspondem a taxas de saturação superiores a 50% e os *lúvicos*, a 35%. Ao contrário, os solos com horizontes *districos* ou *húmicos* têm complexos absorventes que apresentam saturação inferior a 50% e normalmente a 35%. Os solos com caráter “*tiônico*”, “*álbico*”, “*plíntico*” e “*ferrálico*” têm sido colocados na categoria fortemente dessaturada; o primeiro, pelo fato de produzir

\*É uma acidez *induzida* que aparece neste caso

\*\*O ferro também pode apresentar esse comportamento e passar para a dupla camada

\*\*\*Esses minerais não serão considerados em nosso estudo. Convém, entretanto, notar que, nos *ferralsolos* húmicos do Brasil meridional, os “*intergrade* aluminosos” foram assinalados por Melfi (1975). São talvez edifícios 2/1 Al de neoformação (aluminossilificação)

\*\* \*Essa é a razão pela qual o valor 35% foi retido como limite inferior de aluminização

Tabela IV – Repartição e extensão dos diferentes tipos de meios externos

Tipos de meios externos	Unidades de solos incorporados	Superfícies relativas
Meio equilibrado	Vp-Vc-Zm-Sm-Hl-Ws	2,2 %
Meio normalmente dessaturado (35-80 %)	Gm-Re-Lo-Lc-Lf-We-Wm-Ne	14,5 %
Meio aluminizado (< 35 %)	Jd-Jt-Gd-Rd-Qf-Qa-Bd-Bh-Ao-Ap-Nd-Fo-Fx-Fr-Fh-Fa	83,3 %

ou ser susceptível a produzir ácido sulfúrico quando evolui em presença de ar; o segundo e o terceiro, pelo fato de resultarem de uma lixiviação vertical intensa ou por ação do nível freático; e finalmente o quarto, porque se refere naturalmente aos solos ferralíticos ou latossólicos. Chega-se, portanto, à repartição da Tab. IV.

Vê-se, então, de maneira nítida, que mais de 3/4 dos solos do Brasil são fortemente dessaturados e marcados pela presença do alumínio no complexo de troca. Esse fato não escapou à observação dos pedólogos brasileiros da Comissão Nacional de Solos, que chegaram mesmo a propor o termo “ferralsolos álicos” a solos cujo horizonte óxico é caracterizado por um teor em Al trocável superior ou igual a 4 meq/100 g.

No presente trabalho, esse valor foi adotado e tentou-se distinguir entre os solos fortemente dessaturados três categorias: solos pouco aluminizados ( $0 < Al < 1$  meq/100 g), solos intensamente aluminizados ( $Al > 4$  meq/100 g) e solos medianamente aluminizados ( $1 < Al < 4$  meq/100 g) (Tab. V).

Tabela V – Repartição e extensão dos solos aluminizados

Intensidade de aluminização em meq/100 g	Unidades de solos	Superfície ocupada	
		Em relação ao total dos solos	Em valor relativo (%)
Aluminização pouco marcada ( $0 < Al < 1$ )	Qf-Fo-Fx-Fr	55,4	66,5
Aluminização notável ( $1 < Al < 4$ )	Jd-Gd-Rd-Qa-Ao-Bd-Nd-Fa	21,1	25,3
Aluminização intensa ( $Al > 4$ )	Jt-Bn-Ap-Fn	6,8	8,2

Com base nesses dados, chega-se à representação geográfica indicada na Fig. 4. O exame desse mapa conduz a algumas observações, feitas a seguir.

Excluindo os meios saturados e salinos litorâneos, as situações mais favoráveis à presença de cátions básicos correspondem à zona seca e árida do nordeste, qualquer que seja o tipo de argilomineral constituinte do solo, à depressão do pantanal e à zona de baixa altitude do Estado do Rio Grande do Sul (clima subtropical).

Os meios mais fortemente aluminizados correspondem  *grosso modo*  a três zonas. Uma é a zona de altitude ( $> 500$  m) relativamente fria ( $t < 18$  °C) do Brasil meridional, onde se desenvolve a floresta de araucária e os “campos” de altitude. Nesse domínio, a decomposição dos resíduos vegetais dá origem à ácidos orgânicos relativamente agressivos, que são susceptíveis de atacar os constituintes do material ferralítico (Pedro, 1970). Outra

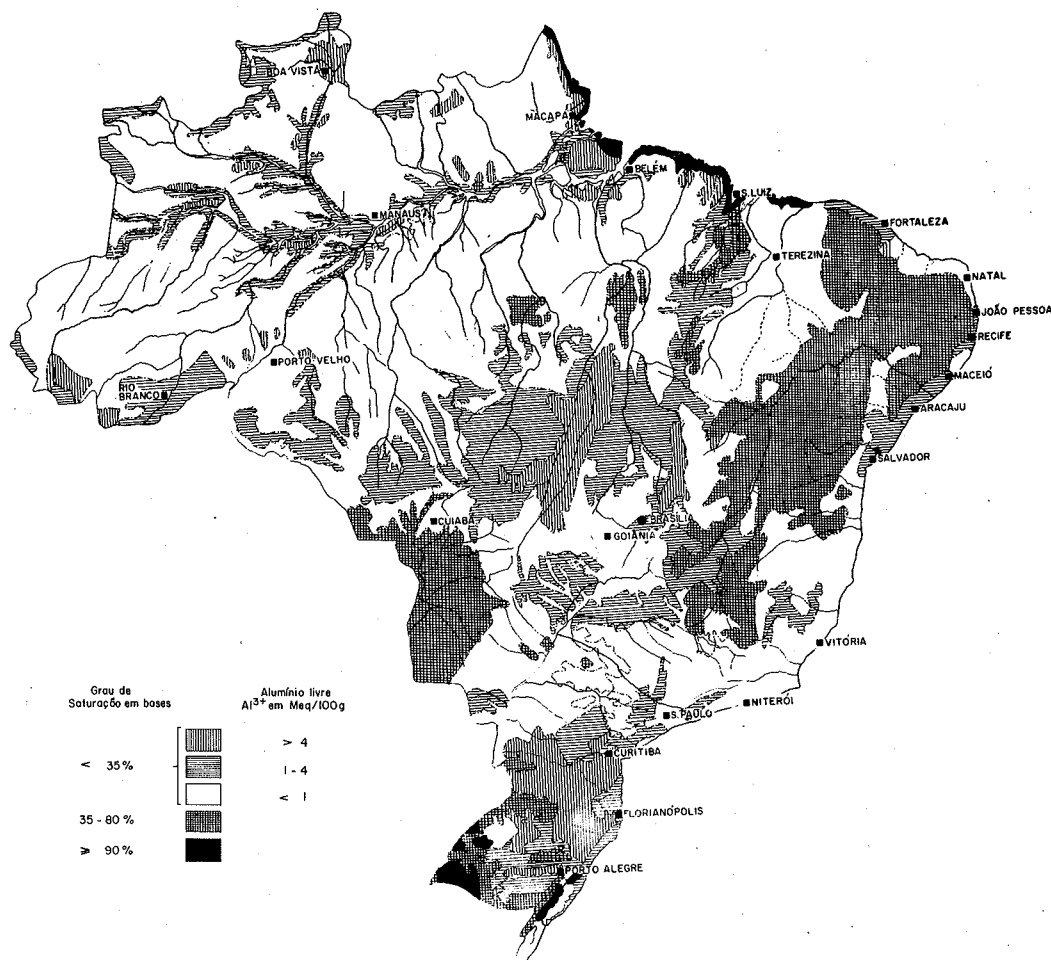


Figura 4 — Natureza físico-química do complexo absorvente

é a depressão central do Planalto Brasileiro (alto Xingu e médio Araguaia), onde domina o cerrado e que corresponde ao domínio dos solos lixiviados (acrissolos = ultissolos). Nesse caso, a aluminização resulta não de um ataque ácido externo, mas de uma acidificação, que decorre simplesmente da intensa dessaturação que se instala progressivamente no solo, com o tempo. E finalmente a Bacia Amazônica que é representada pelos valés aluviais e alagadiços.

Aos meios fortemente dessaturados, mas pouco aluminizados, correspondem os solos *ferralíticos clássicos*, característicos seja da zona da Floresta Amazônica, seja da zona da floresta latifoliada tropical.

*Significado da taxa de saturação no equilíbrio pedogenético, relações com a natureza dos constituintes secundários* O estudo do conjunto "constituintes argilosos de neoformação e taxa de saturação" permite uma melhor avaliação da significação pedogenética do parâmetro  $S/T \times 100$ .

A taxa de saturação sendo igual ou próxima a 100 significa que as partículas argilosas são eletricamente neutras e portanto, *estabilizadas*. Tal resultado, porém, decorre de diversas situações, que são destacadas a seguir.

O constituinte secundário se forma atualmente, existe, portanto, estabilidade *sensu stricto*, uma vez que ocorre um equilíbrio de fase entre o tipo estrutural do argilomineral e o envoltório iônico. É o que se produz no caso dos solos jovens, perfeitamente equilibrados com as condições pedoclimáticas atuais.

As condições do meio são muito mais áridas que as necessárias para a formação dos edifícios argilosos, havendo, portanto, uma saturação secundária do mineral devido à inversão do fluxo que atravessa o solo.

Nesse último caso, o edifício original, estando protegido da destruição, é "mumificado". Trata-se aqui de uma pseudo-estabilidade, pois o mineral argiloso não reflete de nenhum modo às condições pedoclimáticas atuais. É o envoltório iônico que se encontra em equilíbrio com o clima. Esse fenômeno explica, por exemplo, a taxa de saturação elevada dos materiais ferralíticos do nordeste (latossolo fase caatinga).

Desde que a taxa de saturação é muito inferior a 100, o constituinte secundário torna-se instável nos solos. Pode ser uma *instabilidade fundamental*, se o clima se torna, por exemplo, mais agressivo (hidrólise das argilas). Entretanto pode resultar também de uma desalcalinização secundária, sem modificação das condições climáticas, sob a ação de um tempo suficientemente longo. A estrutura torna-se, nesse caso, instável, simplesmente porque o material é bem evoluído, porém ainda poderá perfeitamente se formar nos materiais ou solos jovens. Trata-se de uma *instabilidade ocasional*.

O primeiro caso de instabilidade parece caracterizar o domínio aluminizado do Brasil meridional, enquanto que o segundo traduz somente a relativa maturidade de um grande número de solos ferralíticos do Brasil.

É evidente que nos meios naturais não é sempre possível separar essas diversas eventualidades. Pode-se, entretanto, considerar esses elementos como simples parâmetros que permitem uma melhor compreensão de um certo número de sistemas pedológicos e em particular de sistemas mais antigos.

**CONCLUSÕES** Inicialmente, é necessário salientar, se bem que isto parece evidente, que os documentos cartográficos apresentados devem ser considerados simplesmente como "esboços" esquemáticos. Esse fato está ligado à escala escolhida para a representação, à escala do documento inicial, ao conhecimento geral dos solos do Brasil e finalmente à opção adotada a propósito das associações de solos, que em certas regiões levou em conta somente a evolução geoquímica dominante.

Nessas condições, a precisão dos resultados numéricos, relativos aos diferentes aspectos examinados, está longe de ser perfeita. Entretanto as indicações semiquantitativas parecem suficientes para exprimir as grandes *tendências* da evolução geoquímica da superfície no território brasileiro.

A consideração sintética dos diferentes documentos analisados faz ressaltar dois aspectos, como segue.

A *ferralitização* ou *laterização* constitui o fenômeno mais importante afetando os solos ou as formações superficiais do Brasil (65%). Esse fenômeno se desenvolve praticamente em todo seu território, desde o equador até o paralelo 30° de latitude sul. A gibbsita não aparece em todos os solos latossólicos, ocorrendo principalmente entre 20 e 25° de latitude sul, em solos derivados de basaltos da Bacia do Paraná. O conceito de laterização ou latossolização pedológica é, então, mais amplo que o da alitização geoquímica.

Mais de 80% dos solos brasileiros são fortemente dessaturados e marcados pela presença do alumínio em seu complexo de troca. Esse fato é de fundamental importância, no que diz respeito sua utilização em uma agricultura intensiva, pois torna-se patente a necessidade de aplicação de corretivos e fertilizantes.

**BIBLIOGRAFIA**

- BRANNER, J. B. — 1896 — The decomposition of rocks in Brazil (Editorial), Jour. Geol. **IV** (5), pp. 529-540
- CAMARGO, M. N. e BENNEMA, J. — 1966 — Delineamento esquemático dos Solos do Brasil — Pesquisa Agropecuária Brasileira, **1**, Bol. Tec. (1), 47-54
- COSTA DE LEMOS, R. — 1968 — The main tropical soils of Brazil — in Approaches to soil classification. FAO (32), 95-106
- COSTA DE LEMOS, R. *et al.* — 1960 — Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado de São Paulo, Comissão de Solos, 633 pp.
- COSTA DE LEMOS, R. *et al.* — 1967 — Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado do Rio Grande do Sul — Planalto Rio Grandense. DPFS; Bol. Tec. (2), 71-209
- DUDAL, R. — 1968 — Definition of soil units for the soil map of the world FAO, (33), 72 pp.
- FAO/UNESCO — Carta Mundial dos Solos, vol. I, 1975, Legenda e vol. IV 1971, América do Sul
- FAUCK, R. — 1970 — Evolution des quartz dans les sols rouges ferrallitiques développés sur les roches sableuses et gresseuses de l'Afrique Occidentale. *Compte Rendu Ac. Sc. Paris* (71), 2 273-2 276
- GARRELS, R. M. et CHRIST, C. L. — 1965 — Solutions, minerals and equilibria: Harper and Row, N.Y., 450 pp.
- GEDROIZ, K. K. — 1928 — Der absorbierende Bodenkomplex. Dresde, 1929
- HARRASOWITZ, H. — 1926 — Laterit Fortsch. Geol. Paleont. Berlin **4**, 253-565
- HARRISON, J. B. — 1938 — The katamorphism of igneous rocks und humid tropical conditions. Imp. Bureau Soil Sc. Harpenden, 79 pp.
- JACKSON, M. L. — 1963 — Aluminium bonding in soils — a unifying principle in soil science. Soil Sc. Soc. Am. Proc. (27), 1-10
- LACROIX, A. — 1913 — Les laterites de la Guinée et les produits d'alteration qui leur sont associés. *Nouv. Arch. Museum Hist. Nat., Paris* (5), série n.° 5, 255-356
- LEVI & MELFI, A. J. — 1972 — Geochemical and mineralogical study on the first stages of weathering of basic and related rocks. Part 2. Geochemical study. *Rev. Bras. Geoc.*, **2** (1): 1-7
- MELFI, A. J. — 1967 — Alteração de granitos e diabásios no município de Campinas e arredores (SP). Tese Doutorado, Univ. S.P., 165 pp.
- MELFI, A. J. et LEVI, F. — 1972 — Geochemical and mineralogical study on the first stage of weathering of basic and related rocks. Part 1. Mineralogical study, *Rev. Bras. Geoc.*, **1** (1): 22-28
- MELFI, A. J. — 1975 — Natureza e origem dos constituintes secundários dos solos desenvolvidos sobre as rochas básicas da Bacia do Paraná. Simpósio sobre argilas brasileiras, Recife
- MILLOT, G. — 1964 — Geologie des Argiles. Paris, Masson Ed., 499 pp.
- MILLOT, G. et FAUCK, R. — 1971 — Sur l'origine de la silice des silicifications climatiques et des diatomites quaternaires du Sahara. *Compte Rendu Ac. Sc., Paris* (272), 4-7
- MONIZ, A. C. — 1967 — Quantitative mineralogical analysis of brazilian soils developed from basic rocks and slate. Tese apresentada na Univ. Wisconsin, Madison, Wis. 74 pp.
- PEDRO, G. — 1964a — Contribution à l'étude expérimentale de l'altération géochimique des roches cristallines. Thèse Paris, *Ann. Agron.* **15**: 85-191, 243-333 e 339-456
- PEDRO, G. — 1964b — Principes géochimiques de la pédogenèse; incidences minéralogiques. *Trans. 8 cong. Int. Soil Sc., Bucarest III*, 1 087-1 094
- PEDRO, G. — 1966 — Essai sur la caractérisation géochimique dos différents processus zonaux résultat de l'altération superficielle. *C.R.Ac. Sc. Paris*, (262 D), 1 828-1 831
- PEDRO, G. — 1968 — Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globo — Présentation d'une esquisse géographique. *Revue Géol. Phys. Géol. Dyn.* **X**, 457-470
- PEDRO, G. — 1970 — L'évolution des sols et la caractérisation des phénomènes d'altération superficielle dans la zone basaltique du Paraná (Brésil). *Rapport de Mission*, 53 pp.
- PEDRO, G. — 1973 — La pédogenèse sous les tropiques humides et la dynamique du potassium. 10.° Colloque Inst. Int. Potasse, 23-49
- PEDRO, G., DELMAS, A. B. et SEDDOH, F. K. — 1975 — Sur la nécessité et l'importance d'une distinction fondamentale entre type et degré d'altération — Application au problème de la définition de la ferrallitisation. *Compte Rendu Ac. Sc. Paris* (280 D), 825-828

- PEDRO, G. et SCHERER, S. — 1974 — Essai d'interprétation géochimique de la carte pédologique de France. *Ann. Agron.*, **25**, 25-48
- POLYNOV, B. B. — 1937 — The cycle of weathering. Th. Murby, 220 pp.
- QUEIROZ, J. P. — 1975 — Pedogênese no Planalto Atlântico. Tese de Livre-Docência, Universidade de São Paulo
- RAZZAGHE, M. — 1976 — Contribution à l'étude expérimentale des phénomènes d'altération en milieu organique acide. These Doctorat Universidade, Paris, VI, 222 pp.
- ROBERT, M. — 1970 — Etude expérimentale de la désagrégation du granite et de l'évolution des micas. *Ann. Agron.*, **21**, 777-817 e (1971) **22**, 43-93 e 155-181
- ROBINSON, G. W. — 1928 — The nature of clay and its significance in the weathering cycle. *Nature*, **121**, 903
- TARDY, Y. — 1969 — Géochimie des altérations — Étude des arènes et des eaux de quelques massifs cristalline d'Europe et d'Asie. Mém. Serv. Géol. Als. Ler., Strasbourg, 199 pp.
- THORP, J. and SMITH, G. D. — 1949 — Higher categories of soil classification — order, suborder and great soil groups. *Soil Sc.*, **67**, 117-126