COMISSÃO V - GÊNESE, MORFOLOGIA E CLASSIFICAÇÃO DO SOLO

NATUREZA E DISTRIBUIÇÃO DOS COMPOSTOS FERRÍFEROS NOS SOLOS DO BRASIL (1)

A.J. MELFI (2); G. PEDRO (3) & B. VOLKOFF (4)

RESUMO

Foram definidos os grandes processos pedogeoquímicos envolvidos na evolução dos solos do Brasil: a ferralitização, caracterizada pela individualização do ferro sob a forma de óxidos e hidróxidos e a sialferritização, caracterizada pela incorporação do ferro nos retículos de argilo-minerais 2:1.

Utilizando o mapa pedológico da América do Sul (FAO-UNESCO, 1971) como documento cartográfico de base, e apoiado nos dados existentes na literatura científica estabeleceu-se que o domínio sialférrico é restrito a três pequenas áreas do território brasileiro, enquanto o domínio ferralítico recobre quase que 90%. Neste domínio foi possível caracterizar a nítida predominância dos solos hematíticos, onde a hematita ocorre associada à goethita e stilpinosiderita ou unicamente à stilpinosiderita, sobre os solos goethíticos, que aparecem exclusivamente nas áreas de clima acentuadamente úmido.

Verificou-se também que a natureza dos compostos ferruginosos, além de ser um reflexo das condições químicas e físico-químicas existentes nos ambientes superficiais, depende também do carater geoquímico da rocha original.

As rochas básicas ou ultrabásicas favorecem a paragênese hematita-stilpinosiderita, enquanto rochas ácidas ou quartzosas facilitam a associação hematita-goethita. Ficou também evidente que a natureza dos compostos férricos independe do teor do solo neste elemento.

SUMMARY: *NATURE AND DISTRIBUTION OF FERROUS COMPOUNDS IN BRASILIAN SOILS*

It is broadly defined the most important geochemical processes responsible for the formation and evolution of soils in Brazil. These processes are mainly ferralization, characterized by separation and concentration of iron into soil oxides and hidroxides, and sialferritization, which incorporates iron into the structure of 2:1 clays.

With the pedological map of Southamerica (FAO-UNESCO, 1971) as a cartographic base, data in the literature can be interpreted to show that the sialferric domain in Brazil is restricted to three small areas, while 90% of the country's territory corresponds to a ferralitic domain. In the last one, soil cover is predominantly of the hematitic type, where hematite occurs associated either with goethite and stilpnosiderite or solely with stilpnosiderite, which in areas of markedly humid climate forms a blanket on top of a goethitic soil cover.

It was also estabilished that the type of ferrous soil material is not only conditioned by superficial physico-chemical parameters, but is also in part a reflection of the original rock chemistry. Basic or ultrabasic rocks evolve soils with a hematite-stilpinosiderite paragenesis, while acidic or quartzose rocks are altered into a hematite-goethite association. It is also shown that the type of ferric compounds to be found is wholly independent of the total Fe content of the soil.

INTRODUÇÃO

O presente trabalho, consagrado ao estudo da natureza e distribuição dos compostos secundários de ferro nos solos brasileiros, integra um estudo mais amplo, que visa a caracterização da cobertura pedológica do Brasil com base no comportamento geoquímico e cristaloquímico dos três elementos principais dos solos: silício, alumínio e ferro (Melfi e Pedro, 1977 e 1978).

Tal trabalho foi possível graças à existência dos mapas de solos realizados no Brasil pela CNLS, atual SNLCS/EMBRAPA, do Mapa de Solos da América do Sul (FAO-UNESCO, 1971) publicado na escala de 1:5.000.000, e dos conhecimentos que hoje possuímos sobre a natureza dos compostos secundários de ferro, adquiridos a partir dos trabalhos de Chukhrov (1975), Chukhrov *et alii* (1975), Schwertmann *et alii* (1968 e 1974) e, principalmente, Nalovic (1974).

Em estudo anterior (Melfi e Pedro, 1977) relativo à caracterização pedogeoquímica geral da cobertura pedológica do Brasil, levou-se em consideração a evolução hidrolítica dos minerais aluminossilicáticos. Mostrou-se também, que a natureza cristaloquímica do constituinte

(1) Trabalho realizado com auxílio financeiro da FAPESP e CNPq. Recebido para publicação em julho de 1978 e aprovado em dezembro de 1978.
(2) Departamento de Geologia Geral, Instituto de Geociências-USP.
(3) Département de Science du Sol, INRA, Versailles (França).
(4) ORSTOM (França)/Instituto de Geociências-USP.

ORSTOM Fonds Documentaire
N° : 29485, ex 1
Cote : B

neoformado dependia do grau de hidrólise, ele mesmo, decorrente das condições termoídricas do meio, e que, de acordo com os trabalhos de Pedro (1966), três grandes processos podiam ser definidos: a) *Alitização* - processo correspondente a uma hidrólise total, com dessilicificação e desalcalinização completa do meio em via de evolução, e individualização de um hidróxido de alumínio do tipo *gibbsita*; b) *Monossialitização* - decorrente de uma hidrólise parcial, mas suficientemente pronunciada para que a desalcalinização seja total. A dessilicificação é incompleta, de tal sorte que se forma um argilomineral 1:1, do tipo *caulinita*, por fixação de uma camada de sílica sobre uma camada octaédrica de *gibbsita*; c) *Bissialitização* - ligada a uma hidrólise pouco marcada, com reduzida eliminação da sílica e das bases, e edificação de argilo-minerais 2:1 do tipo *beidelita-montmorilonita*, apresentando duas camadas de sílica fixadas em ambos os lados da camada de *gibbsita*.

Esta abordagem tradicional, considerando somente os silicatos de alumínio, é puramente didática. Ela se justifica pelo fato de que os constituintes secundários mais abundantes nos níveis de alteração são sempre os minerais de argila sílico-aluminosos ou ainda aluminosos.

Entretanto, a maior parte das rochas cristalinas da litosfera contém, não somente silicatos de alumínio (micas e feldspatos) mas também uma quantidade mais ou menos importante de silicatos ferromagnesianos, como por exemplo, anfibólios, piroxênios, olivinas e biotitas, onde o ferro aparece ao lado do silício e do alumínio como um componente maior. Tais rochas constituem o conjunto litológico designado sialférrico. Diante disso, torna-se clara a importância do estudo do comportamento geoquímico do ferro nas coberturas de alteração, desde que se queira completar o quadro pedogeoquímico apresentado anteriormente.

BASES TEÓRICAS

1. **Geoquímica do ferro na alteração hidrolítica** - Paragêneses características do conjunto sialférrico: Nas condições normais de hidrólise, mecanismo essencial na alteração superficial das rochas no Brasil, o ferro se apresenta na forma oxidada (Fe^{3+}), cujo pK é de 3. Estando o domínio da hidrólise compreendido entre valores de pH de 5 a 9,6 (Melfi e Pedro, 1978), no decorrer da alteração dos silicatos de ferro, o ferro se acumula integralmente *in situ* e dá origem a minerais ferríferos de neoformação.

De acordo com as condições do meio evolutivo, a hidrólise é mais ou menos completa (Pedro e Delmas, 1972). Em meio bem drenado e quente ela é total. Nessas condições, a hidrólise de um piroxênio, do tipo enstatita, pode ser esquematizada da seguinte forma:

$$2\,Si_2O_3Fe^{II}Mg \xrightarrow{(H_2O,\,O_2)} Fe_2^{III}O_3.3H_2O + 4Si(OH)_4 + 2(Mg^{++}, OH^-)$$

Enstatita — Hidróxido férrico — Solução

Nesta reação, toda a sílica e todo o magnésio do mineral inicial passam para a fase líquida, e são exportados com as águas de drenagem. O ferro se individualiza «in situ» sob a forma de hidróxidos, mais ou menos cristalizados, que por momento será representado pela fórmula global $Fe_2O_3.H_2O$. Trata-se do processo da *ferruginação*.

Se o meio for imperfeitamente drenado e mais confinado, a hidrólise torna-se parcial. Neste caso, uma parte da sílica extraída do mineral primário pode reagir com o ferro liberado, para formar hidrossilicatos ferríferos, que são argilo-minerais ferríferos. Existe apenas uma possibilidade cristaloquímica, pois argilo-minerais férricos com estrutura 1:1 devem ser considerados como simples curiosidades mineralógicas (cronstedita-caulinita ferrífera). Há, portanto, formação de argilo-minerais 2:1, do tipo *nontronita*, de acordo com a reação:

$$2{,}3\,Si_2O_6FeMg \xrightarrow{(H_2O,\,O_2)} (Si_{3,7}Fe_{0,3}^{III})O_{10}Fe_2^{III}(OH)_2Mg_{0,15} +$$

Enstatita — Nontronita

$$+\,0{,}9\,Si(OH)_4 + 2{,}15\,(Mg^{2+}, OH^-)$$

Solução

Que corresponde por analogia com a terminologia adotada anteriormente (Melfi e Pedro, 1977) ao processo da *bissialferritização*.

Os estudos teóricos efetuados por simulação (Fritz e Tardy, 1976) bem como aqueles sobre a composição de diferentes esmectitas naturais de neoformação (Trauth *et alii*, 1969; Trescases, 1973; Tardy *et alii*, 1974 e Carmouze e Pedro, 1977) indicam que as condições hidroquímicas de formação dos minerais ferríferos são diferentes daquelas dos edifícios aluminosos. Assim, por exemplo, a nontronita necessita para sua formação de meio nitidamente mais diluído, e, portanto, de condições hidrolíticas mais pronunciadas, que as esmectitas aluminosas (Figura 1).

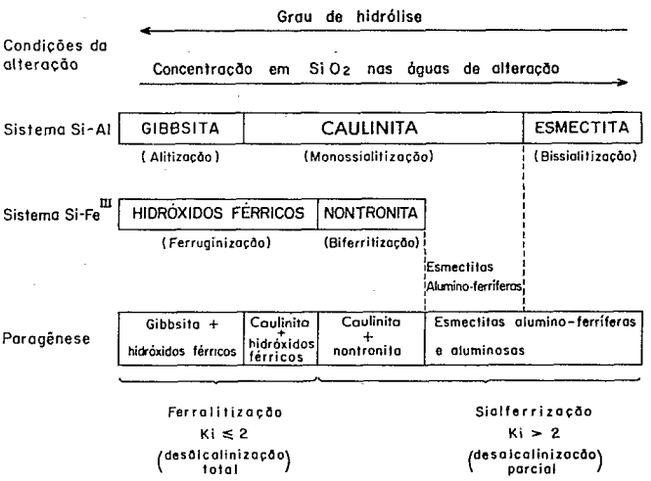


Figura 1. Comportamento da sílica, do alumínio e do ferro durante a alteração hidrolítica das rochas pertencentes ao conjunto sialférrico.

No esquema da figura 1 aparece um hiato entre o domínio da nontronita e o das esmectitas aluminosas. Na realidade, esse hiato existe somente quando os sistemas (Si-Al) e (Si-Fe) são puros. Nas condições naturais, o sistema é no mínimo ternário (Si-Al-Fe) e os diversos trabalhos anteriormente citados mostram que o espaço intermediário entre a nontronita e as esmectitas estritamente aluminosas corresponde ao domínio de esmectitas com camadas octaédricas mistas aluminoferríferas.

As paragêneses apresentadas na figura 1 evidenciam dois grandes domínios pedogeoquímicos: no primeiro, o ferro se individualiza no estado de hidróxidos, independente dos constituintes secundários aluminosos (caulinita ou gibbsita). Este domínio corresponde a uma desalcalinização total do meio de alteração e caracteriza as *coberturas ferralíticas (processo de ferralitização)*; no segundo, o ferro participa da gênese dos silicatos argilosos 2:1, seja estritamente ferrífero (e então em associação com a caulinita), seja misto, isto é, aluminoferrífero. Neste caso, a desalcalinização é incompleta. É o domínio da *sialferritização* e das *coberturas de alteração sialférrica*. Cristaloquimicamente, este último domínio não apresenta problemas particulares, pois os constituintes são sempre esmectitas; ocorrem simplesmente variações na composição da camada octaédrica, que é tanto mais férrica (e, portanto, menos aluminosa) quanto mais diluído for o meio.

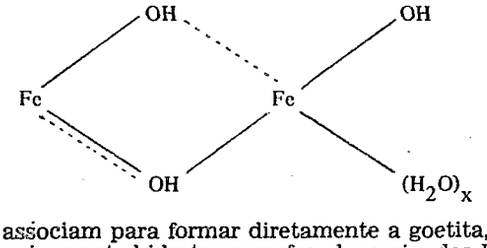
Ao contrário, no domínio ferralítico, onde são formados hidratos férricos independentes, existem várias alternativas, que serão estudadas a seguir.

2. Natureza e evolução dos hidratos férricos na superfície do Globo - Diversos aspectos do processo de ferruginização: O problema da natureza e da evolução dos hidratos férricos foi em grande parte elucidado pelos trabalhos de Chukhrov (1975), Chukhrov *et alii* (1975), Schwertmann *et alii* (1968 e 1974) e Nalovic (1974).

Sabe-se que, na natureza, o ortoidróxido $Fe(OH)_3$ não existe no estado cristalino, e que as duas únicas formas cristalizadas formadas em um meio constantemente arejado são o oxidróxido $\alpha FeOOH$ (goethita) e o sesquióxido αFe_2O_3 (hematita)*. A questão seria então relativamente simples se não houvesse freqüentemente nas amostras naturais, hidratos de ferro amorfos, $Fe_2O_3.\eta H_2O$, com $\eta \neq 3$, os quais recebem denominações variadas, como stilpinosiderita, limonita, xantosiderita, sem qualquer significação cristaloquímica.

Os estudos experimentais levados a efeito por Nalovic (1974) permitiram ligar intimamente a cristaloquímica dos óxidos de ferro às condições genéticas encontradas no meio. Dessa forma, sabe-se hoje que, a gênese dos hidratos férricos resulta essencialmente de uma complexação entre os íons Fe^{3+} e OH^-, a qual se realiza diferentemente, de acordo com suas concentrações relativas no seio da solução original. Considerando esse fato nas condições normais da hidrólise (os meios alcalinos estão portanto excluídos) dois casos podem ser evidenciados.

Quando a concentração em OH^- é baixa (meio relativamente ácido), isto é, quando a relação molecular $OH^-/Fe < 2$, há a formação de pequenos polímeros de cadeias curtas, do tipo:



que se associam para formar diretamente a goetita, ou então primeiramente hidratos amorfos, denominados *hidróxidos-H*, os quais evoluem rapidamente para goethita. A *via goethítica* caracteriza, portanto, os meios pouco concentrados em OH^- (com fraca disponibilidade em OH^-).

Quando a concentração em OH^- é elevada (relação molar $OH^-/Fe>2$), ao contrário, individualizam-se grandes polímeros com estruturas tridimensionais, que se associam para dar origem a compostos amorfos denominados *hidróxidos-O*. Esses compostos são muito porosos e funcionam como verdadeiras armadilhas para íons externos. Devido a esse fato, eles são relativamente estáveis e evoluem lentamente durante a desionização contínua do meio, até à cristalização da hematita. A linha hematítica é a mais freqüentemente encontrada nos meios hidrolisantes superficiais. É a mais complexa, porque comporta numerosos compostos intermediários, criptocristalinos relativamente estáveis. Segundo estudos cristalográficos de Chukhrov *et alii* (1975), todos esses produtos intermediários possuem um retículo organizado sobre o modelo da hematita, onde parte dos anions O^{2-} fora substituídos por moléculas de água, que desse modo fazem parte integrante da estrutura. A fórmula geral desses compostos é a seguinte:

$$Fe_{4-x}O_{6-3x/2}(H_2O)_{3x/2}$$

quando x= 0, tem-se a hematita; x pequeno (~1) tem-se a *protohematita* ou a hematita hidratada (15% de H_2O); e $x > 2$ corresponderia ao domínio das ferridritas, definidas por Chukhrov (1975), cujos teores em H_2O é da ordem de 30%.

Em resumo, tem-se uma seqüência cristaloquímica contínua, onde todos os compostos formados são precursores da hematita; a qualidade cristalográfica a grande distância varia em função do grau de desidratação do retículo e da desionização do meio. Segundo Nalovic (1974), dois fatores principais intervêm na cristalogênese: o *tempo*, pois o teor em hematita é tanto mais importante, quanto mais longa for a duração de purificação; e a *taxa de impureza*, em particular a presença de traços de *elementos de transição* (M), tais como V, Cr, Mn, Co, Ni e Cu. A evolução dos óxidos amorfos é, com efeito, tanto mais lenta, quanto mais o meio e portanto a rocha de origem, for rica em elementos de transição. A partir de um certo teor as deformações dos retículos pré-cristalinos são tais, que o aumento do grau de cristalização torna-se muito lento ou impossível (Nalovic *et alii*, 1975). Nesse caso, os hidróxidos mal cristalizados constituem as formas mais estáveis, podendo-se individualizar nos meios de alteração.

A estes dois parâmetros é necessário incluir ainda a presença da *matéria orgânica humificada* a qual, desde que suficientemente abundante, pode frear a cristalogênese e favorecer a permanência de formas ferríferas mal cristalizadas (Schwertmann *et alii*, 1968). Na prática, essas formas mal cristalizadas são de difícil identificação, de modo que nos estudos pedogeoquímicos normais o conjunto dos óxidos criptocristalinos hematíticos continua sendo designado por um só nome, como por exemplo *stilpinosiderita*. Entretanto, é preciso considerar que se trata de precursores da hematita e portanto compostos hidratados e não hidroxilados.

3. Síntese: Com base no comportamento da sílica, do alumínio e do ferro foram definidos os grandes processos pedogeoquímicos e as diversas possibilidades cristaloquímicas (Quadro 1).

Quadro 1. Principais características mineralógicas e paragêneses.

Processo	Características mineralógicas fundamentais	Diferenciações cristaloquímicas
Sialferrização	Esmectitas (*associação possível com caulinita e óxidos ferríferos)*	Nontronita (Fe) Beidelita ferrífera (Fe, Al) Beidelita (Al) Montmorilonita (Al, Mg)
Ferralitização	Caulinita (*associação possível com gibbsita e óxidos ferríferos*	Goethita (FeOOH) Hematita (Fe_2O_3) Stilpinosiderita ($Fe_2O_3.\eta H_2O$)

O primeiro grande processo é a *sialferrização*. O alumínio e o ferro integram-se nos retículos de um bissialito verdadeiro do tipo esmectita. A diferenciação cristaloquímica se fará nesse caso, referindo-se à composição da camada octaédrica, que varia em função das condições do meio. Ela poderá ser ferrífera, aluminoferrífera ou aluminosa. Os diversos minerais neoformados serão a *nontronita*, a *beidelita* ou a *montmorilonita «sensu stricto»*.

O segundo grande processo, que corresponde parcialmente à *ferratilização* habitual, é caracterizado por uma cristalização fracionada do ferro e do alumínio que se individualizam independentemente. No nível da alteração ter-se-á

* Os outros constituintes férricos, tais como a lepidocrocita $\gamma FeOOH$ e a maghemita γFe_2O_3, são obrigatoriamente provenientes de meios contendo inicialmente ferro ferroso.

sempre a paragênese caulinita-óxidos ferríferos (a *caulinita* pode encontrar-se associada a uma maior ou menor quantidade de *gibbsita*) e é essencialmente a natureza dos hidratos ferríferos (*goethita, hematita* e *stilpinosiderita*) que fornecerá, nesse caso, uma diferenciação geoquímica mais precisa das coberturas pedológicas.

O FERRO NOS SOLOS DO BRASIL

O estudo do ferro nos solos do Brasil será abordado sob dois pontos de vista: a) quantitativo, no qual será enfocado essencialmente o problema do teor em ferro dos principais tipos de solos do Brasil; e b) qualitativo, onde será estudada a natureza e distribuição das principais formas de ferro.

Não se trata aqui de uma análise pormenorizada em perfis de solos. Ao contrário, procurou-se caracterizar as variações no espaço, isto é, estudar a forma e a distribuição dos compostos ferríferos na *cobertura pedológica* do Brasil, seguindo desse modo a atitude adotada há vários anos pela escola pedológica russa (Fridland, 1974).

1. **Acumulação e distribuição quantitativa:** A acumulação de ferro nos solos depende, de maneira geral, de diversos fatores e, principalmente, do tipo de pedogênese, da rocha e da idade do solo. Em condições hidrolíticas normais, mecanismo predominante no Brasil, o ferro permanece integralmente no meio de alteração, tendendo portanto a concentrar-se em relação à rocha-mãe (acumulação relativa). Ao contrário, um forte ataque acidolítico ou uma evolução em meio redutor hidromórfico, provocam a mobilização do ferro e facilitam sua redistribuição nos perfis, conduzindo desse modo à formação de níveis empobrecidos em relação à rocha original. Nos processos de iluviação o ferro geralmente acompanha as argilas em sua migração dentro do perfil, seja sob a forma de hidróxidos, seja incluído nas estruturas dos argilo-minerais. Assim, os solos com horizonte B textural apresentam uma acumulação (absoluta) de ferro nos horizontes iluviais e um empobrecimento nos horizontes superiores. A acumulação é tanto mais significativa, quanto mais rica for a rocha em minerais ferromagnesianos, portanto quanto mais básico for seu caráter, ou quanto mais rica ela for em ferro. É evidente que a acumulação será tanto mais elevada quanto maior for a idade do solo e, quanto mais alta for a quantidade de minerais primários alterados e, portanto, quanto mais maduro for o solo.

Assim, considerando como critério o teor do solo em ferro, ou mais precisamente aquele dos horizontes A, pode-se subdividir a cobertura pedológica do Brasil em três grande áreas. A primeira é aquela que contém mais de 25% de Fe_2O_3. Compreende todos os solos desenvolvidos sobre itabiritos, rochas básicas e ultrabásicas, e em particular aqueles formados a partir da evolução das rochas basálticas da Bacia do Paraná, tais como: ferralsolos ródicos, ferralsolos húmicos, nitossolos etc. A segunda corresponde aos solos cujo teor em Fe_2O_3 é inferior a 5%. Trata-se de todos os solos caracterizados por uma diferenciação textural notável (acrissolos, luvissolos, planossolos e regossolos), dos solos hidromórficos a glei (gleissolos), dos solos jovens e pouco evoluídos (cambissolos, fluvissolos) e além desses, dos solos ricos em quartzo (arenossolos). Enfim, a terceira apresenta um teor em Fe_2O_3 compreendido entre 5 e 25%. Esta categoria engloba todos os demais solos e, em particular os ferralsolos, que constituem a unidade mais comum no Brasil.

A partir desses dados e com base na carta de solos da América do Sul (FAO-UNESCO, 1971), foi estabelecido um mapa esquemático da distribuição quantitativa do ferro na cobertura pedológica brasileira (Figura 2). Um rápido exame desse mapa permite visualizar que os domínios assim definidos não apresentam a mesma importância. Os solos com horizontes relativamente pobres em ferro ocupam 36,2% do território do País. Neste domínio, 9% dos solos apresentam baixo teor em ferro devido à natureza da rocha-mãe (rochas ricas em quartzo) e nos restantes 27,2% o baixo teor em ferro está diretamente ligado à pedogênese (solos com diferenciação textural, solos jovens etc.). Os solos com teores em ferro entre 5 e 25% representam 58,8% da superfície total do País, enquanto os mais ferríferos (com mais de 25% de Fe_2O_3) representam apenas 5%.

2. **Estado e distribuição dos constituint ferríferos nos solos do Brasil:** Nos solos, o ferro encontra-se localizado principalmente nos retículos das esmectitas ou individualizado sob a forma de óxidos independentes.

a) **Localização e importância da sialferrização:** Apesar da pequena quantidade de dados pontuais disponíveis este problema permanece relativamente fácil de ser resolvido, pelo fato de a cobertura de alteração montmorilonítica já ter sido delimitada anteriormente (Melfi e Pedro, 1977), e porque em toda a zona de alteração montmorilonítica, o ferro se acha integrado na camada octaédrica das esmectitas.

Esta cobertura pedológica sialférrica distribui-se em 3 regiões diferentes (Figura 3): *região semi-árida do Nordeste* - a cobertura sialférrica é praticamente pura nas áreas dos luvissolos crômicos e faeozens. Nas áreas, onde predominam os luvissolos férricos, ela se encontra associada aos paleossolos ferralíticos (Oliveira e Thurber, 1977); aí o ferro encontra-se essencialmente sob formas de óxidos (Volkoff e Cesar, 1977); *região do Pantanal mato-grossense* - trata-se de um conjunto de planossolos, periodicamente inundados, da depressão do Pantanal, ao sul de Cuiabá; e *região meridional do Brasil* - nesta zona a cobertura sialférrica está associada às vertentes entalhadas da parte interna do planalto basáltico de Santa Catarina e Rio Grande do Sul (faeozens lúvicos), às rochas cristalinas do extremo Sul (luvissolos órticos) e às zonas basálticas deprimidas do sudoeste do Rio Grande do Sul (vertissolos). Os solonetz do litoral riograndense devem ser ligados a este conjunto.

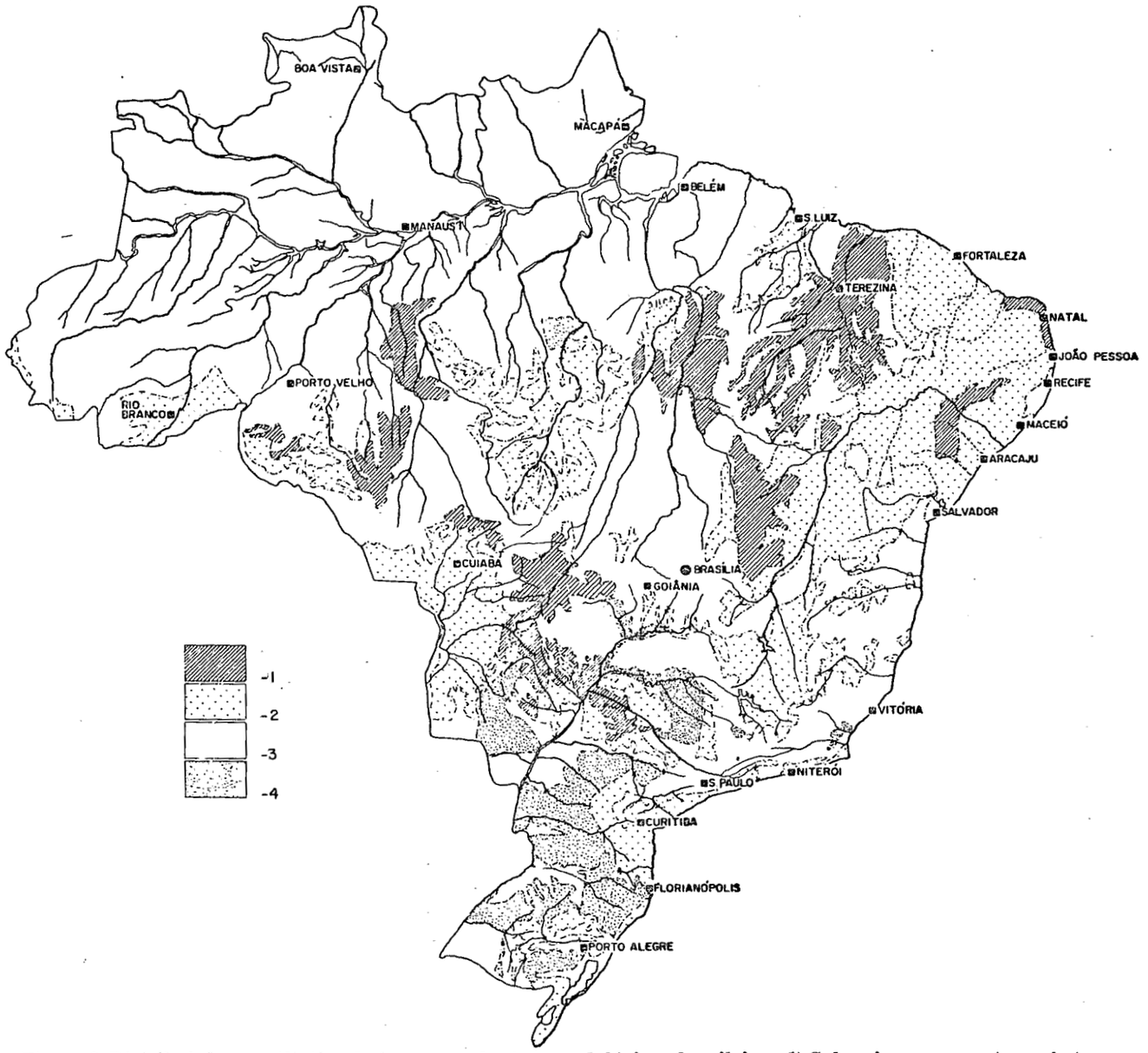


Figura 2. Distribuição quantitativa do ferro nas coberturas pedológicas brasileiras. 1) Solos ricos em quartzo cujo teor em Fe_2O_3 é inferior a 5%. 2) Solos que apresentam importante variação textural, cujo teor de Fe_2O_3 é inferior a 5%. 3) Solos com teores em Fe_2O_3 variando entre 5 e 25%. 4) Solos com teores em Fe_2O_3 superiores a 25%.

b) **Natureza e distribuição dos hidratos férricos:** Foi visto anteriormente que as condições hidrolíticas, e em particular a concentração relativa em OH^- do meio, determinam uma evolução, seja segundo uma via goetítica, seja segundo uma via hematítica.

Os trabalhos de Melfi (1967) e Pedro (1970), sobre os solos derivados dos basaltos, e de Volkoff e César (1977) sobre os solos do Nordeste foram completados por certo número de estudos pontuais no resto do Brasil (a serem publicados). Este conjunto de dados permite uma representação esquemática da distribuição dos óxidos férricos nos solos do Brasil, utilizando como base a carta de solos da América do Sul (FAO-UNESCO, 1971).

Examinando tal distribuição (Figura 3), constata-se que existem dois conjuntos: um onde predomina a goetita e outro onde predomina a hematita.

Cobertura pedológica goethítica: Três casos podem ser distinguidos: *Solos unicamente com goethita* - são os ferralsolos xânticos da Amazônia e da Bacia do Maranhão, os ferralsolos xânticos e os arenossolos ferralíticos associados do norte do Piauí e ainda os solos dos tabuleiros costeiros, principalmente os ferralsolos xânticos do litoral do Nordeste; *Solos com goethita e hematita associadas* - tem-se nesta categoria os acrissolos plínticos. A goetita continua sendo o óxido de ferro dominante, porém está sempre associada a quantidades variáveis de hematita.

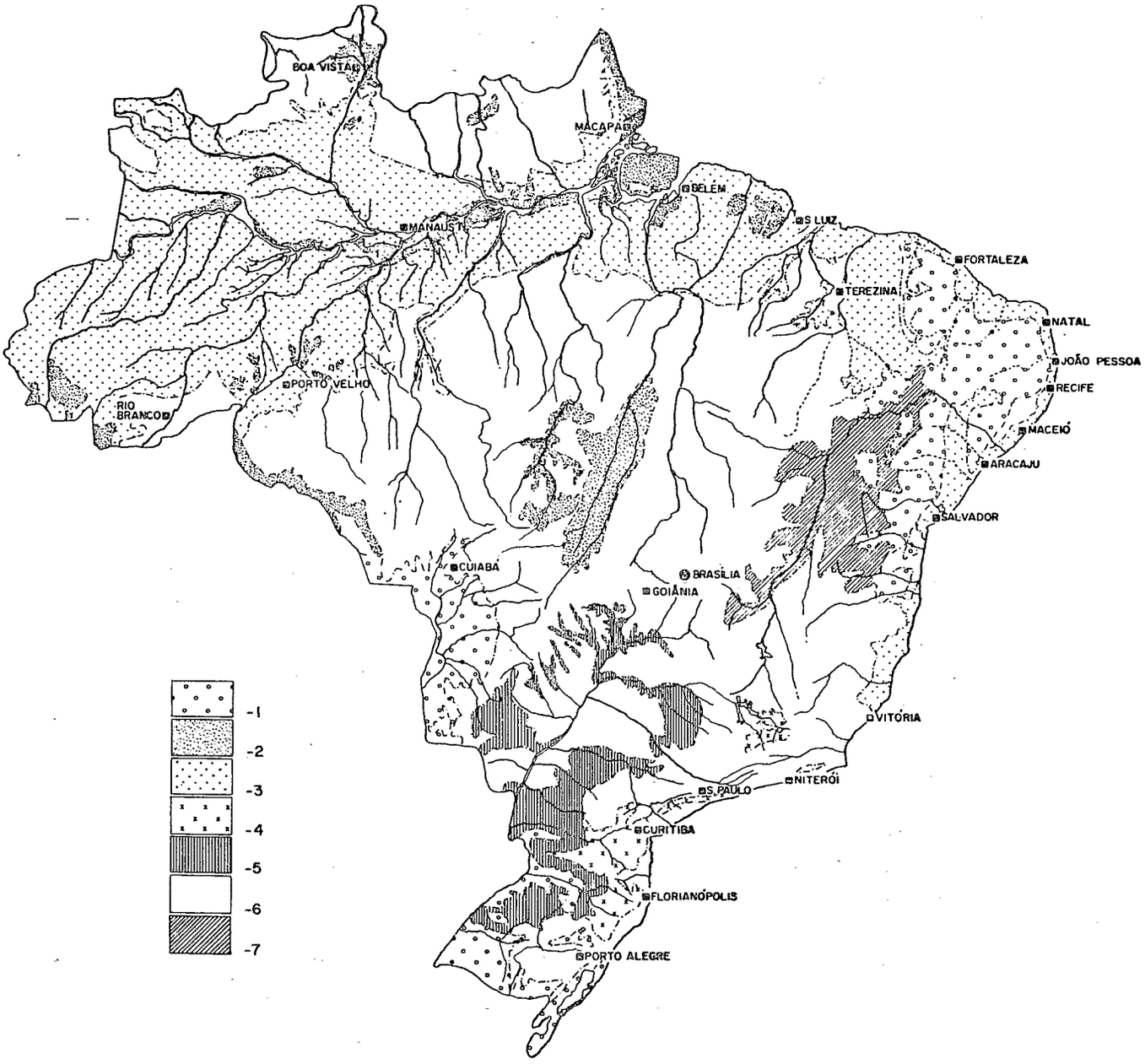


Figura 3. Distribuição dos constituintes ferríferos nas coberturas pedológicas brasileiras. 1) Cobertura sialférrica (argilas 2:1); 2) Cobertura com goethita e hematita associadas; 3) Cobertura unicamente com goethita; 4) Cobertura com goethita nos horizontes superiores; 5) Cobertura unicamente com hematita; 6) Cobertura com hematita e goethita associadas; 7) Associação cobertura sialférrica e hematítica.

Estes solos ocorrem na parte média do Nordeste, e são também encontrados disseminados na Bacia Amazônica, sobretudo ao longo do vale do Rio Amazonas, e nas partes deprimidas do Brasil Central (Alto Araguaia e Alto Xingu); *Solos com goethita nos horizontes superiores* - nos cambissolos distróficos, nos cambissolos húmicos e em certos ferralsolos húmicos das zonas frias de altitude do sul de Minas Gerais, São Paulo, e principalmente Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, a hematita que aparece nos níveis de alteração é progressivamente substituída pela goetita, que dessa forma, torna-se o mineral predominante, enquanto a hematita tende a desaparecer.

Cobertura pedológica hematítica - Dois casos devem ser analisados: *Solos unicamente com hematita* - Nos solos derivados diretamente das rochas básicas da Bacia do Paraná (Ferralsolos ródicos e nitossolos dístricos) os óxidos de ferro são, essencialmente hematíticos: hematita e stilpinosiderita, sendo este último constituinte a forma de ferro mais bem representada. A goetita está sempre ausente. *Solos com hematita e goetita associadas* - Trata-se do caso mais freqüente no Brasil. A hematita é o óxido predominante, estando porém associada a proporções variáveis de goethita e stilpinosiderita, sempre subordinada Esta é a paragênese normal encontrada nos ferralsolos órticos e na maior par-

te dos solos a eles associados (acrissolos, Luvissolos férricos, arenossolos ferralíticos) no Brasil Central, no centro-sul do País e na borda guianense da Amazônia.

As zonas de solos com goethita exclusiva ou dominante representam 32% do País. Correspondem aos meios pobres em OH^-, como é, por exemplo, o caso dos ambientes onde as águas em contato com o minerais, mesmo abundante, circulam lentamente. Os solos com goethita e hematita associadas (acrissolos plínticos) encontram-se nas zonas equatoriais e tropicais do País, sempre que o escoamento das águas tem sua velocidade diminuída, enquanto os solos unicamente com goethita ocorrem de modo generalizado nas zonas de clima equatorial superúmido da Amazônia e tropical úmido do litoral da Bahia e do Espírito Santo, além de certo modo nas áreas semi-áridas do nordeste, caracterizadas pela baixa umidade dos solos. Nas regiões mais frias, de altitudes elevadas, onde, devido a uma importante acumulação de matéria orgânica, os processos evolutivos caracterizam uma hidrólise ácida ou mesmo uma acidólise, a goetita se superimpõe e prevalece sobre a hematita nas partes superficiais dos níveis de alteração.

O domínio dos solos com hematita exclusiva ou dominante representa quase 60% do território brasileiro, sendo assim, o mais importante. Corresponde aos meios bem drenados, onde as águas são constantemente renovadas. Nessas condições, como foi dito anteriormente, diversos fatores intervêm no grau de cristalinidade dos compostos ferríferos, notadamente o teor em elementos traço de transição e a duração da alteração, da qual depende o «envelhecimento» dos compostos de ferro consecutivo a uma lixiviação desionizante. Nos solos jovens ou naqueles formados a partir de rochas básicas ricas em elementos de transição, a cristalogênese é retardada ou mesmo impedida e importantes proporções de hidratos férricos permanecem no estado amorfo ou criptocristalino, associados à hematita. Ao contrário, encontramos hematita com muito pouca stilpinosiderita (sempre porém associada à goethita) nos solos desenvolvidos a partir de rochas pobres em elementos de transição ou nos solos mais velhos, como é, por exemplo, o caso dos solos do planalto central.

CONCLUSÕES

No Brasil, a hidrólise é o principal mecanismo que atua na alteração superficial das rochas. Nesse caso, é evidente que o ferro sofra uma acumulação generalizada nos solos. Seus teores podem atingir valores bem elevados (por vezes superiores a 35%) e variam de acordo com o tipo da rocha original.

Segundo a intensidade e o grau da hidrólise, o ferro pode-se apresentar nos retículos dos argilo-minerais 2:1, como nas *coberturas sialférricas*, ou na forma de óxidos ou hidróxidos independentes, como nas *coberturas ferralíticas*. Nestas últimas, que dominam cerca de 90% do território nacional, a natureza dos compostos ferríferos varia de acordo com as características físico-químicas do meio e/ou com o caráter geoquímico das rochas originais. Assim, foi possível, no domínio ferralítico, separar as *coberturas goethíticas*, desenvolvidas em meios onde a concentração relativa em OH^- é fraca (regiões mais úmidas do País), das *coberturas hematíticas*, que são as mais comuns nos meios hidrolisantes superficiais, bem drenadas, com alta concentração relativa em OH^- (R mol OH^-/Fe>2). Aqui, a hematita é o mineral dominante, sempre associada a pequenas quantidades de goethita e a proporções variadas de produtos amorfos ou criptocristalinos (stilpinosiderita). No caso de a rocha original ser rica em elementos de transição (caso das rochas básicas da Bacia do Paraná) a hematita, que ocorre nas coberturas superficiais, é sempre mal cristalizada e associada a grande quantidade de stilpinosiderita.

Essas observações, que revelam nitidamente a importância da rocha-mãe na determinação do teor em ferro dos solos, e o papel relevante desempenhado pelos parâmetros físico-químicos dos meios superficiais na definição da natureza dos produtos ferríferos secundários, ressaltam a importância do estudo geoquímico do ferro na discriminação das condições ambientais que prevalecem no decorrer da pedogênese.

LITERATURA CITADA

CARMOUZE, J.P.; PEDRO, G. & BERRIER, J. - Sur la nature des smectites de neoformation du Lac Tchad et leur distribution spatiale en fonction des cas hydrogeochimiques. Compte Rendu. Ac. Sciences de Paris 284, D:615-618, 1977.

CHUKHROV, F.V. - Hypergene iron oxides in geological processus. Nauka, Moscou, 1975. 206p. (Em russo).

CHUKHROV, F.V.; ERMILOVA, L.P.; ZVYAGIN, B.B. & GORSKOV, A.I. - Genetic system of hypergene of iron oxides. *In*: Int. Clay Conf., México, 1975. p.275-286.

FAO-UNESCO - Carta Mundial dos Solos, vol. I, 1975. Legenda e volume IV - América do Sul, Paris, 1971.

FRIDLAND, V.M. - Structure of soil mantle. Geoderma, 12: 35-41, 1974.

FRITZ, B. & TARDY, Y - Genése des mineraux secondaires dans l'altération des granites et roches basiques; modèles thermodynamiques. Compte Rendu. Ac. Sciences de Paris 7, XVIII, 1:7-12, 1976.

MELFI, A.J. - Intemperismo de granitos e diabásios no Município de Campinas e arredores, SP. Tese de doutoramento apresentada à F.F.C.L. da USP, São Paulo, 1967. 166p. (Mimeo).

MELFI, A.J. & PEDRO, G. - Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil. Parte 1 - Caracterização e repartição dos principais tipos de evolução pedogeoquímica. Rev. bras. Geoc., 7:271-286, 1977.

MELFI, A.J. & PEDRO, G. - Estudo geoquímico dos solos e formação superficiais do Brasil. Parte 2 - Considerações sobre os mecanismos geoquímicos envolvidos na alteração superficial e sua repartição no Brasil. Rev. bras. Geoc., 8: 11-12, 1978 (no prelo).

NALOVIC, Lj - Recherches geochimiques sur les elements de transition dans les sols. Étude experimentale de l'évolution des composés ferriques au cours de la pedogènese. Travaux et Documents n.º 66, ORSTOM-PARIS, 1974. 235p.

NALOVIC, Lj.; PEDRO, G. & JANOT, C. - Demonstration by Mössbauer spectrocospy of the role played by transition trace elements in crystallogenesis of iron hydroxides. *In*: Proc. Int. Clay Conf., México, 1975. p.601-610.

OLIVEIRA, J.J. & THURBER, D.L. - Paleosols in the state of Bahia, Brazil. INQUA - Congresso Internacional. Inglaterra, 1977.

PEDRO, G. - Essai sur la caracterisation geochimique des differents processus zonaux de l'altération des roches superficiel. Compte Rendu. Ac. Sciences de Paris, 262, D:1828-1831, 1966.

PEDRO, G.- L'évolution des sols et la caracterisation des phénomènes d'altération superficielles dans le zone basaltique du Paraná. Rapport de mission, 1970. 53p. (Mimeografado).

PEDRO, G. & DELMAS, A.D. - Altération des roches ultrabasiques. *In*: Encyclopedia Universalis - Paris, 1972. p.455-457.

SCHWERTAMANN, U.; FISCHER, W.R. & PAPENDORF, H. - The influence of organic compounds on the formation of iron oxides. *In*: Int. Cong. Soil Sc., 9, Adelaide, 1968. Trans. Adelaide, International Society of Soil Science, 1968. Vol. I:645-655.

SCHWERTMANN, U.; FISCHER, W.R. & TAYLER, R.M. - New aspects of iron oxide formation in soils. *In*: Int. Cong. Soil Sc., 10, Moscou, 1974. Trans. Moscou, International Society of Soil Sci., 1974. Vol. VI: 237-249.

TARDY, Y.; TRESCASES, J.J. & FRITZ, B. -Evaluation de l'enthalpie libre de formation de montmorillonites ferrifères. Compte Rendu. Ac. Science de Paris, D: 1655-1668, 1974.

TRAUTH, N.; PAQUET, H.; MILLET, T.G. & LUCAS, J. - Les montmorillonites des vertisol sont ferrifères: consequences geochimiques et sedimentologiques. Compte Rendu. Ac. Sciences de Paris, 264, D:1577-1579, 1969.

TRESCASES, J.J. - L'évolution geochimique supergene des roches ultramafiques. Memoire ORSTOM n.º 78. Paris, 1973. 260p.

VOLKOFF, B.; CESAR, V.R. da S. - Ferro nos latossolos do Estado da Bahia. Rev. bras. Ci. Solo, 1:85-92, 1977.

CARACTERÍSTICAS FÍSICAS, QUÍMICAS E MINERALÓGICAS DE TRÊS SOLOS EM UMA CATENA SOB CERRADO E SOBRE CALCÁRIO, EM SETE LAGOAS, MG (1)

L.M.A. SANS (2); J.L.I. DEMATTÊ (3) & A. CARVALHO (4)

RESUMO

Foram estudados 3 solos: Terra Roxa Estruturada similar eutrófica pouco profunda (perfil 1) localizada na posição de terras altas, Terra Roxa Estruturada similar eutrófica (perfil 2) na posição de pedimento de encosta e Latossolo Vermelho-Escuro (perfil 3) na posição de pedimento de sopé. Todos possuem elevado teor de silte (50% para o perfil 1 e 25% para os outros dois), atribuído à herança do material originário. Os solos quimicamente mais ricos ocupam as posições mais elevadas enquanto o mais pobre ocupa a posição de sopé. A capacidade de troca, saturação e soma de bases decresce do perfil 1 para o 3, refletindo os diferentes estádios de intemperismo dos solos.

A caulinita é o mineral de argila dominante em todos os solos, ocorrendo entretanto variações nos teores dos demais minerais. O teor de minerais de grade 2:1 decresce do perfil 1 em direção ao perfil 3. A gibbsita foi encontrada somente no perfil 3. A seqüência de intemperismo em ordem crescente de evolução é: Terra Roxa Estruturada similar eutrófica pouco profunda (Paleustoll), **Terra Roxa Estruturada similar eutrófica** (*Paleustalf*) **e Latossolo Vermelho-Escuro** (Haplortox). **Todos os solos foram originados de material retrabalhado. Aparentemente a ocorrência de cerrado não está ligada a fatores edafológicos visto que os perfis 1 e 2 apresentam altos teores de macronutrientes.**

SUMMARY: *PHYSICAL, CHEMICAL AND MINERALOGICAL PROPERTIES OF THREE SOILS ON LIMESTONE AND UNDER CERRADO VEGETATION FROM SETE LAGOAS, MG*

Three soils on a limestone catena were selected in «Sete Lagoas» region, Minas Gerais State and their physical, chemical and mineralogical properties were studied. The soils belong to the following great groups: «Terra Roxa Estruturada shallow phase», profile 1 (Paleustoll) located in upland, «Terra Roxa Estruturada», profile 2 (Paleustalf) located in pediment backslope and a Dark Red Latosol, profile 3 (Haplortox) located in pediment footslope. All soils have high silt content, inherited from parent material. Profile 1 has 50% of silt content and profiles 2 and 3 have 25%.

There is a relationship between chemical properties and the position of the soils on the landscape. The cation exchange capacity and base saturation values decrease from profile 1 to profile 3, reflecting the weathering stages of these soils. Kaolinite was found to be dominant clay mineral. Gibbsite was only detected in the Dark Red Latosol (about 11%). The amount of 2:1 minerals decrease from profile 1 to 3. Mica contents is the highest in profile 1 (about 18%) and the lowest in profile 3

(1) Extraído do trabalho de tese de M.S. «Classificação e Mineralogia de Solos da Região de Sete Lagoas-MG», apresentado pelo primeiro autor à E.S.A. «Luiz de Queiroz», USP, Piracicaba. Recebido para publicação em outubro de 1977 e aprovado em novembro de 1978.

(2) Instituto de Pesquisas Agropecuárias do Centro-Oeste-MG.

(3) Departamento de Solos, Geologia e Fertilizantes, E.S.A «Luiz de Queiroz», USP, Piracicaba.

(4) Instituto de Geociências da USP, São Paulo.