

EVOLUÇÃO MINERALÓGICA EM ALTERITAS
PROVENIENTES DE GRANULITOS DA ZONA
CACAUUEIRA DA BAHIA: UMA ABORDAGEM
MICROMORFOLÓGICA

M.J.M. do Rêgo

Pós-Graduação em Geoquímica e Meio Ambiente, Departamento de Geoquímica, Instituto de
Geociências da UFBA, R. Caetano Moura, 123, Cep: 40210-340, Salvador, BA

A. Carvalho

Instituto de Geociências - USP, Caixa Postal 11348, Cep: 05422-970, São Paulo, SP

Geochim. Brasil., 11(1):073-085, 1997

Recebido em 03/96; aprovado para publicação em 12/96

ABSTRACT

Six alteration profiles, located in the Cocoa producing district of the State of Bahia, were studied using optical microscopy. The major objective was to study the transformations experienced by granulite rock minerals, when subjected to a humid-tropical climate.

Major constituent minerals of granulite rocks (feldspars, pyroxenes, quartz, biotite, hornblenda, garnet and opaques), after alteration, give origin to a "residue" composed essentially of kaolinite, iron oxi-hydroxides, aluminum hydroxides (gibbsite) and quartz. During the first stages of alteration, smectite and gel formation may take place reflecting particular conditions in the contact microsystems. These materials are ephemeral, evolving thereafter to kaolinite and/or aluminum and iron oxi-hydroxides.

The presence of a humid climate in the studied area associated with high temperatures and good drainage, favored a strong alteration of the granulite rock, characterized by loss of part of the silica and almost all alkaline and earth alkaline elements, resulting in simplification of the supergenous paragenesis.

RESUMO

Através da microscopia óptica, foram estudados 06 perfis de alteração, localizados na Região Cacaueira da Bahia. Tal estudo teve como objetivo acompanhar as transformações sofridas pelos minerais constituintes de rochas granulíticas, quando submetidos a um clima tropical úmido. A partir deste acompanhamento, foram reconhecidas as filiações minerais e traçadas as linhas gerais da evolução mineralógica, das rochas até a formação das alteritas.

Os minerais componentes das rochas (feldspatos, piroxênios, quartzo, biotita, hornblenda, granada e opacos), após alteração, originam um "resíduo" composto basicamente por caolinita, oxi-hidróxidos de ferro, hidróxido de alumínio (gibbsite) e quartzo. No princípio da alteração, pode acontecer a formação de geles e esmectitas, refletindo condições particulares nos microsistemas de contato; estes materiais têm vida efêmera, evoluindo, em seguida, para caolinita e/ou oxi-hidróxidos de ferro e alumínio.

A atuação de um clima úmido, com temperaturas elevadas, aliado a uma boa drenagem, permitiu, na área, uma forte alteração, caracterizada pela exportação de parte da sílica e quase totalidade dos alcalinos e alcalinos terrosos, o que levou a uma simplificação da paragénesis supérgena.

INTRODUÇÃO

As rochas, quando afloram à superfície do globo, não se encontram em equilíbrio com as condições aí reinantes. Como conseqüência, elas sofrem transformações que acarretarão a formação de um novo material, constituído por minerais que lhe são peculiares, e que recebe a denominação de alterita (Chatelin & Martin, 1972).

A impossibilidade de seguir a evolução mineralógica que leva à formação das alteritas, a partir das rochas, no

seu desenvolvimento real no tempo, levou os pesquisadores a buscarem métodos que, apesar de repousarem sobre observações estáticas, permitem o reconhecimento das filiações minerais. A partir destas, pode-se, então, traçar uma provável seqüência evolutiva para os minerais componentes das rochas de uma área estudada, quando sujeitos à alteração supérgena.

Uma das técnicas mais utilizadas para reconhecimento das filiações minerais é representada pelo exame ao microscópio óptico, de lâminas delga-

das de rochas e alteritas, inclusive solo. As informações assim obtidas permitem que sejam traçadas linhas da evolução mineral, partindo do pressuposto de que os agentes externos da alteração mantiveram-se ao longo do tempo. A utilização desta técnica permite uma visão inicial completa dos mecanismos da alteração e deve ser complementada por técnicas diversas (difratometria de raios-X, microsonda eletrônica, análise termo-diferencial, etc.), para que se tenha confirmação dos fenômenos identificados.

Aborda-se, aqui, o con-

junto de transformações, observadas micromorfológicamente, pelo qual os principais minerais constituintes de rochas granulíticas da Região Cacaueira da Bahia deram origem às alteritas da área, sejam estas isalteritas ou aloteritas (Chatelin, 1974).

MATERIAIS E MÉTODOS

A área objeto do estudo faz parte da Região Cacaueira da Bahia (Fig. 1), estando sujeita a um clima do tipo Af, na classificação de Köppen. Apresenta totais pluviométricos anuais compreendidos entre 1.500 e 2.200 mm e temperaturas médias que variam de 23° a 25° C. O relevo da área é representado pelas Unidades Geomorfológicas da Depressão de Itabuna, Serras e Maciços Pré-Litorâneos e os Tabuleiros Pré-Litorâneos (Projeto RadamBrasil, 1981). A área faz parte da Região Ecológica denominada Floresta Ombrófila Densa Submontana.

Foram estudados 06 perfis de alteração, inclusive solos (03 latossolos, 02 podzólicos e 01 cambissolo), além de amostras avulsas (Fig. 2). Na amostragem, a representatividade dos solos da região foi observada. A Tabela 1 contém a classificação dos solos estudados, assim como outras observações necessárias à sua caracterização. A Figura 3 mostra esquematicamente 01 perfil de alteração da área relativa à Unidade Geomorfológica das Serras e Maciços Pré-Litorâneos. A amostragem foi feita a partir da rocha sã, cobrindo todos os estádios de alteração, até chegar-se aos níveis pedogenezados. Foram confeccionadas 35 lâminas, das quais 26 correspondiam a amostras indeformadas de solo e altera-

ção, e 09 de rochas inalteradas ou com alteração incipiente.

AS ROCHAS

As rochas que constituem o embasamento da área em estudo são formadas, essencialmente, por feldspatos e piroxênios, associados a menores quantidades de quartzo, biotita, granada, hornblenda e opacos. Zircão e apatita aparecem como traços. Estas rochas têm coloração cinza escuro, granulação

fina e estrutura maciça a foliada. As texturas são granoblásticas equigranulares, com bordos dos minerais interlobados, amebóides e poligonais.

Entre os feldspatos, a predominância é dos plagioclásios (andesina), estando o ortoclásio pouco representado quantitativamente.

Os piroxênios estão representados pelos ortopiroxênios pertencentes a série hiperstênio-enstatita e pelos clinopiroxênios da série augita-

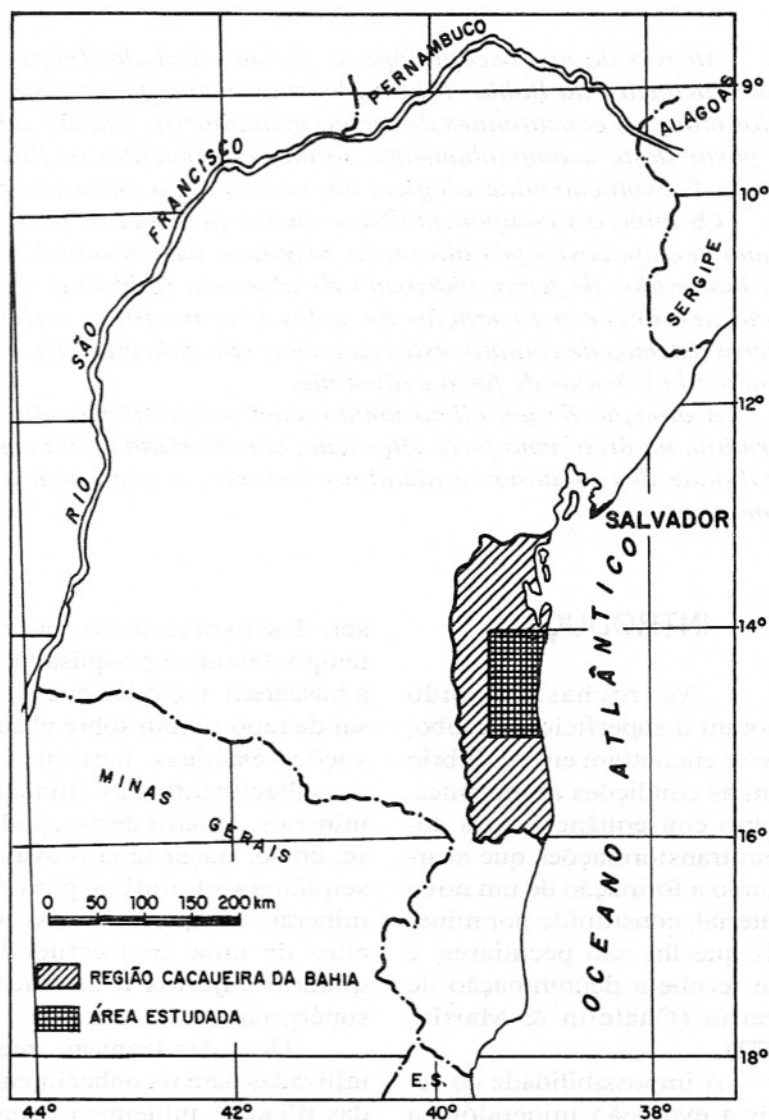


Figura 1 - Localização da área estudada na Região Cacaueira da Bahia.

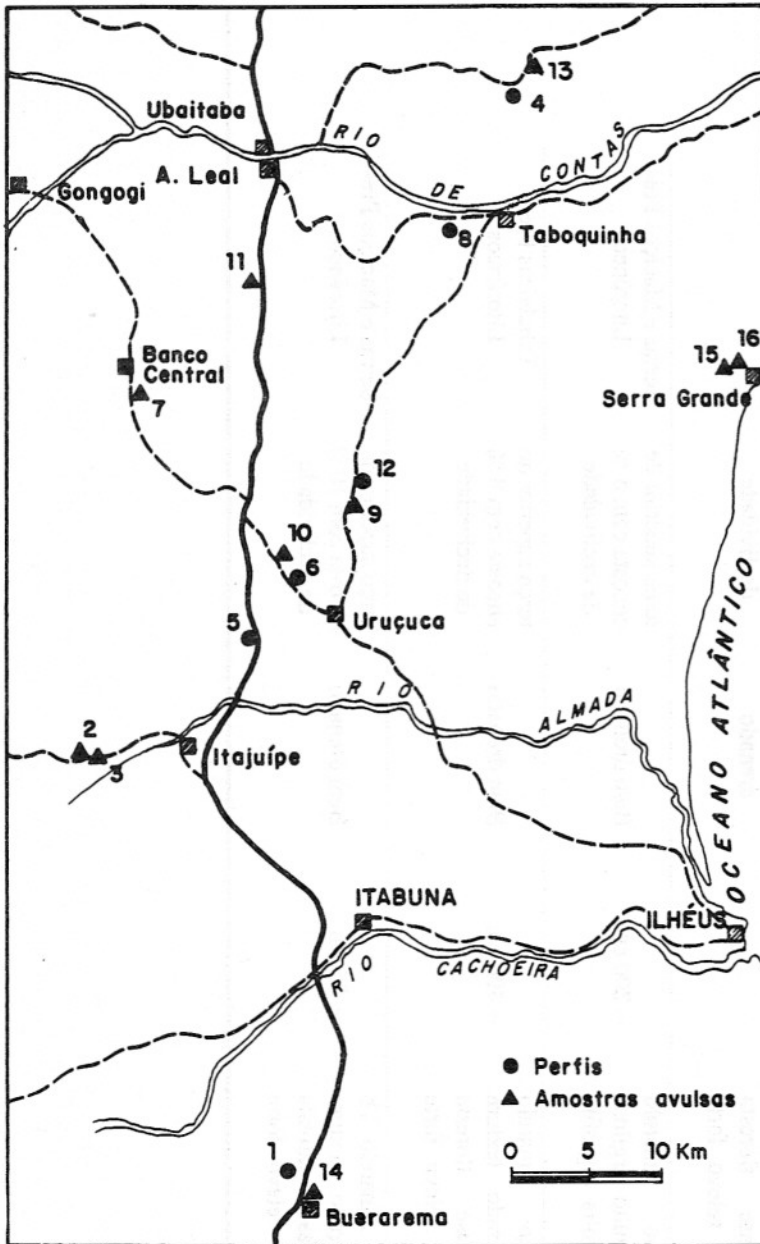


Figura 2 - Mapa de localização dos pontos de amostragem.

diopsídio. Apresentam-se com forma granular arredondada e alongada. Os ortopiroxênios são dominantes, embora, em algumas rochas, os clinopiroxênios estejam em maior quantidade.

O quartzo aparece, geralmente, associado aos feldspatos; é comum apresentar-se fraturado. Seus teores são, em geral, em torno de 15%, mas, em alguns

casos, chegam a atingir 35%.

A biotita, muito pleocróica, varia sua cor de amarelo amarronzado a marrom avermelhado, ocorrendo isolada ou nas bordas dos piroxênios, hornblendas e opacos.

A hornblenda apresenta-se em cristais granulares arredondados a tabulares, exibindo coloração verde amarronzado e forte pleocroísmo. Tanto pode

aparecer isolada, como em intercrescimento com piroxênios.

A granada desenvolve-se associada ao piroxênio e hornblenda e é presente, em certas amostras, em quantidade elevada.

Os opacos, principais minerais acessórios destas rochas, ocorrem em teores que variam de 3 a 5%, encontrando-se, geralmente, disseminados em torno dos máficos. Ainda como acessórios, são encontrados zircão, com forma arredondada, e a apatita, esta em prisma ou em grãos pequenos arredondados (seção hexagonal).

Em vários pontos da área estudada, foram reconhecidos minerais que tiveram sua origem ligada ao fenômeno de retrodiagênese, representados por carbonato de cálcio, clorita e sericita.

A ALTERAÇÃO

Descreve-se, a seguir, as modificações sofridas pelos principais minerais componentes das rochas estudadas, ao longo dos perfis de alteração. As descrições são acompanhadas por uma série de figuras que ilustram as etapas de alteração de cada um dos minerais estudados, sendo estas designadas por letras; o grão do mineral estudado, quando não alterado, é representado pela letra A.

Alteração dos Piroxênios

O primeiro estágio observado na alteração dos piroxênios ocorre com a formação de zonas opacas, próximas as bordas do cristal, e de franjas, que bordejam fissuras e planos de fraturas internas. Essas franjas vão desenvolver-se, sobretudo, nos bordos do cristal, funcionando como canal de pene-

Tabela 1 - Classificação e características dos solos estudados.

PERFIS	CLASSIFICAÇÃO	PROFUNDIDADE DO SOLUM (Hz A+B)	DRENAGEM INTERNA	POSIÇÃO TOPOGRÁFICA	UNIDADE GEOMORFOLÓGICA
Perfil 1	Cambissolo Tb Distrófico A moderado textura argilosa fase floresta perenefólia higrófila relevo ondulado	~ 75 cm	Bem drenado	terço superior de encosta com 10 % de declividade	Depressão de Itabuna
Perfil 4	Latossolo Variação Una Distrófico A moderado textura muito argilosa fase floresta perenifólia relevo forte ondulado	~ 300 cm	Bem drenado	terço superior de encosta com 12 % de declividade	Tabuleiros Pré-Litorâneos
Perfil 5	Podzólico Vermelho Amarelo Tb Eutrófico A moderado textura muito argilosa fase floresta perenefólia higrófila relevo forte ondulado	~ 150 cm	Moderadamente drenado	topo de elevação com 10 % de declividade	Serras e Maciços Pré-Litorâneos
Perfil 6	Latossolo Vermelho Amarelo Distrófico textura muito argilosa fase floresta perenefólia higrófila relevo forte ondulado	~ 200 cm	Bem drenado	terço superior de encosta com 8 % de declividade	Serras e Maciços Pré-Litorâneos
Perfil 8	Latossolo Vermelho Amarelo Distrófico A moderado textura muito argilosa fase floresta perenefólia higrófila relevo forte ondulado	~ 400 cm	Bem drenado	terço superior de encosta com 8 % de declividade	Tabuleiros Pré-Litorâneos
Perfil 12	Podzólico Vermelho Amarelo Tb Eutrófico A moderado textura muito argilosa fase floresta perenefólia higrófila relevo forte ondulado	~ 85 cm	Bem drenado	terço superior de encosta com 10 % de declividade	Serras e Maciços Pré-Litorâneos

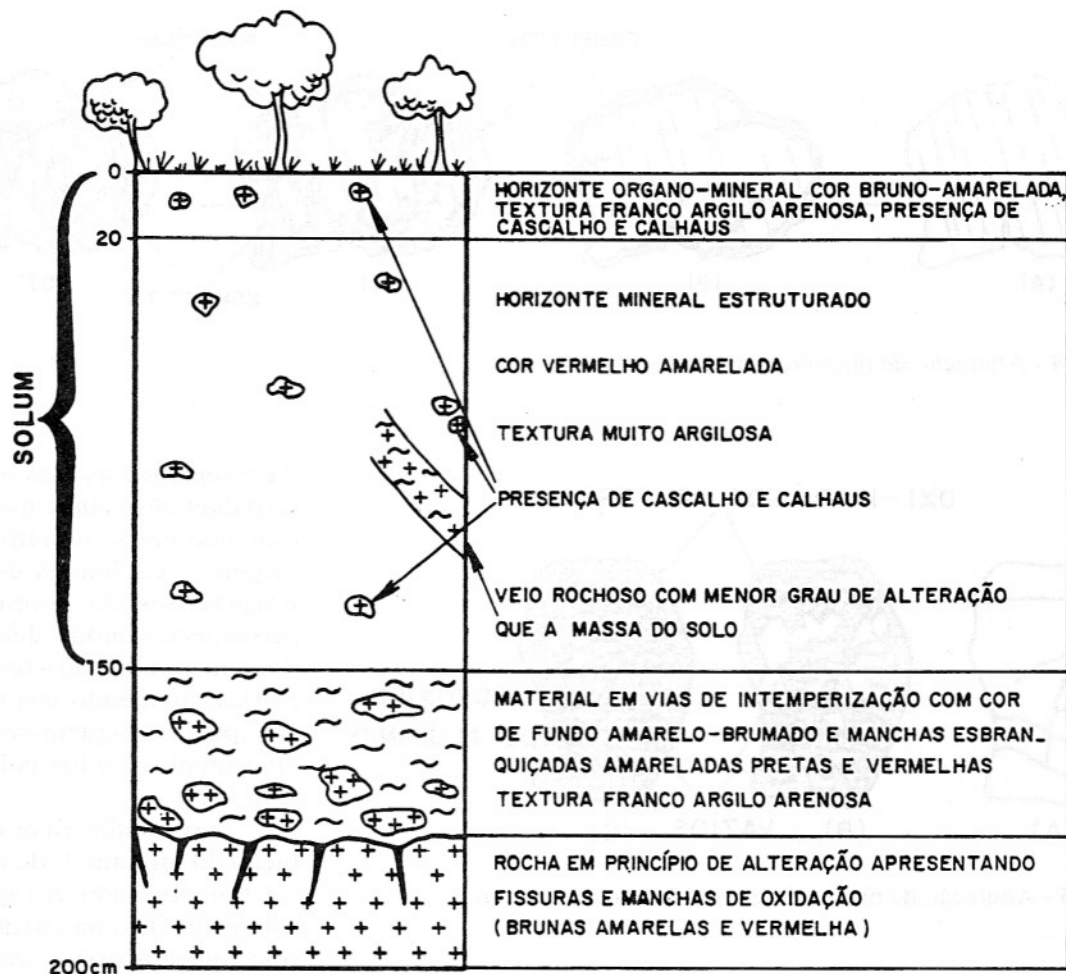


Figura 3 - Perfil de alteração da Região Cacaueira da Bahia.

tração à alteração.

A fase seguinte é representada pelo aparecimento de um filossilicato do grupo da esmectita, que, pelas suas propriedades ópticas (pleocroísmo nítido e cor verde), parece tratar-se de nontronita; este mineral forma uma franja finamente denticulada e insinua-se em dentes de serra, seguindo os planos de clivagem do piroxênio (Fig. 4B).

Com o prosseguimento da alteração, as fissuras intramineral vão-se alargando num padrão linear irregular, com relíquias do piroxênio imersas na pseudomorfose esmectítica (Fig. 4C e D). Nes-

ta fase, não são verificadas grandes transferências de materiais, pois pseudomorfoses completas de grãos do mineral são encontradas isoladas, em zonas quase sem indícios de alteração.

A formação do filossilicato 2:1 corresponde a uma fase inicial do processo de alteração, onde o sistema fissural é ainda pouco desenvolvido e o meio confinado. A sua permanência como componente dos produtos de alteração não é propiciada, devido às condições climáticas e à eficiência da drenagem. Com a destruição do mineral, resta, no local, um resíduo composto por oxi-

hidróxidos de ferro.

Em algumas áreas, percebe-se que a esmectita está misturada a certa quantidade de oxi-hidróxidos de ferro, que confere a pseudomorfose uma tonalidade amarelada.

Outra variação, a mais comum na alteração dos piroxênios da região, é aquela decorrente do intemperismo em meio onde a drenagem é mais eficiente. A degradação do mineral ocorre ao longo de uma rede de fissuras e de clivagens (Fig. 5A) que permite uma maior circulação de soluções; disto resulta uma pseudomorfose de oxi-hidróxidos de ferro de cor bruna, com estrutura poro-

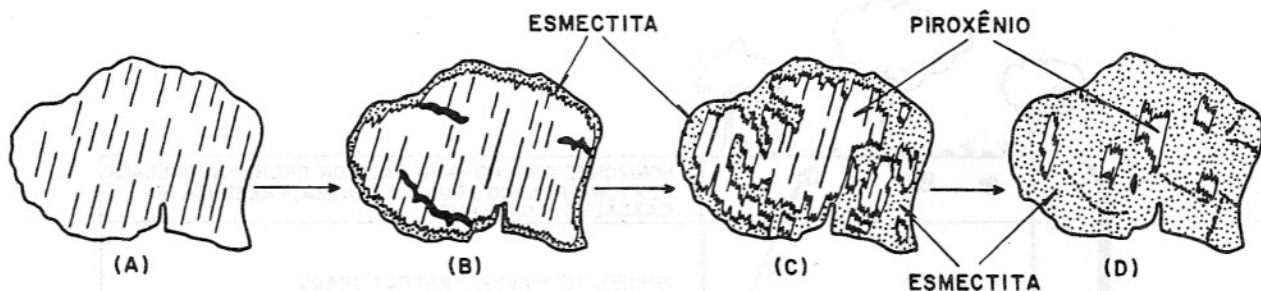


Figura 4 - Alteração de piroxênio em esmectita.

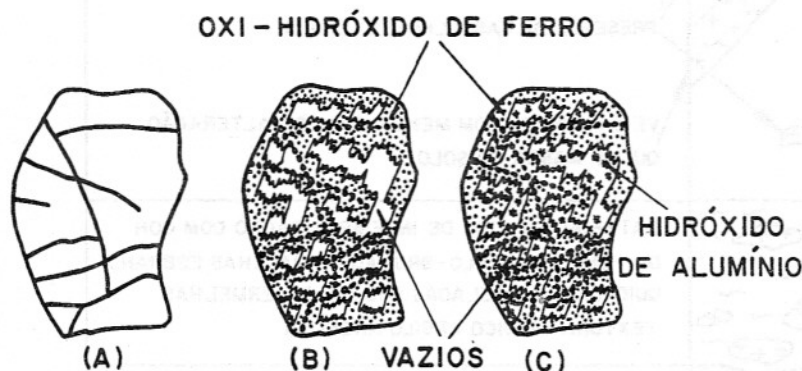


Figura 5 - Alteração de piroxênio em oxi-hidróxido de ferro.

sa celular (Fig. 5B). Em alguns casos, gibbsita, formada a partir do aporte de soluções, cristaliza-se nos vazios da pseudomorfose (Fig. 5C).

Os oxi-hidróxidos formados, como observado por Delvigne (1983), apresentam extinção reta, no caso de pseudomorfoses sobre ortopiroxênios, e oblíqua, naquelas formadas a partir de clinopiroxênios. Este fato é geralmente observado na fase inicial da alteração, quando o material neoformado não sofreu ainda nenhuma perturbação.

Alteração dos feldspatos

Apesar da presença, nas rochas estudadas, de plagioclásios e ortoclásios, reporta-se aqui, tão somente, à alteração

dos plagioclásios, tendo em vista a sua presença em todas as amostras estudadas, ao contrário dos ortoclásios, ausentes na maioria das amostras e presentes em pequena quantidade em algumas delas.

A alteração inicial faz-se nos poros e microfissuras, que podem, tanto seguir os planos de clivagem e de maclas, como estabelecer-se em qualquer direção, progredindo da periferia para o interior do cristal (Fig. 6B).

Inicialmente, estas fissuras são muito finas e preenchidas por material isótopo; rapidamente, este material dá lugar a pequenos cristais tabulares e incolores de gibbsita que se cristalizam perpendicularmente às fissuras.

Com o prosseguimento

da alteração, as fissuras tem seus diâmetros aumentados, terminando por se unirem, dando origem a cavidades diversas. Fragmentos do plagioclásio permanecem, ainda, disseminados na pseudomorfose gibbsítica, mantendo sua orientação, pois extinguem-se, simultaneamente, em luz polarizada (Fig. 6C).

No estágio final da alteração do mineral, todo o cristal foi transformado em gibbsita, sob forma de uma estrutura porosa, porém conservando os contornos externos do mineral (Fig. 6D).

Às vezes, as fissuras de maior diâmetro, geralmente as primeiras a serem formadas, tem o seu preenchimento gibbsítico impregnado por substâncias ferruginosas coloridas, sendo estas provenientes da alteração de minerais vizinhos de maior alterabilidade, e ricos em ferro, como os piroxênios.

Mas, os plagioclásios não se alteram, dando formação tão somente a gibbsita. Alguns perfis evidenciam, nos primeiros estádios da alteração dos feldspatos, a presença de um material muito fino de coloração bruno-esverdeado, onde o ferro está presente, e que se supõe tratar-se de produtos amorfos ao microscópio óptico. Nos estádios seguintes, é percebível uma certa riqueza de

folhetos caolíniticos em forma de vermes e sanfonas, que, certamente, tiveram sua origem a partir dos amorfos inicialmente formados. Segundo Delvigne (1981), a fase que antecede o aparecimento da caolinita pode ser longa, com o desaparecimento dos resíduos feldspáticos antes do aparecimento das primeiras cristalizações de caolinita; ainda de acordo com este autor, quando a pseudomorfose se completa, a caolinita apresenta-se em agrupamentos irregulares de numerosos cristais, sem ordem e sem orientação preferencial, devido a existência de vários pontos de nucleação na fase amorfa.

Na área, a formação de caolinita a partir dos feldspatos

parece ser a via preferencial de alteração desses minerais.

Alteração das micas

Foram identificadas, na área, micas do tipo biotita e sericita. A sericita apresenta-se em pequenas palhetas de birrefringência elevada, disseminadas no plasma do solum de um Latossolo Vermelho Amarelo (perfil 6) e sua origem deve ocorrer pela sericitização dos feldspatos nos microssistemas de contato. Este mineral secundário é mais resistente à alteração supérgena que o feldspato que o contém; assim é que as sericitas são encontradas em todos os níveis do perfil, enquanto nenhum indício de

feldspato foi detectado, nem nos níveis mais profundos.

Os teores de sericita são baixos e crescentes com a profundidade, o que indica sua alterabilidade para caolinita e/ou gibbsita, minerais sílico-aluminosos ou aluminosos, componentes do plasma do solo.

A mica biotita foi estudada, sobretudo, em perfis de solos das classes dos Podzólicos Vermelho Amarelo (perfil 5 e 12). Neles, o mineral altera-se, dando origem a esmectitas e caolinitas.

As transformações que dão origem à esmectita levam à precipitação interfoliar do ferro numa pseudomorfose de aspecto retorcido, que permite a sua identificação (Fig. 7B). Este é um estágio fugaz na alteração

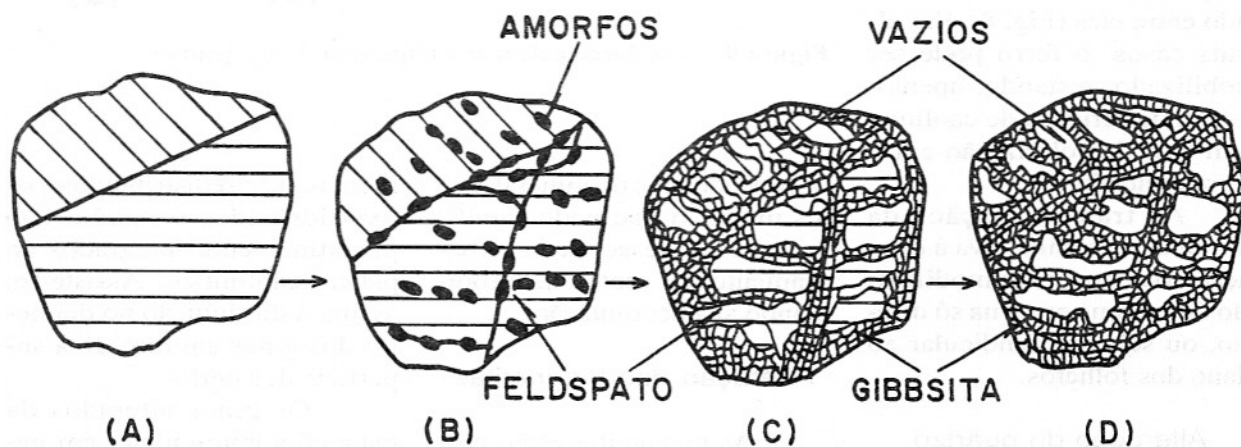


Figura 6 - Alteração de feldspato em gibbsita.

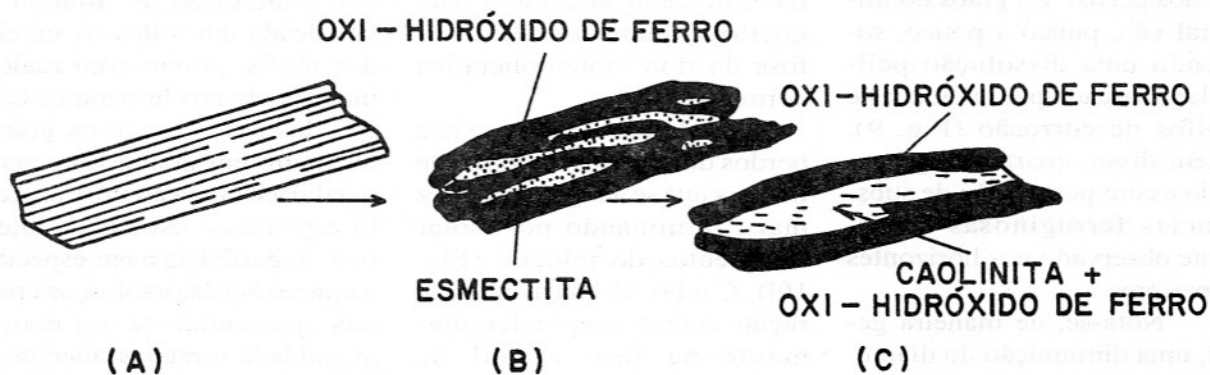


Figura 7 - Alteração de biotita em esmectita, caolinita e oxi-hidróxido de ferro.

do mineral nos meios bem drenados, como salientado por Novikoff (1970).

A esmectita formada, degrada-se, posteriormente, em caolinita, com manutenção dos alinhamentos de ferro (Fig. 7C). Estes resistem bem aos processos de pedoplasmação e permanecem como relíquias nos horizontes mais evoluídos, mesmo naqueles onde toda a macrocaolinita da pseudomorfose desapareceu, dando lugar a microcaolinitas intimamente misturadas aos oxi-hidróxidos de ferro.

Em outros casos, a transformação biotita-caolinita faz-se diretamente, sem passar pela fase esmectita. Os depósitos alinhados de ferro são, também, formados, mas agora expõem um paralelismo bem desenvolvido entre eles (Fig. 8). Em alguns casos, o ferro pode ser mobilizado, restando, apenas, os grandes cristais de caolinita com tons de polarização cinza esbranquiçado.

A transformação da biotita em caolinita leva à dilatação do cristal, com modificação do volume em uma só direção, ou seja, perpendicular ao plano dos folhetos.

Alteração do quartzo

O quartzo é submetido a uma dissolução simples ao longo dos perfis. Os grãos do mineral vão, pouco a pouco, sofrendo uma dissolução pelicular, marcada por cavidades e golfos de corrosão (Fig. 9). Além disso, quartzo fragmentado e com penetração de substâncias ferruginosas é bastante observado nos horizontes superiores.

Nota-se, de maneira geral, uma diminuição do diâmetro dos grãos em direção a superfície, assim como uma mai-

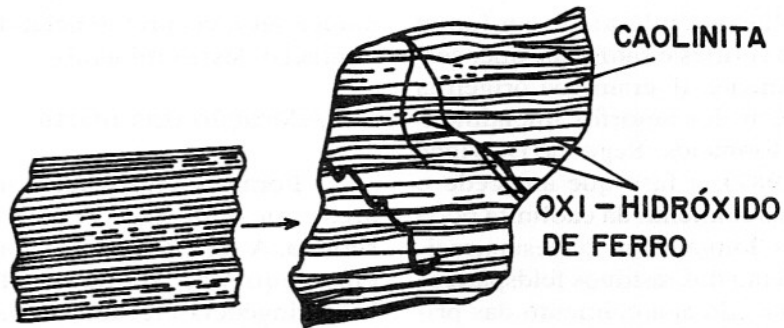


Figura 8 - Alteração de biotita em caolinita e oxi-hidróxido de ferro.

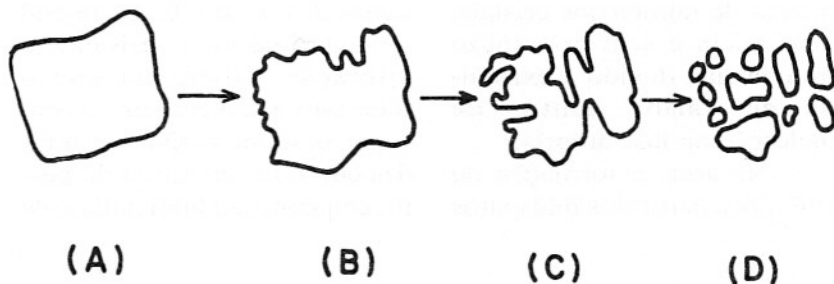


Figura 9 - Dissolução pelicular e fragmentação do quartzo.

or concentração do mineral nestes níveis, o que pode significar um processo de reatamento dos materiais, propiciando sua acumulação.

Alteração das magnetitas

As magnetitas estão presentes nas rochas granulíticas da área como acessório, em proporções que variam de 3 a 5%. Estes minerais alteram-se para goethita, numa pseudomorfose do tipo monomineralica normal.

A alteração inicia-se nos bordos dos grãos e ao longo de fraturas que se alargam cada vez mais, terminando por isolar fragmentos do mineral (Fig. 10B, C e D). Como a sua alteração ocorre preponderantemente na fase inicial da pedoplasmação (horizonte C e BC dos solos), os fragmentos

menores são redistribuídos e os oxi-hidróxidos formados são paulatinamente integrados ao plasma caolínítico. Assiste-se, assim, à diminuição no diâmetro dos grãos em direção à superfície dos perfis.

Os grãos alterados da magnetita apresentam, em geral, uma auréola avermelhada, quando observado em nicois cruzados. É importante notar que a alteração do mineral é verificada em todos os níveis dos perfis, porém com maior intensidade nos horizontes C e BC dos solos, onde os grãos mostram, em grande aumento, tonalidade bruna escura e aspecto esponjoso. Nos horizontes mais superficiais e em especial naqueles dos latossolos, os cristais apresentam-se em maior quantidade e menos alterados, exibindo superfícies mais frescas. Isto deve-se, possivelmen-

te, a uma concentração propiciada por um processo de remanejamento do material de origem desses solos, de grãos de menor alterabilidade do mineral, devido à sua composição química e/ou a condições de formação.

Alteração das granadas

A alteração deste mineral faz-se, principalmente, através dos planos de clivagem, mas, também, nas fraturas intraminerais. As granadas possuem uma família de planos de clivagem que as recortam em duas direções ortogonais, os quais funcionam como porta de

entrada à alteração. Com a instalação desta, são isolados poliedros regulares e bem alinhados que se encontram envolvidos por oxi-hidróxidos de ferro (Fig. 11B). Com a continuação da alteração, os poliedros sofrem alteração pelicular periférica, terminando por desaparecer completamente. Ao final do processo, resta uma estrutura em *box work* de oxi-hidróxidos de ferro (Fig. 11C), que, ao microscópio petrográfico, exibe coloração que vai do amarelo ao vermelho, indicando diferentes gerações do material.

A alteração de granadas através da dissolução con-

gruente dos núcleos do mineral foi observada por Embrechts & Stoops (1982) e Parisot et al (1983), em áreas sujeitas a clima tropical úmido.

As Tabelas 2 e 3 comtêm dados relativos aos horizontes e camadas que sediam a alteração em dois solos estudados.

CONCLUSÕES

A existência de um clima úmido com temperaturas elevadas, aliada a um meio bem drenado, portanto oxidante, permite, na Região Cacaueira da Bahia, uma alteração forte, ca-

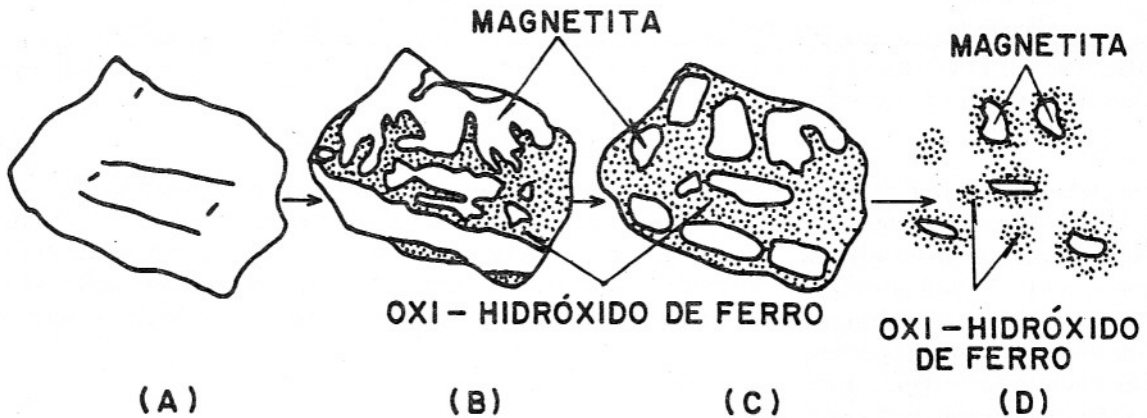


Figura 10 - Alteração de magnetita em oxi-hidróxido de ferro.

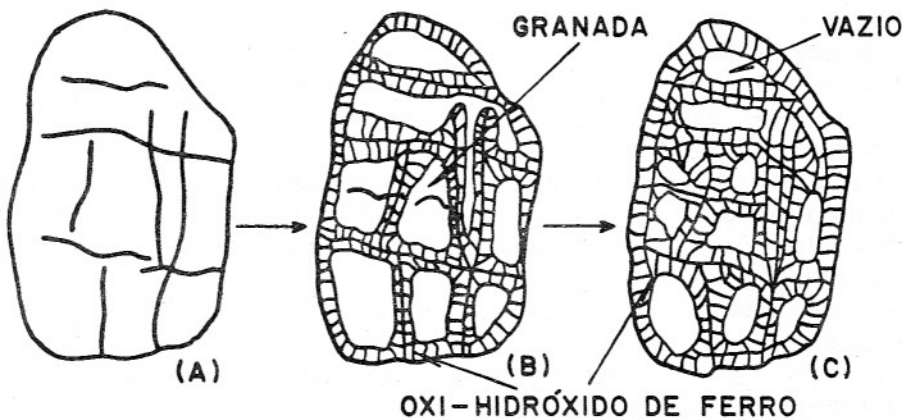


Figura 11 - Alteração de granada em oxi-hidróxido de ferro.

Tabela 2 - Alteração de minerais nos diferentes horizontes de um Solo Podzólico Vermelho Amarelo Tb Eutrófico A moderado textura muito argilosa.

HOR./MIN.	FELDSPATO	PIROXÊNIO	BIOTITA	QUARTZO	GRANADA	MAGNETITA
A:0-30cm	/	/	/	D	/	A
AB:30-55cm	/	/	/	D	/	A
B:55-120cm	/	PG	P(C+G)	D	/	A
BC:120-160cm	/	PG	P(C+G)	D	/	A
C1:160-220cm	/	PG	P(C+G)	D	PG	A
C2:220-280cm	/	PG	P(E+G)	D	A	A

/ - Mineral ausente; PG - Pseudomorfose goethítica; P(C+G) - Pseudomorfose caolinita + goethita; P(E+G) - Pseudomorfose esmectita + goethita; D - Processo de dissolução; A - Alteração mineral.

Tabela 3 - Alteração de minerais nos diferentes horizontes de um Latossolo Vermelho Amarelo Distrófico A moderado textura muito argilosa.

HOR./MIN.	FELDSPATO	PIROXÊNIO	QUARTZO	GRANADA	MAGNETITA
A:0-35cm	/	/	D	/	A
B:35-230cm	/	/	D	/	A
BC:230-430cm	/	PG	D	/	A
C1:430cm	/	PG	D	PG	A
C2:600cm	S+I+PGb	S+PG	S	S+PG	S

/ - Mineral ausente; PG - Pseudomorfose goethítica; S - Mineral são; I - Isótopos; PGb - Pseudomorfose gibbsítica; D - Dissolução mineral; A - Alteração mineral.

racterizada pela exportação de parte da sílica e quase totalidade dos alcalinos e alcalinos terrosos, o que leva à simplificação da paragênese supérgena. Assim, os minerais componentes da rocha dão origem, após alteração, a um material composto, basicamente, por caolinita, oxi-hidróxidos de ferro e alumínio, e quartzo. No princípio da alteração, refletindo condições particulares de drenagem nos microssistemas de contato, pode acontecer a formação de geles e esmectita; esses materiais evoluem, em seguida, para caolinita e oxi-hidróxidos de ferro e alumínio.

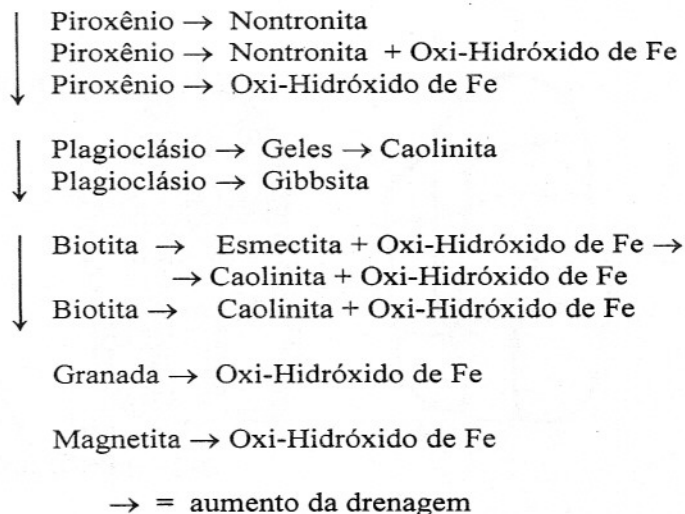
Um esquema das transformações observadas com a alteração é apresentado no Quadro 1 onde destaca-se o papel representado pela drenagem nos diferentes meios.

Delvigne (1965), estudando a gênese dos minerais secundários em meio ferralítico (Cos-

ta do Marfim), assinala a formação de gibbsita e caolinita a partir de feldspatos, observando a importância, ao lado de outros fatores, da drenagem e da compo-

sição das soluções, no produto final da alteração. Nos latossolos estudados, a formação dos minerais secundários sofre marcante influência da drenagem, como

Quadro 1 - Esquema das transformações observadas com alteração em função da drenagem.



exemplificado a seguir:

Latossolos (bem drenados) - ausência de minerais 2:1, presença de caolinita e goethita; caráter distrófico;

Podzólicos Vermelho Amarelo (bem drenado) - presença de caolinita e goethita;

ausência de minerais 2:1 e gibbsita; caráter eutrófico;

Podzólicos Vermelho Amarelo (moderadamente drenado) - dominância de caolinita; presença de minerais 2:1, ainda que transitória; presença de goethita, ausência de gibbsita

e caráter eutrófico.

Observa-se, na área, de maneira geral, uma evolução mineralógica marcadamente sialítica (monossialítica), sendo a alteração bissialítica, que, às vezes, acontece, uma etapa transitória que a precede.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CHATELIN, Y. (1974) - Les sols ferrallitiques, tome III, L'alteration. Initiations - Documentations Techniques, ORSTOM. 24:145 p.
- CHATELIN, Y & MARTIN, D. (1972) Recherche d'une terminologie typologique applicable aux sols ferrallitiques. Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Pédol., 10(1):25-43.
- DELVIGNE, J. (1965) Pédogenèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. O.R.S.T.O.M./DUNOD. Paris. 177p.
- DELVIGNE, J. (1981) Curso de micromorfologia das alterações minerais. 149p.
- DELVIGNE, J. (1983) Micromorphology of the alteration and weathering of pyroxenes in the koua bocca ultramafic intrusion, Ivory Coast, Western Africa. Sci. Géol., Mém., 72:57-68.
- EMBRECHTS, J. & STOOPS, G. (1982) Microscopical aspects of garnet weathering in a humid tropical environment. J. Soil Sci., 33:535-545.
- NOVIKOFF, A. (1970) Altération des micas en zone ferrallitique (Massif du Chaillu, République Populaire du Congo). ORSTOM. Brazaville, multigr., 11p.
- PARISOT, J.C.; DELVIGNE, J.; TOLEDO GROKE, M.C. (1983) Petrographical aspects of the supergene weathering of garnet in the Serra dos Carajás (Pará, Brasil). Sci. Géol. Mém., 72:141-148.
- PROJETO RADAMBRASIL (1981) Levantamento de recursos naturais. Folha SD.24 - Salvador,