

# ALTERAÇÃO SUPERGÊNICA E MORFOGÊNESE TROPICAL NO COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO ACAMADADO DE BARRO ALTO, GO

Fábio Soares de OLIVEIRA <sup>1,2</sup>, Angélica Fortes Drummond Chicarino VARAJÃO <sup>1</sup>,  
César Augusto Chicarino VARAJÃO <sup>1</sup>, Bruno BOULANGÉ <sup>3</sup>,  
José Lincoln Gambier COSTA <sup>4</sup>, Luiz Antônio VESSANI <sup>4</sup>

(1) Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto / UFOP / Campus Morro do Cruzeiro – Bairro Bauxita, s/n. CEP 35400-000, Ouro Preto, MG.

Endereços eletrônicos: fabio\_solos@yahoo.com.br; angélica@degeo.ufop.br; cesarvarajao@gmail.com

(2) Curso de Geografia, Instituto Federal Minas Gerais / Campus Ouro Preto. Rua Pandiá

Calógenas, n. 898 – Bairro Bauxita. CEP 35400-000. Ouro Preto, MG.

(3) Musée de la Bauxite. Tourves, France. Endereço Eletrônico: ebboulangé@wanadoo.fr

(4) Empresa de Desenvolvimento em Mineração e Participações Ltda (EDEM). Rua 1.136, n. 514 – Setor Marista. CEP 74180-150. Goiânia, GO. Endereços eletrônicos: Lincoln@edemprojetos.com.br; vessani@edemprojetos.com.br

## Introdução

### Geologia do CBA

### Geomorfologia do CBA

#### Procedimentos Metodológicos

#### Delimitação da Área de Estudo

#### Coleta e Caracterização das Amostras

#### Mapas e Diagramas

### Resultados e Discussão

#### Delimitação e Caracterização das Formações Superficiais

#### Fácies de Alteração da Couraça Bauxítica

#### Associação das fácies e seu Posicionamento na Paisagem

#### Implicações Geomorfológicas e Paleogeográficas

### Considerações Finais

### Referências Bibliográficas

**RESUMO** – Este trabalho objetivou caracterizar as fácies de alteração desenvolvidas quando do processo de bauxitização dos corpos anortositicos do Complexo Máfico-Ultramáfico Acamadado de Barro Alto (GO), enfatizando suas implicações geomorfológicas. Tratamentos de imagens multiespectrais Landsat TM 7, associados aos trabalhos de campo, revelaram a existência de três domínios de formações superficiais: i) domínio de couraça bauxítica, ii) domínio de pedimentos aluminosos e iii) domínio de lateritas ferruginosas. O primeiro domínio é o mais expressivo (55,6%) e constitui o foco deste trabalho. Nele foram definidas 10 fácies de alteração a partir da descrição de 17 perfis distribuídos em três topossequências e em diferentes posições no maciço. Foi constatada uma correlação mútua entre as diferentes fácies e o relevo, evidenciando que tanto o relevo teve uma participação fundamental na gênese dessas fácies quanto estas influenciaram na evolução do modelado. Assim, nas áreas mais altas e planas, testemunhos de antigas superfícies aplainadas, prevalecem os perfis essencialmente bauxíticos e isalteríticos, produtos do processo de alitização. Já nos topos de menor altitude, encostas e áreas rebaixadas predominam perfis que alternam fácies bauxíticas e fácies argilosas, originadas da degradação geoquímica da fácies bauxítica isalterítica ou da formação progressiva por bissialitização e monossialitização sobre os corpos anortositicos.

**Palavras-chave:** Alteração Supergênica; Bauxitização; Evolução do Modelado.

**ABSTRACT** – *F.S. de Oliveira, A.F.D.C. Varajão, C.A.C. Varajão, B. Boulangé, J.L.G. Costa, L.A. Vessani - Supergenic alteration and tropical morphogenesis in the Barro Alto stratiform mafic-ultramafic complex, GO.* This study aims to characterize the facies of alteration developed from the mechanism of bauxitization of the anortosite bodies from the Barro Alto Stratiform Mafic-Ultramafic Complex emphasizing their geomorphological implication. Treated Landsat Images from the field work showed the presence of three domains of superficial formations: i) the domain of bauxitic duricrust, ii) the domain of aluminous colluvial and, iii) the domain of ferruginous laterite. The first domain is the more expressive (55,6%) and constitutes the focus of this study. For the purpose of this study, ten facies were identified from the macromorphological, mineralogical and chemical analysis of 17 profiles distributed through three topossequences and in different positions within the bauxitic domain. An interdependent correlation was observed between the different facies and their position within the slope showing that not only did the relief have a fundamental participation in the genesis of the facies but the facies also influenced the evolution of the landscape. Therefore, there is a prevalence of bauxitic profiles, predominantly isalteritic and macive, originated from alitization mechanisms. These bauxitic profiles preserve old planned surfaces due to their resistance to mechanic erosion. In the lower altitude summits and in the medium and low slopes of the bauxitic domain, there is a predominance of profiles with bauxitic friable facies intercalated with argilous facies originated from geochemical degradation of the isalteritic bauxitic or from anortosite derived from bissialitization and monossialitization process.

**Keywords:** Supergenic Alteration; Bauxitization; Landscape Evolution.

## INTRODUÇÃO

Os estudos sobre a origem e evolução das paisagens tropicais evidenciam a importância do intemperismo como fator essencial na compreensão da gênese do relevo, abrindo caminhos para o desenvolvimento da Geomorfologia Tropical (Wayland, 1933; Millot, 1964; Budel, 1980, 1982; Thomas, 1994). A importância de tal incorporação reside na constatação de que grande parte dos escudos antigos, como o Brasileiro e o Africano, contém, na atualidade, espessos mantos de alteração laterítica, muitas vezes constituindo couraças ferruginosas e/ou aluminosas. Essas couraças, além de representar um importante indicador paleoclimático (Delvigne & Grandin, 1969; Grandin, 1976; Leprun, 1979; Nahon, 1991; Tardy, 1993), possibilitam compreender a evolução geomórfica das paisagens onde estão localizadas, seja através do controle morfoestrutural que exercem, ou ainda, através de sua degradação química, transformando-se, em condições mais úmidas, em Latossolos concrecionários (Nahon, 1991; Tardy, 1993; Laziratti & Oliveira, 2005).

No Brasil, são reconhecidas diversas coberturas lateríticas e, embora sejam menos espessas que no continente africano, estudos indicam que cerca de 65% do território está coberto por elas (Melfi et al., 1979; 1988), com destaque para o Centro-Oeste, particularmente o estado de Goiás, onde se encontra o foco deste estudo.

Caracterizado pela presença de maciços antigos, com serras, planaltos e depressões intermontanas, além de bacias de sedimentação com planaltos escarpados, mesas, chapadões e depressões pediplanadas com dissecação incipiente e relevo plano (Nascimento,

1992), o estado de Goiás tem muitas de suas maiores altitudes sustentadas por couraças.

Dentre as áreas de interesse em Goiás, destacam-se os Complexos de Barro Alto (CBA), Niquelândia (CNQ) e Cana Brava (CNB) e suas sequências vulcanossedimentares associadas, sendo elas Juscelândia, Indaianópolis e Palmeirópolis (Ribeiro Filho & Teixeira, 1980; Araújo et al., 1995, 1996), respectivamente. Estes Complexos, apesar de terem sua estratigrafia original perturbada por tectonismo associado a metamorfismo de alto grau, são caracterizados como um único corpo intrusivo máfico-ultramáfico acamadado (Ferreira Filho et al., 1998), ocupando uma faixa descontínua de 350 km de extensão a leste do Maciço de Goiás. Dados geofísicos recentes reforçam a hipótese de que os Complexos estiveram unidos ou muito próximos (Carminatti, 2006).

No CBA, especificamente na Zona Acamadada Superior (Ferreira Filho, 1998), encontram-se corpos anortosíticos e gabro-anortosíticos formadores do conjunto de serras alinhadas conhecido como Serra Grande, abrigando elevações que chegam a aproximadamente 1500 m de altitude. Sobre estes anortositos desenvolveram mantos de laterização, responsáveis pela formação de couraças bauxíticas (Reis, 2007; Veiga & Girodo, 2008), cujo maior detalhamento se faz necessário.

Neste contexto, o presente trabalho apresenta a caracterização macromorfológica das fácies de alteração desenvolvidas quando do processo de bauxitização dos corpos anortosíticos bandados do CBA e suas implicações geomorfológicas na evolução da paisagem local.

## GEOLOGIA DO CBA

O Complexo de Barro Alto, assim como Niquelândia e Cana Brava, constitui-se de um terreno granulítico exposto no interior do Cinturão Neoproterozóico Brasília, Província Tocantins. Com um comprimento no eixo mediano aproximado de 153 km, largura entre 8 e 25 km e área total de 2.860 km<sup>2</sup> (RadamBrasil, 1981), o CBA possui a forma de um bumerange (Figura 1A), com orientação NNE-SSW, virgando para E-W e com a concavidade para NW (Winge, 1995).

Os três Complexos têm sua estratigrafia dividida em séries acamadadas que, por sua vez, são divididas em zonas (Figura 1B). Nos Complexos de Niquelândia e Barro Alto são observadas duas séries: uma superior e outra inferior (Ferreira Filho, 1998) e no Complexo

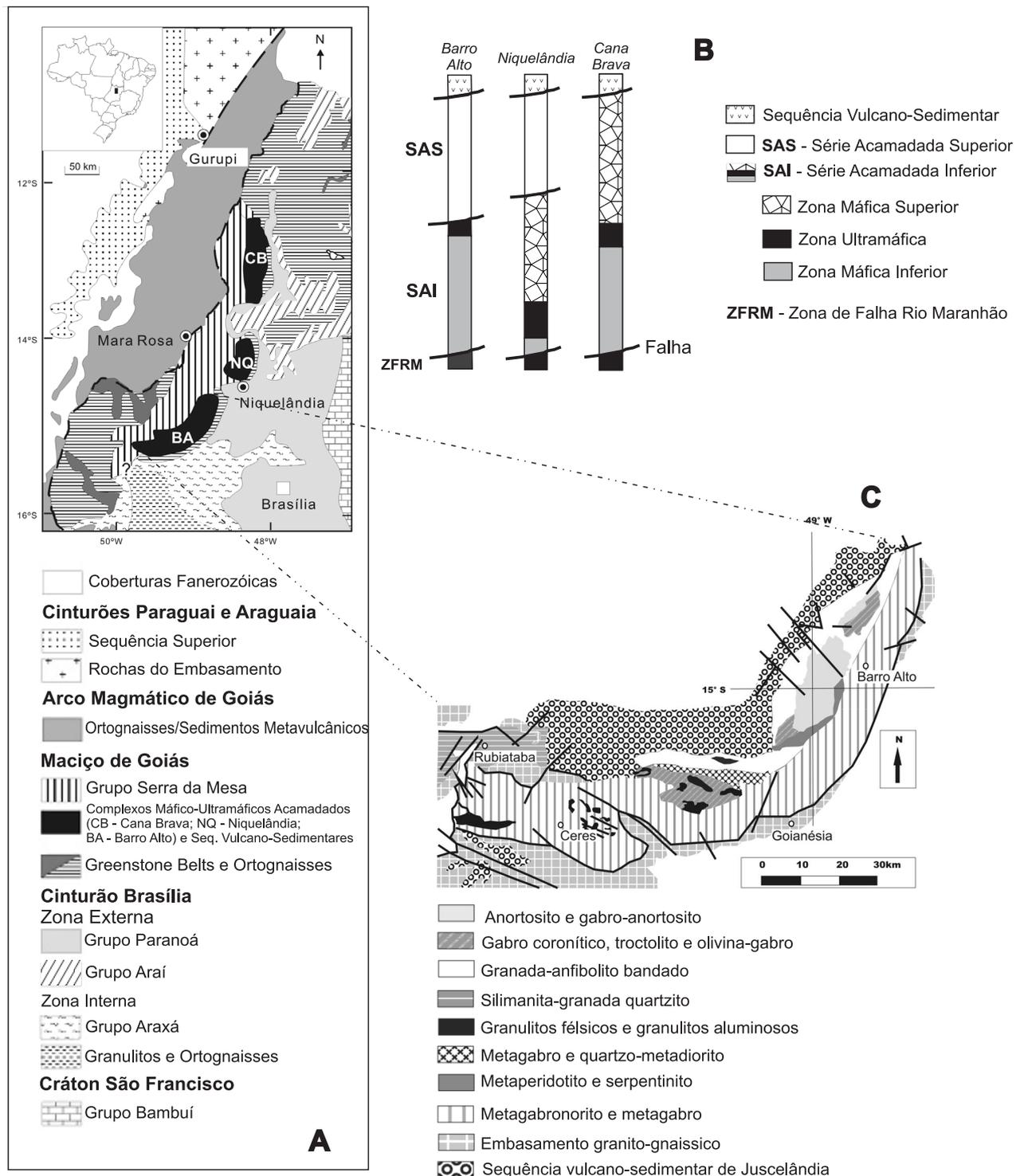
de Cana Brava apenas a série inferior é observada (Correia, 1994).

No CNQ e CCB a série inferior é dividida em zona máfica inferior, zona ultramáfica e zona máfica superior (Ferreira Filho et al., 1998; Moraes et al., 2006; Figura 1B). No CBA a divisão da série inferior é mais complexa em razão de perturbações tectônicas (Moraes & Fuck, 2000). Observa-se uma zona máfica inferior em contato direto com a série acamadada superior a NE e no centro do Complexo, e com a Sequência de Juscelândia a oeste. A exposição da zona ultramáfica ocorre a NNE e há ausência de uma zona máfica superior.

A geologia do CBA (Figura 1C) é caracterizada, na série superior, pelo predomínio de gabros e anorto

sitos, ocorrendo, secundariamente, troctolitos e olivina-gabros (Fuck et al., 1981). Na série inferior, por sua vez, predominam noritos e gabróides na zona máfica e serpentinitos, dunitos, harzburgitos e piroxenitos na zona

ultramáfica, ocorrendo, também, gabronoritos (Ferreira Filho, 1998). As condições de metamorfismo destas rochas variam de granulito a anfibolito (Ferreira Filho et al., 1994, 1998; Moraes & Fuck, 2000).



**FIGURA 1.** A - Geologia Regional da parte sudeste da Província Tocantins, Brasil Central. Adaptado de Correia et al., 2007 e Pimentel et al., 2004. B - Divisão dos Complexos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava em Sequências e Zonas Litológicas. Adaptado de Ferreira Filho, 1998. C - Mapa Geológico Esquemático do Complexo Máfico-Ultramáfico de Barro Alto. Adaptado de Figueiredo, 1978; Fuck et al., 1981; Danni et al., 1984; Fuck & Leonardos, 1986; Moraes & Fuck, 2000.

A geocronologia dos Complexos e, por consequência, do CBA tem sido alvo de bastante controvérsia, sendo reconhecidos três importantes momentos em relação à obtenção de resultados:

1. Primeiras datações obtidas pelos métodos K-Ar e Sm-Nd cujos resultados apresentam idades dispersas entre 0,6 e 4 Ga, sugerindo que a Série Acamadada Inferior do CBA seria um corpo plutônico cristalizado no Arqueano, e que a Série Acamadada Superior teria sido cristalizada no Paleoproterozóico (Hasui & Almeida, 1970; Souza, 1973; Matsui et al., 1976 segundo Fuck et al., 1989), ambas metamorfizadas a 1,3 Ga durante uma colisão continental mesoproterozóica (Fuck et al., 1981; 1989).
2. Dados obtidos pelos métodos U-Pb, onde são apresentadas idades de cristalização da Série Acamadada Inferior de 1,75 Ga (Suita et al., 1994) e de um corpo gabróido intrusivo entre 1,29 e 1,35

Ga (Suita et al., 1994), o que sugere se tratarem de dois magmatismos máficos de ambiente extensional, um de idade paleoproterozóica na base da crosta continental e outro mesoproterozóico. O metamorfismo das duas séries foi, neste contexto, identificado como um evento neoproterozóico, ocorrido a 795 Ma (Suita et al., 1994; Correia et al., 1997; 1999).

3. Dados recentemente obtidos através de datações pontuais pelo método U-Pb e Sm-Nd evidenciando idades em torno de 0.8 Ga para ambas as Séries (Pimentel et al., 2004; 2006; Correia et al., 2007), sugerindo que a cristalização tanto da Série Inferior quanto da Série Superior como um evento neoproterozóico, contemporâneo ao desenvolvimento do Arco Magmático de Goiás.

Os múltiplos dados encontrados sustentam, em aberto, o debate sobre a cristalização e metamorfismo das séries acamadadas dos Complexos.

## GEOMORFOLOGIA DO CBA

O CBA está localizado na parte central do Planalto Dissecado do Alto Tocantins-Paranaíba, estendendo-se do oeste da cidade de Ceres até o norte da cidade de Barro Alto (Figura 1C), caracterizando-se por relevos estruturais em serras alongadas, tais como a Serra de Santa Bárbara, a Serra da Laguna e a Serra Grande (Figura 2A). Essas serras foram formadas sob um diversificado conjunto litológico e são circundadas por depressões intermontanas que se estendem como estreitos vales de relevo aplainado.

Poucos trabalhos buscaram caracterizar a evolução morfogenética do Complexo de Barro Alto, destacando-se, na literatura, descrições generalizadas das formas de relevo em pesquisas cujo objetivo principal era o levantamento geológico. Dentre eles, alguns buscaram correlacionar as variações altimétricas do relevo e as superfícies de aplainamento de King (1956) e Braun (1971), nem sempre alcançando as mesmas conclusões (RadamBrasil, 1981).

Baeta Junior (1972), classificou as maiores altitudes da área como remanescentes da Superfície Sulamericana, formando *pseudomesas* de rochas básicas com altitudes de 1000 a 1080 m e se distribuindo por grande parte da área de estudo sem se subordinar à litologia do substrato. Em conformidade com essa interpretação, Nascimento (1992) descreve que os rele-

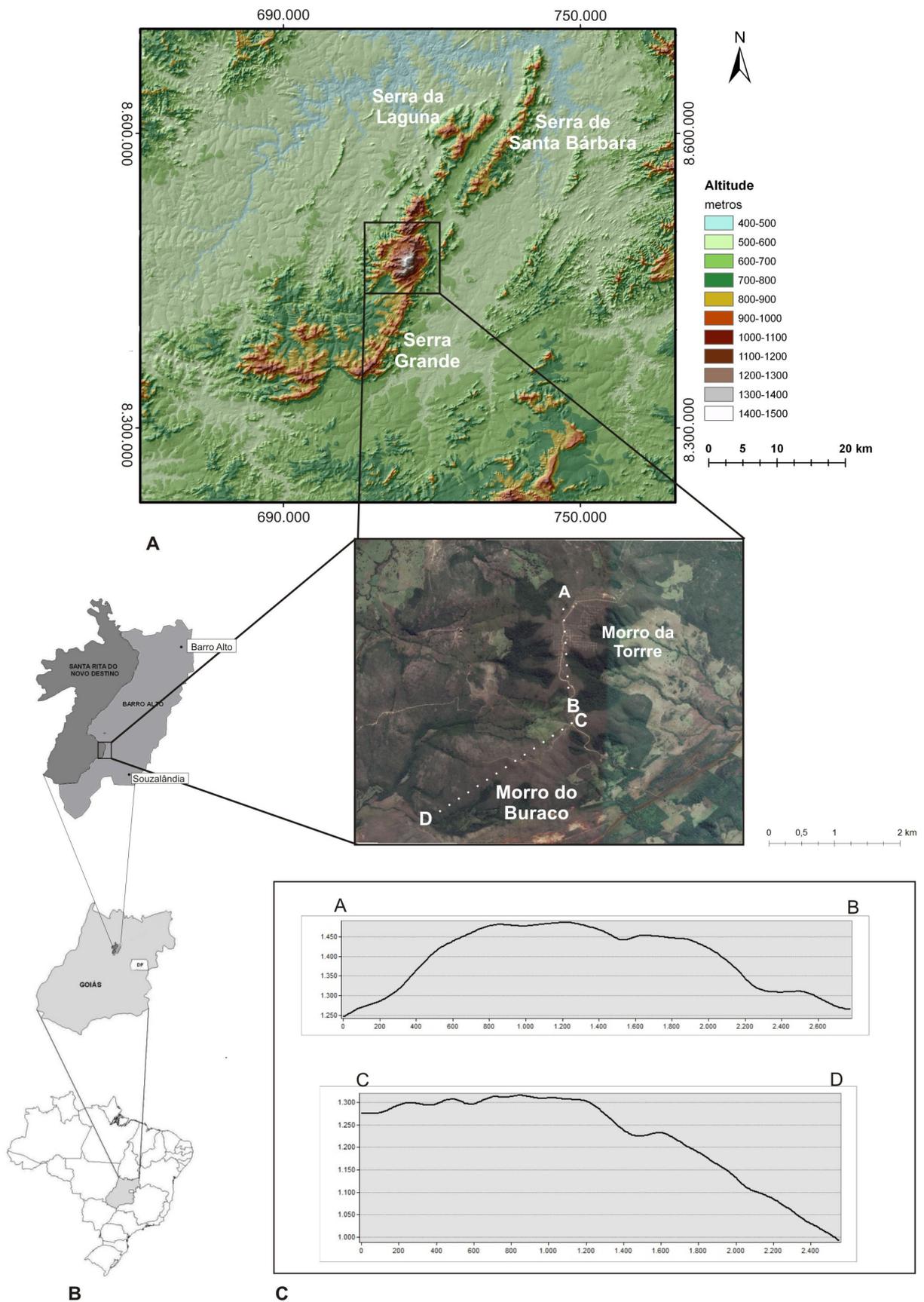
vos elevados (1000 a 1200 m) da região apresentam topos truncados ou superfícies elevadas conservadas em litologias diversas, o que seria um indicativo de que foram nivelados por processos erosivos mecânicos em condições climáticas mais secas, típicas de processos de pediplanação. A autora acrescenta que, de acordo com o RadamBrasil (1981), essa pediplanação dataria do Terciário Médio. Adicionalmente, Souza (1973) apresentou três distintas relíquias de superfícies de aplainamento, a saber: superfícies com altitude aproximada de 1300 m relacionadas aos ciclos de erosão anteriores ao Ciclo Sul-Americano; superfícies com altitude entre 900 e 1100 m pertencentes ao Ciclo Sul-Americano, sendo que a variação no intervalo de cotas seria explicada pela erosão diferencial das distintas litologias atingidas e, por fim, superfícies do Ciclo Velhas, representadas na região de Goianésia a Barro Alto com cotas entre 700 e 800 m. Esse mesmo autor aponta que a maior parte do relevo do CBA está situado no que chamou de “Altas Superfícies Cristalinas”, o que seriam, em outras palavras, remanescentes da Superfície Sul-Americana. Trabalhos mais recentes (Latrubesse & Carvalho, 2006) citam o CBA num compartimento denominado de *Superfície Regional de Aplainamento II A* (SRAIIA), caracterizada por ser bem desenvolvida e preservada em algumas porções.

## PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

### DELIMITAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo caracteriza-se pela concentração de depósitos bauxíticos oriundos da alteração super-

gênica dos anortositos da Série Acamadada Superior do CBA. Trata-se de um maciço localizado próximo ao Distrito de Souzalândia, fazendo divisa entre os



**FIGURA 2.** **A** - Modelo Digital de Elevação do CBA gerado a partir dos dados SRTM evidenciando as Serras de Santa Bárbara, Laguna e Grande e o Maciço Bauxítico de Barro Alto. **B** - Localização geográfica da área de estudo destacando imagem Google Earth dos Morros da Torre e do Buraco. **C** - Perfis topográficos dos Morros da Torre e do Buraco.

municípios de Barro Alto e Santa Rita do Novo Destino (Figura 2B), compartimentado em dois morros, intitulados Morro da Torre e Morro do Buraco (Figura 2C), conforme levantamento topográfico do Ministério da Defesa (Folha Goianésia – SD-22-Z-D-I, 1983). As referidas elevações apresentam topos com altitudes aproximadas, respectivamente, de 1500 e 1300 m (Figura 2C); bastante contrastante com o entorno, no qual as cotas variam entre 550 e 900 m.

A área de estudo está situada numa região com clima tropical típico com precipitação média anual de 1600 mm. A vegetação original é típica dos campos de cerrado, estando preservada nos topos das elevações acima de 1000 m e bastante descaracterizada nas baixadas pelo cultivo da cana-de-açúcar, melancia e seringueira (RadamBrasil, 1981). A geologia da área é expressa pelos contatos entre anortositos, gabros e rochas ultramáficas, desenvolvendo-se nas últimas a exploração de níquel.

### COLETA E CARACTERIZAÇÃO DAS AMOSTRAS

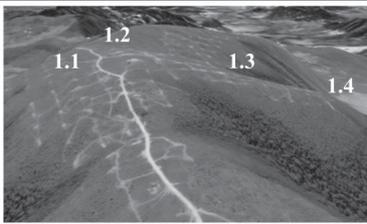
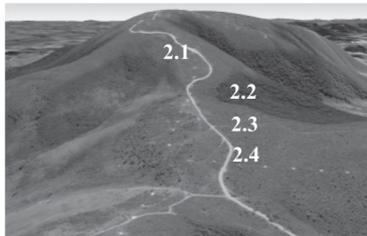
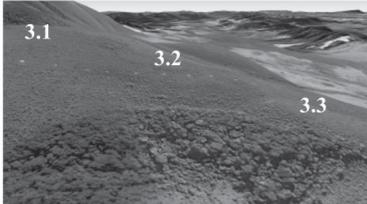
O trabalho de campo teve como objetivo realizar um levantamento sistemático do manto de alteração e das rochas associadas, através da caracterização das suas fácies de alteração, suas distribuições laterais e a

relação destas com a evolução do modelado. Após reconhecimento e caracterização fisiográfica da área de estudo, foram selecionadas três topossequências constituídas por 12 furos de sondagem pertencentes à empresa EDEM - Empresa de Desenvolvimento em Mineração e Participações Ltda (Tabela 1, Figura 3). Os furos foram descritos, fotografados e 75 amostras foram coletadas. Adicionalmente, foram realizadas descrições e amostragens de cinco poços localizados em partes distintas do maciço (Figura 3), bem como descrições de perfis avulsos em vários pontos da área de estudo, sobretudo em taludes expostos em estradas e trilhas.

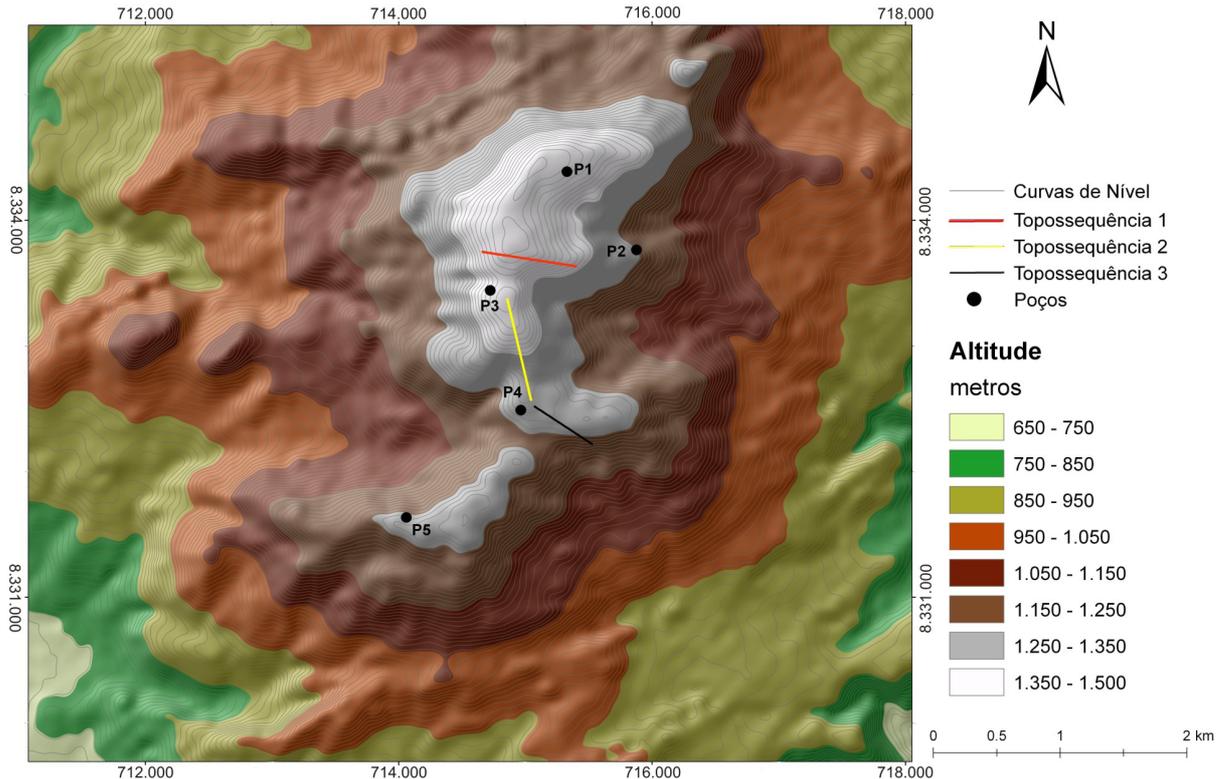
A descrição das amostras foi realizada em campo e, posteriormente, refinada em escritório através da caracterização textural, estrutural e mineralógica com o auxílio de lupa e por meio da Difração de Raios-X, utilizando o equipamento Rigaku – Modelo D-MAX-B.

Uma vez caracterizadas as amostras, foram definidas, com base no agrupamento dos perfis de cada topossequência, as fácies de alteração. Em seguida, mediante a distribuição das fácies na paisagem, aspectos genéticos e relações entre si, foram reconhecidas suas implicações geomorfológicas e seu papel na evolução do relevo do maciço bauxítico do CBA.

**TABELA 1.** Topossequências e respectivos perfis descritos e amostrados.

Topossequência	Perfis	Prof. (m)	Localização	Aspecto Geral*
1	1.1	24,00	714715 E 8333742 N	
	1.2	29,70	714909 E 8333719 N	
	1.3	27,60	715107 E 8333684 N	
	1.4	20,40	715301 E 8333656 N	
2	2.1	12,07	714834 E 8333173 N	
	2.2	5,36	714915 E 8333059 N	
	2.3	21,22	715057 E 8332940 N	
	2.4	34,55	715053 E 8332631 N	
	2.5	13,40	715060 E 8332579 N	
3	3.1	27,70	715101 E 8332513 N	
	3.2	22,95	715269 E 8332398 N	
	3.3	19,00	715459 E 8332265 N	

\* Imagens Google Earth com exagero vertical de 2X



**FIGURA 3.** MDT produzido a partir dos dados SRTM contendo a localização das topossequências e poços amostrados e descritos na área de estudo.

## MAPAS E DIAGRAMAS

Técnicas de Geoprocessamento, tais como os Sistemas de Informação Geográfica (SIG's) e o Sensoriamento Remoto, foram utilizadas para a localização e delimitação das superfícies lateríticas. Para isso, foram adquiridas cartas topográficas convencionais na escala 1:100.000, imagens SRTM e imagens Landsat TM 7 da área de estudo. A aquisição das bases Landsat TM7 e SRTM foi feita, respectivamente, no portal da ESDI (Earth Science Data Interface) da Universidade de Maryland e no portal da USGS (U. S. Geological Survey).

As imagens Landsat TM 7.0 foram utilizadas para a identificação dos domínios das formações lateríticas superficiais por meio do software ER Mapper 6.4: tratamentos digitais através das técnicas de composição colorida RGB, HSI, Filtragens e Principais Componentes. Identificado o melhor tratamento, as formações superficiais discriminadas pela imagem (posteriormente confirmadas no trabalho de campo) foram digitalizadas em tela no software ArcGIS 9.3 (ESRI) produzindo o mapa temático das mesmas. As imagens SRTM, por sua vez, foram utilizadas para a elaboração de modelos

digitais de terreno e para a confecção de curvas de nível com maior detalhamento, visto que a carta topográfica disponível encontrava-se no formato analógico e com escala inadequada às dimensões da área de estudo. As imagens foram inicialmente submetidas à melhoria da sua resolução espacial através do interpolador *spline* do software ArcGIS 9.3 (ESRI), com extrapolação da resolução de 90 para 30 m e, em seguida, foram geradas as curvas de nível por meio da ferramenta *contourne*, sendo produzido um mapa topográfico na escala de 1:30.000. A partir desse mapa, foram confeccionados os modelos digitais *Hilshade* e *Tin*.

Sobre os diagramas, foram produzidos transectos correspondentes às topossequências selecionadas na área de estudo. Após descrição das amostras, foram criadas, utilizando o software Corel Draw 12.0, simbologias específicas para cada fácies de alteração identificada. Para a produção dos transectos foi utilizado o software ArcGIS 9.3 (ESRI), onde os dados de localização dos perfis, adquiridos com o uso de GPS de Navegação (Garmin E-trex), e de altitudes, adquiridos em campo com o uso de altímetro, foram plotados nos modelos digitais de terreno gerados.

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

### DELIMITAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS

Os resultados obtidos através do tratamento das imagens multiespectrais Landsat TM 7, associados aos trabalhos de campo, revelaram a existência de três domínios de formações superficiais na área de estudo, a saber: domínio de couraça bauxítica, domínio de pedimentos aluminosos e domínio de lateritas ferruginosas (Figura 4).

A Composição RGB 457, com posterior tratamento por Principais Componentes para remoção de informações redundantes, foi o conjunto de operações mais satisfatório na discriminação dos referidos domínios. A Banda 7, em especial, foi eficaz para a identificação das coberturas aluminosas porque a resposta espectral dos minerais que compõem a paragênese da bauxita, dentre eles a gibbsita -  $2,27 \mu\text{m}$  (Hunt et al., 1971), é mais evidente nos intervalos por ela definidos (Meneses & Varajão, 1991). Para os minerais que contém Fe em sua estrutura, tanto a Banda 7 ( $2,08 - 2,35 \mu\text{m}$ ), quanto a Banda 4 ( $0,76 - 0,90 \mu\text{m}$ ) apresentaram bons resultados, sendo o último caso explicado pelo pico de absorção da hematita ( $0,85 \mu\text{m}$ ).

Nesse sentido, após atribuir a cor azul à Banda 7 e vermelho à Banda 4, e realizando, concomitantemente, os citados tratamentos na imagem para melhorar suas

resoluções, observou-se tonalidades azuis para as áreas de couraça bauxítica e tons mais amarelados para áreas recobertas por pedimentos. As áreas ricas em ferro demonstraram a associação das cores das bandas onde são mais bem refletidas (Visível e Infravermelho Próximo), assumindo tonalidades arroxeadas na imagem. A boa distinção de cores possibilitou a delimitação e consequente mapeamento dos domínios das formações superficiais (Figura 4).

O primeiro domínio diz respeito à couraça bauxítica e constitui a superfície laterítica mais expressiva (Figura 4) da área de estudo, perfazendo, aproximadamente, 55,57%. Situado, aproximadamente, entre 1050 e 1500 m, esse domínio se distribui por encostas, topos ondulados e áreas depressionais entre as partes culminantes, estando, geralmente, recoberto por cerrados. Nas encostas íngremes, por exemplo, apresenta-se como afloramentos de couraça bauxítica, muitas vezes indicando superfícies exumadas. Estabelecendo contatos tanto com o domínio das lateritas ferruginosas quanto com o domínio dos pedimentos aluminosos, a couraça bauxítica apresenta diferentes composições texturais e estruturais, expressas por variadas fácies de alteração cuja caracterização é fundamental para a compreensão da formação e evolução do maciço bauxítico de Barro Alto.

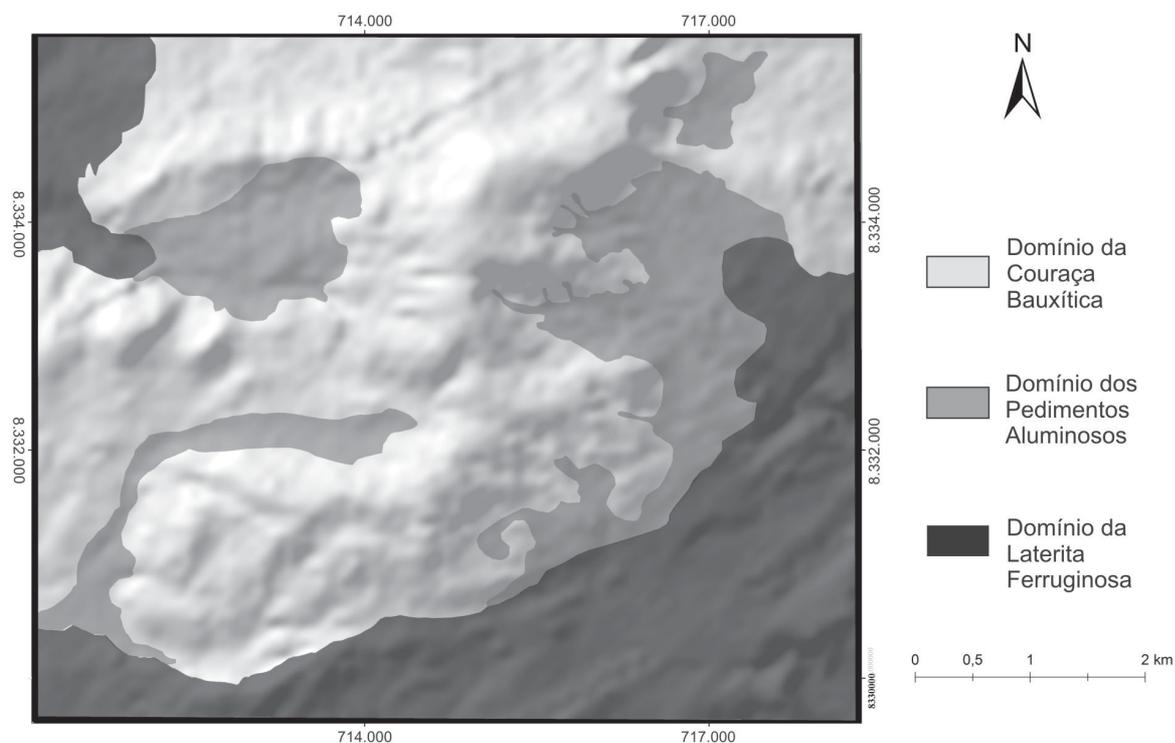


FIGURA 4. Mapa temático dos domínios das formações superficiais do Maciço Bauxítico de Barro Alto (GO).

O segundo domínio das formações superficiais corresponde aos pedimentos aluminosos (Figura 4). Perfazendo cerca de 16,42% da área de estudo, os pedimentos representam mantos bauxíticos secundários coluvionares, constituídos por fragmentos (nódulos) formados pela desagregação da couraça bauxítica a montante, transportados e depositados ao longo dos sopés de algumas encostas e na base de anfiteatros erosivos. Uma vez depositados, foram submetidos a processos pedogenéticos constituindo solos profundamente marcados pela presença de térmitas, o que pode indicar caráter álico.

Situado entre 950 a 1100 m, o domínio dos pedimentos aluminosos está associado às coberturas vegetais de maior porte nos vales e nas cabeceiras de drenagem, onde prevalecem, também, maiores índices de umidade, e por pastagens nas rampas desmatadas para a instalação da pecuária. É constituído, na maior parte dos casos, por complexos de rampas de colúvio dissecados por canais fluviais secundários, estabelecendo contato gradual com a laterita ferruginosa a leste e abrupto com a couraça bauxítica a oeste. Embora predominem a leste, podem ser observados colúvios em outras partes da área de estudo (Figura 4).

O terceiro e último domínio corresponde às lateritas ferruginosas originadas do intemperismo de rochas ultramáficas na porção sul-sudeste, bem como de rochas gabróides expostas pela erosão à noroeste (Figura 4). Trata-se de um domínio que ocupa cerca de 28,01% da área de estudo e se situa entre 700 e 1050 m de altitude. Está, por sua vez, em contato com os colúvios aluminosos (950 m) e com a couraça bauxítica (1050 m). No primeiro caso, os contatos são suaves, transicionando gradualmente dos pedimentos aluminosos para a laterita ferruginosa. No segundo caso, entretanto, ocorre um contato abrupto, marcado pelo fim da couraça bauxítica e início da laterita ferruginosa, geralmente constituindo vertentes com expressiva declividade.

## FÁCIES DE ALTERAÇÃO DA COURAÇA BAUXÍTICA

As descrições dos perfis e poços indicaram a existência de 10 fácies de transformação e degradação do domínio da couraça bauxítica (Tabela 2).

### Fácies Bauxita Maciça Porosa

A primeira fácies (F1) corresponde a uma *bauxita maciça porosa* (Tabela 2), isalterítica, em tonalidades esbranquiçadas a rosadas, preservando estruturas de lineação do protólito, evidenciadas por orientações reliquias de minerais máficos, pseudomorfizados por óxidos e hidróxidos de ferro. Presente nas três topossequências (Figura 3), especificamente nos perfis 1.1, 1.2, 1.3 (Figura 5a); 2.1, 2.2, 2.3 (Figura 5b) e 3.1;

3.2; 3.3 (Figura 5c), além dos poços 2, 4 e 5 (Figuras 3 e 6), essa fácies representa o produto de uma transformação isalterítica, isovolume, que conduziu, em condições intempéricas mais severas, à transformação direta de minerais primários (plagioclásios) em espécies minerais secundários ricos em alumínio, como a gibbsita. Nesse caso, evidencia-se o processo de alitização (Pedro, 1964; Millot, 1964; Delvigne, 1965), onde a alta porosidade é uma evidência do acelerado processo de alteração ao qual a rocha foi submetida.

A gênese de bauxitas isalteríticas é favorecida em terrenos planos e altos, onde há melhor fluxo vertical da água em razão da diferença do nível de base, propiciando lixiviação mais acentuada. Essa fácies pode ser encontrada em todo o maciço, sendo mais comum nas partes altas.

### Fácies Bauxita Maciça Compacta

A segunda fácies (F2 – Tabela 2) corresponde à *bauxita maciça compacta*, apresentando tonalidades rosadas a avermelhadas, sem lineação aparente e porosidade incipiente. Pode ser identificada nos perfis 1.1, 1.2, 1.3, 1.4 (Figura 5A); 2.1 (Figura 5B) e 3.2 (Figura 5C), e nos poços 4 e 5 (Figuras 3 e 6), sendo frequente nas áreas planas e altas. Seus aspectos morfológicos e sua presença associada à F1 indicam ser a bauxita compacta um estágio da transformação da bauxita isalterítica, porosa. Os poros que na bauxita isalterítica são comuns foram ocupados por produtos secundários predominantemente aluminosos e, ocasionalmente ferruginosos, advindos de migração intermineral e ao longo do perfil de alteração, promovendo um enriquecimento absoluto em Al e Fe. Dados de densidade ( $t/m^3$ ) das duas fácies fornecidos pela empresa detentora da área, respectivamente 1,45 para F1 e 1,72 para F2, comprovam esse enriquecimento. Em algumas posições do maciço, F2 apresenta níveis mais ferruginizados na parte superior da fácies (Figuras 5A e 5B), o que pode estar relacionado à migração do Al no perfil (Varajão, 1988; Boulangé, 1984; Nahon, 1991).

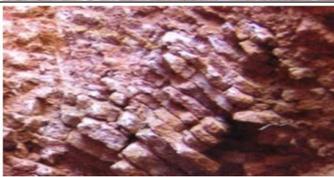
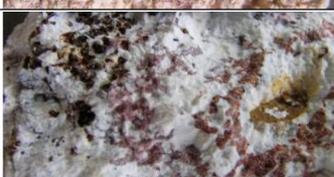
### Fácies Bauxita com Esfoliação Esferoidal

A terceira fácies (F3) corresponde à *bauxita com esfoliação esferoidal* (Tabela 2), identificada nos poços 1 e 3 (Figuras 3 e 6). Ocorrendo majoritariamente em encostas com declividade mais acentuada, caracteriza-se por blocos sigmoidais de bauxita envolvidos por bauxita compacta fragmentada em lâminas. Sugere ser uma fácies de transformação da couraça isalterítica em função da declividade.

### Fácies Bauxita Laminar

Trata-se de uma fácies (F4), denominada *bauxita laminar* (Tabela 2), cuja ocorrência foi identificada nos

**TABELA 2.** Descrição das fácies de alteração da couraça bauxítica.

Fácies	Descrição	Localização	Amostra Representativa
F1	Bauxita Maciça Porosa	Partes altas e planas; em contato com o anortosito	
F2	Bauxita Maciça Compacta	Sobrejacente à F1, nas partes altas e planas	
F3	Bauxita com esfoliação esferoidal	Vertentes com declividade acentuada	
F4	Bauxita Laminar	Subjacente à F3, em vertentes declivosas	
F5	Bauxita Nodular envolvida por matriz pedogenética	Recobre a maior parte do maciço, sendo menos profunda nas encostas	
F6	Bauxita Argilosa, Friável, Pulverulenta	Encostas de menor declividade e topo do Morro do Buraco	
F7	Argila Rosada	Áreas deprimidas no topo e em encostas de menor declividade	
F8	Argila Isalterítica	Em áreas deprimidas no topo, em contato com o anortosito	
F9	Argila Maciça	Áreas deprimidas, geralmente associada a F8	

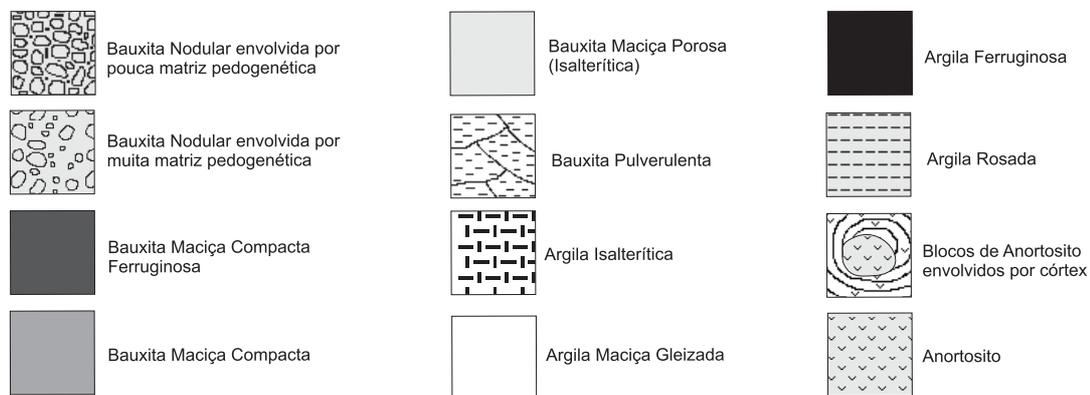
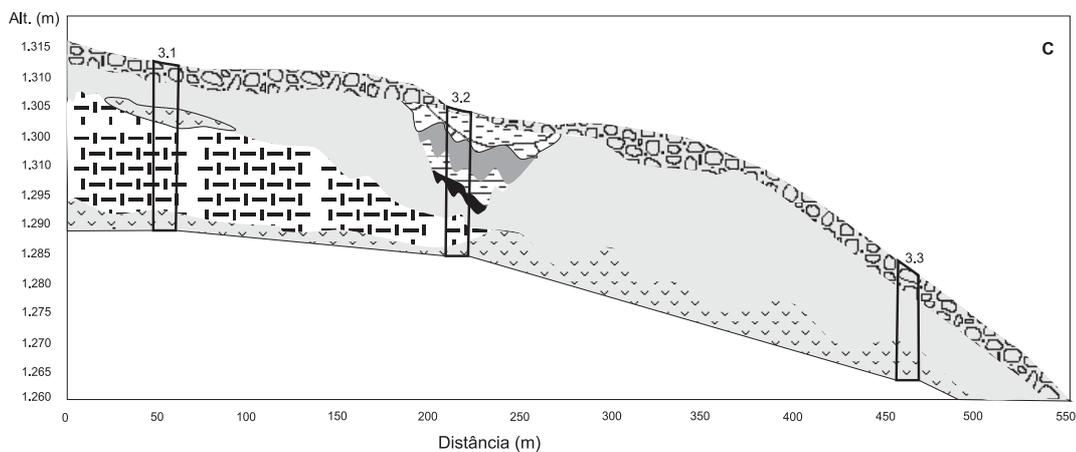
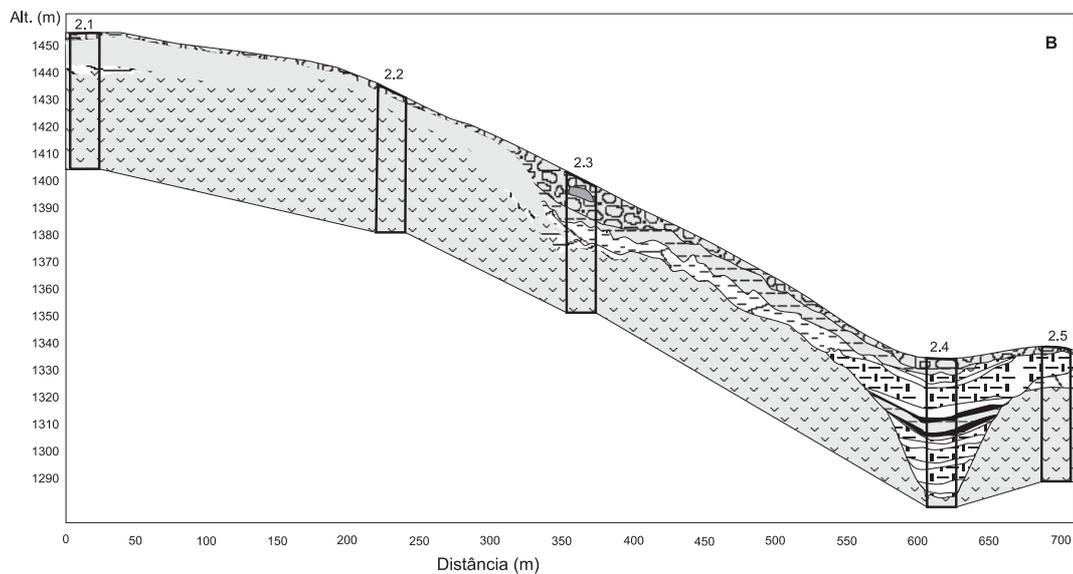
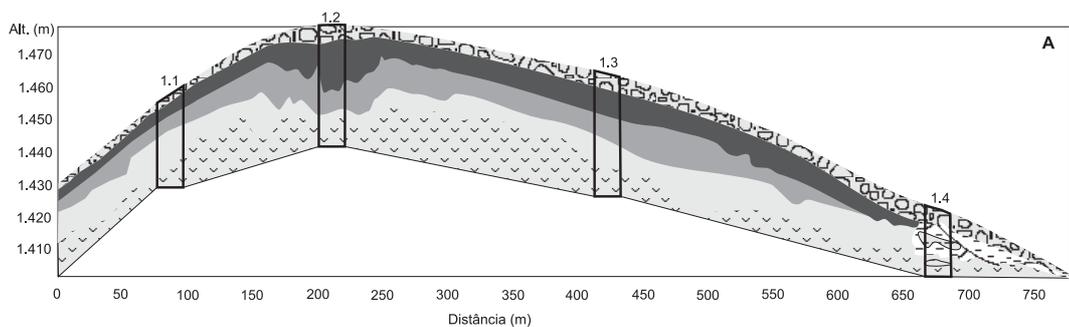


FIGURA 5. A – Topossequência 1; B – Topossequência 2; C – Topossequência 3.

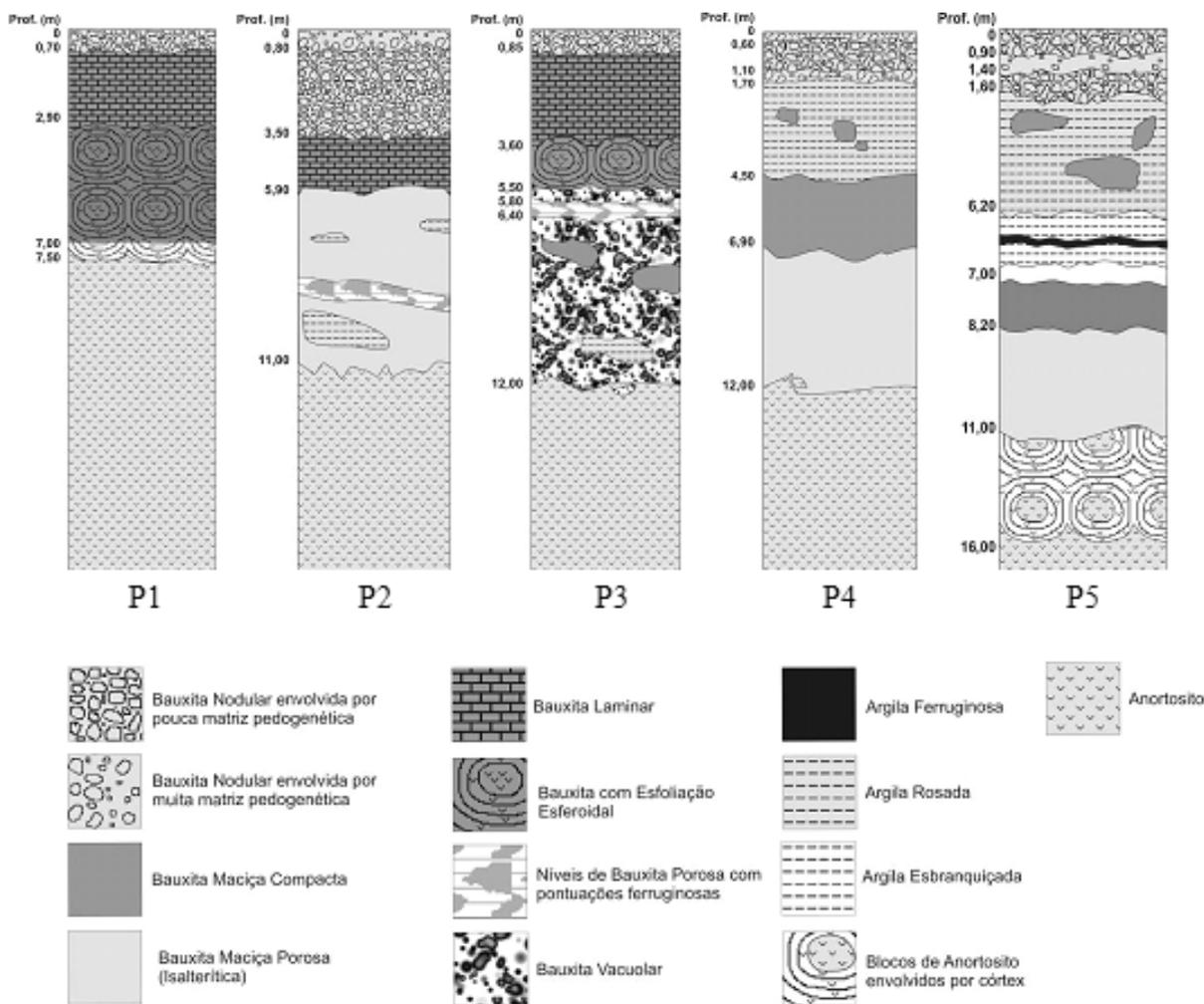


FIGURA 6. Representação esquemática dos poços descritos e amostrados na área de estudo.

poços 1, 2 e 3 (Figura 6). Representa uma bauxita rosada, fragmentada em lâminas de dimensões centimétricas a decimétricas, muito compactas em razão da acumulação do Al proveniente da desestabilização geoquímica das bauxitas a montante, o qual, uma vez incorporado, recristaliza-se na forma de uma matriz não reliquiar gibbsítica. A fácies F4 está associado à fácies F3 e, por isso, pode representar a total fragmentação da bauxita preexistente, onde F3 representaria, neste caso, uma fase intermediária do processo de transformação.

#### Fácies Bauxita Nodular

A fácies *bauxita nodular* (F5), diz respeito ao horizonte superficial com nódulos de bauxita (Tabela 2) envolvidos por material pedogenético. Identificada em todos os perfis (Figuras 5 e 6), a espessura dessa fácies varia conforme a posição na vertente. Caracteriza-se por fragmentos angulosos, entre 1 e 10 cm, sem halos e sem córtex aparente. Depois de quebrados, evidenciam bauxita porosa branca-rosada,

com alguns poros preenchidos por argila marrom (5 YR 5/6) entre cristais de gibbsita. Existem também fragmentos angulosos de bauxita esbranquiçada com menor porosidade e menor estruturação que os fragmentos anteriores, além daqueles que apresentam os dois aspectos, ou seja, uma porosidade inicial da gibbsita e uma porosidade posterior preenchida pela mesma argila presente na matriz. A quantidade de fragmentos diminui do topo para a base, ao passo que o tamanho dos mesmos é maior na parte inferior da fácies. Essa fácies representa, sobretudo quando localizada nos topos dos morros, um horizonte com bauxita fragmentada *in situ* a partir de bauxitas maciças submetidas a processos de intemperismo físico.

A formação dessa fácies tem como precursora a presença de fraturas, que criam caminhos preferenciais para a circulação da água, fragmentando a bauxita em *boulders* e brechas, tal como identificado no Perfil 2.3 (Figura 5B) Esses *boulders* vão sendo, progressivamente, fragmentados, dando origem aos nódulos que compõem essa fácies. Vale acrescentar que a vegeta-

ção tem grande papel nessa fragmentação, na medida em que pode promover intemperismo físico através da quebra mecânica provocada pela penetração das raízes ou ainda, contribuir para a desestabilização geoquímica através do ataque de ácidos orgânicos. Posteriormente, essa bauxita fragmentada foi submetida a processos pedogenéticos responsáveis pela formação da matriz argilosa que a envolve, além da incorporação de matéria orgânica nas camadas superficiais.

Existem posições do maciço em que F5 incorpora nódulos originados *in situ* com outros provenientes do transporte de colúvios. No terço inferior das encostas, por exemplo, a relação entre bauxita fragmentada *in situ* e aquela incorporada por transporte diminui, até predominarem fragmentos de bauxita transportados nas rampas de pedimentos que fazem o contato do domínio da couraça bauxítica com o domínio das lateritas ferruginosas.

### Fácies Bauxita Pulverulenta

Encontrada nos perfis 1.4 (Figura 5A); 2.3, 2.5 (Figura 5B) e 3.2 (Figura 5C), a fácies bauxita pulverulenta (Tabela 2) caracteriza-se por ser friável e argilosa, desfazendo-se facilmente. Está, geralmente, associada a bolsões de argila e se assemelha às bauxitas friáveis descritas por Sigolo & Boulangé (1997). Assim como sugerido por esses autores, tais características podem sugerir um processo de degradação da bauxita preexistente através de um desequilíbrio geoquímico ocasionado por um novo aporte de sílica devido à flutuações do lençol freático e/ou a variações do modelado.

### Fácies Argilosas

Foram identificadas quatro fácies argilosas: 1) Fácies Argila Rosada; 2) Fácies Argila Isalterítica; 3) Fácies Argila Compacta; 4) Fácies Argila Ferruginosa.

A fácies *argila rosada* (F7, Tabela 2) é constituída predominantemente por caulinita e, secundariamente, óxidos de ferro, estando frequentemente localizada na parte superior do perfil, algumas vezes envolvendo nódulos de bauxita. Essa fácies está presente nos perfis 2.3; 2.4 (Figura 5B) e poços 2, 4 e 5 (Figura 6).

A fácies *argila isalterítica* (F8, Tabela 2) caracteriza-se por apresentar uma estrutura foliar (semelhante à estrutura acamadada do protólito), sendo constituída por caulinita e esmectitas. Essa fácies está frequentemente associada ao anortosito, muitas vezes exercendo contato com o mesmo. Pode ser encontrada nos perfis 2.4; 2.5 (Figura 5B); 3.1 (Figura 5C).

A fácies *argila compacta* (F9 - Tabela 2) é maciça, sem sinais de estruturação e de coloração branco-acinzentada, ocorrendo no perfil 2.4 (Figura 5B)

e poço 5 (Figura 6), às vezes, intercalada com a fácies F8. Sugere ser derivada da fácies argila estruturada quando submetida a processos de hidromorfia em razão de oscilações do lençol freático.

A fácies *argila ferruginosa* (F10, Tabela 2) possui mosqueados vermelho-amarelados devido à presença de hematita e goehtita. Ocorre apenas no perfil 2.4 (Figura 5B).

De um modo geral, as fácies argilosas ocorrem em áreas onde os processos de lixiviação são menos intensos, tal como em áreas côncavas, ou em áreas onde ocorreu a degradação da bauxita preexistente, devido a variações do lençol freático.

## ASSOCIAÇÃO DAS FÁCIES E SEU POSICIONAMENTO NA PAISAGEM

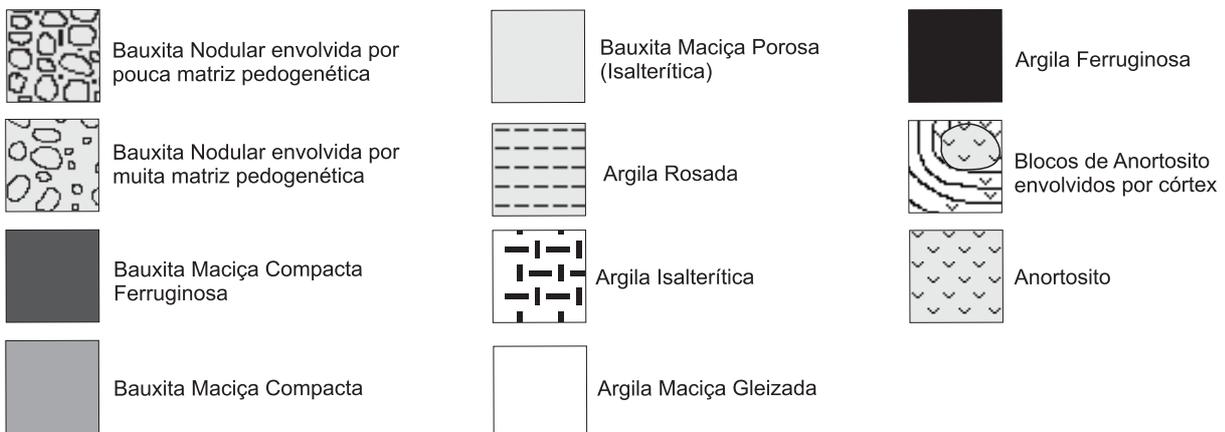
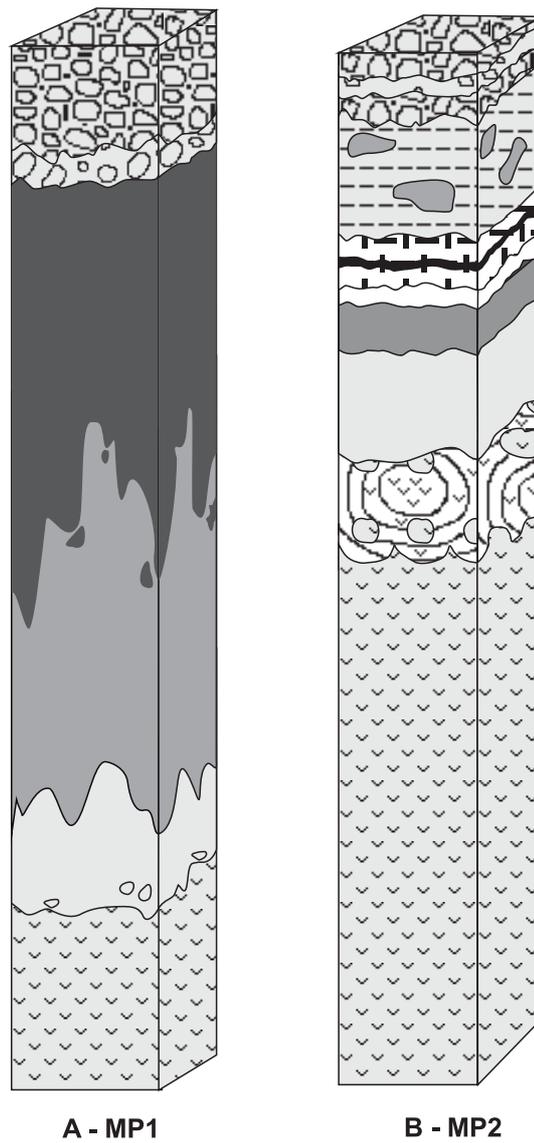
A reunião das fácies de alteração tornou possível definir dois modelos de perfis para o maciço bauxítico de Barro Alto: MP1 e MP2 (Figura 7).

O modelo de perfil MP1 (Figura 7A) é composto essencialmente por bauxitas e está correlacionado às áreas mais altas do maciço, em cotas superiores a 1400 m, cujo relevo plano indica o testemunho de uma antiga superfície de erosão. É composto, do topo para a base, por três fácies de alteração principais, sendo elas: bauxita nodular envolvida por matriz pedogenética, bauxita maciça compacta (com níveis mais ferruginizados na parte superior), bauxita isalterítica porosa em contato na base com o anortosito.

O segundo modelo de perfil MP2 (Figura 7B), caracteriza-se pela presença de fácies bauxíticas associadas à fácies argilosas. Trata-se de um perfil que pode ser encontrado em diversas posições do domínio da couraça bauxítica, tal como na inflexão entre a média e a baixa vertente (Figura 2C) e em áreas côncavas. É constituído por bauxita nodular envolvida por material pedogenético seguida de bauxita pulverulenta, fácies argilosas, bauxita isalterítica porosa, *boulders* de anortosito envolvidos por córtex de alteração em contato na base com o anortosito fresco (Figura 7B).

## IMPLICAÇÕES GEOMORFOLÓGICAS E PALEOGEOGRÁFICAS

O processo de bauxitização dos anortositos é um evento situado em condições de umidade superiores às atuais. Conforme tem sido apontado por diversos estudos (Nahon, 1991; Tardy et al., 1991; Colin et al., 2005; Spier et al., 2006; Beauvais et al., 2008), essas condições foram verificadas no mundo todo durante o Eoceno, momento em que são datadas a maioria dos perfis lateríticos nas regiões tropicais. Spier et al. (2006), por exemplo, expõem que no Quadrilátero Ferrífero (MG) foram obtidas idades em lateritas



**FIGURA 7. A** – Representação esquemática do modelo de perfil MP1;  
**B** - Representação esquemática do modelo de perfil MP2.

ferruginosas que variam de 62-14 Ma, mas que o maior período de laterização foi verificado entre 51-41 Ma. Entretanto, no Quadrilátero Ferrífero, através de datação indireta, foi evidenciada uma fase de bauxitização durante o Mioceno (Varajão et al., 2009). Tais fatos sugerem que durante o Mioceno os perfis de alteração já tinham atingido a profundidade que apresentam hoje.

Dessa maneira, considerando as bauxitas de Barro Alto como sendo eocênicas/miocênicas, e avaliando as condições geomorfológicas necessárias a sua formação, pode-se inferir a existência de uma antiga superfície de erosão, cretácica, responsável por oferecer as condições topográficas necessárias à formação da laterita aluminosa. Essa superfície aplainada foi moldada sob rochas anortosíticas do substrato.

Como a variação litológica e a presença de estruturas geológicas são comuns no CBA, caracterizando-o como um corpo polideformado (Ferreira Filho, 1998), é provável que a superfície de erosão cretácica não tenha se processado de maneira indistinta, desconsiderando a resistência do substrato. Deste modo sobre a mesma litologia (anortositos), a superfície de erosão cretácica preservada pela couraça bauxítica eocênica/miocênica apresenta desníveis na paisagem, como é o caso da diferença altimétrica dos Morros da Torre e do Buraco; 1500 e 1300 m, cujos topos evidenciam a compartimentação dessa superfície.

Uma vez constituída a morfologia adequada, as altas temperaturas e umidade instauradas no Eoceno, geraram mantos de alteração profundos, compostos por perfis essencialmente bauxíticos nas áreas planas e altas e perfis de argilização em áreas deprimidas, onde o comportamento da lixiviação é menos intenso. A couraça bauxítica preservou a paisagem então existente.

Mantidas as condições favoráveis ao intemperismo, pode-se inferir que durante o Mioceno as bauxitas formadas anteriormente durante o Eoceno

passaram por processos evolutivos. A permanência de água percolando no sistema foi responsável por gerar desequilíbrios geoquímicos e físicos, dando início à sua transformação e/ou degradação, o que gerou as diferentes fácies de alteração.

No continente africano, os estudos realizados por Colin et al. (2005) e Beauvais et al. (2008), sugerem a existência de pronunciados períodos de aridez durante o Oligoceno (45-29 Ma) e Mioceno Inferior (24-18 Ma). Por outro lado, no território brasileiro, evidências de reativação tectônica e erosão no Oligoceno (Ricomini & Assumpção, 1999; Saadi et al., 2005), bem como as condições áridas no Plioceno (Tardy et al., 1991; Varajão et al., 2009), propiciaram a atuação de processos erosivos sobre os perfis bauxíticos, particularmente, provocando a remoção da fácies bauxita nodular e a consequente formação das rampas de colúvio bem identificadas no domínio dos pedimentos aluminosos. Essa mesma remoção do material superficial foi responsável também pela exumação da couraça e consequente recuo e formação de encostas mais declivosas. Em contrapartida, em áreas onde houve a exposição da bauxita degradada, a resistência mecânica foi menor, acentuando a remoção de material e realçando os anfiteatros erosivos nas bordas das elevações.

Os eventos que se seguiram durante o Quaternário foram responsáveis pelos ajustes geomorfológicos, onde a preservação da bauxita como o topo da paisagem regional, indica períodos de denudação limitada, notadamente marcados por oscilações climáticas menos pronunciadas.

É provável que eventos neotectônicos, expressos pela reativação de falhas, tenham ocorrido na interface entre o Morro do Buraco e o Morro da Torre, aumentando sua diferença altimétrica e reconduzindo a área de contato entre ambos a novas dinâmicas hidrológicas, responsáveis pela oscilação do lençol freático e consequente transformação das fácies argilosas e bauxíticas presentes nesse contato.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

A definição dos perfis representativos MP1 e MP2 e suas variações expressas pelas diferentes fácies de alteração, juntamente com o posicionamento dessas na paisagem (Figura 5), revelaram não só uma associação entre a ocorrência de determinados tipos de relevo com fácies específicas, mas também que sua gênese foi influenciada pelos processos atuantes em razão do contexto morfológico, principalmente em função do comportamento da drenagem. Assim, verifica-se uma correlação direta entre as fácies de alteração e as formas de relevo.

A superfície cretácica foi preservada parcialmente pelo desenvolvimento do domínio da couraça bauxítica durante o Eoceno. Entretanto, conforme explicitado neste trabalho, este domínio, quando submetido às variações climáticas pós-eocênicas (Mioceno), sofreu transformações (no topo, na base e em seu interior), passando a ser constituído por diferentes fácies de alteração, que responderam diferentemente à atuação dos processos erosivos (Oligoceno e Plioceno) e, por isso, influenciaram na evolução do modelado desde o Terciário.

Dessa maneira, a reconstrução paleogeográfica dos ambientes de alteração e de sua evolução desde a formação da bauxita até o momento atual, torna-se possível se forem considerados que nem somente o relevo foi responsável pela formação da laterita

aluminosa e que nem somente essa conduziu a evolução das formas superficiais, mas ambos tiveram sua atuação ao mesmo tempo e com magnitudes diferentes conforme as condições ambientais ao longo do tempo.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. ARAÚJO, S.M.; FAWCETT, J.J.; SCOTT, S.D. Metamorphism of hydrothermally altered rocks in a volcanogenic massive sulfide deposit: the Palmeirópolis, Brazil, example. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, p. 173-184, 1995.
2. ARAÚJO, S.M.; SCOTT, S.D.; LONGSTAFFE, F.J. Oxygen isotope composition of alteration zones of highly metamorphosed volcanogenic massive sulfide deposits: Geco, Canada and Palmeirópolis, Brazil. *Economic Geology*, v. 91, p. 697-712, 1996.
3. BAETA JUNIOR, J.D.A. **Projeto Goianésia-Barro Alto**. DNPM-CPRM, Goiânia, Relatório Final, 129 p., 1972.
4. BEAUVAIS, A.; RUFFET, G.; HÉNOCQUE, O.; COLIN, F. Chemical and physical erosion rhythms of the West African Cenozoic morphogenesis: the <sup>39</sup>Ar-<sup>40</sup>Ar dating of supergene K-Mn oxides. *Journal of Geophysical Research*, v. 113, 15 p., 2008.
5. BOULANGE, B. **Les formations bauxitiques latéritiques de Côte d'Ivoire. Les facies, leur transformations, leur distributions et L'évolution du modelé**. Paris, 1984. 376 p. Docteur ès Sciences, n. 82.
6. BRAUN, O.P.G. Contribuição à Geomorfologia do Brasil Central. *Revista Brasileira de Geografia*, v. 32, n. 3, p. 3-39, 1971.
7. BUDEL, J. Climatic and climatogenetic (climatomorphic) geomorphology. *Geomorphologie*, v. 36, p. 1-8, 1980.
8. BUDEL, J. **Climatic geomorphology**. Princeton: Princeton University Press, 443 p., 1982.
9. CARMINATTI, M.G. **Modelagem Geofísica dos Corpos Máfico-Ultramáficos de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto, Centro de Goiás**. São Paulo, 2006. 294 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Universidade de São Paulo.
10. COLIN, F.; BEAUVAIS, A.; RUFFET, G.; HÉNOCQUE, O. First <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology of lateritic manganese pisolites: Implications for the Palaeogene history of a West African landscape. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 238, p. 172-188, 2005.
11. CORREIA, C.T. **Petrologia do complexo máfico-ultramáfico de Cana Brava, Goiás**. São Paulo, 1994. 151 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
12. CORREIA, C.T.; GIRARDI, V.A.V.; TASSINARI, C.C.G.; JOST, H.. Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of the Cana Brava layered mafic-ultramafic intrusion, Brazil, and considerations regarding its tectonic evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 27, p. 163-168, 1997.
13. CORREIA, C.T.; GIRARDI, V.A.V.; BASEI, M.A.S.; NUTMAN, A. Cryogenian U-Pb (SHRIMP I) zircon ages of anorthosites from the upper sequences of Niquelândia and Barro Alto Complexes, Central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 37, n. 4, p. 70-75, 2007.
14. CORREIA, C.T.; JOST, H.; TASSINARI, C.C.G.; GIRARDI, V.A.V.; KINNY, P.D. Ectasian Mesoproterozoic U-Pb ages (SHRIMP II) for the metavolcano-sedimentary sequences of Juscelândia and Indaianópolis and for the high grade metamorphosed rocks of the Barro Alto Stratiform Igneous Complex, Goiás State, Central Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPIC GEOLOGY, 2, 1999, Cordoba, Argentina. *Actas...* Cordoba, 1999, p. 31-33.
15. DANNI, J.C.M.; FUCK, R.A.; KUYUMJIAN, R.M.; LEONARDOS, O.H.; WINGE, M. O Complexo de Barro Alto na região de Ceres-Rubiataba, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 14, p. 128-136, 1984.
16. DELVIGNE, J. **Pedogênese en zone tropicale: la formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique**. Paris: Dunod, 177 p., 1965.
17. DELVIGNE, J. & GRANDIN, G. **Étude des cycles morphogénétiques et tentative de chronologie paléoclimatique dans la région granitique de Toumodi (Côte d'Ivoire)**. C. R. Academie Science Paris, v. 269 – D, p. 1372-1375, 1969.
18. FERREIRA FILHO, C.F. Geology and petrology of the large layered intrusions of central Brazil: implications for PGE mineralization. In: PLATINUM SYMPOSIUM, 1998, Rustenburg, South Africa. *Extended Abstracts...* Rustenburg, 1998, p. 107-110.
19. FERREIRA FILHO, C.F.; KAMO, S.L.; FUCK, R.A.; KROGH, T.E.; NALDRETT, A.J. Zircon and rutile U-Pb geochronology in the Niquelândia layered mafic-ultramafic intrusion, Brazil: constraints for the timing of magmatism and high grade metamorphism. *Precambrian Research*, v. 68, n. 3-4, p. 41-256, 1994.
20. FERREIRA FILHO, C.F.; MORAES, R.; FALCETT, J.J.; NALDRETT, A.J. Amphibolite to granulite progressive metamorphism in the Niquelândia Complex, Central Brazil: regional tectonic implications. *Journal South America Earth Science*, v. 11, p. 35-50, 1998.
21. FIGUEIREDO, A.N. **Geologia e mineralizações do extremo norte do Complexo de Barro Alto, Goiás**. Brasília, 1978. 104 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
22. FUCK, R.A.; BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. Geochronologia Rb-Sr no Complexo Barro Alto, Goiás: evidência de metamorfismo de alto grau e colisão continental há 1300 Ma no Brasil Central. *Geochimica Brasiliensis*, v. 3, p. 125-140, 1989.
23. FUCK, R.A. & LEONARDOS, O.H. Geologia da região dos Complexos Básico-Ultrabásicos de Barro Alto e Niquelândia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia. *Boletim...* Goiânia: Sociedade Brasileira de Geologia, n. 2, 1986, p. 47-65.
24. FUCK, R.A.; DANNI, J.C.M.; WINGE, M.; ANDRADE, G.F.; BARREIRA, C.F.; LEONARDOS, O.H.; KUYUMJIAN, R.M. Geologia da região de Goianésia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1, 1981, Goiânia. *Atas...* Goiânia: Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleos Centro-Oeste e Brasília, 1981, p. 447-469.

25. GRANDIN, G. **Aplanissements cuirassés et enrichissement des geseamentos de manganèse dans quelques régions d'Afrique de Z'ouest**. Paris, 1976. 278 p. Docteur ès Sciences - ORSTOM – n. 82.
26. HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. DE. Geocronologia do Centro-Oeste Brasileiro. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 19, n. 1, p. 5-26, 1970.
27. HUNT, G.R.; SALISBURY, J.W.; LENHOFF, C.J. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: III Oxides and hydroxides. **Modern Geology**, v. 2, n. 3, p. 195-205, 1971.
28. KING, L.C. A geomorfologia do Brasil oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 18, n. 2, p. 3-121, 1956.
29. LARIZZATTI, J.H. & OLIVEIRA, S.M.B. Evolução Geoquímica e Balanço de Massa na Formação e Degradação de Perfis Lateríticos Encouraçados na Área da Fazenda Pison, Vale Do Rio Tapajós, Amazônia Central. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 2, p. 273-284, 2005.
30. LATRUBESSE, E.M. & CARVALHO, T.M. **Geomorfologia do Estado de Goiás e Distrito Federal**. Goiânia: Superintendência de Geologia e Mineração, 128 p., 2006.
31. LEPRUN, J.C. **Lês cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de L'Afrique Occidentale Sèche. Gênese, Transformations, Dégradation**. Strasbourg, 1979, 224 p. Docteur ès Sciences – Institut de Géologie, Université Louis Pasteur – n. 58.
32. MELFI A.J.; PEDRO, G.; VOLKOFF, B. Natureza e distribuição dos compostos ferríferos nos solos do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 3, p. 47-54, 1979.
33. MELFI, A.J. ; TRESCASES, J.J.; CARVALHO, A.; OLIVEIRA, S.M.B.; RIBEIRO FILHO, E.; FORMOSO, M.L.L. The lateritic ore deposits of Brazil. **Geological Science Bulletin**, v. 41, p. 5-36, 1988.
34. MENESES, P.R. & VARAJÃO, C.A.C. Detecção de ocorrências de bauxita por imagens digitais TM-Landsat. **Revista da Escola de Minas**, v. 44, n. 3/4, p. 147-154, 1991.
35. MILLOT, G. **Géologie des argiles**. Paris: Masson, 499 p., 1964.
36. MINISTÉRIO DA DEFESA. Diretoria de Serviço Geográfico. **Folha Goianésia (SD-22-Z-D-I), Escala – 1:100.000**, 1983.
37. MORAES, R. & FUCK, R.A. Ultra-high temperature metamorphism in Central Brazil: the Barro Alto Complex. **Journal of Metamorphism Geology**, v. 18, p. 345-358, 2000.
38. MORAES, R.; FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.; GIOIA, S.M.C.L.; FIGUEIREDO, A.M.G.F. Geochemistry and Sm-Nd isotopic characteristics of bimodal volcanic rocks of Juscelândia, Goiás, Brazil: Mesoproterozoic transition from continental rift to ocean basin. **Precambrian Research**, v. 125, p. 317-336, 2006.
39. NAHON, D.B. **Introduction to the petrology of soils and chemical weathering**. New York: John Wiley & Sons, 313 p., 1991.
40. NASCIMENTO, M.A.S. DO. Geomorfologia do Estado de Goiás. **Boletim Goiano de Geografia**, v. 12, n. 1, p. 1-22, 1992.
41. PEDRO, G. Principes géochimiques de la pédogênese – incidences minéralogiques. In: CONGRESS INTERNATIONAL SOIL SCIENCE, 8, 1964. **Acta...** Bucarest III, v. 111, p. 1087-1094, 1964.
42. PIMENTEL, M.M.; FERREIRA FILHO, C.F.; AMSTRONG, R.A. SHRIMP U-Pb and Sm-Nd ages of the Niquelândia layered complex: Meso-(1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.79 Ga) extensional events in central Brazil. **Precambrian Research**, v. 132, p. 132-135, 2004.
43. PIMENTEL, M.M.; FERREIRA FILHO, C.F.; ARMELE, A. Neoproterozoic age of the Niquelândia Complex, central Brazil: Further ID-TIMS U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 21, p. 228-238, 2006.
44. RADAMBRASIL – LEVANTAMENTO DOS RECURSOS NATURAIS BRASILEIROS. **Relatório Descritivo da Folha SD-22 Goiás**, Geologia e Geomorfologia, 516 p., 1981.
45. REIS, L.G.R. Goiás: investimentos em novos projetos superam US\$ 2 bilhões. **Revista Brasil Mineral**, v. 258, p. 28-37, 2007.
46. RIBEIRO FILHO, W. & TEIXEIRA, N.A. Sequência vulcano-sedimentares da borda oeste dos complexos de Niquelândia e Cana Brava. Goiânia. **Boletim do Núcleo Centro-Oeste**, v. 10, p. 157-177, 1980.
47. RICOMINI, C. & ASSUMPTÃO, M. Quaternary tectonics in Brasil. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 221-225, 1999.
48. SAADI, A.; BEZERRA, F.H.R.; COSTA, R.D. DA; IGREJA, H.L.S.; FRANZINELLI, E. Neotectônica da Plataforma Brasileira. In: SOUZA C.R. DE G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA A.M. DOS S.; OLIVEIRA, P.E. DE (Eds.), **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editors, p. 211-234, 2005.
49. SIGOLO, J.B. & BOULANGÉ, B. The bauxite of the Passa Quatro Alcaliny Massif. In: CARVALHO, A.; BOULANGÉ, B.; MELFI, A.J.; LUCAS, Y. (Orgs.), **Brazilian Bauxites**. São Paulo: USP, FAPESP. Paris: ORSTOM, p. 257-273, 1997.
50. SOUZA, A. **Aspectos geológicos e geocronológicos do Complexo de Barro Alto, Goiás**. São Paulo, 1973. 105 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
51. SPIER, C.A.; VASCONCELOS, P.M.; OLIVEIRA, M.B. 40Ar/39Ar geochronological constraints on the evolution of lateritic iron deposits in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **Chemical Geology**, v. 234, p. 79-104, 2006.
52. SUITA, M.T.F.; KAMO, D.L.; KROG, T.E.; FYFE, W.S.; HARTMAN, L.A. U-Pb ages from the high-grade Barro Alto mafic-ultramafic complex (Goiás, Central Brazil): middle Proterozoic magmatism and Upper Proterozoic continental collision. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GEOCHRONOLOGY, COSMOCHRONOLOGY AND ISOTOPE GEOLOGY, 8, 1994, Berkley, California. **Abstracts...** Berkley: U.S. Geological Survival Circular, p. 1107-1309, 1994.
53. TARDY, Y. **Pétrologie des laterites et des sols tropicaux**. Paris: Masson, 416 p., 1993.
54. TARDY, Y.; KOBILSEK, B.; PAQUET, H. Mineralogical composition and geographical distribution of African and Brazilian periatlantic laterites. The influence pf continental drift and tropical paleoclimates during the past 150 million years and implications for India and Austrália. **Journal of African Earth Sciences**, v. 12, n. 1/2, p. 283-295, 1991.
55. THOMAS, M. **Tropical geomorphology: a study of weathering on landform development in warm climate**. New York: John Wiley & Sons, 313 p., 1994.
56. VARAJÃO, C.A.C. Estudo comparativo das jazidas de bauxita do Quadrilátero Ferrífero. São Paulo, 1988. 168 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
57. VARAJÃO, C.A.C.; SALGADO, A.A.R.; VARAJÃO, A.F.D.C.; BRAUCHER, R.; COLIN, F.; NALINI JUNIOR, H.A. Estudo da evolução da paisagem do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brasil) por meio da mensuração das taxas de erosão (<sup>10</sup>Be) e da pedogênese. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 2009. No prelo.
58. VEIGA, A.T.C. & GIRODO, A.C. Modelamento geológico e abordagem geoestatística da jazida de bauxita de Barro Alto – GO, Brasil. **Relatório Interno GEOS**, 157 p. il., anexos em CD-ROM, 2008.

59. WAYLAND, E.J. Peneplains and some other erosional platforms. **Annual Report Bulletin**, Protectorate of Uganda Geological Survey, v. 1, p. 77-79, 1933.
60. WINGE, M. **Evolução dos Terrenos Granulíticos da Província Estrutural Tocantins, Brasil Central**. Brasília, 1995. 294 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de Brasília.

*Manuscrito Recebido em: 8 de setembro de 2009  
Revisado e Aceito em: 3 de dezembro de 2009*