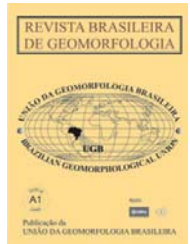




www.ugb.org.br
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 15, nº 4 (2014)



CARACTERIZAÇÃO DE MATERIAL LATERÍTICO DO PLANALTO E CHAPADA DOS GUIMARÃES – MT POR EDX, XRD E ESPECTROSCOPIA MÖSSBAUER

EDX, XRD AND MÖSSBAUER SPECTROSCOPY CHARACTERIZATION OF LATERITIC MATERIALS FROM PLATEAU AND CHAPADA DOS GUIMARÃES – MT – BRAZIL

Rogério Junqueira Prado

*Instituto de Física, Universidade Federal do Mato Grosso
Av. Fernando Corrêa da Costa, s/n – Coxipó, Cuiabá/MT, Cep: 78060-900, Brasil
E-mail: rjprado@ufmt.br*

Ivaniza de Lourdes Lazzarotto Cabral

*Departamento de Geografia, Universidade Federal do Mato Grosso
Av. Fernando Corrêa da Costa, s/n – Coxipó, Cuiabá/MT, Cep: 78060-900, Brasil
E-mail: ivanizacabral@hotmail.com*

Ana Paula Montezuma Silva

*Programa de Pós-Graduação em Geociências/ Universidade Federal do Mato Grosso
Av. Fernando Corrêa da Costa, s/n – Coxipó, Cuiabá/MT, Cep: 78060-900, Brasil
E-mail: apmontezuma@gmail.com*

Pablo Edilberto Munayco Solorzano

*Instituto de Física, Universidade Federal do Mato Grosso
Av. Fernando Corrêa da Costa, s/n – Coxipó, Cuiabá/MT, Cep: 78060-900, Brasil
E-mail: munayco@fisica.ufmt.br*

Ana Paula Araújo de Albuquerque

*Instituto de Física, Universidade Federal do Mato Grosso
Av. Fernando Corrêa da Costa, s/n – Coxipó, Cuiabá/MT, Cep: 78060-900, Brasil
E-mail: anapaula@fisica.ufmt.br*

Informações sobre o Artigo

Data de Recebimento:
11/08/2014
Data de Aprovação:
16/09/2014

Resumo:

Uma grande parcela da superfície da terra, particularmente nas regiões tropicais, é recoberta por formações lateríticas de espessura variável. O estudo destas formações tem grande interesse para diversas áreas do conhecimento, tais como Geologia, Engenharia, Astronomia, entre outras. Especificamente, o estudo de formações lateríticas pode contribuir para a compreensão da evolução

Palavras-chave:

Lateritas; Caracterização química; Planalto e Chapada dos Guimarães.

Keywords:

Laterites; Chemical Characterization; Plateau and Chapada dos Guimaraes.

geomorfológica e pedológica local/regional. Neste trabalho, formas lateríticas ferruginosas presentes no município de Chapada dos Guimarães e Campo Verde - Mato Grosso, Brasil - foram caracterizadas por difração de raios X (XRD), fluorescência de raios X por dispersão em energia (EDX) e espectroscopia Mössbauer, a fim de obter informações sobre suas características químicas e da estrutura cristalina, bem como relacioná-las com as condições de gênese e evolução em termos geomorfológicos.

Abstract:

A great part of the earth surface, particularly in tropical regions, is covered by thick lateritic formations. The study of these formations has great interest for several areas of knowledge, such as Geology, Engineering and Astronomy, among others. Specifically, the study of the lateritic formations can contribute to the comprehension of the regional geomorphological and pedological evolution. In this work, ferruginous laterites from Chapada dos Guimaraes and Campo Verde municipalities (Mato Grosso, Brazil) were characterized by x-ray diffraction (XRD), energy dispersive x-ray fluorescence (EDX) and Mössbauer spectroscopy, in order to obtain information on their chemical and crystalline structure characteristics, as well as to correlate them with their genesis and geomorphological evolution conditions.

1. Introdução

O termo laterita foi originalmente designado para nomear um material macio avermelhado encontrado na Índia, nas regiões montanhosas do Malabar, que, ao ser exposto às condições atmosféricas, endurecia, tornando-se muito útil em construções em geral. Esse termo foi também utilizado para designar materiais endurecidos, concrecionários ou não, provenientes de acumulações superficiais e subsuperficiais dos componentes resultantes da ação intensa do intemperismo sobre as rochas, ricos em ferro e alumínio, com ou sem quartzo, e com pequenas quantidades de manganês, desenvolvidos sob condições favoráveis a uma maior mobilidade dos elementos alcalinos, alcalinos terrosos, sílica e imobilização de ferro e de alumínio (Du Preez, 1949; Melfi, 1994).

Morfologicamente, as lateritas podem ser vesiculares, concrecionárias, vermiculares, pisolíticas ou maciças (Bigarella *et al.*, 1996). Em termos da composição mineralógica, segundo Melfi (1994) e Costa (1991), as lateritas são principalmente constituídas por quartzo, oxi-hidróxidos de ferro (goethita e hematita) e alumínio (gibbsita e boemita), titânio (anatásio) e manganês (litioforita, todorokita etc); argilo-minerais (caulinita e esmectita); fosfatos (crandalita-goyazita, augelita, dentre outros) e resistatos (turmalina, cassiterita, rutilo etc).

Quanto ao material de origem, Bigarella *et al.* (1996) destaca que o perfil laterítico pode ser desenvol-

vido a partir de rochas como os granitos, metamorfitos, rochas básicas e ultrabásicas, rochas sedimentares carbonatadas ou argilosas, em consequência da ação intensa do intemperismo e da pedogênese, levando à formação de um perfil de alteração ou perfil de solo.

Segundo Toledo *et al.* (2001), o perfil de alteração é estruturado verticalmente a partir da rocha fresca, na base, sobre a qual formam-se o saprólito e o solum, que constituem juntos o manto de alteração ou regolito. Os materiais do perfil vão se tornando mais diferenciados com relação à rocha parental em termos de composição, estruturas e texturas à medida que se encontram mais afastados dela.

As coberturas detrítico-lateríticas (ou lateritas) são rochas formadas, ou em fase de formação, por meio de intenso intemperismo químico de rochas preexistentes, inclusive de lateritos antigos, envolvendo um conjunto de complexas reações químicas, mineralógicas e bio-químicas interligadas. Um exemplo seriam os materiais terciários da superfície paleogênica peneplanizada com latossolização, sob condições tropicais ou equivalentes (Costa, 1991; Santos, 1998).

As reações do intemperismo químico estão sujeitas às leis do equilíbrio químico e às oscilações das condições ambientais. Conforme a água é retirada ou adicionada, as reações poderão ser aceleradas ou retardadas, ou seguir caminhos distintos, gerando diferentes minerais secundários e diferentes soluções de lixiviação

(Toledo *et al.*, 2001). Nas regiões tropicais, como o caso da região do Planalto e Chapada dos Guimarães, em Mato Grosso, as altas temperaturas promovem a rápida degradação da matéria orgânica, que é totalmente mineralizada. Neste ambiente, o pH varia de 5,5 a 6 e o alumínio e ferro são praticamente insolúveis, enquanto que a sílica é mobilizada (Ferrari, 1996).

A oxidação e a redução são importantes reações que ocorrem durante o intemperismo químico, quando o oxigênio dissolvido na água se combina com um elemento presente no material. A oxidação se processa, essencialmente, nos primeiros metros da superfície, sendo efetiva principalmente na faixa acima da zona de saturação permanente, onde as substâncias tanto orgânicas quanto inorgânicas são comumente oxidadas pelo intemperismo do ambiente. A oxidação estritamente inorgânica se processa mais pela ação da água. Átomos de ferro e manganês em silicatos são mais encontrados em estado de redução. Os átomos de ferro e manganês liberados durante o intemperismo, ao serem oxidados, se agrupam com átomos de oxigênio para formar óxidos anidros relativamente estáveis (como a hematita e a pirolusita) ou, então, se combinam com hidroxilas, formando compostos menos estáveis (Cassetti, 2005).

Por outro lado, destaca-se que os processos intempéricos e até mesmo os de formação dos solos agem sobre as lateritas modificando sua morfologia, resistência, textura, composição química e estrutura cristalina, fazendo com que os constituintes mais solúveis do perfil ou manto de alteração sejam transportados pela água que o drena e, em consequência disso, o material residual torna-se, progressivamente, enriquecido de constituintes menos solúveis (Moizinho, 2007; Toledo *et al.*, 2001).

A dinâmica hídrica e as condições climáticas são as responsáveis pelo desenvolvimento das lateritas e pela mobilidade dos elementos presentes nas concreções, sob a atuação de climas específicos. O intemperismo químico pode ser mais ou menos intenso conforme o ambiente climático em vigor (Ferrari, 1996).

Dessa forma em regiões onde o clima é frio e úmido, temperado ou árido, a alteração é mais comedida, afetando somente os minerais mais vulneráveis, e em regiões onde o clima é o quente e úmido da zona intertropical, a alteração é intensa, afetando todos os minerais alteráveis das rochas ou solos. Esses minerais são alterados no (ou removidos do) manto de alteração e, então, depositados em outros níveis ou retirados do

sistema, convertendo o mesmo em fonte de material sujeito à ação contínua dos processos de meteorização físico-químicos e de formação dos solos (Bigarella *et al.*, 1996).

A importância dos estudos sobre as formas lateríticas e materiais afins está na própria condição de manifestação das mesmas, visto que uma vasta parcela da superfície terrestre, em particular nas regiões tropicais, é recoberta por camadas de formações lateríticas espessas. Além disso, os materiais lateríticos concrecionários e/ou pisolíticos resultam dos processos de transformação das rochas sob condições ambientais próprias, ao longo de um período de tempo considerável. Do ponto de vista paleoambiental, as lateritas têm estreita associação com a história evolutiva da paisagem, estando os longos períodos das mudanças ambientais registrados nas variações do intemperismo e da pedogênese, possibilitando estabelecer relações diretas com os estudos climáticos e paleoclimáticos de uma determinada região.

As formações lateríticas são recorrentes na paisagem e determinam diferentes níveis geomorfológicos nas regiões tropicais da América do Sul (Gontijo *et al.*, 2002), sendo que o estudo das formações lateríticas é, reconhecidamente, de grande interesse para várias áreas do conhecimento, como Geologia, Engenharia, Geografia e Astronomia (Melfi; Carvalho, 1983), entre outras.

O Brasil possui grandes áreas de solos com presença de concreções ferruginosas, o que torna oportuno o estudo das propriedades físicas e químicas desses materiais, já que as lateritas desempenham papel fundamental nas características morfológicas do terreno, principalmente na preservação de antigas superfícies de erosão, onde o conhecimento das diferentes situações nas quais se apresentam os níveis concrecionários permite entender a gênese dessas formas em função da evolução da própria paisagem na qual está inserida (Gontijo *et al.*, 2002; Cabral; Prado, 2008). O estudo dessas formações é, portanto, fundamental para o entendimento da evolução do relevo em ambiente tropical por gerar depósitos residuais em função da ação de intenso intemperismo físico-químico-biológico (Fontes *et al.*, 1985; Gontijo *et al.*, 2002; Cabral; Prado, 2008).

Particularmente, as estruturas em forma de concreções ferruginosas na unidade morfológica do Planalto e Chapada dos Guimarães compõem um dos elementos resultantes da dinâmica que conduz a elaboração das

formas topográficas típicas desta unidade morfoestrutural. As ocorrências destas formas estão relacionadas aos processos responsáveis pela manutenção dos extensos chapadões recobertos, em grande parte, pelos espessos perfis dos Latossolos e suas variações. Assim, a análise do desenvolvimento das formas de relevo em bordas de bacia de sedimentação é relevante quanto ao entendimento da evolução geomorfológica local e regional, uma vez que estas estruturas lateríticas são mantenedoras de níveis de superfícies antigas.

A “coincidência” da distribuição geográfica dos Latossolos com as coberturas detrítico lateríticas nas unidades planálticas do setor passivo da Plataforma Sul Americana levanta a dúvida se esses materiais constituem o material de origem dos Latossolos, o grupo de solos de maior expressividade no território brasileiro, ou se derivam dos mesmos, ou seja, se as lateritas são formações resultantes de um avançado processo de latolização decorrente de um ambiente climático propício e de longo prazo.

Além disso, são poucos os estudos realizados sobre essas formações na região do Planalto e Chapada dos Guimarães, o que pode contribuir para o entendimento de sua evolução geológica/geomorfológica, uma vez que as propriedades físicas e químicas atuais desses materiais são úteis para inferir sobre suas condições de gênese e evolução, bem como dos solos relacionados, neste caso os Latossolos, através de informações a respeito dos processos de intemperismo e sua relação com as variações climáticas do período mais recente da escala geológica.

Nesse contexto, a difratometria de raios X (XRD) é uma técnica importante, sendo útil nos estudos de gênese do solo e, em particular, nas transformações da rocha fresca em solo (Resende *et al.*, 2005), permitindo a identificação e caracterização dos compostos cristalinos presentes em perfis de alteração em escala ultradetalhada em termos de informação, tendo em vista a análise da estrutura atômica desses compostos. Essa técnica foi utilizada no trabalho para determinar os vários minerais presentes nas amostras analisadas e o tamanho dos cristalitos de cada fase cristalina, nas diferentes condições morfológicas do relevo no qual as concreções foram encontradas, com o intuito de se verificar e, se possível, avaliar a ação do intemperismo químico nos materiais que compõem as lateritas.

Outra técnica utilizada foi espectrometria de raios X por dispersão em energia (EDX), a qual fornece a quantidade total de um determinado elemento químico presente na amostra, independentemente das fases estruturais nas quais ele se apresenta no material, inclusive aqueles presentes em fases não cristalinas. Já a espectroscopia Mössbauer foi utilizada com o intuito de se identificar os estados de oxidação dos íons Fe presente nas amostras, complementando as informações obtidas pelas demais técnicas utilizadas.

Enfim, sob a perspectiva de melhor compreender as condições de gênese e evolução dos materiais lateríticos/concrecionários presentes no Planalto e Chapada dos Guimarães – MT, o trabalho tem como propósito apresentar os resultados da caracterização química e da estrutura cristalina de algumas amostras que representam diferentes situações morfológicas, ou seja, próxima à borda da escarpa e interior do Planalto e Chapada dos Guimarães.

2. Área de Estudo

A Bacia Sedimentar do Paraná é uma sinéclise que cobre extensas áreas nas regiões sul, sudeste e centro-oeste do Brasil superiores a 1.000.000 km² (Vieira Júnior *et al.*, 2011). Essa bacia tem uma forma ovalada com eixo maior N-S, sendo seu contorno atual definido por limites erosivos relacionados em grande parte à história geotectônica Meso-Cenozóica do continente Sul-Americano (Milani *et al.*, 2007).

Milani *et al.* (2007) reconhece no registro estratigráfico da Bacia do Paraná seis unidades de ampla escala ou supersequências na forma de pacotes rochosos, que representam cada um deles em intervalos temporais com algumas dezenas de milhões de anos de duração e limitados por superfícies de discordância de caráter inter-regional. Dentro dessas unidades encontram-se as Coberturas cenozóicas, representadas pelas coberturas detrítico-lateríticas (Vieira Júnior *et al.*, 2011).

Nesse contexto, a região do Planalto e Chapada dos Guimarães, inserida no Domínio Morfoestrutural da Bacia Sedimentar do Paraná, está localizada na porção centro-sul do estado do Mato Grosso, em uma das bordas do Planalto Central Brasileiro, da unidade de relevo regional do Planalto dos Guimarães, com cotas que atingem mais de 800 m (Vieira Júnior *et al.*, 2011; Camargo, 2011). A região é constituída por rochas sedimentares

pertencentes à Bacia Sedimentar do Paraná e possui quatro domínios litológico-estratigráficos principais reconhecidos da base para o topo como: rochas metasedimentares do Grupo Cuiabá; rochas sedimentares da Bacia do Paraná e as coberturas detrítico-lateríticas e aluviões recentes (Vieira Júnior *et al.*, 2011). O relevo caracteriza-se pela presença de grandes encostas e escarpas de arenito vermelho que vão de 600 a 800 metros de altitude e interflúvios tabulares com baixa densidade de rios (Schreiner, 2009).

Em termos gerais, a unidade morfológica do Planalto e Chapada dos Guimarães tem uma conotação estrutural e morfológica. A Chapada corresponde à superfície cimeira do Planalto mantida por estruturas sedimentares recobertas por material ferruginoso ou detrítico devido à ação do clima durante um longo período. São responsáveis pela sustentação do conjunto de formas de relevo com baixa densidade de rios e interflúvios muito amplos e extremamente planos e, geralmente, apresentam as maiores altitudes.

O relevo escarpado da borda do Planalto e Chapada dos Guimarães se desenvolveu em rochas areníticas devonianas e juro-cretácicas das formações Furnas e Botucatu. As bordas da subunidade Chapada dos Guimarães contornam a superfície pediplanada da Depressão Cuiabana por meio de escarpas e ressaltos sustentados por arenitos da Formação Furnas e argilitos da Formação Ponta Grossa, bordejado por morros com cristas ravinadas, exumados pelo recuo da escarpa, marcando a transição entre a Depressão e o Planalto (Schreiner, 2009).

Geologicamente, o Planalto e Chapada dos Guimarães são sustentados por rochas sedimentares das formações Furnas e Marília, parcialmente recobertas por sedimentos Terciário/Quaternários – superfície paleogênica peniplanizada com latossolização e horizontes concrecionários. Os solos são relativamente rasos, tendo em vista a ocorrência de rocha e couraça ferruginosa subaflorantes, mas com ocorrências localizadas de solos profundos. Pedologicamente, nas suas superfícies são destacadas as unidades de solos dos tipos Concrecionários, Latossolos, Neossolos Regolíticos, Neossolos Litólicos, Neossolos Quartzarênicos, Argissolos, Plintossolos, Gleissolos e Organossolos (Vieira Júnior *et al.*, 2011; Camargo, 2011; Moreira; Vasconcelos, 2007).

Os componentes junto à ocorrência da cobertura detrítico-laterítica, encontrados na região do Planalto e

Chapada dos Guimarães, são constituídos predominantemente por solos argilo-arenosos de tonalidade avermelhada, ricos em nódulos formadores das concreções ferruginosas, além de níveis de argilas coloridas e areias inconsolidadas (Lacerda, 2004).

Em termos climáticos, a região do Planalto e Chapada dos Guimarães corresponde ao ambiente tropical de altitude ou subtropical que se caracteriza pela presença marcante de uma estação chuvosa e uma seca. No início da primavera começa o período chuvoso que se estende até o início de abril, quando as chuvas diminuem até meados de outubro. Neste período, tem-se a temporada de estiagem, que se intensifica durante o inverno, no qual ocorrem as incursões polares mais significativas (Vieira Júnior *et al.*, 2011).

3. Procedimento Metodológico

Para a obtenção e análise dos materiais concrecionários foi feito o reconhecimento de campo que permitiu a identificação de exposições de perfis lateríticos preexistentes, possibilitando o entendimento da situação morfológica dessas estruturas no relevo regional. Onde, a partir disso, foram realizadas coletas de amostras de material nos perfis dos pontos representativos das situações elencadas.

Assim, buscando analisar o comportamento dos materiais lateríticos presentes em duas situações de formas de relevo comuns no Planalto e Chapada dos Guimarães, ou seja, (I) próximo à borda da Escarpa – pontos P2 e P4 e (II) interior do Planalto - ponto P3, foram coletadas amostras de materiais de cobertura, laterítico e subjacente nos perfis.

No ponto P2, foi identificada a exposição de um perfil concrecionário já escavado no corte da rodovia MT-251, e próximo à borda da escarpa, nas coordenadas 15°30'17,46" e 55°16'53,82". Neste perfil com elevação de 742 m, a amostra A foi obtida no topo do perfil, a amostra B no meio do perfil e a amostra C na base exposta do perfil concrecionário de aproximadamente 2,5 metros. Nesse caso, devido a pouca profundidade do corte do leito da rodovia, não foi possível ter acesso ao perfil concrecionário completo.

No ponto P3, as amostras foram retiradas de um perfil concrecionário de aproximadamente 4 m de altura no sopé da vertente - próximo ao vale do Rio das Mortes e rodovia MT-140, nas coordenadas 15°19'45,78" e

54°57'56,34", numa jazida de exploração de material concrecionário para pavimentação de estradas. Neste perfil, com elevação de 625 m, a amostra A representa o material de cobertura (Latossolo Amarelo), a amostra B o topo do perfil concrecionário – mais homogêneo em termos de cor e apresentando coloração vermelho escura – e as amostras C e D, a base do perfil – tendendo ao roxo e apresentando manchas amareladas (mosqueado), conforme esquema da figura 1.

No ponto P4, coordenadas 15°30'27,36" e 55°25'02,52", próximo ao rio da Casca, foi identificado um perfil concrecionário com mais de 5 metros de espessura, situado próximo à escarpa, às margens da rodovia MT-251. Neste ponto, com elevação de 615 m, a amostra A representa o material de cobertura (Latossolo Vermelho), a amostra B foi retirada do topo do perfil concrecionário, a amostra C do meio do perfil e as amostras D e E da base do perfil concrecionário, de acordo com o esquema da figura 1.

Em relação aos procedimentos das análises químicas por Espectrometria de Raios X por Dispersão em Energia (EDX) e da estrutura cristalina por Difração de Raios X (XRD), essas foram realizadas no Laboratório Multiusuário de Técnicas Analíticas (LAMUTA) da Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT).

As amostras foram secas, separadas quanto ao tamanho das concreções (grandes, menores e pó) e depois pulverizadas e homogeneizadas utilizando um moinho de panela e cilindros de carbeto de tungstênio, da marca AMEF, por um período de 100 segundos.

Para a análise química por EDX foram preparadas pastilhas prensadas a partir do pó pulverizado. Para as medidas utilizou-se um equipamento Shimadzu EDX-700HS, capaz de realizar análises quantitativas por meio de padrões internos, através da rotina Qual-Quant FP©. Foram utilizados um feixe de 10 mm de diâmetro e tensões no tubo de 15 e 50 kV, respectivamente, para a detecção dos elementos do Na ao Sc e do Ti ao U.

Para a quantificação de SiO₂, Ferro Total, TiO₂ e Al₂O₃ também foram preparados padrões externos. Óxidos de ferro e alumínio foram sintetizados por gel-combustão. Esse método de síntese foi escolhido pela sua versatilidade, por produzir boa quantidade de amostra por síntese e devido ao material sintetizado ser nanoestruturado, com tamanho de grão próximo

ao do material aqui estudado (Ibiapino *et al.* 2013; Silva 2012). Dióxidos de silício (Sigma-Aldrich, P.A.) e titânio (Sigma-Aldrich, 99,9%) foram adquiridos e pulverizados no mesmo moinho de panela e cilindros utilizado para a pulverização das amostras.

Os padrões externos foram confeccionados por meio da pesagem de quantidades predefinidas de cada óxido, posteriormente homogeneizadas utilizando almofariz e pistilo de ágata, e prensados de maneira similar à das amostras, para então serem também medidos pelo equipamento, utilizando as mesmas condições experimentais utilizadas para as amostras, possibilitando a quantificação desses elementos pelo método de curva de calibração (Jenkins *et al.*, 1981). Todos os espectros foram adquiridos em vácuo, de maneira a melhorar a precisão das medidas para os elementos mais leves, cujas radiações características são fortemente absorvidas pela matéria (inclusive pelo próprio ar).

As análises por XRD foram realizadas utilizando porta-amostra de preenchimento frontal, conforme o procedimento de Buhrke *et al.* (1998). Para essa análise foi utilizado um equipamento Shimadzu modelo XRD-6000 equipado com tubo de cobre e monocromador de grafite, em geometria de Bragg-Brentano. Os perfis foram adquiridos entre 10 e 100°, com passos de 0,02°, tempo de aquisição por passo de 1,20s, fendas de divergência e espalhamento de 1,0° e fenda de recepção de 0,30 mm. Os erros experimentais foram determinados como sendo menores que o passo angular utilizado, através da medida de um padrão de silício em pó.

A identificação das fases cristalinas presentes nas amostras foi feita através de comparação com as fichas cristalográficas da base de dados do Minicryst (disponível no site <http://database.iem.ac.ru/minicryst/>), na qual foi possível obter o cartão de informações completas de cada mineral. Utilizou-se a fórmula de Scherrer (Resende *et al.*, 2005) para a determinação do tamanho do cristalito. O alargamento instrumental foi determinado a partir das larguras de linha obtidas para um padrão de Y₂O₃ (Galvão, 2011).

Os espectros Mössbauer foram coletados no Laboratório de Espectroscopia Mössbauer do Departamento de Química da UFMG, em modo de transmissão em aceleração constante. A fonte de radiação foi ⁵⁷Co/Rh a 10 mCi e a coleta foi conduzida a 298 K. Os dados

foram registrados em 1024 canais e ajustados com uma distribuição de sítios cristalinos, através do método dos mínimos quadrados pelo programa Normos 95. O deslocamento isomérico foi determinado em relação ao $\alpha\text{-Fe}^0$. Foi utilizado 100 mg/cm^2 de amostra.

Resultados

A partir do reconhecimento da área e escolha dos pontos com exposições de perfis lateríticos, foram coletadas amostras ao longo desses, conforme representado nos esquemas da figura 1 e já descrito na metodologia.

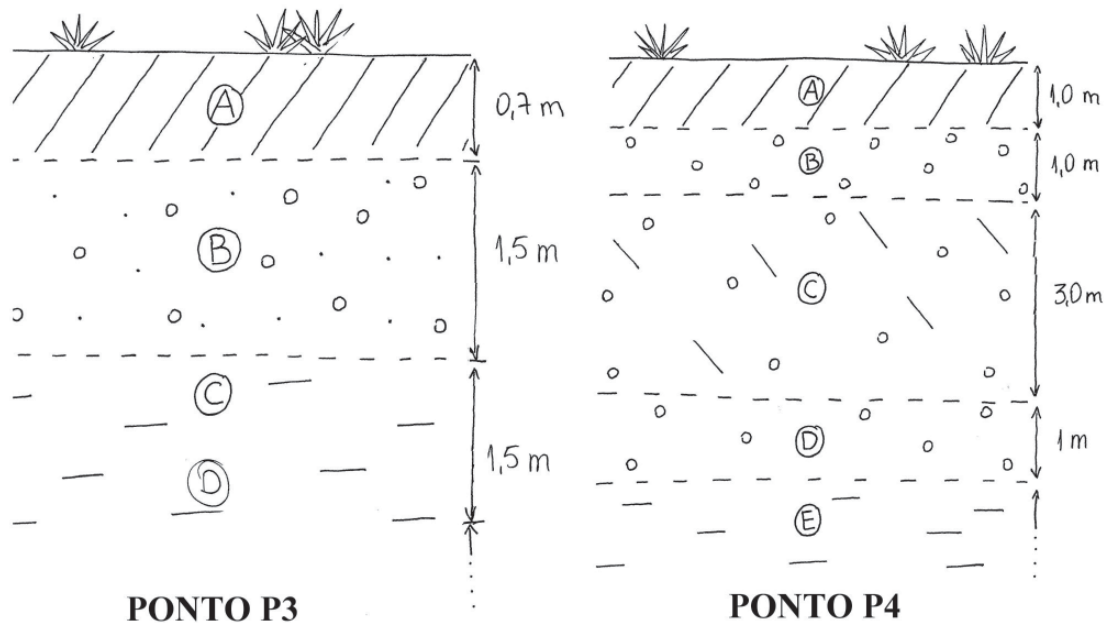


Figura 1 - Representação esquemática dos perfis lateríticos dos pontos de coleta P3 e P4. As letras A, B, C, D e E indicam as amostras coletadas nos diferentes setores dos perfis concrecionários, conforme detalhado no procedimento metodológico.

Fonte: Informações obtidas in loco durante os trabalhos de campo.

A tabela 1 apresenta os dados referentes à composição química (em porcentagem de massa) dos materiais mencionados anteriormente, obtidos por EDX, conforme detalhado na metodologia. Primeiramente, deve ser destacado que, em decorrência do uso da técnica de EDX, os dados químicos apresentados referem-se à quantidade total dos principais componentes presentes nas amostras analisadas, sem a informação da(s) fase(s) estrutural(is) ou real(is) estado(s) de oxidação no(s) qual(is) eles se encontram em cada amostra. Porém, alguns desses aspectos serão analisados mais à frente, ao serem apresentados os dados obtidos por XRD e espectroscopia Mössbauer.

Em relação aos dados apresentados, nota-se que os principais componentes típicos de lateritas (Si, Fe e Al), em geral, presentes na forma de óxidos, se destacam em relação ao titânio, potássio e vários outros elementos que aparecem com baixíssima expressividade.

Nas análises químicas dos três perfis, observa-se que as diferentes amostras apresentaram valores elevados em relação aos seus principais componentes (SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3), com variações importantes entre os perfis de cada ponto e também entre os setores dos perfis de um mesmo ponto – P2 (A, B e C), P3 (A, B, C e D) e P4 (A, B, C, D e E), fato que pode ser relacionado à própria particularidade de cada situação nas quais ocorrem as formações lateríticas, como, por exemplo, em relação à condição climática (fator de gênese do material) ou relevo, que podem proporcionar variações em seu padrão.

Por outro lado, no perfil do ponto P2, observa-se que no seu nível mais inferior (amostra P2C) ocorre um decréscimo de SiO_2 e Al_2O_3 e aumento de Fe_2O_3 . Isso deve estar relacionado com a própria condição do perfil no qual as amostras foram retiradas, ou seja, o topo e o meio de uma camada laterítica bem mais espessa, uma

Tabela 1: Composição química determinada por EDX, em porcentagem de massa, dos materiais de cobertura, laterítico e subjacente em três diferentes pontos de coleta no Planalto e Chapada dos Guimarães – MT.

Amostras	Composição Química (.wt.%)																	
	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	P ₂ O ₅	ZrO ₂	CuO	As ₂ O ₃	Ga ₂ O ₃	CaO	SO ₃	ZnO	MnO	SrO	MgO	BaO
P2A	36,0	35,9	26,7	1,4	0,27	0,12	0,05	0,06	0,02	0,02	0,01	-	-	0,02	0,05	-	-	-
P2B	45,3	25,4	28,0	1,4	0,26	0,09	-	-	0,03	0,01	0,01	-	-	0,02	0,04	0,01	-	-
P2C	26,7	57,8	14,2	1,3	0,09	0,09	-	0,04	0,03	0,02	0,01	-	-	0,01	0,06	-	-	-
P3A	38,2	14,4	45,1	2,3	0,15	0,05	0,04	0,09	0,02	0,01	0,01	0,04	-	-	0,02	0,01	1,1	-
P3B	27,5	39,2	32,5	0,8	0,17	0,14	-	0,04	0,04	-	-	-	-	-	-	-	-	1,3
P3C	57,4	7,0	34,5	1,1	0,61	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	-	-	0,01	-	0,02	-	-
P3D	58,7	5,5	34,7	1,1	0,58	0,02	0,00	-	0,01	0,01	0,01	-	-	0,01	-	-	-	-
P4A	44,5	26,2	28,0	1,2	0,28	0,06	0,03	0,06	0,02	0,01	0,01	-	-	0,01	0,03	-	-	-
P4B	36,5	40,8	21,3	1,3	0,33	0,07	0,10	0,06	0,03	0,02	0,01	0,02	-	0,01	0,04	-	-	-
P4C	41,5	34,0	24,6	0,9	0,39	0,09	0,08	0,03	0,02	0,02	0,01	-	0,02	0,01	0,07	-	0,2	-
P4D	54,8	11,3	32,6	1,3	0,55	0,04	0,04	0,07	0,01	0,01	0,01	-	-	0,01	0,01	0,01	0,6	-
P4E	57,8	9,1	31,9	1,2	0,71	0,05	0,09	0,09	0,01	0,01	0,00	-	-	0,01	0,04	0,01	-	0,1

vez que os demais perfis analisados apresentavam entre 4 e 6 m, e para esse foi possível obter amostras com até 2,5 m de profundidade, apenas. Outra informação que corrobora esta argumentação é que nesse ponto não foi possível ter acesso ao nível de transição do material pisolítico para a rocha sedimentar, algo verificado nos demais perfis estudados neste trabalho, conforme pode ser averiguado a partir da composição química presente nos materiais da base dos respectivos perfis (Tabela 1) e, posteriormente, também nos dados obtidos pela técnica de difração de raios X (XRD).

Segundo os dados da tabela 1, no que se refere às amostras dos pontos P3 e P4, percebe-se claramente a redução do conteúdo de Fe₂O₃ no perfil em função da profundidade, uma vez que nas amostras P3C, P3D, P4D e P4E se destacam os componentes SiO₂ e Al₂O₃, revelando o setor inferior do mesmo onde ocorre a transição entre o perfil laterítico e a rocha sedimentar, evidenciando o nível da alterita no perfil.

Conforme descrito anteriormente, em termos topográficos, o meio onde está situado o nível laterítico do ponto P3 apresenta a condição de baixa drenagem, dentre os pontos analisados no trabalho, pois o mesmo se encontra na posição do sopé da vertente com altitude de cerca de 625 metros, próximo ao vale do rio das Mortes. Assim sendo, corresponde ao setor do relevo

sujeito à ação mais intensa da água subsuperficial, ou seja, com uma forte atuação do hidromorfismo. Já o ponto P4 apresenta relativa drenagem, pois está situado em meio à vertente no vale de um tributário do rio da Casca, próximo ao balneário da Cachoeira da Martinha. Por outro lado, o perfil laterítico do ponto P2 apresenta a melhor condição de drenagem dentre os pontos analisados, pois o mesmo faz parte do topo de uma colina ampla, com altitude em torno 742 metros, situada junto à MT-251, próximo à cidade de Campo Verde-MT.

De acordo com as definições estabelecidas por Schellman (1982 *apud* Melfi, 1994), foi utilizado um diagrama triangular em função das composições químicas em percentuais molares de 2SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ para definir os tipos das lateritas estudadas. Conforme pode ser verificado da figura 2, as amostras obtidas nos diferentes perfis são classificadas como sendo de lateritas caulínicas, exceto a amostra P2C. Essa, por apresentar maior conteúdo de ferro total, foi classificada como laterita propriamente dita, tendendo à laterita ferruginosa.

Nota-se, a partir da figura 2, que nos ambientes mais drenados (Pontos P2 e P4), o processo de lateritização favorece uma maior concentração de ferro nas lateritas (seta de linha tracejada na Figura 2). Por outro lado, no caso de ambientes menos drenados (Ponto P3),

o processo de lateritização favorece um maior enriquecimento de alumínio (seta de linha sólida na Figura 2). Segundo Ferrari (1996), essa informação é condizente com o esperado para a gênese de depósitos bauxíticos que, em comparação com os modelos aceitos para a gênese de depósitos lateríticos, exigem maior quantidade de água disponível no sistema (maior pluviosidade e/ou área de saturação topográfica) e menor tempo (ou

mesmo ausência, segundo o modelo) de estações secas para sua formação.

Previamente, é possível afirmar que as amostras P3C, P3D, P4D e P4E são as que devem apresentar maior quantidade de caulinita ($Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$), devido às composições químicas dessas amostras serem mais próximas à da caulinita, como pode ser visualizado no diagrama trielementar de Schellmann (Figura 2).

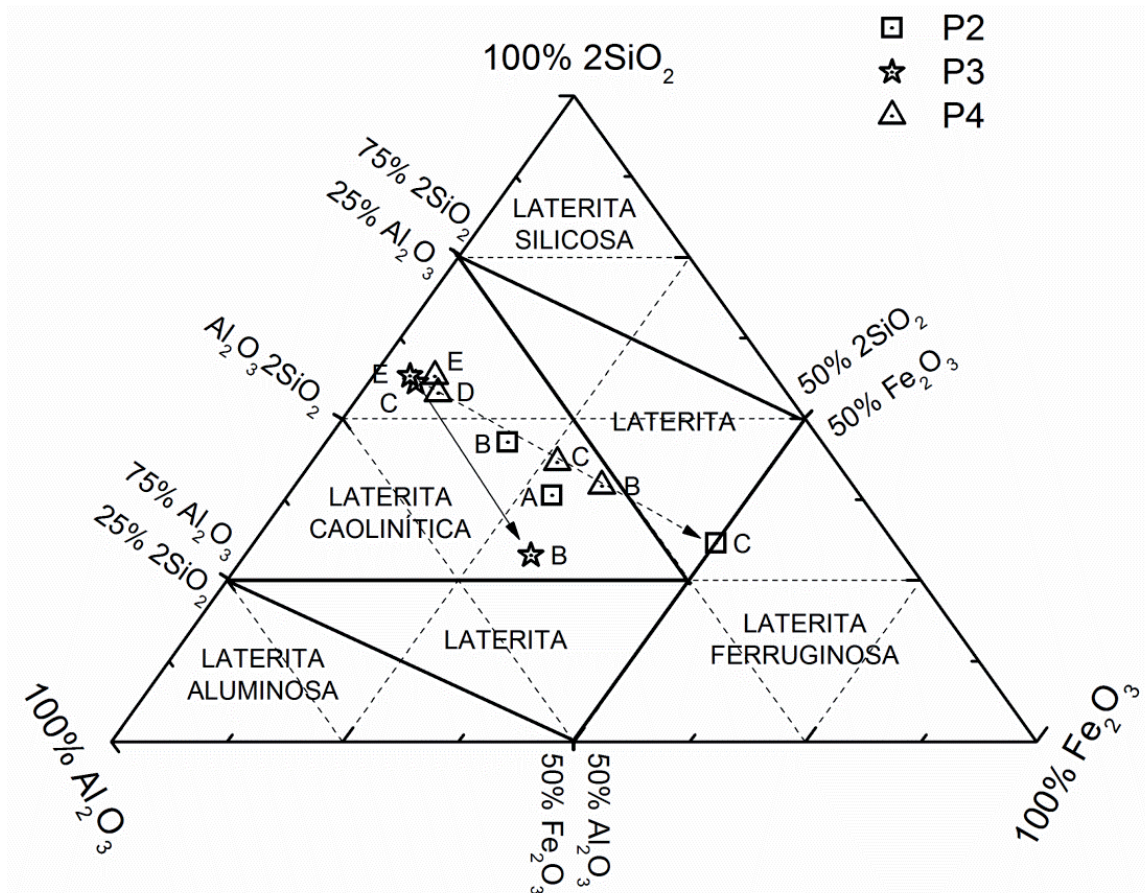


Figura 2 - Diagrama trielementar dos conteúdos molares de Al_2O_3 - Fe_2O_3 - $2SiO_2$ das amostras, baseado no Diagrama de Schellmann (1982 apud Melfi, 1994).

Nas figuras 3 e 4 são apresentados os difratogramas obtidos a partir da análise das amostras coletadas ao longo dos perfis dos pontos P3 (P3A; P3B; P3C; P3D) e P4 (P4A; P4B; P4C; P4D; P4E), respectivamente. Nota-se que em nenhum dos difratogramas obtidos há picos visíveis de difração referentes à fase hematita, os quais deveriam aparecer em posições próximas de $24,15^\circ$ e $34,60^\circ$ em 2θ . Este fato não significa ausência de hematita nas amostras, mas sim que, se presente, esse mineral estará em quantidade muito pequena e/ou com

altíssimo grau de alteração em sua estrutura cristalina e/ou apresentando tamanho de cristalito muito pequeno, fatos que impedem sua detecção por XRD convencional. Por outro lado, em praticamente todos os difratogramas é possível identificar picos que indicam a presença de caulinita (Ct), goethita (Gt), gibbsita (Gb), quartzo (Qt) e alumina (Al), conforme representado nas figuras 3 e 4.

A figura 3 apresenta os difratogramas das amostras coletadas no ponto P3. De acordo com os resultados, percebe-se que as amostras P3C e P3D (base do perfil

concrecionário – consultar esquema da Figura 1) foram as que apresentaram maior quantidade de caulinita. A amostra P3A (Latossolo Amarelo) apresenta traços de quartzo mais preservado, devido ao aparecimento

do pico em $20,83^\circ$ em 2θ . Esse fato não se repete nas demais amostras do perfil, indicando que nelas a estrutura cristalina do quartzo está bastante modificada.

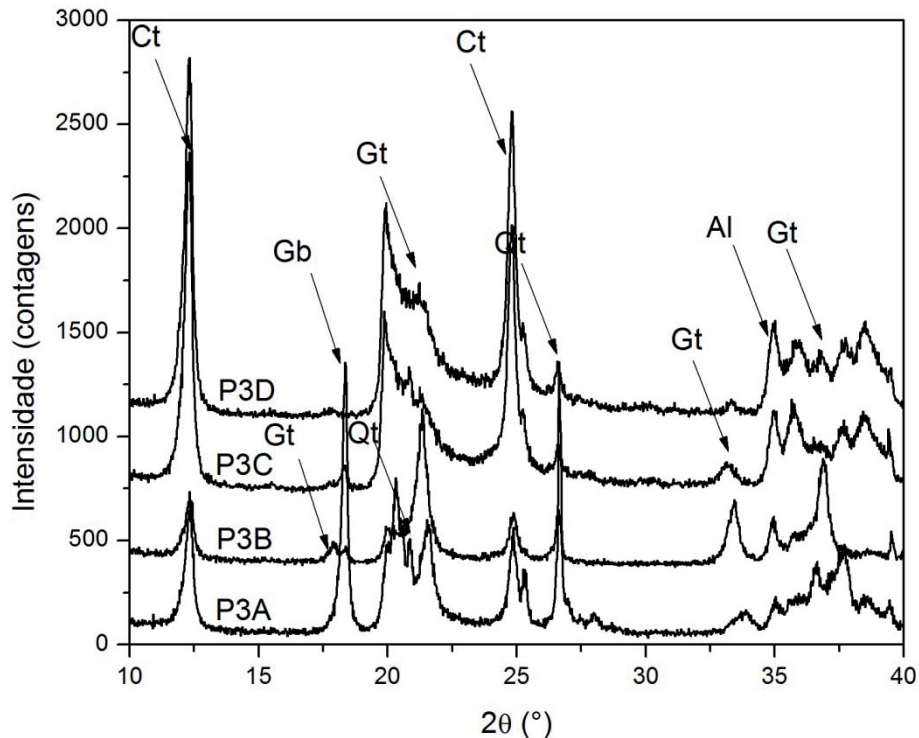


Figura 3 - Difratomogramas das amostras coletadas no ponto P3 (Ct – caulinita; Gt – goethita; Gb – gibbsita; Qt – quartzo; Al – alumina).

A presença do pico em torno de $35,2^\circ$ em 2θ , para as amostras dos diferentes níveis do perfil P3, permite verificar que a quantidade de alumina aumenta em direção à base do perfil. Por outro lado, a gibbsita (Gb) se destaca na amostra do setor superficial do perfil (P3A), mas quase não pode ser notada nas demais amostras do mesmo. Particularmente, a amostra P3A (Latossolo Amarelo) foi a que apresentou maior quantidade de gibbsita dentre todas as amostras analisadas.

A figura 4 apresenta os difratogramas das amostras coletadas no perfil do ponto P4. Conforme as informações obtidas, é possível certificar que as amostras P4D e P4E (base do perfil concrecionário e material subjacente) foram as que apresentaram a maior quantidade de caulinita (Ct). A amostra P4E apresenta maior quantidade de quartzo (Qt) não intemperizado, algo comprovado pela ocorrência do pico de $20,8^\circ$ em 2θ . Nas demais amostras desse perfil, ocorre quartzo com estrutura cristalina alterada pela ação do intemperismo químico, e/ou com pequeno tamanho de cristalito. A ocorrência do pico do quartzo em $20,8^\circ$ em 2θ no

difratograma da amostra P4E expressa a proximidade da rocha sã, ou seja, os componentes sedimentares da Formação Marília.

Com relação às informações para o perfil laterítico do ponto P4, é possível afirmar pelas condições do pico no difratograma em torno de $35,2^\circ$ em 2θ , que a quantidade de alumina é menor na amostra do material da cobertura superficial e nas amostras do topo e meio do perfil (amostras P4A, P4B e P4C), e maior na base do mesmo (amostras P4D e P4E). A gibbsita tem pouco destaque ao longo do perfil, mas ainda assim apresenta uma maior concentração nas amostras superficiais (P4A e P4B).

Em termos gerais, analisando os dados de XRD obtidos das amostras dos perfis P3 e P4, também foi possível estabelecer que a caulinita está presente, principalmente, no material da base do perfil laterítico desses pontos, enquanto que a gibbsita nas amostras de topo e meio dos perfis, sobretudo na amostra P3A.

Especificamente, cabe ser destacado que a hidró-

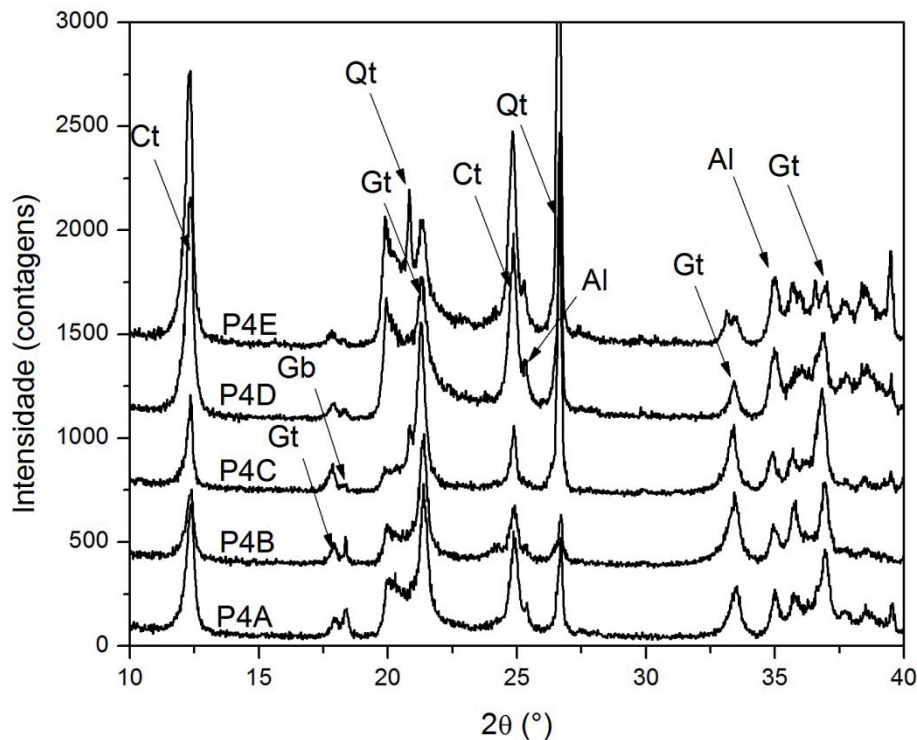


Figura 4 - Difratogramas das amostras coletadas no ponto P4 (Ct – caulinita; Gt – goethita; Gb – gibbsita; Qt – quartzo; Al – alumina).

lise total do feldspato potássico presente no material de origem leva à formação de gibbsita, enquanto a sua hidrólise parcial leva à formação de caulinita (Toledo *et al.*, 2001). Assim sendo, quanto menor a drenagem e maior a disponibilidade de água, como é o caso do ponto P3, maior é a eficiência do processo de formação da gibbsita por hidrólise em função deste ser um meio mais sujeito aos efeitos do hidromorfismo.

Interessante que a maior quantidade de gibbsita ocorre nas amostras que representam o setor superficial dos perfis, indicando a necessidade da presença do ar atmosférico (oxigênio) para que a reação ocorra, ou para que essa seja mais eficiente, fato que não está discriminado nas equações de hidrólise indicadas por Toledo *et al.* (2001).

Com base nesta constatação, e como também pode ser observado a partir dos difratogramas (Figuras 3 e 4), as amostras obtidas no perfil do ponto P4 apresentam teores mais elevados de caulinita, mas pouca gibbsita, evidenciando a melhor condição de drenagem do meio topográfico onde está situado esse perfil laterítico, fato que condiz com uma maior ocorrência de hidrólise parcial do feldspato nesse ambiente, em comparação com o perfil laterítico do ponto P3.

É importante esclarecer que os locais de onde

foram obtidas as amostras dos pontos apresentam diferentes condições em termos de drenagem. Assim, mesmo nos locais onde ocorre maior disponibilidade de água, há épocas com escassez da mesma no sistema. Em síntese, o meio do ponto P3 é um meio onde a água permanece mais tempo, em relação ao meio onde estão os demais pontos analisados neste trabalho.

Desta forma, os dados de XRD refletem as condições do meio a partir do qual foram coletadas as amostras, ou seja, com o fato das amostras do ponto P2 terem sido obtidas no topo de uma colina ampla, com altitude em torno 740 metros – meio drenado – e as do ponto P4, em meio a uma vertente no vale de um tributário do rio da Casca, com altitude em torno de 640 m, ambos em condições de melhor drenagem que o ponto P3.

Neste trabalho, as condições de drenagem são relevantes para os fatos destacados, sendo esse fator suficiente para a descrição e discussão dos fenômenos aqui tratados. Entretanto, nada impede que outros fatores sejam necessários para se descrever fatos similares presentes em outras localidades.

Todas as amostras analisadas, com exceção da amostra P2C, apresentam relativa quantidade de caulinita visível por XRD, sendo classificadas como lateritas caulínicas, conforme o diagrama de Schellmann. Tam-

bém as amostras P3C, P3D, P4C e P4D, todas da base do perfil e mais próximas à rocha sã, são as que apresentam maior quantidade de caulinita, como esperado pelo posicionamento das mesmas no diagrama de Schellmann. Assim, os dados obtidos por difração de raios X apresentam ótima correlação com as concentrações químicas obtidas por EDX e também com a proposta de Schellmann (1982 *apud* Melfi, 1994) para a classificação química de lateritas, que apesar de limitada por não levar em conta fatores genéticos, se mostra prática e de fácil aplicação, além de adequada às informações obtidas por outras técnicas de caracterização.

O componente quartzo, no caso das amostras analisadas neste trabalho, pode ser utilizado como um indicador de hidromorfismo, pois quanto mais preservado, maior o número e mais estreitos os picos de difração visíveis no difratograma. Também é na rocha sã que será encontrado o quartzo mais preservado, na sua melhor condição. Portanto, a ocorrência do pico do quartzo em $20,8^\circ$ em 2θ no difratograma da amostra P4E indica, neste setor do perfil laterítico, a condição de proximidade da rocha sã. Analisando os dados da

tabela 1, é possível verificar que as amostras P3C e P3D apresentam uma composição química muito próxima àquela da amostra P4E, assegurando a prerrogativa de que as amostras P3C e P3D também representam o setor de proximidade da rocha sã. Cabe ser destacado que no difratograma da amostra P3D não foi detectado o pico característico do quartzo em $20,8^\circ$ em 2θ , fato que reforça a ideia do material dessa amostra corresponder ao setor de transição entre perfil laterítico e rocha sã, sob forte influência do hidromorfismo local.

Na tabela 2, têm-se os dados sobre a variação do tamanho de cristalito calculado para os minerais goethita, gibbsita e caulinita. De acordo com estas informações é possível verificar que a Goethita apresenta os maiores tamanhos de cristalito para os níveis mais profundos do perfil, atingindo valores de aproximadamente 27 nm com a proximidade da rocha sã, enquanto a caulinita não apresenta uma variação considerável do tamanho de seu cristalito entre os diferentes estratos do perfil, nem entre os diferentes pontos, com valores entre 21 e 26 nm para todas as amostras analisadas.

Tabela 2: Tamanho médio do cristalito (nm), determinado por XRD.

Amostras	Goethita	Gibbsita	Caulinita
P2A	16	48	26
P2B	21	35	24
P2C	19	-	26
P3A	9	35	21
P3B	17	42	21
P3C	13	40	22
P3D	28	-	21
P4A	16	40	21
P4B	15	74	22
P4C	18	41	22
P4D	27	48	22
P4E	26	-	24

As figuras 5 e 6 exibem os espectros obtidos por espectroscopia Mössbauer das amostras dos pontos P3 e P4, respectivamente. Observe que os espectros de todas as amostras são muito relaxados, apresentando picos muito largos, o que exige a utilização de uma distribuição de sítios para que o ajuste dos mesmos,

também apresentados nas figuras, tenha qualidade satisfatória. A partir da análise, foi possível constatar que todos os minerais contendo ferro e identificados nas amostras são pouco cristalizados (com tamanho de cristalito muito pequeno e/ou grande quantidade de substituições atômicas).

Praticamente em todas as amostras se destaca a presença de goethita (linha tracejada nas Figuras 5 e 6), hematita (sexteto com linha cheia nas Figuras) e de

outra fase de Fe^{3+} (dubleto com linha cheia nas Figuras), sendo a última caracterizada por um dubleto na região central do espectro.

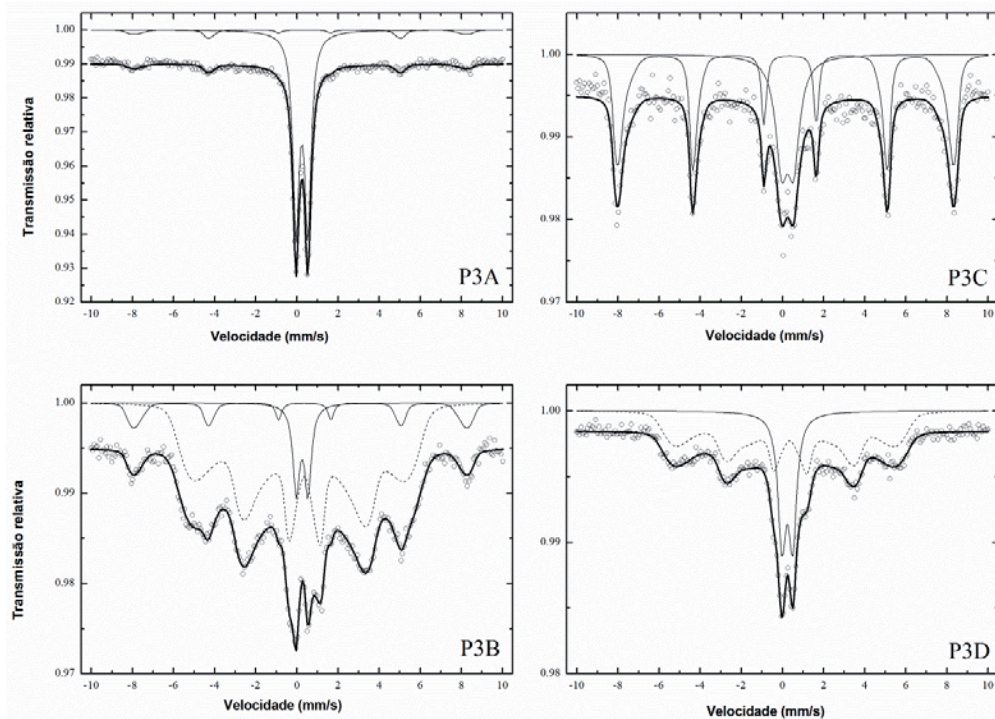


Figura 5 - Espectros Mössbauer das amostras do ponto P3 (Goethita – linha tracejada; Hematita – sexteto com linha cheia; Fe^{3+} - dubleto com linha cheia).

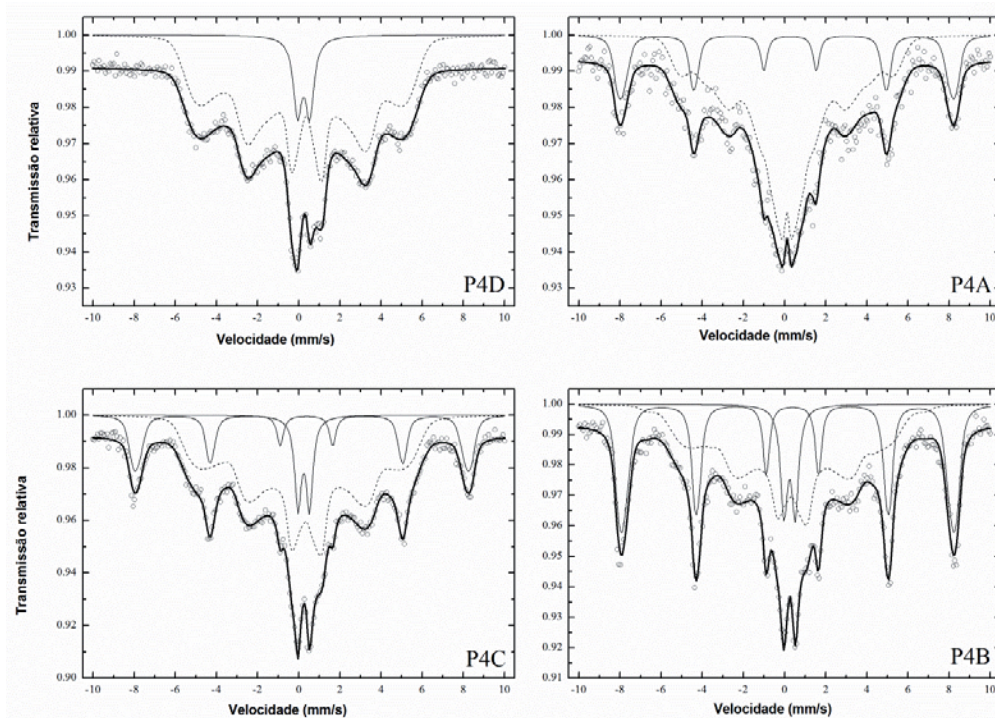


Figura 6 - Espectros Mössbauer das amostras do ponto P4 (Goethita – linha tracejada; Hematita – sexteto com linha cheia; Fe^{3+} - dubleto com linha cheia).

Os dados apresentados na tabela 3 são os parâmetros obtidos por meio de um ajuste dos espectros Mössbauer de todas as amostras dos pontos P2, P3 e P4, utilizando o método dos mínimos quadrados. Vale ressaltar que a Área Relativa (A.R.) indicada na tabela fornece a porcentagem molar de átomos de ferro em determinado estado de oxidação e/ou fase.

O campo hiperfino (B_{hf}) é a principal característica a ser utilizada para a determinação das fases do ferro presentes nas amostras. O valor típico do campo hiperfino (B_{hf}) para a goethita cristalina é 38 T, todavia, quanto maior a substituição do Fe por outras espécies atômicas, em geral Al, Si ou Mn, menor será o valor do campo hiperfino e é por isso que a goethita apresenta campos hiperfinos inferiores a 38 T. Essa substituição em geral não ultrapassa a 1% em número de átomos.

Por outro lado, para que a fase de Fe^{3+} identificada nas amostras fosse devido a presença de algum silicato, o deslocamento isomérico (IS) deveria apresentar valor maior que 1 (aproximadamente 1,2) e o desdobramento quadrupolar (QS) deveria apresentar valores da ordem de 2. Além disso, o valor do deslocamento isomérico (IS) dessa fase é típico de óxidos, indicando que a fase não determinada deve ser, também, um óxido.

A melhor proposta encontrada para a elucidação dos espectros Mössbauer é que o óxido de Fe (Fe^{3+}) presente nas amostras também seja goethita, mas com um tamanho de cristalito tão pequeno a ponto de torná-la superparamagnética, justificando o aparecimento do dubleto na região central do espectro (linha azul nas Figuras 5 e 6). Outra explicação para este fato pode ser relacionada à presença de ferrihidrite ($Fe_2O_3 \cdot 0.5H_2O$), que apresenta uma estrutura atômica com grande quantidade de defeitos. Entretanto, nas análises efetivadas por XRD não foi possível confirmar sua presença.

Esse fenômeno é comumente abordado na literatura. Por exemplo, segundo Thomas; Johnson (1986), a constante energética de anisotropia magnética K pode ser definida como a diferença de energia por unidade de volume entre os estados nos quais os spins ordenados são alinhados paralela ou perpendicularmente ao eixo de fácil magnetização do material. Assim, num dado volume V , a energia de anisotropia magnética é KV . Segundo os mesmos autores, para nanocristais com dimensões inferiores a 20 nm, a energia de anisotropia magnética KV pode ser comparável à energia térmica $k_B T$, mesmo para temperaturas inferiores a 300 K.

Para o limite $k_B T/KV \leq 0,1$, ou seja, de grandes tamanhos de cristalito, a energia térmica é pequena em relação à energia de anisotropia magnética, e os spins flutuam apenas ligeiramente em torno do eixo de fácil magnetização do material. Por outro lado, no limite $k_B T/KV \geq 0,1$, ou seja, para pequenos tamanhos de cristalito, a energia térmica apresenta valor suficiente para que ocorram, e até mesmo predominem, grandes flutuações dos momentos magnéticos de spin com relação ao eixo de fácil magnetização, de até mesmo 180° . Como o tempo médio de duração dessas reversões de spin é muito menor que o tempo característico ao qual a espectroscopia Mössbauer é sensível, o campo hiperfino B_{hf} médio obtido durante a medida é de aproximadamente zero, em função das rápidas flutuações de spin, ocasionando o fenômeno de relaxação superparamagnética.

Apesar de hematita ter sido identificada por espectroscopia Mössbauer, os difratogramas das mesmas amostras não indicam a presença dessa fase. Isso também é explicado pelo pequeno tamanho de cristalito da hematita presente nas amostras, impossibilitando sua detecção e análise por XRD convencional. O pequeno tamanho de cristalito da hematita corrobora a hipótese do pequeno tamanho de cristalito da goethita, uma vez que a goethita pode ser formada a partir da hidratação da hematita.

Também é possível destacar que o pico de goethita em $17,8^\circ$ em 2θ está bem claro nos difratogramas das amostras dos pontos P2 (não mostrados) e P4 (Figura 4), mas quase ausente nos difratogramas das amostras P3A e P3C (Figura 3). Essa condição pode indicar que a goethita presente nesses últimos pontos apresente tamanho de cristalito menor que a goethita das amostras do ponto P4, como pode ser confirmado pelo cálculo do tamanho do cristalito, conforme os dados apresentados na tabela 2.

Cabe destacar que o tamanho médio de cristalito da goethita presente nas amostras P3A e P3C foram os menores obtidos dentre todas as amostras analisadas (9 e 13 nm, respectivamente). Da mesma maneira, a fase goethita foi identificada por espectroscopia Mössbauer em todas as amostras do ponto P4, assim como também não há a identificação direta da fase goethita nos espectros Mössbauer das amostras P3A e P3C (como pode ser visualizado na Tabela 3), mas há o espectro do dubleto que pode indicar a presença da fase superparamagnética da goethita. Assim sendo, os espectros Mössbauer de

Tabela 3: Parâmetros obtidos por espectroscopia Mössbauer para as amostras dos pontos P2, P3 e P4 (IS: deslocamento isomérico; QS: desdobramento quadrupolar; B_{hf}: campo hiperfino; e A.R.: área relativa em porcentagem molar).

Amostra	Fase	IS (mm/s)	QS (mm/s)	B _{hf} (T)	A.R. (%)
P2A	Goethita	0,37	-0,30	33,0	61,4
	Hematita	0,37	-0,22	50,4	21,1
	Fe3+	0,36	0,55	-	17,6
P2B	Goethita	0,37	-0,27	34,0	83,6
	Hematita	0,35	-0,23	50,0	3,1
	Fe3+	0,36	0,55	-	13,3
P2C	Goethita	0,37	-0,27	33,0	94,3
	Hematita	0,35	-0,15	50,0	2,0
	Fe3+	0,38	0,53	-	3,7
P3A	Goethita	-	-	-	-
	Hematita	0,38	-0,22	50,6	9,9
	Fe3+	0,36	0,58	-	90,2
P3B	Goethita	0,37	-0,26	32,0	83,0
	Hematita	0,40	-0,22	50,3	9,0
	Fe3+	0,36	0,56	-	8,0
P3C	Goethita	-	-	-	-
	Hematita	0,38	-0,22	50,8	63,5
	Fe3+	0,36	0,58	-	36,5
P3D	Goethita	0,37	-0,26	33,3	71,6
	Hematita	-	-	-	-
	Fe3+	0,35	0,52	-	28,4
P4A	Goethita	0,24	0,00	32,4	80,0
	Hematita	0,31	-0,15	50,3	20,0
	Fe3+	-	-	-	-
P4B	Goethita	0,34	-0,31	29,0	56,1
	Hematita	0,38	-0,23	50,5	34,4
	Fe3+	0,36	0,54	-	9,5
P4C	Goethita	0,38	-0,27	31,0	74,3
	Hematita	0,38	-0,22	50,2	17,0
	Fe3+	0,36	0,56	-	8,7
P4D	Goethita	0,37	-0,28	31,0	90,0
	Hematita	-	-	-	-
	Fe3+	0,35	0,59	-	10,0

todas as amostras estão de acordo com as análises feitas por XRD, sendo que os dados obtidos neste trabalho indicam que a fase superparamagnética da goethita ocorre para tamanhos de cristalito inferiores a 15 nm.

Nos dados de espectroscopia Mössbauer das amostras do perfil P4 também é observado outro fato em relação ao percentual de hematita. Este é maior nas camadas mais superficiais, decrescendo rapidamente

em função da profundidade. Ao contrário, o percentual de goethita, que já era grande nas camadas superficiais, aumenta em função da profundidade no perfil. Esse fato é condizente com a situação de maior presença de água nas camadas mais profundas dos perfis, enquanto que as camadas superficiais são mais drenadas.

Por outro lado, no perfil do ponto P3, temos muita goethita superparamagnética (de tamanho de cristalito < 15 nm) no Latossolo Amarelo que cobre o perfil laterítico (amostra P3A – consultar o esquema da Figura 1), mas praticamente apenas goethita de maior tamanho de cristalito no topo do perfil concrecionário (P3B). O percentual de hematita, então, aumenta bruscamente na parte superior da base do perfil (P3C), enquanto que na parte inferior da base do perfil concrecionário tem-se somente a presença de goethita (P3D), superparamagnética ou não. Cerca de 70% dos íons de Fe encontrados na parte inferior da base do perfil não estão na fase superparamagnética e, portanto, apresentam menor tamanho de cristalito, não sendo visíveis por XRD.

Vários autores sugerem que a flutuação do lençol freático contribui para o enriquecimento de ferro das concreções (Lelong, 1996, *apud* Bigarella *et al.*, 1996), uma vez que a elevação de um nível freático em direção à superfície traria ferro dissolvido a partir da zona de intemperismo da rocha subjacente, mas essa hipótese também encontra objeções por parte de outros autores (Maignien, 1966), já que, após as chuvas, a zona vadosa superior apresentaria apenas água recém-infiltrada, disposta sobre o horizonte de água mais antiga e, conseqüentemente, a camada superior da água que sobe nas flutuações do lençol conteria apenas o material dissolvido durante sua percolação através do solo e da zona laterítica, não havendo um enriquecimento apreciável de ferro pela flutuação do nível freático. Ainda, Bigarella *et al.* (1996) considera a flutuação do nível freático, em clima sazonal, como um dos principais responsáveis pelo enriquecimento de ferro dos depósitos lateríticos, e além da flutuação vertical também o movimento lateral em direção às partes mais baixas da topografia.

O transporte de ferro dissolvido, conforme citado no parágrafo anterior, estaria certamente vinculado à presença de hematita, goethita e/ou ferrihidrite (as duas últimas superparamagnéticas) de pequeno tamanho de cristalito e produzidas a partir da dissolução do ferro presente na zona de intemperismo da rocha subjacente. Note que a concentração de ferro total na zona de

intemperismo da rocha subjacente (amostras P3C e P4D) é da ordem de, apenas, 10% em massa, enquanto que nos materiais de superfície eles foram de 14% e 26% em massa, aproximadamente, todos eles muito inferiores ao valor encontrado para a concentração de ferro total no topo dos perfis concrecionários analisados (amostras P3B e P4B), que são da ordem de 40% em massa, mas atingindo valores da ordem de 60% em massa para a amostra P2C, que também é um topo de nível concrecionário.

Assim sendo, parece natural supor que haja pelo menos dois tipos verticais de transporte de ferro: (i) o descendente, a partir do material de cobertura ao perfil laterítico, através da dissolução do ferro de superfície pelo intemperismo químico causado pela maior presença de água das chuvas; (ii) e também o ascendente, da zona de intemperismo da rocha subjacente ao perfil laterítico, através da flutuação de nível do lençol freático. Mesmo que ferro advindo da superfície percole o perfil concrecionário até o lençol freático, este será conduzido novamente ao perfil concrecionário pela flutuação do nível do lençol. Da mesma forma, mesmo que ferro advindo da rocha subjacente percole o perfil concrecionário até a camada superficial de cobertura, este será conduzido, novamente pela incidência de novas chuvas, à região do perfil concrecionário do manto de alteração. Esse sistema força uma maior acumulação de ferro num nível intermediário entre a superfície (hoje latossolo) e a rocha subjacente, definindo a região do manto de alteração na qual será formado o perfil lateritizado, mais rico em ferro, em função do comportamento hídrico e relevo local.

Conseqüentemente, o modelo de formação aqui proposto é, na realidade, um modelo misto entre os modelos de oscilação do lençol freático e pedogênico (Augustin *et al.*, 2013). Os autores, todavia, não tentam eliminar a possibilidade de que em condições diferentes o processo de formação das lateritas seja, também, diferente do proposto neste artigo, uma vez que existe uma grande variedade de parâmetros que podem influenciar as características do perfil formado. Ainda, de uma maneira geral, a hipótese aqui exposta também está de acordo com os itens (a), (d) e (e) propostos por Thomas (1971 *apud* Bigarella *et al.*, 1996) para o enriquecimento de ferro no perfil de Samaru (Nigéria).

Nota-se neste trabalho, e como largamente aceito na literatura, que o oxigênio atmosférico é necessário

para que o ferro dissolvido se deposite, formando o perfil laterítico, uma vez que é a oxidação a responsável por sua imobilização no estado férrico. E o estrato do perfil laterítico mais rico em ferro é, pelo menos nos casos analisados neste trabalho, sua camada superior, ou seja, a que se encontra mais próxima da superfície e, conseqüentemente, a camada mais exposta ao ar atmosférico. Por isso, as concreções se formam não muito distantes da superfície terrestre e na faixa acima da zona de saturação permanente, o que também deve limitar a faixa de profundidade na qual ocorre a formação dos perfis lateríticos.

Assim, a “coincidência” da distribuição geográfica dos Latossolos com as coberturas detrítico-lateríticas nas unidades planálticas do setor passivo da Plataforma Sul Americana, em função dos dados aqui levantados, deixam claro que as lateritas não constituem o material de origem dos Latossolos, sendo geradas em concomitância com os mesmos, como resultado de um avançado processo de latolização decorrente de um ambiente climático propício de longa duração.

Conclusões

A caracterização química das concreções da região do Planalto e Chapada dos Guimarães revelou que as mesmas são formadas principalmente por óxidos de ferro, silício e alumínio, além de ter evidenciado vários outros elementos que ocorrem em menor quantidade.

Segundo a proposta de Schellmann (1982 *apud* Melfi, 1994), quase todas as lateritas foram classificadas como caoliníticas. Apenas a amostra P2C foi classificada como sendo laterita propriamente dita, tendendo à laterita ferruginosa. Isso acontece porque os perfis dos pontos P2 e P3 apresentam processo de lateritização mais avançado que o do ponto P4, em função do maior conteúdo de $Fe_2O_3 + Al_2O_3$, conforme proposta de Schellmann (1983 *apud* Costa, 2007). Também, a maior altitude do perfil do ponto P2 sugere que o mesmo seja mais antigo que o do ponto P4, corroborando a ideia de que esse ponto apresenta processo de lateritização mais avançado. O perfil do ponto P3, devido a uma maior disponibilidade de água (meio relativamente drenado), apresenta um perfil mais rico em alumínio e, conseqüentemente, mais pobre em ferro que o perfil do ponto P2.

Particularmente, as informações obtidas pelas diferentes técnicas apresentam ótimo acordo entre si e também com a proposta de Schellmann para a classifi-

cação química de lateritas, que, apesar de supostamente limitada por não levar em conta fatores genéticos (Bourman; Ollier, 2002), se mostra prática, de fácil aplicação e adequada às informações obtidas pelas várias técnicas de caracterização utilizadas neste trabalho.

Na realidade, na opinião dos autores, esta limitação da classificação das lateritas pela composição química de seus elementos principais, conforme proposto por Schellmann (1982 *apud* Melfi, 1994), deve ser valorizada e apreciada como uma qualidade, já que quanto mais simples e eficiente o método de classificação utilizado, melhor. E, uma vez que são vários os possíveis fatores genéticos propostos por diferente autores (Teixeira *et al.*, 2006; Augustin *et al.*, 2013), a utilização de uma classificação independente de fatores genéticos é algo altamente desejável, pois pode vir a se tornar ferramenta para a identificação de correlações entre os fatores genéticos atuantes em determinado local e a composição química das concreções formadas, tendo em vista que ambos não estão desconectados, como inclusive mostramos neste trabalho.

Considerando os resultados obtidos neste trabalho, os autores apontam a existência de, pelo menos, dois tipos verticais de transporte de ferro: (i) o descendente, a partir do material de cobertura ao perfil laterítico, através da dissolução do ferro de superfície pelo intemperismo químico causado pela maior presença de água das chuvas; e também (ii) o ascendente, da zona de intemperismo da rocha subjacente ao perfil laterítico, através da flutuação de nível do lençol freático. Esses dois tipos de transporte forçam uma maior acumulação de ferro num nível intermediário entre a superfície (hoje latossolo) e a rocha subjacente, definido a região do manto de alteração na qual será formado o perfil concrecionário, mais rico em ferro, em função do comportamento hídrico e relevo local.

Os dados também não eliminam a possibilidade de transporte lateral do ferro em solução. Conseqüentemente, o modelo de formação aqui proposto é, na realidade, um modelo misto entre os modelos de oscilação do lençol freático e pedogênico (Augustin *et al.*, 2013). Os autores, todavia, não tentam eliminar a possibilidade de que em condições diferentes o modelo de formação das lateritas seja, também, diferente do proposto neste artigo, já que existe uma grande variedade de parâmetros que podem influenciar as características do perfil formado.

Referências Bibliográficas

- AUGUSTIN, C. H. R. R.; LOPES, M. R. S.; SILVA, S. M. Lateritas: um conceito ainda em construção. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, p. 241-257, 2013.
- BIGARELLA, J. J.; BECKER, D. R.; PASSOS, E. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis-SC, 1996. p. 566-612.
- BOURMANN, R. P.; OLLIER, C. D. A critique of the Schellmann definition and classification of laterite. **Catena**, v. 47, p. 117-131, 2002.
- BUHRKE, V. E.; JENKINS, R.; SMITH, D. K. **A practical guide for the preparation of specimens for X-ray fluorescence and X-ray diffraction analysis**. John Wiley & Sons, Nova Iorque, 1998. 333p.
- CABRAL, I. L. L.; PRADO, R. J. Aspectos geomorfológicos e caracterização química e estrutural de formações concrecionárias da depressão periférica (RS). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 9, n. 2, p. 39-51, 2008.
- CAMARGO, L. (Org.). **Atlas de Mato Grosso: abordagem socioeconômico-ecológica**. Entrelinhas. Cuiabá-MT, 2011. 96p.
- CASSETI, V. **Geomorfologia**, 2005. Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia/>>. Acesso em 11/10/2013.
- COSTA, M. L. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 21, n. 2, p. 146-160, 1991.
- COSTA, M. L. Introdução ao intemperismo laterítico e à laterização. Sociedade Brasileira de Geoquímica (SBGq)/CPRM – Serviço Geológico do Brasil (eds.). **Prospecção geoquímica de depósitos minerais metálicos, não metálicos, óleo e gás**. Rio de Janeiro, 2007. p. 199-244.
- THOMAS, M. F.; JOHNSON, C. E. Mössbauer spectroscopy of magnetic solids. In: Dickson, D. P. E.; Berry, F. J. Mössbauer spectroscopy. **Cambridge University Press**. Cambridge. 1986. p. 143-197.
- DU PREEZ, J. W. Laterite: a general discussion with a description of nigerian occurrences. **Bull Agric Congo Belge**, v. 40, n. 1, p. 53-60, 1949.
- FERRARI, J. A. **Deriva continental e sucessão paleoclimática: simulação da evolução das paisagens lateríticas da América do Sul e da África**. Tese de Doutorado em Geofísica, USP. São Paulo-SP, 1996. 129p.
- FONTES, M. R.; FABRIS, J. D.; RESENDE, M.; SILVA, E. G. Concreções ferruginosas de alguns solos brasileiros. **Revista Brasileira Ciência do Solo**, v. 9, p. 119-123, 1985.
- GALVÃO, A. S. **Desenvolvimento de amostras padrão de referência para difratometria**. Dissertação de Mestrado em Tecnologia Nuclear - Materiais, IPEN-SP. 2011. 95p.
- GONTIJO, A. H. F.; BORGES, M. S.; JIMENEZ, J. R. R.; COSTA, J. B. S.; HASUI, N. M. Perfis lateríticos bauxíticos e a fragmentação da superfície sul-americana: um exemplo na Serra da Bocaina, Estados de São Paulo e Rio de Janeiro. **UNESP. Geociência**, São Paulo, v. 21, p. 5-13, 2002.
- IBIAPINO, A. L.; FIGUEIREDO, L. P.; LASCALEA, G. E.; PRADO, R. J. Síntese e caracterização de CaZrO₃ e BaZrO₃ nanoestruturados. **Química Nova**, v. 36, p. 762-767, 2013.
- JENKINS, R.; GOULD, R. W.; GEDCKE, D. **Quantitative X-ray spectrometry**. Marcel Dekker. Nova Iorque, 1981. 586p.
- JESUZ, C. R.; CABRAL, I. L. L. Análise das interações relevo-solo como subsídio ao estudo da distribuição geográfica dos latossolos no município de Campo Verde- MT. In: **Anais XVI Encontro nacional dos geógrafos**, ENG. Porto Alegre-RS, 2010.
- LACERDA, F. J. V.; ABREU, F. W.; VALENTE, C. C.; ALBUQUERQUE, M. C. Geologia e recursos minerais do Estado de Mato Grosso: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do Estado de Mato Grosso. **CPRM**. Cuiabá-MT, 2004. p. 120-156.
- MAIGNIEN, R. **Review of tesearch on laterites - Natural Resources Research IV**. UNESCO. Vaillant-Carmanne. 1966. 148p.
- MELFI, A. J.; Carvalho, A. **Lateritisation processes**. In: **Proceedings of the II International Seminar on Lateritisation Processes**. IAG-USP. São Paulo-SP. 1983.
- MELFI, A. J. **Lateritas e processos de lateritização**. Aula Inaugural da área de pós-graduação em Geotecnia de 1994, USP, Escola de Engenharia de São Carlos, Departamento de Geotecnia. São Carlos-SP, 1994. 29p.
- MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P. A.; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A. B. Bacia do Paraná. **B Geoci Petrobras**, Rio de Janeiro-RJ, v. 15, n. 2, p. 265-287, 2007.
- MOIZINHO, J. C. **Caracterização e uso de agregados lateríticos do Distrito Federal e do Estado de Roraima em CBUQ**. Tese de Doutorado em Geotecnia, Faculdade de Tecnologia, UnB. Brasília-DF, 2007. 315p.
- MOREIRA, M. L. C.; VASCONCELOS, T. N. N. **Mato Grosso:**

solos e paisagens. Entrelinhas. Cuiabá- MT, 2007. 272p.

RESENDE, M.; CURI, N.; KER, J. C.; REZENDE, S. B. **Mineralogia de solos brasileiros: interpretação e aplicações.** Ed. UFLA. Lavras-MG, 2005. 192p.

SANTOS, G. J. D. **Contribuição ao estudo dos solos lateríticos granulares como camada de pavimento.** Tese de Doutorado em Ciências e Engenharia Civil, UFRJ. Rio de Janeiro-RJ, 1998. 350p.

SCHREINER, S. **Clima e altitude em cidades tropicais: o exemplo de Chapada dos Guimarães e uma comparação com Cuiabá-MT.** Dissertação de Mestrado em Geografia, UFMT.

Cuiabá-MT, 2009. 116p.

SILVA, G. M. **Síntese e caracterização de ZrO_2 -BaO e ZrO_2 - Y_2O_3 -BaO nanoestruturados.** Dissertação de Mestrado em Física. UFMT. Cuiabá-MT, 2012. 175p.

TOLEDO, M. C. M.; OLIVEIRA, S. M. B.; MELFI, A. J. Intemperismo e formação do solo. *In*: Teixeira, W.; Toledo, M. C. M.; Fairch, T. R.; Taioli, F. (Org.). Decifrando a Terra. **Oficina de Textos.** Rio de Janeiro-RJ, 2001. p. 139-157.

VIEIRA JÚNIOR, H. T.; MORAES, J. M.; SCHOBENHAUS, C. **Projeto geoparques Chapada dos Guimarães-MT: Proposta.** CPRM. Goiânia-GO, 2011. 61p.